

Е. А. Чернышева

---

МИНЕРАЛЫ  
КАРБОНАТИТОВ  
КАК ИНДИКАТОРЫ  
УСЛОВИЙ  
ИХ ФОРМИРОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ  
ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

Е. А. ЧЕРНЫШЕВА

МИНЕРАЛЫ  
КАРБОНАТИТОВ  
КАК ИНДИКАТОРЫ  
УСЛОВИЙ  
ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

(на примере массивов  
Восточной Сибири)

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Б. М. Шмакин



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1981



3579

**Е. А. Чернышева.** Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования (на примере массивов Восточной Сибири). — Новосибирск: Наука, 1981.

В работе даются результаты сравнительного минерало-геохимического изучения ряда карбонатитовых массивов Восточной Сибири, рассматриваемых как рещерные массивы разных фаций глубинности. Исследован состав породообразующих минералов ранних кальцитовых карбонатитов, закономерности его эволюции в зависимости от температуры и глубины формирования. Общность намеченных закономерностей подтверждается фактическим материалом по массивам других карбонатитовых провинций. Произведена оценка некоторых физико-химических параметров карбонатитовой системы (температуры, летучести кислорода, относительной летучести фтора, кислотно-основных и окислительно-восстановительных свойств карбонатитового флюида). Изучен характер распределения ряда элементов между сосуществующими минералами (Mg и Fe — между оливином и магнетитом, F — между апатитом и флогопитом и др.). Предлагается ряд геохимических признаков минералов и минеральных ассоциаций в карбонатитах, которые могут быть использованы в качестве критериев глубинности карбонатитовых массивов.

Книга представляет интерес для минералогов, геохимиков и геологов, занимающихся поиском и разведкой редкометалльных карбонатитов.

Елена Александровна Чернышева

**МИНЕРАЛЫ КАРБОНАТИТОВ  
КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ  
(на примере массивов Восточной Сибири)**

Ответственный редактор *Борис Матвеевич Шмакин*

Утверждено к печати

Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства А. М. Самсоненко. Художественный редактор М. Ф. Глазырина. Художник Н. А. Пискун. Технический редактор А. В. Сурганова. Корректоры В. А. Бирюкова, В. В. Борисова

ИБ № 10766

Сдано в набор 25.03.80. Подписано к печати 07.05.81. МП-05035. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отт. 9,875. Уч.-изд. л. 10. Заказ № 102. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Ч  $\frac{20805 - 801}{055(02) - 81}$  129.81.1904020000.

© Издательство «Наука», 1981.

В комплексных щелочно-ультраосновных массивах карбонатиты являются последним звеном в эволюционном ряду пород: ультрабазиты — якуирангиты — мельтейгиты — ийолиты — нефелиновые и щелочные сиениты — карбонатиты [Кухаренко и др., 1965]. Формирование карбонатитов начинается близко во времени к внедрению самых поздних силикатных магматических пород комплексных массивов и может продолжаться вплоть до самых последних ступеней постмагматического процесса. На каждом этапе процесса образуется свой тип карбонатитов с характерным для него типом оруденения. Комплексные массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов имеют большую вертикальную протяженность и определенную вертикальную и горизонтальную зональность в распределении различных типов пород [Фролов, 1972, 1975; Капустин, 1971]. Карбонатиты чаще всего тяготеют к центральным (в плане) частям комплексных массивов, слагая вулканические «пробки», кольцевые дайки, конические пласты, штокообразные тела, штокверковые зоны, линейные жильные тела — в зависимости от конкретной тектонической обстановки. Исследования последних лет [Verwoerd, 1966; Фролов, 1972; 1975; Багдасаров, 1972; Эпштейн и др., 1972<sub>2</sub>; Самойлов, Багдасаров, 1975; и др.] показали, что главные геологические, петрографические и геохимические особенности силикатных пород и карбонатитовой «составляющей» комплексных массивов в значительной мере зависят от глубины их формирования.

Детальное изучение и систематизация обширных данных по комплексным карбонатитсодержащим массивам позволили А. А. Фролову, В. А. Багдасарову и В. С. Самойлову выделить ряд структурно-морфологических, петрографических и геохимических признаков, характеризующих массивы разных фаций и глубинности (табл. 1). В своих классификациях авторы стремились, помимо глубины становления массива, учитывать целый ряд других факторов, влияющих на строение и состав каждого конкретного массива: 1) тип региональных тектонических структур, к которым приурочен массив; 2) структурно-тектоническую обстановку в верхнем ярусе земной коры,

Структурно-фациальная классификация комплексных массивов ультраоснов  
В. С. Самойлова и

Фация глубинности				Тип контролирующих структур
по А. А. Фро- лову (1972, 1975)	Глубина, км	по В. С. Сам- ойлову, Ю. А. Баг- дасарову (1975)	Глубина, км	
Вулканическая и субвулканическая фация	0	Поверхност- ная (вулка- ническая) фация	0—0,5	Сквозьструктурные разломы; разломы по периферии платформ
	1—1,5	Приповерх- ностная (суб- вулканичес- кая) фация	0,5—1,5	Сквозьструктурные разломы; разломы по периферии платформ
Гипабиссальная фация	2,5—3	Малоглубинная фация	1,5—4	Разломы по периферии платформ, в краевых швах платформ и в их складчатых обрамлениях
Мезоабис- сальная фация	5—6	Глубинная фация	4—10	Разломы по периферии платформ и в их складчатых обрамлениях

определяющую открытый (вулканический) или закрытый (плутонический) тип магматизма и тектонический режим в процессе формирования массива; 3) глубину современного эрозионного среза массива и др.

Несмотря на то, что предлагаемые схемы структурно-фациальной классификации карбонатитовых массивов предварительные, они уже сейчас позволяют отметить важные закономерности в распределении различных типов оруденения в карбонатитах. Можно видеть (см. табл. 1) приуроченность ниобий-танталового оруденения преимущественно к глубинным массивам, ниобиевого и апатит-магнетитового — к малоглубинным, а флюоритового, гематитового и редкоземельного — к близповерхностным массивам. Дальнейшая разработка структурно-фациальной классификации карбонатитовых массивов

ных-щелочных пород и карбонатитов по данным А. А. Фролова (1972, 1975), Ю. А. Багдасарова (1975)

Основная форма тел	Главнейшая текстурно-структурная особенность магматических пород	Ведущий тип силикатных пород
«Пробки», штоки, кольцевые и конические дайки, потоки, покровы, конусы	Порфировые, витрофиновые структуры. Текстуры брекчиевые, пористые, обломочные	Фонолиты, нефелиниты, их туфы и агломераты, сиениты, реже ийолиты
Штоки, кольцевые, конические и линейные дайки, трубки взрыва	Порфировые структуры. Массивные, трахитоидные и брекчиевые текстуры	Фонолиты, нефелиниты, меллитовые породы, уртит-мельтейгиты, сиениты, пикритовые порфириты
Интрузии центрального типа зонально-кольцевого строения, дайки, линейные трещинные интрузии и жильные зоны	Порфиroidные, зернистые структуры. Трахитоидные, полосчатые, массивные, реже брекчиевые текстуры	Оливиниты, пироксениты, ийолиты, мельтейгиты, нефелитовые и щелочные сиениты
Массивы округлой в плане формы, неполнокольцевые, линейные	Зернистые структуры, полосчатые, массивные, пегматоидные текстуры	Пироксениты, ийолит-мельтейгиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты

представляет, таким образом, непосредственно практический интерес. Создание подобной систематики и классификация на ее основе известных массивов имеют ряд осложнений, связанных главным образом с недостатком объективных геологических данных. Так, для большинства плутонических массивов чрезвычайно трудно установить истинную глубину их формирования, и в классификационных схемах условно за эту величину принята глубина современного эрозионного среза территории массива. О степени эродированности массива относительно его апикальной части обычно можно судить лишь косвенно [Ельянов, Моралев, 1972]. В качестве главных критериев глубинности в классификационных схемах используются преимущественно петрографические (структурно-текстурные) признаки с и л и к а т н ы х п о р о д комплексных массивов: нали-

Фация глубинности				Температурная фация карбонатитов
по А. А. Фро- лову (1972, 1975)	Глубина, км	по В. С. Са- мойлову, Ю. А. Баг- дасарову (1975)	Глубина, км	
Вулканическая и субвулканическая фация	0	Поверхност- ная (вулка- ническая) фация	0—0,5	Высокотемпературные кальци- товые и щелочно-карбонатные
	1—1,5	Приповерх- ностная (суб- вулканичес- кая) фация	0,5—1,5	
Гипабисаль- ная фация	2,5—3	Малоглубин- ная фация	1,5—4	Высокотемпературные кальци- товые, доломитовые, анкеритовые
Мезоабис- сальная фация	5—6	Глубинная фация	4—10	Высокотемпературные каль- цитовые, доломитовые, анкерито- вые (сидеритовые), низкотемпе- ратурные кальцитовые

чие зоны закалки, порфиоровые или зернистые структуры пород и т. п. Карбонатитам такие признаки не свойственны, собственно карбонатитовые критерии глубинности пока практически отсутствуют, поэтому выявление отличительных геологических, минералогических, геохимических признаков самих карбонатитов в массивах разных фаций глубинности представляет собой важную задачу.

Предлагаемая работа является одной из первых попыток решения этой задачи. В основу ее положены главным образом результаты сравнительного минералого-геохимического изучения нескольких карбонатитовых массивов Восточной Сибири, различающихся по своему структурному положению и по уровню современного эрозионного среза. Основным объектом исследований на всех массивах выбран один генетический тип пород — ранние кальцитовые карбонатиты, достаточно широко распространенные и уверенно диагностируемые на всех изученных массивах.

Оруденение в карбонатах	Прочие признаки	Примеры наиболее типичных массивов
Практически отсутствует		Напак, Олдоиньо-Ленган, Гудини, Кайзерштуль
Пирохлоровое, редкоземельное, флюоритовое, гематитовое	В карбонатах присутствуют абиссофобные минералы: мелилит, монтичеллит, волластонит	Калькфельд, Ондуракоруме, Чилва Гулинский (?)
Пирохлоровое, редкоземельное, магнетитовое, апатитовое, флогопитовое		Гулинский, Кугда, Одихинча, Бор-Урях, Арбарастах, Озерная Варака, Турий Мыс, Ковдор, Вуори-Ярви, Ока, Фён
Ниобий-танталовое (гачеттолит, пирохлор) и редкоземельное	Нет абиссофобных минералов	Саянский, Малый Саянский, Алданский, Альнё, Айрон-Хилл, Палабора

Главные задачи исследования состояли в том, чтобы на основе комплексного геолого-минералогического изучения карбонатитовых массивов 1) изучить закономерности изменения химического состава породообразующих минералов кальцитовых карбонатитов в ходе их формирования на каждом массиве; 2) выявить общие и специфические геохимические признаки минералов карбонатитов в зависимости от структурно-тектонической обстановки формирования массивов (в массивах разных фаций глубинности и на разных уровнях эрозионного среза в массивах одной фации глубинности); 3) оценить генетическую информативность состава минералов карбонатитов.

При непосредственном участии автора исследовались пять карбонатитсодержащих комплексных массивов Восточной Сибири: Алданский (Сетте-Дабанская провинция), Саянский (Восточно-Саянская провинция), Гулинский, Одихинча, Кугда (Маймеча-Котуйская провинция). По остальным массивам этих регионов и массивам других провинций ультраосновных ще-

лочных пород и карбонатитов использованы литературные данные либо образцы пород, предоставленные автору В. С. Самойловым, А. А. Коневым и А. В. Лапиным. При исследовании карбонатитовых массивов проводилась документация горных выработок, обнажений, кернового материала, изучались протолочки и протравки минералогических проб, прозрачные и полированные шлифы. Исследование состава минералов велось химическим (аналитики Г. С. Гормашева, Т. К. Бакалейникова, Е. А. Клепикова, В. И. Мордвинова), количественным спектральным и рентгеноспектральным анализами (аналитики А. Д. Глазунова, Л. К. Давыдова, Л. Л. Петров, Е. В. Смирнова, С. К. Ярошенко) и оптическими методами (замеры оптических констант минералов на столике Федорова и в иммерсионных жидкостях). Основное внимание уделено изучению «реперных» минеральных парагенезисов, наблюдаемых на многих изученных массивах.

Оценка информативности составов минералов в отношении главных параметров карбонатитовой системы проводилась на основе имеющихся экспериментальных данных по исследованию карбонатов, окислов, силикатов и более сложных систем. Одним из методов исследования являлось изучение распределения отдельных элементов между сосуществующими минералами.

Работа проводилась автором с 1965 г. в составе тематической группы Института геохимии СО АН СССР под руководством Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлова, в тесном сотрудничестве с Ю. А. Багдасаровым, И. П. Паньшиным, С. В. Соколовым, А. А. Фроловым и др. (ВИМС).

Автор приносит искреннюю благодарность всем сотрудникам, участвовавшим в обработке полевого материала и проведении аналитических работ, и всем коллегам, предоставившим для изучения свои образцы.

Особую признательность автор выражает Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлову за обсуждение результатов исследования и ценные советы, Г. С. Гормашевой, выполнившей основную часть химических анализов минералов, и Б. М. Шмакину, взявшему на себя труд по редактированию данной работы.

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ  
О ПРОИСХОЖДЕНИИ КАРБОНАТИТОВ**

---

Сейчас уже никто не сомневается, что вещество карбонатитов имеет мантийный источник. Экспериментальные исследования последних лет и некоторые новые геологические данные выявили неожиданно большую роль  $\text{CO}_2$  в генерировании недосыщенных  $\text{SiO}_2$  магм в мантийных условиях [Eggler, 1974; Mysen e. a., 1975; Wyllie, Huang, 1975, 1976; и др.]. Плавление мантийного субстрата в условиях высокого парциального давления  $\text{CO}_2$  может приводить к образованию щелочных ультраосновных магм, способных в процессе дифференциации дать всю гамму пород, наблюдаемых в комплексных карбонатитовых массивах — от ийолит-мельтейгитов до нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В результате плавления мантийного вещества в условиях сверхвысоких температур ( $1750^\circ\text{C}$ ) и давлений ( $>32$  кбар), благодаря резкому возрастанию растворимости  $\text{CO}_2$ , в силикатном расплаве становится возможным существование единой карбонатит-кимберлитовой жидкости, разделяющейся при понижении  $P$  и  $T$  на два расплава: кимберлитовый и карбонатитовый. Присутствие кимберлитов, карбонатитов и пород промежуточного состава в одних и тех же трубчатых и вулканических структурах — широко известный геологический факт. Карбонатитовые образования этого типа пока изучены очень мало [Ковальский и др., 1969; Маршинцев, 1974].

Кристаллизация карбонатитов на последних этапах дифференциации щелочной ультраосновной магмы происходила из остаточной жидкости, о составе и свойствах которой до недавних пор у исследователей не было единого мнения. После появления в последние годы ряда работ, посвященных исследованию состава флюидных включений в минералах из карбонатитов и родственных им пород [Rankin, Le Bas, 1974; Романчев, 1974; Rankin, 1975] и экспериментальных исследований в системах, моделирующих природные карбонатитовые ассоциации [Малинин, Дернов-Перарев, 1976; Соорег e. a., 1975; Koster van Groos, 1975; и др.], многие исследователи приходят к выводу, что среда, из которой кристаллизуются высоко-температурные карбонатиты, представляет собой специфиче-

скую концентрированную водно-солевую жидкость. Большую роль в ее составе играют карбонаты щелочей (K и Na), в присутствии которых растворимость  $\text{CaCO}_3$  возрастает в десятки и сотни раз. Щелочно-карбонатные растворы, насыщенные карбонатом кальция, по своим свойствам являются переходными между растворами и солевыми расплавами. Согласно экспериментальным исследованиям и результатам изучения природных объектов (лавы карбонатитового вулкана Олдоиньо-Ленгаи и др.), карбонатитовый флюид содержит карбонаты в виде слабо диссоциированных комплексных соединений типа двойных солей  $\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ ,  $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ ,  $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$  и более сложных соединений, а также водных карбонатов щелочей типа  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{KHCO}_3$  или карбонатно-основных комплексов типа  $\text{Ca}(\text{CO}_3)_n (\text{OH})_m^-$ . Кристаллизация карбонатов щелочных металлов из флюида возможна только в специфических, очень редко реализуемых в природе условиях: при чрезвычайно малом содержании воды во флюиде и быстром его подъеме на земную поверхность [Cooper e. a., 1975]. В обычных же условиях из карбонатитового флюида в первую очередь кристаллизуется карбонат кальция, а легко растворимые в воде карбонаты K и Na уходят с водным остатком во вмещающие породы в виде фенитизирующих растворов. Присутствие щелочей в карбонатитовом флюиде значительно повышает растворимость в нем  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и других компонентов по сравнению с чистыми растворами и расплавами  $\text{CaCO}_3$ .

В состав карбонатитового флюида непременно входят летучие компоненты:  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  (кроме главных  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ ) и, возможно, некоторые другие углеводороды, а также  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$  и  $\text{HF}$ . Состав и содержание летучих компонентов во флюиде должны изменяться в зависимости от  $PT$ -условий и окислительно-восстановительных реакций между другими компонентами флюида ( $P_{\text{O}_2}$ ). Увеличение общего давления и температуры повышает растворимость  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в карбонатитовом флюиде [Koster van Groos, Wyllie, 1973; Koster van Groos, 1975]. Как показывают многочисленные исследования и расчеты в системе C—H—O [French, Eugster, 1965; Волков и др., 1972; Маракушев, Перчук, 1972; Летников, 1977; и др.], при высоких температурах и давлениях во флюиде должны преобладать восстановленные формы летучих соединений ( $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ), которые будут сменяться более окисленными ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) при охлаждении флюида (при постоянном  $P_{\text{O}_2}$ ) и при повышении  $P_{\text{O}_2}$  (в условиях постоянной  $T$ ). Согласно приближенным расчетам [Маракушев, Перчук, 1972] в температурном интервале  $700\text{--}500^\circ\text{C}$  соотношения летучестей  $\text{CO}_2 : \text{CO}$  и  $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2$  в гипотетическом флюиде могут изменяться на несколько порядков, и при температуре ниже  $500^\circ\text{C}$  доминирующими летучими компонентами флюида должны быть  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  при любых

реальных значениях  $P_{O_2}$ . Эволюция состава летучих компонентов флюида, несомненно, должна влиять на общий ход карбонатитового процесса и на состав кристаллизующихся фаз.

По способу формирования карбонатиты разделяют на магматические и метасоматические. Первые наблюдаются в виде лав (Олдоиньо-Ленгаи, Форт Портал — Африка) или в виде интрузивных тел (дайки, жерловые пробки и т. п.). Вторые образуют мощные зоны метасоматической переработки (карбонатизации) вмещающих пород и жильные тела. Известное противопоставление этих двух генетических типов карбонатитов, многократно обсуждавшееся в литературе, в значительной мере потеряло смысл с появлением новых сведений о составе карбонатитового флюида. В самом деле, благодаря выявленной способности щелочно-карбонатных растворов переносить колоссальные количества «карбонатитового» вещества исчезает грань между карбонатитовой магмой (солевой расплав) и высокотемпературным карбонатитовым раствором. Как в расплаве, так и в надкритическом водно-солевом флюиде главными растворителями являются такие агрессивные соединения, как  $Na_2CO_3$  и  $K_2CO_3$ , способные активно реагировать с любыми силикатными породами. Ясно, что интенсивность метасоматических процессов, связанных с карбонатитообразованием, будет зависеть от многих факторов (содержание воды во флюиде, температура, глубина, проницаемость пород и т. п.), но принципиальных различий между процессами формирования карбонатитов из расплава или из надкритического концентрированного водно-солевого флюида, по-видимому, нет.

Кристаллизация карбонатитов в комплексных массивах ультраосновных щелочных пород, как уже говорилось выше, начинается близко во времени к моменту формирования нефелиновых сиенитов — последних в ряду дифференциатов силикатных пород. Как установлено многими исследователями [Кухаренко, Донцова, 1962; Пожарицкая, Эпштейн, 1964; Самойлов, Пожарицкая, 1969; Соколов, Эпштейн, 1970; Соколов, 1973; Самойлов, 1974, 1975; и др.], карбонатитовый процесс протекает в интервале температур примерно от 630 до 200°C. По некоторым данным начальная температура процесса несколько выше: 700—730°C [Conway, Taylor, 1969; Романчев, 1974; Friel, Ulmer, 1974].

В определенные температурные (и временные) интервалы (стадии) процесса формируются различные типы карбонатитов: ранние кальцитовые, доломитовые, анкеритовые или сидеритовые и поздние кальцитовые.

Породы, сформированные на определенных стадиях процесса, представляют собой, таким образом, температурные фации карбонатитов. Опираясь на данные по изучению карбонатитовых массивов Восточной Сибири, Л. К. Пожарицкая и Е. М. Эпштейн с сотрудниками впервые разработали схему стадийности

карбонатитового процесса и эволюции в ходе его минерального состава карбонатитов и редкометальной минерализации. Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойловым установлены температурные границы формирования определенных типов карбонатитов:

1) 630—550°C — для калишпат-кальцитовой фации карбонатитов (наиболее высокотемпературные кальцитовые карбонатиты, формирующиеся в I стадию карбонатитового процесса);

2) 550—450°C — для альбит-кальцитовой фации (кальцитовые карбонатиты, формирующиеся во II стадию карбонатитового процесса на большинстве массивов);

3) 420—300°C — для амфибол-доломит-кальцитовой фации («карбонатиты III стадии»);

4) 300—220°C — для серицит-хлорит-анкеритовой фации;

5) 250—200°C — для цеолитовой фации карбонатитов.

Исследования последних лет [Соколов, 1973; Самойлов, 1975] показали, что температурные границы формирования определенных типов карбонатитов одинаковы или довольно близки на большинстве детально изученных массивов.

## Глава II

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

#### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВОВ

Все изученные нами карбонатитовые массивы Восточной Сибири располагаются в краевых частях Сибирской платформы и приурочены к зонам глубинных разломов вдоль складчатого обрамления платформы (Саянский, Алданский) или на пересечении крупных глубинных разломов (Гулинский) и разломов второго порядка (Одихинча, Кугда).

Согласно геологическим данным [Эпштейн и др., 1972<sub>2</sub>; Фролов, 1972, 1975], массивы юга Восточной Сибири — Алданский (Сетте-Дабанская провинция) и Саянский (Восточно-Саянская провинция) — глубинные (глубина формирования 4—10 км) и значительно эродированные. В обеих провинциях известны, кроме того, несколько слабо эродированных карбонатитовых массивов.

Гулинский массив, расположенный на севере Сибирской платформы (Маймеча-Котуйская провинция), многие исследователи считают глубоко эродированным вулканом [Эпштейн и др., 1964; Жабин, 1965; Егоров, 1964]. По мнению других авторов [Самойлов, Багдасаров, 1975], массив формировался в ус-

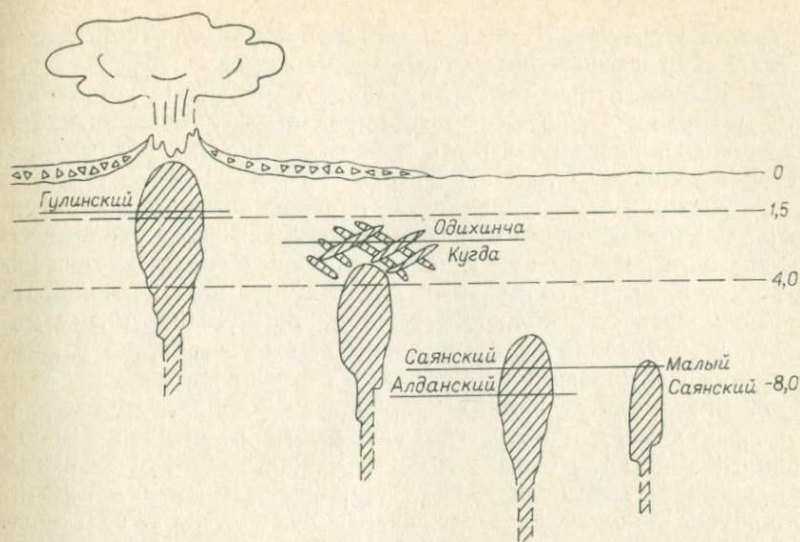


Рис. 1. Предполагаемое положение в земной коре карбонатитовых массивов Восточной Сибири в момент их формирования. Тонкими горизонтальными линиями показаны уровни современного эрозионного среза массивов (км).

ловиях малоглубинной фации (глубина формирования 1,5—4 км). Массивы Овихинча и Кугда этой же провинции относятся к малоглубинной фации и эродированы слабо.

Из приведенных данных можно видеть, что массивы Восточной Сибири — весьма благоприятный объект для исследования специфики карбонатитовых массивов разных фаций глубинности. На рис. 1 схематически изображено предполагаемое положение сравниваемых массивов в земной коре в момент их формирования и уровни их эродированности к настоящему времени. Геологическое строение массивов, состав силикатных пород и карбонатитов в них хорошо изучены и детально описаны Е. Л. Бутаковой (1956, 1958), А. И. Гинзбургом и др. (1958, 1968), Л. С. Егоровым и др. (1961, 1970), Г. Г. Моором (1957), В. Ф. Мотычко (1959), Л. К. Пожарицкой и др. (1964, 1970, 1972), С. М. Прохоровой и др. (1966), А. А. Фроловым (1962, 1972), Е. М. Эпштейном и др. (1961, 1972).

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ,  
РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ  
МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА  
РАННИХ КАЛЬЦИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ**

Исходя из разработанной схемы стадийности карбонатитов [Пожарицкая, Эпштейн, 1964; Пожарицкая, Самойлов, 1972; и др.], мы выбрали в качестве объекта своих исследований наиболее ранние карбонатитовые образования — кальци-

товые карбонатиты I и II стадии карбонатитового процесса. Этот выбор вызван следующими причинами.

1. Ранние кальцитовые карбонатиты обладают устойчивыми минералого-геохимическими признаками, позволяющими уверенно диагностировать эти породы в массивах разных провинций мира.

2. Данные породы являются наиболее высокотемпературными карбонатитовыми образованиями и содержат парагенезисы силикатных и рудных минералов, сопоставимые с таковыми в родственных им силикатных породах. Это дает возможность проследивать ход эволюции составов породообразующих минералов (и условий их формирования) на качественно разных ступенях формирования комплексных массивов.

3. В отличие от ранних кальцитовых карбонатитов низкотемпературные доломитовые, анкеритовые и поздние кальцитовые карбонатиты являются более «многоликими» и не имеют так четко выраженных единых признаков на всех массивах. Это обусловлено тем, что они развиваются обычно за счет переработки ранних карбонатитов разных типов и наследуют их структурный рисунок, а иногда и минерализацию.

Уже отмечалось, что формирование ранних кальцитовых карбонатитов обычно происходит в две стадии<sup>1</sup>, каждая из которых отвечает определенной температурной ступени процесса карбонатитообразования. Главный породообразующий минерал рассматриваемых карбонатитов — кальцит, но на некоторых массивах известны существенно апатитовые разновидности пород. Согласно исследованиям Е. М. Эпштейна (1970) и нашим наблюдениям, апатитовые и кальцитовые карбонатиты чаще всего являются сингенетичными образованиями и обычно содержат одинаковый набор типоморфных для каждой стадии минералов.

Карбонатиты I стадии представляют собой крупно- и среднезернистые породы, сложенные кальцитом, флогопитом, пироксеном или оливином, магнетитом и апатитом. Главные акцессорные минералы — перовскит, кальциртит, гранат, иногда сфен. Содержания породообразующих минералов широко варьируют вблизи контактов с силикатными породами.

Породы имеют массивную, пятнистую или полосчатую текстуру благодаря неравномерному распределению темноцветных минералов в кальцитовом агрегате. Для карбонатитов I стадии чрезвычайно характерны скелетные или «лейстовые» структуры, обусловленные скелетной или пластинчатой формой кристаллов темноцветных минералов (рис. 2).

---

<sup>1</sup> На некоторых массивах (Алданский, Ковдор) исследователи подразделяют II стадию процесса на «подстадии» — более дробные ступени [Пожарицкая, Самойлов, 1972], отвечающие этапам образования разных минеральных фаций карбонатитов.

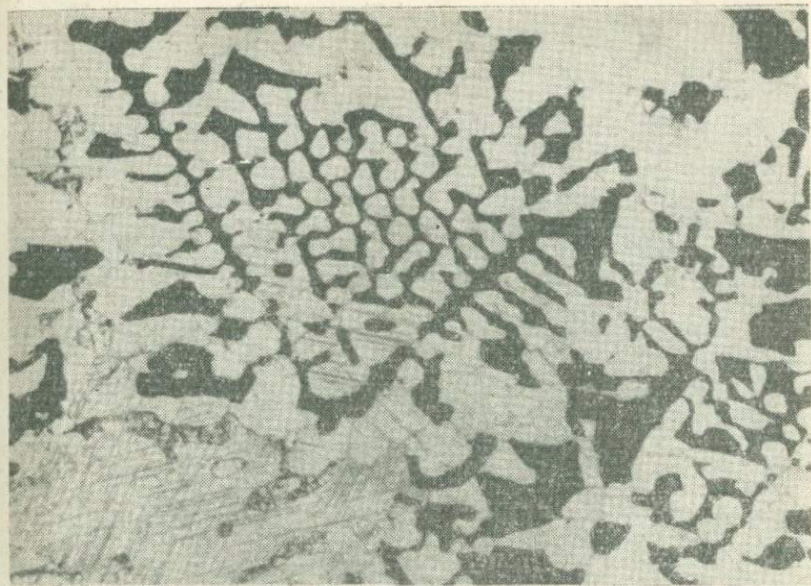


Рис. 2. Скелетные кристаллы магнетита и оливина в карбонатах I стадии, Саянский массив, увел. 30, без анализатора.

Карбонаты II стадии — обычно средне- и крупнозернистые, на некоторых массивах — мелкозернистые породы, сложенные кальцитом, флогопитом, пироксеном или оливином, магнетитом или пирротином и апатитом в разных количественных соотношениях. Акцессорные минералы представлены пирохлором, гатчеттолитом, бадделеитом, циркелитом, реже дизаналитом и сфеном. Текстура пород массивная или пятнистая. На некоторых массивах карбонатам II стадии свойственна специфическая «пегматоидная» структура, характеризующаяся развитием в породе крупнопластинчатого кальцита, между кристаллами которого располагаются зерна темноцветных минералов, имеющие подчиненную «клиновидную» форму (рис. 3).

Главные отличия между карбонатами I и II стадии состоят в специфическом для пород каждой стадии наборе акцессорных минералов, в структурных особенностях пород и, как будет показано далее, в составе и свойствах породообразующих минералов.

Карбонаты массивов юга Восточной Сибири изучены и описаны в литературе достаточно подробно [Гинзбург, Эпштейн, 1968; Пожарицкая, Самойлов, 1972], поэтому мы приводим лишь краткое общее их описание с акцентом на те детали их строения и состава, которые будут использованы в дальней-

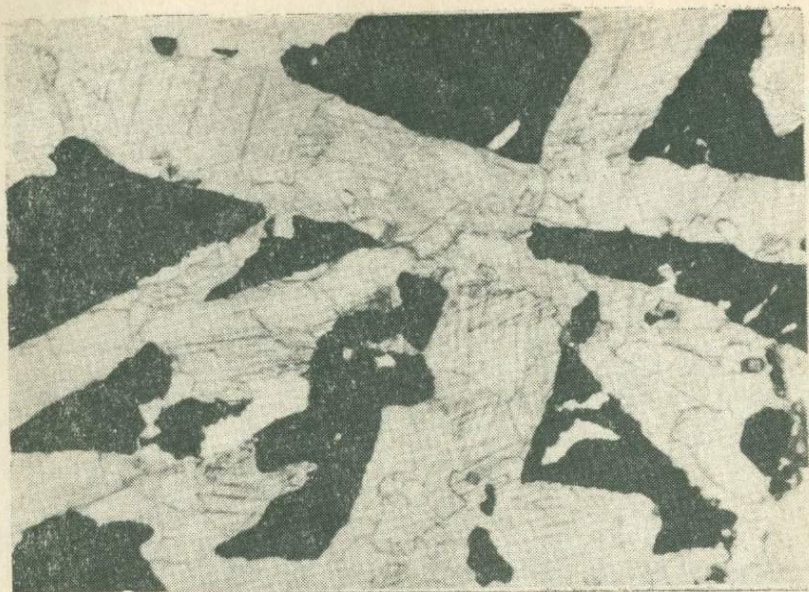


Рис. 3. «Пегматоидная» структура карбоната II стадии, Саянский массив, увел. 30, без анализатора.

шем при минералого-геохимическом сопоставлении пород. Карбонатиты Маймеча-Котуйской провинции описаны более детально, так как подробная минералогическая их характеристика в литературе отсутствует.

### Восточно-Саянская провинция

**Саянский массив.** Предполагаемая глубина его формирования 5—6 км [Фролов, 1975]. Карбонатиты слагают штокообразное тело в центральной части массива и ряд жильных тел вокруг «штока». В пределах карбонатитового ядра наблюдаются реликтовые блоки силикатных пород. Наиболее детально массив описывается Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойловым (1972).

Кальцитовые карбонатиты I стадии занимают около половины всей площади карбонатитов. Они слагают крупные зональные жильные тела среди силикатных пород и целые поля в пределах центрального карбонатитового штока. Развита преимущественно пироксеновые и форстеритовые разности карбонатитов. Вблизи контактов с сиенитами или породами, богатыми нефелином, преобладают слюдяные разности карбонатитов. Пироксеновые карбонатиты слагают приконтактные участки в зональных телах карбонатитов

и штокверковые зоны карбонатизации в силикатных породах. Форстеритовые карбонатиты наблюдаются в центральных частях зональных карбонатитовых тел и в пределах сплошных незональных карбонатитовых полей, сохранившихся главным образом по периферии карбонатитового штока.

Среди особенностей карбонатитов I стадии на Саянском массиве важно отметить, что пироксеновые карбонатиты имеют очень большое количество признаков, указывающих на метасоматический способ образования. Можно наблюдать все последовательные ступени карбонатизации реликтов силикатных пород в карбонатитах и образование различных типов пироксеновых карбонатитов в зависимости от состава исходных пород. Так, образование пироксен-гранатовых карбонатитов происходит только в результате карбонатизации гранатсодержащих нефелин-пироксеновых пород (обычно ийолитов), а пироксеновые карбонатиты с перовскитом наблюдаются обычно близ контакта карбонатитов со щелочными пироксенитами (типа якупирангита), главный породообразующий минерал которых представлен титан-авгитом. Что касается форстеритовых карбонатитов, то их состав, по-видимому, не зависит от состава вмещающих пород. Акцессорные минералы, перовскит и кальцит, присутствуют в форстеритовых карбонатитах I стадии почти постоянно.

3579 Кальцитовые карбонатиты II стадии слагают крупные зональные тела сложной формы (явно метасоматического происхождения) и жиллообразные тела, вероятно образовавшиеся путем выполнения открытых трещин [Фролов, 1975], среди силикатных пород или среди карбонатитов I стадии. Наиболее распространены форстеритовые и пироксеновые (диопсидовые) карбонатиты, подчиненное значение имеют флогопитовые и монокальцитовые разности пород. Как и в карбонатитах I стадии, диопсидовые разности наблюдаются во внешних зонах метасоматических тел, залегающих среди силикатных пород или пироксеновых карбонатитов I стадии. Мощность этих зон может быть очень значительной. На контакте жиллообразных тел форстеритовых карбонатитов («тел выполнения») с силикатными породами чаще всего отмечается маломощная оторочка пироксеновых карбонатитов. Карбонатиты II стадии, развивающиеся по форстеритовым карбонатитам I стадии, представлены только форстеритовыми разностями. Для внешних зон метасоматических тел карбонатитов характерно наибольшее разнообразие акцессорной минерализации: дизаналит, циркелит, бадделейт, гатчеттолит. Форстеритовые карбонатиты внутренних зон метасоматических тел и форстеритовые карбонатиты жиллообразных тел содержат только пироксдор.

Вблизи Саянского массива известен другой карбонатитовый массив — Малый Саянский, который по ряду геологических

признаков можно рассматривать как апикальный срез массива, подобного Саянскому. По данным исследователей, изучавших этот массив, здесь чрезвычайно широко проявлены метасоматические процессы как магматического (нефелинизация, фенитизация), так и постмагматического этапа (альбитизация, сопряженная с карбонатизацией).

Породы, обладающие признаками карбонатитов I стадии, на массиве отсутствуют [Пожарицкая, Самойлов, 1972]. Самые ранние из наблюдавшихся карбонатитовых образований Малого Саянского массива параллелизуются с карбонатитами II стадии Саянского массива. Своеобразие ранних кальцитовых карбонатитов на данном массиве состоит в полном отсутствии форстеритовых разностей. Внутренние зоны метасоматических тел карбонатитов сложены биотитовыми или эгириновыми карбонатитами. Состав карбонатитов из внешних зон этих тел чрезвычайно многообразен и в значительной степени зависит от состава замещаемых пород. В отличие от Саянского массива, где вмещающие породы представлены главным образом ийолитами, пироксенитами, нефелиновыми сиенитами, на Малом Саянском замещению карбонатитами подвергаются и осадочные породы (сланцы) как неизмененные, так и фенитизированные. Это чрезвычайно усложняет состав образующихся карбонатитов.

Редкометалльная минерализация во внешних зонах карбонатитовых тел представлена рутилом, сфеном, цирконом, гатчеттолитом. Очень редко в пироксеновых карбонатитах, образующихся при замещении гранатсодержащих ийолитов, присутствует гранат. Во внутренних зонах наблюдается преимущественно гатчеттолит.

### Сетте-Дабанская провинция

Алданский массив <sup>2</sup> имеет очень много общего с Саянским. Глубина формирования апикального среза с достоверностью не установлена, но общая глубина современного эрозионного среза оценена по геологическим данным в 7—9,5 км [Эпштейн и др., 1972]. Хотя есть мнение [Ельянов, Моралев, 1972], что эти цифры несколько завышены, предполагается, что массив формировался на глубине не менее 4 км и к настоящему времени значительно эродирован [Фролов, 1972, 1975; Самойлов, Багдасаров, 1975].

Карбонатиты составляют большую часть массива, слагая крупное штокообразное тело.

Карбонатиты I стадии (преимущественно пироксеновые и форстеритовые разности) сохранились на совре-

<sup>2</sup> Массив известен в литературе как Озерный [Эпштейн и др., 1972<sub>2</sub>] или Горноозерский [Фролов, 1975]. Мы сохраняем за ним название Алданский, как это было принято в наших ранних публикациях.

менном эрозионном срезе в виде отдельных полей среди более поздних карбонатитов в северной и центральной частях массива. Кроме того, в юго-восточной части массива известны меланократовые бескальцитовые оливин-магнетит-апатитовые породы (сильно измененные) с аксессуарной минерализацией, характерной для карбонатитов I стадии — перовскитом и кальциртритом. Пироксеновые карбонатиты I стадии содержат реликты силикатных пород и характеризуются зависимостью состава от типа замещаемых силикатных пород. Пироксен-гранатовый парагенезис, как и на Саянском массиве, отмечен только в случае исходных гранат-нефелин-пироксеновых пород. По пироксеновым породам типа якупирангита, содержащим титан-авгит, как и на Саянском массиве, развиваются перовскитовые (перовскит-кальциртритовые) разности карбонатитов.

Карбонатиты II стадии на Алданском массиве формировались в два периода («подстадии») с образованием карбонатитовых тел, контролируемых разновременными структурами [Пожарицкая, Самойлов, 1972]. По минеральному составу и набору аксессуариев породы IIa подстадии близки таковым из метасоматических зональных тел карбонатитов II стадии Саянского массива. Карбонатиты IIb подстадии имеют много общего с карбонатитами из жилообразных тел (предположительно тел выполнения трещинных полостей) карбонатитов II стадии Саянского массива. Форстеритовые карбонатиты IIb подстадии секут пироксеновые и форстеритовые карбонатиты IIa подстадии и другие породы. Карбонатиты II стадии на массиве — наиболее распространенный тип пород.

Вдоль одного и того же регионального глубинного разлома на некотором удалении от Алданского массива расположены еще три карбонатитсодержащих массива: **Поворотный**, **Гек** и **Воин**. Исследованиями Е. М. Эпштейна и др. (1972<sub>2</sub>) установлено, что перечисленные массивы характеризуются последовательным уменьшением глубины эрозионного среза от массива к массиву (при предполагаемой примерно одинаковой общей глубине их формирования). Размер массивов в целом и доля карбонатитовой составляющей в них последовательно уменьшаются с уменьшением глубины эрозионного среза. Карбонатиты I и II стадии (с набором типоморфных признаков) отмечены только в крупных массивах (Поворотный и Гек), причем форстеритовые разности пород наблюдались лишь в наиболее глубоко вскрытом массиве — Поворотном.

### Маймеча-Котуйская провинция

В пределах Маймеча-Котуйской провинции, представляющей собой близкий аналог классической щелочной провинции Восточной Африки, известно более двадцати комплексных массивов ультраосновных щелочных пород. Наиболее

крупные карбонатитовые массивы находятся в Гулинском комплексе (Северный и Южный карбонатитовые штоки). По мнению некоторых авторов [Эпштейн и др., 1961; Жабин, 1965], штоки выполняют жерла Гулинского вулкана. На современном эрозионном срезе обнажена корневая часть вулканического аппарата, имевшего высоту вулканического конуса не менее 3000 м. Оба карбонатитовых массива — Северный и Южный — сложены в основном однотипными разновидностями карбонатитов, поэтому детальное описание пород приводится лишь для одного из них — Южного Гулинского массива, наиболее подробно нами изученного.

Карбонатиты I стадии слагают обширное поле в западной части массива. Породы сложены крупно- и гигантозернистым кальцитом с вкрапленностью магнетита, оливина, диопсида, флогопита и апатита; акцессорные минералы — перовскит и кальциртит.

Содержание темноцветных минералов значительно возрастает вблизи контактов карбонатитов с вмещающими породами или в участках, насыщенных ксенолитами силикатных пород (руч. Заячий). Вдали от контактов лейкократовые форстеритовые карбонатиты содержат относительно небольшое количество темноцветных минералов (около 5%), равномерно насыщающих породу.

Зональные карбонатитовые тела на Гулинском массиве отсутствуют, но явления метасоматического замещения силикатных пород карбонатитами наблюдаются и здесь, хотя масштабы его очень ограничены по сравнению с массивами юга Сибири. Так, в южной и юго-западной части поля карбонатитов I стадии, где карбонатиты контактируют с оливиновыми силикатными породами (меланефелиниты, монтичеллитизированные оливиниты, оливин-мелилитовые породы), в непосредственной близости от контакта отмечаются меланократовые диопсид-форстеритовые, форстеритовые, изредка мелилит-форстеритовые карбонатиты. Породы обогащены магнетитом, флогопитом, перовскитом и кальциртитом; иногда вместо кальциртита присутствует циркониевый шорломит, сменяющийся кальциртитом при удалении от контакта с силикатными породами [Чернышева, Давыдова, 1974]. Совсем иные разности карбонатитов наблюдаются на северном и северо-восточном контакте поля карбонатитов I стадии, где вмещающие силикатные породы представлены сложной ассоциацией магматических и метасоматических пород пироксен-нефелинового состава с реликтовыми участками мелилитовых и оливиновых пород. Среди пород ийолит-мельтейгитового состава встречаются гнезда, небольшие жиллообразные тела и прожилковые зоны карбонатизации, сложенные пироксен-флогопит-кальцитовыми или гранат-пироксен-кальцитовыми (в гранатсодержащих ийолитах) карбонатитами. Иногда можно наблюдать ритмичное чередование

кальцитовых и пироксен-флогопитовых зонк небольшой мощности, параллельных контакту с нефелин-пироксеновой породой, однако на расстоянии 2—5 см от контакта они смещаются обычным лейкократовым крупнозернистым карбонатом I стадии.

Карбонатиты II стадии сохранились в виде широкой полосы вдоль северной, северо-восточной и восточной границ массива. Большая часть их, по-видимому, замещена поздними карбонатитовыми образованиями, располагающимися в центральной и южной части массива. Отдельные участки карбонатитов II стадии наблюдаются в виде линзообразных реликтовых блоков среди доломитовых карбонатитов [Егоров, 1970].

Карбонатиты II стадии почти повсеместно подверглись воздействию более поздних процессов. Эти породы формировались в несколько периодов. Наиболее типичными и самыми ранними из образований II стадии мы считаем лейкократовые, реже мезократовые породы, сложенные мелкозернистым кальцитом, с крупными (до 1 см и более) кристаллами магнетита октаэдрического облика, с форстеритом (обычно измененным) и темным гатчеттолитоподобным пироксолом в сростании с бадделейтом (реже бадделейт наблюдается в самостоятельных кристаллах). По аналогии с другими массивами, «ранние» карбонатиты II стадии мы выделяем под названием «карбонатиты IIa подстадии».

По всей вероятности, одновременно с этим типом карбонатитов формировались и меланократовые, существенно магнетитовые породы с апатитом и форстеритом, реликты которых отмечаются в центральной части Южного массива. Несколько позже образовались карбонатиты с тем же, что и у карбонатитов IIa подстадии, парагенезисом главных минералов. Акцессорные минералы представлены здесь мелкими зернами прозрачного пирохлора красного и желтого цвета в ассоциации с бадделейтом и торианитом. Этот тип карбонатитов («карбонатиты IIб подстадии») может развиваться как за счет перекристаллизации первой разновидности пирохлоровых карбонатитов (IIa подстадии), так и за счет форстерит-апатит-магнетитовых пород. В первом случае наблюдается чрезвычайно обильная пирохлоровая минерализация, бадделейт отмечается в виде очень мелких светло-желтых кристалликов, торианитовая минерализация может отсутствовать. Во втором случае образующиеся мелано- и мезократовые карбонатиты содержат бадделейтовую и торианитовую минерализацию, а количество пирохлора невелико. Бадделейт в этих породах образует крупные толстотаблитчатые кристаллы или сростки кристаллов темно-коричневого цвета. Нередки сростки торианита и бадделейта, бадделейта и пирохлора, бадделейта и торианита с магнетитом. Коли-



Рис. 4. Карбонатит IIб подстадии с таблитчатыми кристаллами магнетита, Гулинский массив, увел. 30, без анализатора.

чество бадделейта заметно убывает в более лейкократовых разностях карбонатитов.

Магнетит в карбонатитах IIб подстадии образует блестящие правильные кристаллы октаэдрической или специфической таблитчатой формы (рис. 4, уплощенные октаэдры). Характерно, что карбонатизация форстерит-апатит-магнетитовых пород сопровождается образованием кристаллов шпинели<sup>3</sup>, образующей сростания с красным пироксеном. Торианитовая минерализация распространена гораздо шире, чем это предполагалось ранее [Жабин, 1965; Егоров, 1970]. Так, присутствие торианита характерно для некоторых реликтовых линзовидных тел кальцитовых карбонатитов среди доломитовых в западной части доломитового «ядра».

В заключение отметим еще две особенности состава карбонатитов II стадии Гулинского массива.

1. Среди карбонатитов II стадии практически отсутствуют пироксеновые разности. Только среди пород «слядяного» участка (северная часть массива) удалось наблюдать небольшое жилкообразное тело амфиболитизированных пироксен-флогопитовых карбонатитов с редкой вкрапленностью темного пироксена в желто-бурой «рубашке». Флогопит здесь красноватый, в столбчатых кристаллах, пироксен светлый, желтовато-зе-

<sup>3</sup> Ниже будет показано, что появление шпинели в карбонатитах в виде самостоятельной фазы фиксирует определенный этап в эволюции состава магнетита из карбонатитов.

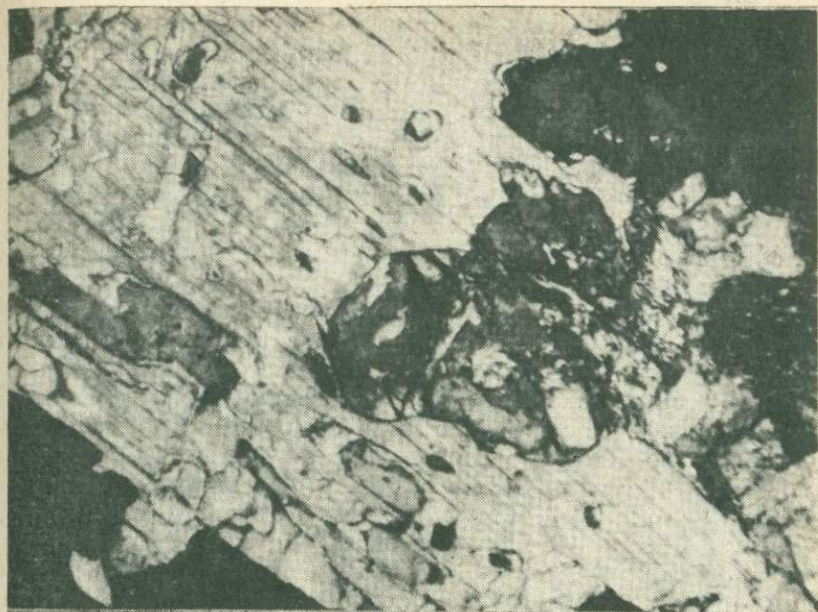


Рис. 5. Замещение форстерита (темно-серое) флогопитом при доломитизации кальцитовых карбонатов, Гулинский массив, увел. 100, николи +.

лений, диопсидового облика; присутствует обильный апатит в толстопризматических кристаллах.

2. Для карбонатов Па подстадии (с темным пироксеном) характерно присутствие ничтожных количеств флогопита (обычно красновато-бурого цвета), а для разновидностей Пб подстадии флогопит совершенно не характерен. Появление призматических кристаллов светло-зеленого флогопита в этих породах связано с замещением форстерита флогопитом в процессе доломитизации кальцитовых карбонатов (рис. 5).

Массив Одихинча расположен в 80 км к востоку от Гулинского комплекса. Геологическое строение массива подробно освещено в работах Г. Г. Моора (1957), В. Ф. Мотычко (1959), Л. С. Егорова (1963), Т. Л. Гольдбург и Э. А. Ланды (1963), С. М. Прохоровой и др. (1966), и др.

Интрузивный комплекс Одихинча формировался на небольшой глубине. Геологические данные [Жук-Почекутов и др., 1965; Шихорина, 1970] позволяют произвести приблизительный подсчет мощности эффузивно-осадочной толщи от уровня современного эрозионного среза ( $Cm_2$ ) до дневной поверхности в момент внедрения интрузии (триас) [Гусев, 1970]. По нашим грубым подсчетам она составляла около 3 км. Глубина залегания кровли массива была меньше этой величины. Ряд призм

наков позволяет считать, что массив сравнительно мало эродирован; об этом свидетельствуют: 1) наличие порфировых разностей пород сиенитового состава и дайковых ийолитов; 2) линейная ориентировка тел сиенитов и карбонатитов; 3) широкое распространение пегматитовых жил и пегматоидных разностей метасоматических пород; 4) обилие реликтовых участков оливинитов и доломитов среди ийолитов и 5) чрезвычайно широкое проявление поздних гидротермальных процессов (цеолитизация, эгиринизация).

Карбонатиты распространены в северной и восточной частях массива, где ими сложены немногочисленные жильные тела небольшой мощности и протяженности (метры, первые десятки метров), сеть прожилков и гнездообразные обособления в силикатных породах. Процесс формирования карбонатитов на массиве Одихинча несколько отличен от других массивов. Здесь наблюдаются кальцитовые карбонатиты с типоморфными признаками карбонатитов I и II стадии, но отсутствуют типичные для других массивов доломитовые или анкеритовые карбонатиты. Поздние разности карбонатитов здесь представлены только кальцитовыми породами, по специфической минерализации сопоставимыми, однако, с доломитовыми (анкеритовыми) карбонатитами других массивов.

Карбонатиты, которые могут быть отнесены к образованиям I стадии, наблюдались нами преимущественно в юго-восточной части массива, среди пироксен-нефелиновых пород метасоматического генезиса. Они образуют многочисленные гнезда размером от первых сантиметров до 10—15 см и несколько крупных жильных тел.

Карбонатиты сложены крупнозернистым кальцитовым агрегатом с довольно обильной вкрапленностью диоксида, флогопита, апатита, магнетита и аксессуарного перовскита. Вмещающие породы на контакте с карбонатитами иногда относительно обогащены флогопитом, чаще же никаких видимых изменений не наблюдается, за исключением перекристаллизации пироксена с ориентировкой его роста внутрь карбонатитовых гнезд (жил) от контакта. На контакте карбонатитов с нефелин-пироксеновыми породами наблюдается устойчивое сосуществование кальцита с нефелином, что является признаком высокотемпературных ( $>500^{\circ}\text{C}$ ) условий формирования карбонатитов [Пожирицкая, Самойлов, 1972].

Карбонатиты, которые мы относим к образованиям II стадии, представлены на массиве пироксен-гранатовыми или пироксеновыми разностями карбонатитов с пироксеном. Эти породы встречаются в виде жильных тел и коренных высыпок в северо-восточной части массива. Пространственная разобщенность пироксеновых и перовскитовых разностей карбонатитов не позволяет установить их возрастные соотношения. В эндоконтактной зоне пироксен-гранатовых карбонатитов



Рис. 6. Кристаллы нефелина (белое), равновесного с кальцитом, в пироксен-гранатовых карбонатитах массива Одихинча, увел. 30, николи +.

можно наблюдать идиоморфные кристаллы нефелина, равновесного с кальцитом карбонатитов (рис. 6), что позволяет предполагать, что и пироксеновые, и перовскитовые карбонатиты формировались в близких температурных условиях (калишпата-кальцитовая температурная фация по В. С. Самойлову и Л. К. Пожарицкой).

Гранат-пироксеновые кальцитовые карбонатиты образуются (как и на других массивах) только по исходным гранатсодержащим породам ийолитового состава. Присутствие в гранат-пироксеновых карбонатитах сингенетичной пироксеновой минерализации является весьма необычным. Крупные (до 0,5 см) кристаллы темного гатчеттолитоподобного пироксена образуют сростания с гранатом и пироксеном, в отдельных случаях отмечались вроски пироксена в центральных частях кристаллов пироксена и граната. Парагенезис гранат — пироксен устойчив только вблизи контактов карбонатитов с силикатными породами; вдали от контактов он сменяется парагенезисом пироксен — магнетит. Темно-зеленый пластинчатый флогопит отмечается в очень незначительном количестве. Форстеритовые разновидности карбонатитов на массиве почти не встречаются. Наблюдалась лишь очень мелкая (<1 см) гнезда оливин-кальцит-флогопитового состава в оливинитах и высыпки форстерит-пироксен-флогопитового карбонатита (с красным флогопитом



Рис. 7. Цеолит-кальцитовый карбонатит, массив Одихинча (белое — цеолит, серые идиоморфные кристаллы — кальцит), увел. 120, николи +.

и светлым красноватым пироксолом) в юго-восточной части массива.

Поздние разности кальцитовых карбонатитов массива Одихинча, параллелизуемые нами с карбонатитами III и IV стадий на других массивах, представлены своеобразными эгирин-цеолит-кальцитовыми породами. Наблюдения показывают, что они образовались главным образом в результате цеолитизации и одновременной перекристаллизации более ранних карбонатитов: пироксен-флогопитовых, гранат-пироксеновых, пироксен-магнетитовых. Изредка отмечаются и самостоятельные дайкообразные тела небольшой мощности, сложенные тонкозернистыми разностями эгирин-цеолит-кальцитовых карбонатитов. Минеральный состав и геохимическая характеристика карбонатитов из «дайки» и карбонатитов, явно образовавшихся путем цеолитизации более ранних пород, практически одинаковы<sup>4</sup>. Интенсивнее всего процесс цеолитизации (и эгирини-

<sup>4</sup> Нельзя не отметить, что образование доломитовых и анкеритовых (III и IV стадия) карбонатитов в крупных, дифференцированных карбонатитовых массивах также идет двумя путями. Мы наблюдаем участки доломитизации кальцитовых карбонатитов и самостоятельные жильные тела доломитовых карбонатитов на Гулинском массиве и еще более значительные по масштабу зоны анкеритизации и «дайки» анкеритовых карбонатитов на Саянском массиве.

зации) проявлен в циркообразной впадине на севере массива, в районе развития щелочных пегматитов, но отмечен и за ее пределами.

В процессе цеолитизации происходит перекристаллизация кальцита (рис. 7) с образованием идиоморфных или лепестковидных кристаллов; натролит и эгирин выполняют промежутки между кристаллами кальцита (рис. 8). Первичный пироксен и гранат полностью замещаются эгирином или эгирин-магнетитовым агрегатом. Наблюдается перекристаллизация пироклора, появляются прожилковидные или гнездовидные обособления барита. В одной из разновидностей цеолит-кальцитовых пород нами впервые на массиве обнаружен церит (рис. 9). С. М. Прохоровой [Прохорова и др., 1966] в подобных карбонатитах был найден другой редкоземельный минерал — анкилит. Для поздних карбонатитов Одихинчи характерно также появление флюорита.

На массиве Одихинча известен еще один тип эндогенных карбонатных образований — цеолит-кальцитовые породы с флогопитом, реже с магнетитом, выполняющие центральные части («ядра») тел щелочных пегматитов (район циркообразной впадины, северная часть массива). Несмотря на некоторое сходство минерального состава, эти породы резко отличаются от цеолит-кальцитовых карбонатитов как по внешнему облику, так и по составу породообразующих минералов. Цеолит-кальцитовые породы из пегматитов крупнозернистые до гигантозернистых, а карбонатиты чаще всего мелкозернистые до среднезернистых. Кальцит из пегматитов практически не содержит примеси редкоземельных элементов, беден Sr и Ba в отличие от кальцита из карбонатитов (см. гл. III). Цеолит в пегматитах представлен преимущественно мезолитом, в карбонатитах — исключительно натролитом. В «пегматитовых» карбонатных породах совершенно отсутствует редкометалльная и редкоземельная минерализация. В целом эти породы, по-видимому, можно сопоставлять лишь с наиболее поздними из гидротермальных образований в карбонатитовых массивах, и мы их не рассматриваем.

Массив Кугда расположен примерно в 25 км к юго-востоку от массива Одихинча. Он меньших размеров, но строение и набор пород, слагающих оба массива, практически одинаковы. Описание массива дано в работах Г. Г. Моора (1957), Л. С. Егорова (1964), С. М. Прохоровой и др. (1966). Подобно Одихинче, массив малоуглубинный и слабо эродирован.

Карбонатиты на массиве Кугда распространены незначительно. Они наблюдаются в виде многочисленных, но не крупных гнезд или сети прожилков во флогопит-оливиновых породах в северо-западной части массива; здесь же вскрыто канавой небольшое жилообразное тело лейкократовых кальцитовых карбонатитов.

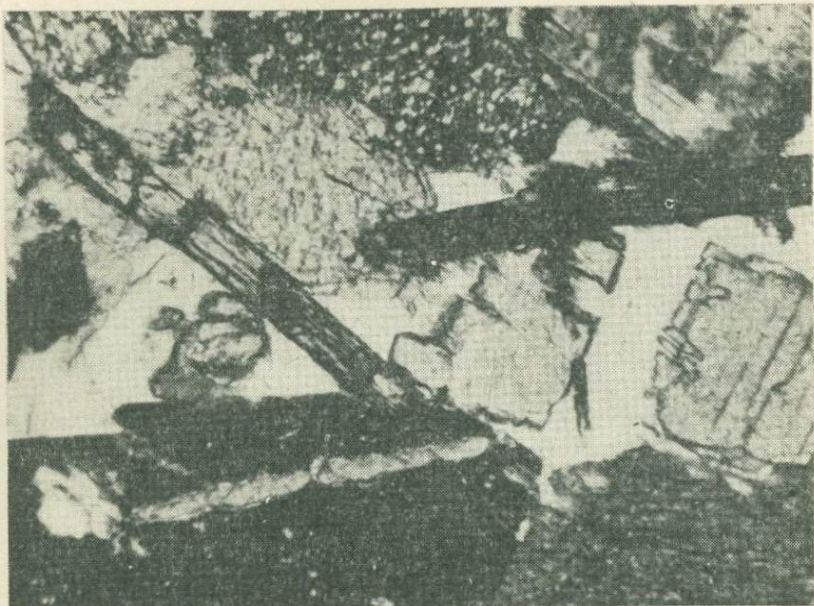


Рис. 8. Эгприн-натролитовый прожилок в кальциевом карбонате, массив Одихинча, увел. 120, николи +.

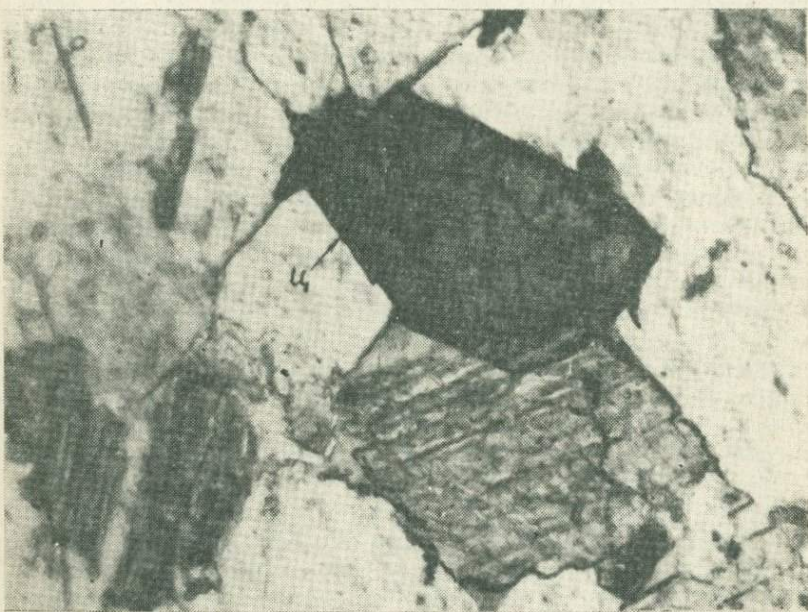


Рис. 9. Церит (ц) в натролит-кальцитовых карбонатах, массив Одихинча, увел. 120, николи +.

Карбонатитовые гнезда и прожилки сложены крупнозернистым кальцитом, радиально-лучистыми агрегатами апатита, флогопитом и оливином. Из редкометальных минералов постоянно присутствуют перовскит и кальцитрит. По характеру минерализации, таким образом, эти карбонатиты можно считать карбонатитами I стадии. Карбонатиты с пирохлоровой минерализацией на массиве не отмечались.

Сравнивая общее геологическое строение изученных массивов, стадийность карбонатитового процесса в целом и особенности ранних кальцитовых карбонатитов, в частности, необходимо подчеркнуть следующие наиболее характерные отличия между массивами.

1. Если сравнивать между собой глубоко и слабо эродированные массивы в пределах одной провинции (Саянский → Малый Саянский; Алданский → Поворотный → Гек, Воин; Гулинский → Одихинча, Кугда), то с уменьшением глубины эрозионного среза наблюдается: а) уменьшение размеров карбонатитовых проявлений и изменение формы карбонатитовых тел от штокообразной к преимущественно линейной; б) уменьшение степени дифференцированности карбонатитов, что выражается в «сокращении» схемы стадийности карбонатитового процесса (отсутствие карбонатитов I стадии на Малом Саянском массиве; своеобразное «сближение» температур формирования карбонатитов I и II стадии и отсутствие доломитовых (анкеритовых) карбонатитов на Одихинче; преобладание низкотемпературных фаций карбонатитов на массивах Гек и Воин); уменьшение доли форстеритовых разностей среди ранних кальцитовых карбонатитов вплоть до полного их отсутствия (массивы Малый Саянский, Гек, Воин); г) сокращение числа аксессуарных минералов в кальцитовых карбонатитах.

2. Сопоставление массивов, эродированных примерно в одинаковой степени, позволяет видеть, что независимо от глубины формирования г л у б о к о э р о д и р о в а н н ы е м а с с и в ы (Саянский, Алданский, Гулинский): е) имеют одинаковое внутреннее строение и одинаковую степень дифференцированности карбонатитов (реализуется наиболее полная схема стадийности процесса); б) характеризуются наибольшим распространением форстеритовых разностей среди ранних кальцитовых карбонатитов; в) имеют наиболее разнообразный набор аксессуарных минералов в ранних кальцитовых карбонатитах.

3. Важное отличие г л у б и н н ы х м а с с и в о в (Саянский, Малый Саянский, Алданский) — чрезвычайно широкое распространение карбонатитов с явными признаками метасоматического способа образования, слагающих крупные тела зонального строения. Состав карбонатитов внешних зон этих тел зависит от состава вмещающих пород. Апикальные срезы глубинных массивов характеризуются наибольшим разнооб-

разием минеральных фаций карбонатитов по исходным породам (Малый Саянский массив).

Для глубоко эродированных малоуглубинных массивов в метасоматические разности карбонатитов мало характерны (Гули). В апикальных срезах малоуглубинных массивов доля карбонатитов с признаками метасоматического способа образования увеличивается (Одихинча), однако и здесь отсутствуют сколько-нибудь значительные по размерам зональные тела карбонатитов, подобные наблюдаемым в глубинных массивах юга Сибири.

Необходимо обратить внимание на особое положение форстеритовых разностей кальцитовых карбонатитов в изученных массивах. Выше было показано, что они распространены преимущественно в глубоко вскрытых частях массивов любой фации глубинности и могут практически отсутствовать в апикальных частях массивов<sup>5</sup>. В метасоматических телах карбонатитов они приурочены к внутренним зонам; тела выполнения (штоки, дайки, незональные жиллообразные тела) в подавляющем большинстве сложены форстеритовыми карбонатитами. Для них характерна автономность минерального состава в любых вмещающих породах. Все эти признаки позволяют нам рассматривать форстеритовые карбонатиты как образования, наиболее полно отражающие особенности состава ювенильных карбонатитовых флюидов.

### Глава III

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ РАННИХ КАЛЬЦИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

### МАГНЕТИТ

Наряду с кальцитом и апатитом магнетит является одним из наиболее распространенных минералов карбонатитов. Он присутствует почти во всех минеральных парагенезисах кальцитовых карбонатитов I и II стадии. Распределение магнетита в породах неравномерное — от редкой вкрапленности до сплошных сливных или зернистых агрегатов с незначительным количеством кальцитового или апатитового «цемента». Наиболее обильная магнетитовая минерализация обычно приурочена к карбонатитам II стадии.

---

<sup>5</sup> Аналогичная закономерность наблюдается в карбонатитовых массивах Африки: в глубоко эродированных массивах Палабора, Южный Твиривер, Букусу есть форстеритовые карбонатиты, тогда как в слабо эродированных массивах они неизвестны [Verwoerd, 1966].

Магнетиты изучались под микроскопом в отраженном свете; для самых типичных разностей минерала выполнены химические анализы. С наибольшей детальностью изучены магнетиты форстерит-магнетитового парагенезиса в карбонатах.

Изучение показало, что на каждом массиве магнетиты из карбонатитов I и II стадии существенно различаются между собой по внешним признакам и химическому составу. В массивах разных фаций глубинности состав магнетита и ход его изменения от I ко II стадии карбонатитового процесса имеют как общие, так и характерные отличительные черты.

### Эволюция состава магнетита в карбонатитовом процессе

**Саянский массив.** В форстеритовых карбонатах I стадии магнетит образует плохо оформленные, чаще всего скелетные кристаллы размером 0,2—0,5 см, редко более. В отраженном свете магнетит имеет тусклую розовато-серую окраску. Изучение магнетитов при больших увеличениях микроскопа ( $\times 800$ ) показало, что в них постоянно присутствует тончайшая вкрапленность другого рудного минерала. Обычно наблюдаются тонкие пластинчатые образования в виде сетки с прямоугольными или ромбовидными ячейками: иногда преобладает линейная ориентировка пластинок. Минерал, слагающий пластинки, оптически изотропен. Полное сходство наблюдаемых структур с минераграфическими описаниями магнетитов, содержащих ульвёшпинель [Рамдор, 1962], убеждает в том, что они являются структурами распада твердого раствора ульвёшпинели в магнетите (рис. 10, а). Участки с хорошо диагностируемой ульвёшпинелью, не несущей признаков последующих изменений, чрезвычайно редки. Постоянно можно наблюдать, как тонкопластинчатая ульвёшпинель заменяется мельчайшими, оптически анизотропными капельками ильменита с сохранением ориентировки пластинок ульвёшпинели (см. рис. 10, б). «Капельки» ильменита сливаются, укрупняются, структурный рисунок местами приобретает отдаленное сходство с графическим (см. рис. 10, в). На фоне тонкой решетки замещенной ульвёшпинели возникают крупные «островки», пластинки или прожилковидные обособления ильменита, по своим размерам в десятки раз превосходящие «капельный ильменит». Как правило, вокруг этих крупных образований располагается зона магнетита, свободного от включений (см. рис. 10, в). Замещение ульвёшпинели ильменитом и его последующая сегрегация и перекристаллизация сопряжены с появлением в карбонатах I стадии признаков наложения более поздних процессов, сопровождаемых, например, серпентинизацией форстерита, появлением светло-бурых кайм у флого-

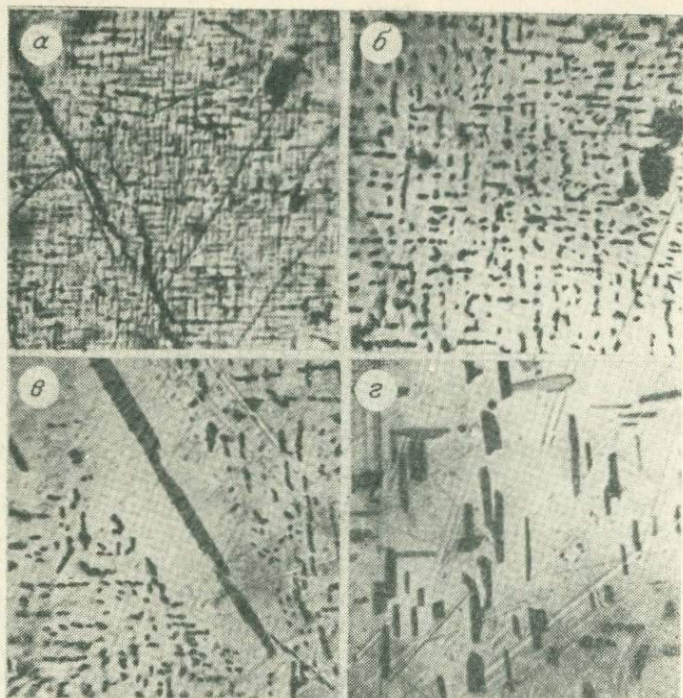


Рис. 10. Структуры распада твердых растворов в магнетитах из карбонатитов.

*a* — ульвёшпинель в магнетите из карбонатита I стадии, Саянский массив, увел. 1300; *б* — «капельный» ильменит, сохраняющий ориентировку ульвёшпинели, Алданский массив, увел. 800; *в* — собирательная перекристаллизация ильменита, Алданский массив, увел. 800; *г* — псевдографическая структура ильменита в магнетите из пироксенового карбонатита, Саянский массив, увел. 800. Все снято в отраженном свете в иммерсии.

пита и замещением аксессуарного перовскита циркелитом (типоморфным минералом карбонатитов II стадии).

Химический состав магнетитов из форстеритовых карбонатитов I стадии практически одинаков в лейкократовых (табл. 2, обр. 528/19, 526/22) и меланократовых (обр. 66—1/5) разностях пород и характеризуется высоким содержанием титана и постоянной заметной обогащенностью магнием, марганцем и в меньшей степени глиноземом.

Высокое содержание титана и закисного железа при относительно пониженном содержании окисного железа свидетельствует о присутствии ульвёшпинели в наших магнетитах, хотя при пересчете химических анализов на минералы большая часть титана рассчитывается на ильменит. Плохая сохранность ульвёшпинели в изученных образцах не позволила с достоверностью установить ее присутствие рентгеноструктурным анали-

## Химический состав магнетитов из кальцитовых карбонатитов Саянского и Алданского массивов

Компонент	Саянский						
	Тип (стадия)						
	пироксеновый (I)	форстеритовый (I)			пероксено- вый (II)	форстеритовый (II)	
		224-I	528/19	66-1/5		526/22	220/5
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	9,78	7,68	7,45	5,20	4,49	3,01	4,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,52	0,30	0,52	—	0,27	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,39	57,75	59,50	62,06	64,80	65,65	64,62
FeO	30,40	31,20	29,45	29,30	29,30	27,80	27,60
MnO	0,52	1,28	1,32	1,00	0,24	1,11	1,39
MgO	2,06	1,57	1,98	1,92	1,17	2,16	2,04
CaO	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . .	100,00	100,00	100,00	100,0	100,00	100,00	100,00
Минералы							
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,7	1,0	0,6	1,1	—	0,6	0,2
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	10,6	8,2	10,4	10,1	6,5	11,2	11,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,4	3,8	3,8	3,9	0,9	3,4	4,2
FeFe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	61,0	64,0	64,5	69,4	77,9	73,2	71,3
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	—	8,5	2,5	4,8	—	—	—
FeTiO <sub>3</sub>	25,3	14,5	18,2	10,7	12,5	8,1	11,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	2,3	3,5	1,3
Сумма . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Компонент	Алданский								
	Тип (стадия)								
	пироксеновый (I)		форстеритовый (I)		пироксеновый (IIa)		форстеритовый (IIa)		форстеритовый (IIb)
	М-2/120	М-3/28	Ф. Г.	104/2	М-2/27	108А	М-3/20	108Б	105/61
SiO <sub>2</sub>	—	—	0,35	0,12	—	—	0,54	—	—
TiO <sub>2</sub>	4,38	5,75	8,17 *	7,50	5,17	4,40	4,70	4,75	4,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	0,26	Не опр.	0,72	0,48	0,23	0,94	0,48	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64,57	61,10	} Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,42	63,06	63,65	61,25	63,50	63,24
FeO	29,72	32,39		78,13	27,22	28,47	31,00	28,47	26,94
MnO	0,02	—	1,19	0,90	Сл.	0,13	1,41	2,59	1,05
MgO	0,57	0,50	2,80	2,67	2,82	0,59	2,42 *	1,74	1,53
CaO	—	—	0,57	0,51	—	—	0,14	—	—
Сумма . . . . .	100,00	100,00		99,06	100,00	100,00	99,87	100,00	100,00
Минералы									
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,5	0,8		1,5	1,1	0,45	2,0	1,1	0,9
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,1	2,6		14,2	14,8	3,3	9,2	9,3	8,3
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	—		2,7	—	0,45	4,4	7,8	3,3
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	78,7	80,9		59,9	70,1	82,8	71,4	67,7	74,6
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	—	—		—	—	—	—	—	—
FeTiO <sub>3</sub>	12,3	15,7		20,1	14,0	12,2	13,0	13,1	12,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,4	—		1,6	—	0,8	—	—	1,0
Сумма . . . . .	100,0	100,0		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Обр. 220/5 и 548/8 — средние по трем анализам; обр. 558/3, М-2/120, М-3/28, 108А — средние по 2 анализам. Звездочкой отмечено среднее по 2 определениям. Анализы выполнены Г. С. Гормашевой.

зом. Первоначальное содержание ульвёшпинели в магнетите составляло, вероятно, около 30 мол. % (в пересчете на ильменитовую составляющую 20 мол. %). Магнезиоферритовой составляющей в магнетитах из форстеритовых карбонатов I стадии содержится около 10 мол. %.

При изучении аншлифов магнетитов из пироксеновых карбонатов I стадии наблюдались преимущественно пластинчатые, таблитчатые или неправильной, угловатой формы обособления ильменита в магнетите. Ориентировка пластинчатых выделений разнообразная, но наиболее часто отмечается расположение табличек ильменита по прямоугольной сетке (см. рис. 10, 2). Нередко встречается довольно тонкая ильменитовая решетка с тончайшей вкрапленностью черной шпинели по краям пластинок ильменита или серия параллельных грубопластинчатых выделений ильменита в магнетите (рис. 11). Это многообразие типов структур распада в магнетите обусловлено присутствием в пироксеновых карбонатах (особенно в их эндоконтактных разностях) реликтовых зерен магнетита из вмещающих силикатных пород.

Химический состав магнетита из пироксеновых карбонатов I стадии (см. табл. 2, обр. 224—I) отличается от состава магнетита форстеритовых карбонатов более высокими содержаниями титана и глинозема и широким разбросом содержания магния: от 2 до 0,3 вес. % MgO.

В форстеритовых карбонатах II стадии магнетит образует клиновидные (искаженные октаэдрические) кристаллы размером 0,5—0,7 см, иногда 1—1,5 см. Изучение аншлифов показало, что отражательная способность минерала выше, чем у магнетита I стадии, и структур распада с ульвёшпинелью в нем нет. Наблюдаются лишь редкие, неравномерно распределенные включения ильменита. Во внутренних участках карбонатитовых тел магнетит почти не содержит вrostков ильменита, но вблизи контактов форстеритовых карбонатов с другими породами и в диопсидовых карбонатах наряду с кристаллами гомогенного магнетита отмечаются зерна с «капельными» и псевдографическими структурами ильменита.

Химический состав магнетитов II стадии (см. табл. 2, обр. 220/5, 548/8 и 558/3) характеризуется почти вдвое меньшим, чем в I стадию, содержанием титана и несколько возросшим количеством окисного железа, магния и марганца. Содержание ильменитовой составляющей около 10 мол. %, магнезиоферритовой — в среднем 11,2 мол. %. Магнезиальность магнетита в диопсидовом карбонатите ниже, чем в форстеритовом (6,5 мол. %  $MgFe_2O_4$ ).

**Алданский массив.** Магнетиты его сходны с магнетитами Сааянского массива. В карбонатах I стадии магнетит постоянно содержит вкрапленность «капельного» ильменита с «ульвёшпинелевой» ориентировкой, причем сетчатая струк-

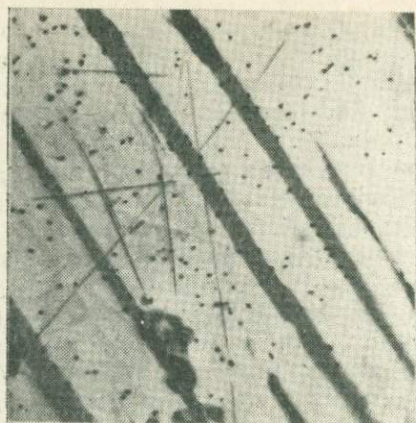


Рис. 11. Пластинки ильменита и точечные выделения шпинели в магнетите из пироксенового карбоната, увел. 800, иммерсия.

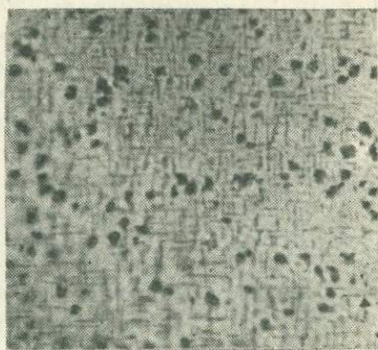


Рис. 12. Ульвёшпинель-шпинелевые структуры распада в магнетите, Алданский массив, увел. 1300, иммерсия.

тура здесь очень грубая и крупноячеистая (см. рис. 10, з).

Неизменной ульвёшпинели в магнетитах из кальцитовых карбонатов Алданского массива не наблюдалось. Очень густая «ульвёшпинелевая» сетка отмечается лишь в магнетите из меланократовых форстерит-магнетит-апатитовых пород с перовскитом и кальцитритом (см. табл. 2, обр. Ф. Г.). Кроме измененной ульвёшпинели, здесь присутствует вкрапленность обычной шпинели (вероятно, плеонаст) (рис. 12).

Химические анализы (см. табл. 2, обр. 104/2; М-2/27) характеризуют магнетиты из форстеритовых карбонатов I стадии как титаномагнетиты с содержанием магнезиоферритовой составляющей в среднем 14,5 мол. %. Первоначальное содержание ульвёшпинелевой составляющей равнялось примерно 30 мол. % (около 20 мол. % ильменитового минала). Пироксеновые карбонаты содержат менее магнезиальный магнетит (3 мол. %  $MgFe_2O_4$ ) с переменными содержаниями титана (см. табл. 2, обр. М-2/120, М-3/28).

Магнетиты из форстеритовых карбонатов II стадии по форме и размерам кристаллов, по отражательной способности и внутренней структуре, в общем, аналогичны магнетитам II стадии Саянского массива. Отличие их в том, что в центральных зонах карбонатитовых тел II стадии (IIa и IIб подстадии) не наблюдалось полной очистки магнетита от включений ильменита. Ильменит присутствует в виде редких грубопластинчатых выделений или «пятен» неправильной формы; иногда вдоль границ пластинок встречаются точечные включения шпинели. Согласно химическим анализам содержание ильменитовой и магнезиоферритовой составляющей в магнетитах несколь-

## Химический состав магнетитов из карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции

Компонент	Гуллинский массив								
	Тип (стадия)								
	форстеритовый (I) андоконтакт			пироксено- вый (I)	форстеритовый (I)		форстеритовый (IIa)		
	РЗ/6	Г15/1	ЗГ/1	21	ЗГ/4	Г6/2	Г-28-1	Г54/15	Г54/12
SiO <sub>2</sub>	0,80	0,80	0,18	0,72	1,02	1,00	0,66	0,84	0,83
TiO <sub>2</sub>	7,71	7,11	6,47	4,48	3,01	4,26	1,28	1,40	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	3,75	1,46	4,77	0,26	0,67	1,68	0,71	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,00	53,36	58,11	55,18	64,92	63,14	68,64	67,18	67,56
FeO	26,58	29,10	26,40	29,12	23,17	23,87	21,37	21,37	24,78
MnO	0,82	0,79	1,10	0,85	1,49	1,34	0,62	0,59	0,59
MgO	6,30	5,48	5,86	4,00	5,24	5,43	5,49	6,04	3,09
CaO	0,31	0,29	0,18	1,22	0,18	0,53	0,18	0,27	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нерастворимый остаток	—	—	0,98	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . .	100,29	100,68	100,74	100,34	100,05	100,49	100,55	100,02	100,60
Минералы									
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	13,5	7,3	3,1	9,8	0,7	1,5	3,8	1,6	1,4
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	26,2	22,1	28,3	19,4	22,0	22,7	25,7	31,0	15,1
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,2	2,2	3,2	2,5	4,7	4,2	2,3	1,8	1,8
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	35,8	43,6	42,5	50,3	63,0	60,8	59,8	61,0	71,6
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	8,8	20,1	19,2	17,5	—	—	—	—	—
FeTiO <sub>3</sub>	13,5	4,7	3,7	—	8,6	10,8	3,6	4,0	5,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	1,0	—	4,8	0,6	4,2
FeO	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Сумма . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Компоненты	Гулинский массив					Одихинча		Кугда	
	Тип (стадия)								
	форстеритовый (IIa)	форстеритовый (IIб)				доломитовый	пироксеновый (I)	пироксеновый (II)	форстеритовый (I)
		Г55-I	Г28-II	Г55/20	Г54/16				
SiO <sub>2</sub>	0,36	0,23	0,32	0,30	0,50	0,19	—	0,79	—
TiO <sub>2</sub>	1,89	1,18	1,74	1,75	0,65	1,05	3,37	1,80	6,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,89	1,53	5,24	3,45	5,38	2,90	0,51	0,32	0,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,97	68,34	66,10	67,46	63,00	63,85	64,22	63,96	61,59
FeO	17,42	17,78	13,83	14,08	15,63	26,22	29,53	31,61	27,49
MnO	0,64	0,93	0,82	0,91	0,32	0,46	0,62	1,30	0,72
MgO	11,43	8,50	12,41	11,96	11,39	2,66	1,75	0,40	3,77
CaO	0,62	0,09	0,09	0,09	1,46	0,09	—	0,25	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	—	—	—	1,21	—	—	—	—
Нерастворимый остаток	—	1,62	—	—	—	1,97	—	—	—
Сумма . . . . .	99,88	100,20	100,55	100,00	99,54	99,19	100,00	100,43	100,00
Минералы									
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	13,8	3,3	10,3	7,0	11,2	6,4	1,1	0,7	0,8
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	55,0	44,1	60,2	58,9	56,5	14,4	9,4	1,5	19,8
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,6	2,8	2,4	2,7	0,8	1,4	2,0	4,0	2,1
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	19,8	45,9	21,1	25,2	26,1	73,8	76,8	85,6	59,2
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	7,3	—	5,2	5,2	2,9	—	4,6	7,7	6,6
FeTiO <sub>3</sub>	—	3,3	0,8	1,0	—	3,2	6,1	—	11,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—
FeO	2,5	0,6	—	—	2,5	—	—	0,5	—
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Обр. 21 — из магнетито-кальцитового гнезда в кальцито-диопсидовой породе [Эпштейн и др., 1961]. Остальные анализы выполнены Г. С. Гормашевой и Г. Н. Стржежневой; обр. Г54/12 — из форстеритового карбоната с темным пироксеном (IIa подстадия), в значительной мере доломитизированного; обр. Г55-1 — из массивной форстерит-апатит-магнетитовой породы IIa (?) подстадии; обр. Г55/23 — из доломитового карбоната III стадии, замещившего меланократовую форстерит-апатит-магнетитовую породу. При расчете минералов примесь силикатов (форстерит, пироксен, флогопит) исключалась.

ко понижено по сравнению с магнетитами I стадии (см. табл. 2, обр. М-3/20, 108Б и 105/61). Пироксеновый карбонатит содержит менее магнезиальный магнетит (обр. 108А).

**Гулинский массив.** В форстеритовых карбонатитах I стадии и магнетит образует ромбододекаэдрические или октаэдрические, со сглаженными ребрами, кристаллы размером 0,3—0,8 см, изредка более 1 см. В отраженном свете, при малых увеличениях микроскопа, магнетит из наиболее типичных лейкократовых карбонатитов выглядит совершенно однородным, и только при максимальных увеличениях, в иммерсии, с трудом обнаруживается присутствие тончайших пластинчатых структур распада типа ульвёшпинелевых, или более грубых игольчатых — типа ильменитовых, а также точечная вкрапленность ильменита и шпинели, обычно приуроченной к выделениям ильменита.

В эндоконтактовых разностях карбонатитов I стадии в магнетитах наблюдаются более густые и отчетливые ульвёшпинелевые структуры распада (на контакте с оливиновыми меланефелинитами) и ульвёшпинель-шпинелевые структуры распада (близ контакта с монтичеллитизированными оливиновыми и оливин-мелилитовыми породами).

Ульвёшпинель-шпинелевые структуры распада отмечены также в магнетитах из брекчии карбонатизированных мелилит-оливиновых пород («альнеитовая брекчия» — по Е. М. Эпштейну (1961); табл. 3, обр. Р3/6) и из меланократовых форстеритовых карбонатитов, содержащих циркониевый гранат (см. табл. 3, обр. ЗГ/1 и Г15/1. Подобные структуры распада нами уже отмечались для форстерит-магнетит-апатитовых пород Алданского массива.

Химические анализы показывают, что магнетиты из лейкократовых и мезократовых форстеритовых карбонатитов умеренно обогащены титаном, но содержание магния в них значительно выше, чем в магнетитах Саянского и Алданского массивов (см. табл. 3, обр. ЗГ/4 и Г6/2). Приконтактовые и меланократовые разности карбонатитов содержат магнетиты, заметно обогащенные титаном, магнием и глиноземом по сравнению со средним магнетитом из лейкократового карбонатита, видимо благодаря присутствию реликтового магнетита силикатных пород. Содержание магнезиоферритовой составляющей в обычном магнетите I стадии равно в среднем 22 мол. %, первоначальное содержание ульвёшпинелевой составляющей — около 13 мол. % (9 мол. % ильменитового минала). Магнетит беднее магнием в эндоконтактовых пироксеновых карбонатитах (см. табл. 3, обр. 21), чем в форстеритовых.

В карбонатитах II стадии Гулинского массива следует рассмотреть три типа магнетитов: 1) из карбонатитов IIa подстадии (с темным гатчеттолитоподобным пироксеном), 2) из форстерит-апатит-магнетитовых пород участка месторож-

дения, 3) из карбонатитов IIб подстадии (с мелким красным пироксолом, бадделейтом и торрианитом).

Магнетит IIа подстадии наблюдается в виде крупных (0,7—1,2 см), довольно хорошо оформленных, слегка искаженных октаэдрических кристаллов с шероховатыми гранями. Иногда наблюдаются сдвойникованные кристаллы, часто — сростки пироксолов с магнетитом. Магнетит распределен в карбонатите очень равномерно, и его вкрапленность бывает хорошо видна на выветрелой поверхности породы. В отраженном свете магнетит имеет тусклый блеск, светло-серую окраску. При больших увеличениях видны очень тонкие редкие иглы ильменита и мелкая, негустая вкрапленность изометричных и пластинчатых зерен шпинели. В образцах карбонатитов, затронутых доломитизацией, по краям кристаллов магнетита и по трещинкам развивается тонкопластинчатый гематит.

Химический анализ (см. табл. 3, обр. 1-28—I) показывает, что магнетит этого типа содержит втрое меньше титана и немного больше магнезия и глинозема по сравнению с магнетитом I стадии.

Магнетит IIа(?) подстадии из форстерит-апатит-магнетитовых пород участка, сохранившихся в виде реликтовых блоков среди карбонатитов IIб подстадии, наблюдается в виде массивных сливных агрегатов с включениями ксеноморфных кристаллов форстерита и апатита. В шлифах даже при малых увеличениях видна обильнейшая и равномерная вкрапленность шпинели в магнетите в виде изометричных или игольчатых зерен. По данным химического анализа (см. табл. 3, обр. Г55—I) магнетит беден титаном, но содержит много магнезия (55 мол. %  $MgFe_2O_4$ ) и глинозема (13,8 мол. %  $FeAl_2O_4$ )<sup>6</sup>.

В карбонатитах IIб подстадии наблюдаются два типа магнетита — в зависимости от того, какие породы подвергались переработке — карбонатиты IIа подстадии или форстерит-апатит-магнетитовые породы.

Магнетит IIб подстадии в карбонатитах, сформировавшихся в результате перекристаллизации карбонатитов IIа подстадии, образует чрезвычайно своеобразные уплощенные октаэдрические, почти таблитчатые кристаллы, нередко сдвойникованные по (111). Мелкий красный пироксолом густо нарастает на грани магнетита.

При карбонатизации массивных магнетитовых пород участка образуются кристаллы другого типа — хорошо

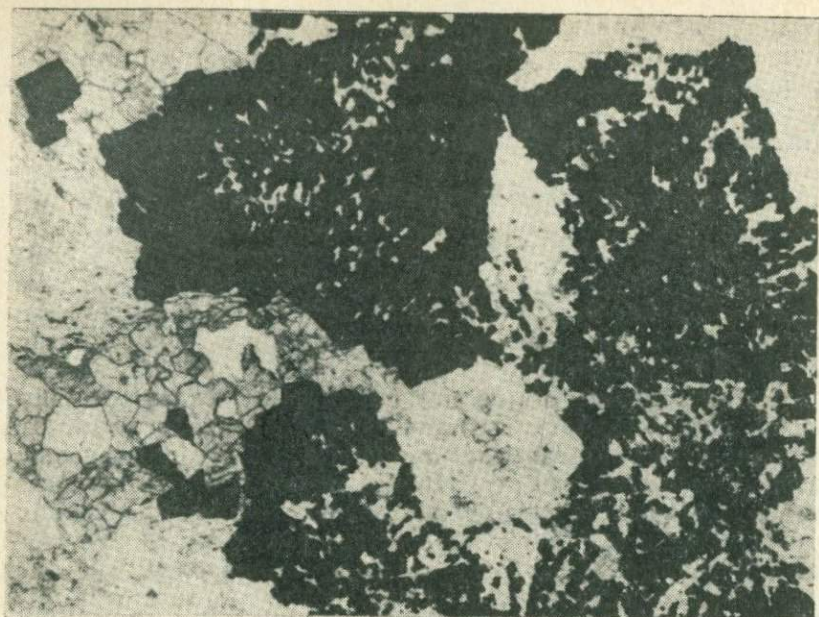
<sup>6</sup> Состав доплавов нерастворимых остатков при анализе магнетитов II стадии свидетельствует о том, что шпинель имеет магнезиальный состав с небольшой примесью Fe и Zn. Однако мы условно пересчитываем весь глинозем в магнетитах на железистую алюмошпинель, а весь Mg учитываем в виде магнезиоферритовой составляющей — для удобства сопоставления магнетитов разных типов.

оформленные правильные октаэдрические, часто в сростании с форстеритом и в ассоциации с самостоятельными кристаллами шпинели. Кристаллы магнетита обоих типов характеризуются ярким блеском. В шлифах отмечаются однотипные по составу включения: шпинель, ильменит, гематит, с той лишь разницей, что октаэдрические кристаллы магнетита участка содержат густую и довольно равномерную вкрапленность шпинели и редкие иголки и «капли» ильменита, а таблитчатый магнетит относительно беден шпинелью, выделения ее гораздо мельче (точечная сыпь), но ильменита несколько больше. Гематит приурочен к выделениям шпинели, образуя довольно равномерную эмульсионную вкрапленность в магнетите.

Таким образом, уже по оптическим наблюдениям отчетливо видно наследование магнетитами IIб подстадии особенностей состава магнетитов замещаемых пород. Химические анализы полностью подтверждают наблюдаемую картину. Так, магнетит Г-28—II (см. табл. 3), образовавшийся при перекристаллизации магнетита Г-28—I (IIа подстадия), отличается от исходного магнетита лишь более высоким содержанием магнезиоферритовой составляющей (44,1 мол. %  $MgFe_2O_4$  вместо 25,7%). Магнетиты Г55/20, Г55/7 и Г54/16 (см. табл. 3) в карбонатитах, заместивших форстерит-апатит-магнетитовые породы, также отличаются от исходного магнетита (обр. Г55—I) повышенным содержанием магнезиоферритового компонента (до 60 мол. %  $MgFe_2O_4$  вместо 55 мол. %) и меньшим содержанием алюмошпинелевого компонента (7—11 мол. %  $FeAl_2O_4$  вместо 13,8 мол. %), что приводит к появлению шпинели в виде самостоятельной фазы. Обе разновидности магнетитов IIб подстадии роднит между собой очень высокое содержание магнезиоферритовой составляющей (44—60 мол. %) и низкое — титана.

При наложении на карбонатиты IIа и IIб подстадий более позднего процесса доломитизации происходит растворение и перекристаллизация магнетита. На начальном этапе доломитизации на месте октаэдрических кристаллов магнетита остаются зерна с ячеистой поверхностью, а массивные магнетитовые агрегаты превращаются в сростки дендритных кристаллов (рис. 13). Магнетит очищается от вкрапленности шпинели вдоль границ зерен и вдоль зонк нарушений в кристаллах.

Химический состав преобразованного магнетита отличается от первичного резко пониженным содержанием магния: можно сравнить, например, в табл. 3 образец Г-28—I и его доломитизированный аналог Г54/12 или образец Г55—I и Г55/23 (из свежих и доломитизированных форстерит-апатит-магнетитовых пород участка). Таким образом, в зависимости от степени доломитизации кальцитовых карбонатитов валовый состав магнетита в пробах может широко варьировать. Высвобождающийся при «очистке» магнетита Mg фиксируется в виде



*Рис. 13.* «Дендритные» кристаллы магнетита, образующиеся в результате перекристаллизации первичного магнетита на фронте доломитизации, Гулинский массив, увел. 30, без анализатора.

доломита. Так, даже при слабо проявленной доломитизации пород вокруг магнетита непременно образуется доломитовая оторочка, а реликты магнетитовых пород участка оказываются доломитизированными раньше вмещающих лейкократовых кальцитовых карбонатитов, в которых появляются только первые признаки доломитизации.

**Массив Одихинча.** В пироксеновых карбонатитах I стадии магнетит образует довольно крупные (0,5—1 см и более), слегка искаженные октаэдрические и кубоктаэдрические кристаллы. В отраженном свете под микроскопом магнетит имеет яркий блеск и содержит очень тонкие и редкие, видимые лишь в иммерсии при больших увеличениях, включения игольчатых пластиночек ильменита. При малых увеличениях магнетит выглядит однородным.

Кристаллы магнетита из пироксеновых карбонатитов II стадии имеют более сложную форму (комбинация октаэдра и ромбододекаэдра), грани гладкие, блестящие. В отраженном свете минерал совершенно однороден.

Химический состав магнетитов Одихинчи характеризуется невысокими содержаниями Ti и Mg, убывающими от I ко II стадии; содержание Mn, напротив, возрастает (см. табл. 3, обр. КО/44 и КО/104).

**Массив Кугда.** В форстеритовых карбонатах массива магнетит образует мелкие кубоктаэдрические кристаллы со стлаженными ребрами. В иммерсии наблюдаются очень тонкие и редкие структуры распада ульвёшпинели в магнетите — преимущественно с линейной ориентировкой. Содержания Ti и Mg в магнетите из карбонатов Кугды (см. табл. 3, обр. КУ/22) высокие, вполне сопоставленные с содержаниями этих элементов в магнетитах из эндоконтактных разностей форстеритовых карбонатов Гулинского массива. Алюмошпинелевого компонента в магнетитах Кугды, однако, меньше, чем в гулинских. Обращает на себя внимание значительно большая магнезиальность магнетита из форстеритовых карбонатов Кугды в сравнении с магнетитом из пироксеновых карбонатов Одихинчи той же температурной фации.

### **Основные закономерности изменения состава магнетитов в карбонатах Восточной Сибири и других провинций**

Проведенные исследования позволили установить, что для карбонатов Восточной Сибири характерно следующее.

1. На всех изученных массивах титан, магний, алюминий и марганец являются постоянными элементами-примесями в магнетите.

2. Магнетиты из карбонатов I стадии на всех массивах богаче титаном, чем магнетиты из карбонатов II стадии. Для первых характерны структуры распада твердого раствора ульвёшпинель — магнетит (иногда ульвёшпинель — алюмошпинель — магнетит). Вторым свойственно присутствие либо вростков ильменита в магнетите, либо структур распада более сложных твердых растворов: алюмошпинель — магнетит, алюмошпинель — ильменит — магнетит, алюмошпинель — ильменит — гематит — магнетит.

3. Магнетиты I стадии глубинных Саянского и Алданского массивов богаче титаном, чем соответствующие магнетиты из карбонатов малоглубинных массивов Маймечя-Котуйской провинции (за исключением эндоконтактных разностей карбонатов Гулинского массива и Кугды, содержащих реликтовый магнетит силикатных пород).

4. Содержание Mg в магнетитах из карбонатов заметно зависит от типа парагенезиса магнетита с силикатными минералами. В ассоциации с пироксеном магнетиты, как правило, менее магнезиальны, чем в ассоциации с оливином.

5. Сравнивая магнетиты только из форстеритовых разностей карбонатов, можно видеть, что в глубинных массивах юга Сибири магнезиальность магнетита невысока (гораздо

Химический состав магнетитов из кальцитовых

Компонент	Алданская			Ков	
	Арбастах			I	IIa
	I	II			
		Ар-1	Ар-2	10	K-IX
SiO <sub>2</sub>	—	—	0,10	—	—
TiO <sub>2</sub>	6,48	0,23	0,65	3,62	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	3,88	1,22	1,76	3,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,30	69,25	66,40	60,08	67,16
FeO	32,52	20,16	20,90	31,44	20,42
MnO	0,93	0,91	1,02	0,63	0,63
MgO	2,17	5,57	6,67	2,47	7,17
CaO	—	—	—	—	—
Прочие	—	—	—	—	0,06
Сумма . . . . .	100,00	100,00	99,45	100,00	100,00
Минералы					
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	1,2	8,4	2,7	3,8	8,1
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	11,4	30,6	35,7	12,9	38,0
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,7	2,9	3,0	1,7	1,7
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	60,4	52,9	53,4	65,0	49,7
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	22,6	—	—	14,3	—
FeTiO <sub>3</sub>	1,7	0,7	3,0	—	2,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	4,5	—	—	—
FeO	—	—	2,2	2,3	—
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

ниже, чем в малоглубинном Гулинском массиве), что в ходе карбонатитового процесса она изменяется мало, тогда как в Гулинском массиве значительно увеличивается от I ко II стадии.

Отмеченные тенденции в изменении составов магнетитов подтверждаются наблюдениями и химическими анализами минерала из массивов других карбонатитовых провинций (наши и литературные данные, табл. 4, рис. 14). Так, можно выделить первую группу массивов — с умеренно магнезиальными и высокотитанистыми составами магнетитов в форстеритовых карбонатитах I и II стадии (подобно глубинным Саянскому и

карбонатитов разных провинций мира

дюр	Кольская				
	IIб	II		I	
		K-II	Вуори-Ярви		Турий Мыс
	—		ВЯ-1	ВЯ-2	
—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	0,70
3,04	0,64	0,74	5,77	3,90	
1,09	2,36	3,15	0,75	1,17	
64,40	67,33	67,24	61,33	59,34	
28,14	21,18	20,31	28,89	27,30	
0,45	—	0,47	0,69	2,70	
2,76	7,45	8,01	2,28	4,66	
—	—	—	—	0,50	
0,12	0,04	0,08	0,29	—	
100,00	100,00	100,00	100,00	100,27	
2,4	5,1	6,5	1,7	2,6	
14,8	39,6	41,7	12,0	19,9	
1,5	—	1,5	2,1	8,1	
71,5	50,8	45,8	68,3	51,3	
4,6	2,6	2,8	1,3	15,7	
5,2	—	—	14,6	—	
—	—	—	—	—	
—	1,9	1,7	—	2,4	
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Алданскому массиву). К ней, по данным анализов (см. табл. 4), можно отнести массивы Альнэ (Швеция) и, возможно, Палабора (ЮАР). Им близки по составу и некоторые магнетиты из эксплозивных карбонатитовых брекчий северо-восточной окраины Сибирской платформы (см. табл. 4, обр. 57/14 и 42/2H). Массивы Альнэ и Палабора отнесены А. А. Фроловым (1975) к мезоабиссальной фации глубинности. По В. С. Самойлову и Ю. А. Багдасарову (1975) это верхи «глубинной фации».

Ко второй группе массивов — с высокомагнезиальными и бедными титаном магнетитами в карбонатитах II стадии (подобно Гулинскому массиву) — можно отнести массивы Арба-

Компонент	Рейнская (ФРГ)				Монтери (Канада)
	Кайзерштуль				Ока
	I(?)	II			I
	3	КШ	2	1	К-57
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	4,70	2,53	1,31	1,58	3,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,80	5,99	6,57	4,61	1,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,39	63,42	61,95	67,21	59,35
FeO	23,24	19,72	18,72	17,43	26,94
MnO	—	2,35	3,40	1,30	6,00
MgO	2,59	5,99	6,74	8,63	1,97
CaO	—	—	—	—	0,65
Прочие	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100,06	100,00	98,69	100,76	100,47
Миналы					
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	14,8	12,5	13,6	9,4	4,0
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	14,2	31,6	35,4	44,6	10,4
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	6,8	10,2	3,7	18,0
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	43,6	39,1	36,6	37,0	50,2
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	—	—	2,5	—	14,6
FeTiO <sub>3</sub>	13,1	6,6	1,7	4,2	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	3,4	—	1,1	—
FeO	—	—	—	—	2,8
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Обр. Ар-1 и Ар-2 — кальцит-форстерит-магнетит-апатит [Бородин и др., 1973]; обр. К-IX — пироксеновый карбонатит I стадии из коллекции тит-магнетитовые породы [Терновой и др., 1969]; обр. ВЯ-1 — форстеритовый карбонатит А — форстеритовый карбонатит [Ильинский и др., 1975]; обр. ТМ 68/2 — кар В. С. Самойлова, аналитик Г. С. Гормашева; обр. 1, 2, 3 — по В. Вименауэру форстеритовый карбонатит с ниокалитом; обр. К-30 — то же, с пирохлором, севита с пирохлором [Eckermann, 1974]; обр. II — карбонатит с магnezияльным кальцием, разделены спектральным анализом; в других пробах содержание титана выше, чем эффузивные карбонатитовые брекчии [Лалин и др., 1976].

растах (Восточная Сибирь), Ковдор и Вуори-Ярви (Кольский полуостров) и Кайзерштуль (ФРГ). Количество Mg в магнетитах этих массивов достигает 36—45 мол. % MgFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub> при содержании Ti 7—2 мол. % FeTiO<sub>3</sub> (см. табл. 4). Помимо общей направленности изменения состава магнетита, названные мас-

гнейсовая да)	Швеция		ЮАР	Анабарская	
	Альпе		Палабора	Анабар	
	I(?)	II	II	—	
	К-30	6	5	II	57/14
0,70	—	0,32	—	—	—
2,65	5,83	3,89	0,54	5,68	2,97
0,77	1,10	1,19	0,75	0,35	1,82
61,94	61,51	61,86	73,40	{94,10	{93,83
22,27	26,91	25,92	23,49	{Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	{Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
8,65	1,30	2,91	He опр.	0,69	0,32
2,60	3,08	2,21	2,53	2,06	2,91
0,38	—	0,13	—	—	—
—	0,03	—	0,56	—	—
99,96	99,76	100,33	102,27	103,99	101,84
1,8	2,4	2,7	1,9	1,0	4,6
10,1	16,4	12,3	14,6	13,2	18,5
26,9	3,8	9,1	—	2,5	1,0
48,5	61,8	65,0	73,5	56,3	61,7
10,9	—	—	—	27,0	14,2
—	15,6	10,9	1,6	—	—
—	—	—	8,4	—	—
1,8	—	—	—	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

товые породы из коллекции А. В. Лапина, анал. Г. С. Гормашева; обр. 10 — то же В. С. Самойлова, анал. Г. С. Гормашева; обр. К-I и К-II — кальцит-форстерит-апатит; обр. ВЯ-2 — апатит-магнетит-форстеритовая порода [Капустин, 1971]; бонатизированная магнетит-форстерит-апатитовая порода, из коллекции (Wimmenauer, 1963), обр. КШ — карбонатит II стадии [Капустин, 1971]; обр. К-57 — из коллекции А. А. Конева, анал. Г. С. Гормашева; обр. 6 — из севита; обр. 5 — из цитом, форстеритом и бадделейтом. Неполный химический анализ, MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> указано в анализе — 3,8—4,3 вес. % TiO<sub>2</sub> [Russell e. a., 1954]; обр. 57/14 и 42/2H —

сивы объединяет общая черта их геологического положения: все они формировались на небольшой глубине, а некоторые (массив Кайзерштуль), подобно Гулинскому массиву Восточной Сибири, являются эродированными вулканическими постройками.

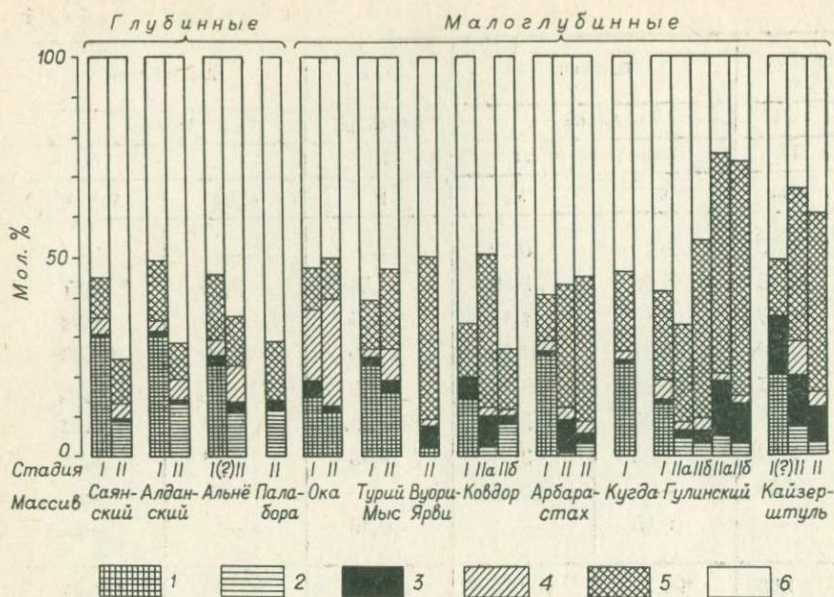


Рис. 14. Состав магнетитов в карбонатах Восточной Сибири и других провинций.

1 —  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ; 2 —  $\text{FeTiO}_3$ ; 3 —  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ; 4 —  $\text{MnFe}_2\text{O}_4$ ; 5 —  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ; 6 —  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ .

Просмотр аншлифов магнетитов из двух типов карбонатов массива Арбарастах (Алданская провинция)<sup>7</sup> показал, что в крупнокристаллическом магнетите, ассоциирующем с апатитом, зеленым флогопитом и железистым форстеритом<sup>8</sup>, содержится густая и равномерная вкрапленность «капельного» ильменита с «ульвёшпинелевой» ориентировкой и более грубые ламели ильменита. Наблюдаемая картина необычайно похожа на структуры в магнетитах I стадии Алданского массива.

Во втором магнетите (из зальбанда жилы мелкозернистых апатит-магнетитовых пород с кальцитом, бадделейтом и гатчеттолитом) отмечается тонкая, но довольно равномерная и густая вкрапленность шпинели, редкие мелкие веретенца ильменита и капли гематита возле зерен шпинели — картина, полностью аналогичная гулинским магнетитам II стадии.

Химические анализы обоих магнетитов (см. табл. 4, обр. Ар-1 и Ар-2) подтверждают оптические наблюдения: содержание Ti уменьшается с 25 до 3 мол. %  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  и одновременно возрастает количество Mg с 11 до 36 мол. %  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ .

В магнетитах из карбонатов Ковдорского массива (Кольская провинция) известны из литературных источников [Ку-

<sup>7</sup> Образцы из коллекции А. В. Лапина представляют собой существенно апатитовые разновидности карбонатов.

<sup>8</sup> Форстерит содержит 13 мол. % фаялитовой составляющей.

харенко и др., 1965; Бородин и др., 1973; Терновой и др., 1969] и наблюдались нами в образцах из коллекции В. С. Самойлова: 1) тонкие и редкие пластинчатые выделения ульвёшпинели (?) в магнетитах из пироксеновых карбонатитов I стадии<sup>9</sup> (см. табл. 4, обр. К-IX); 2) обильные включения алюмошпинели и редкие ильменита в кальцит-форстерит-магнетитовых карбонатитах IIa подстадии<sup>10</sup> (см. табл. 4, обр. К-I); 3) гомогенный магнетит с довольно крупными «островками», угловатыми, неправильной формы обособлениями ильменита в карбонатитах IIб подстадии<sup>11</sup> (см. табл. 4, обр. К-II).

Промежуточное положение между двумя выделенными группами массивов занимают массивы Ока (Канада) и Турий Мыс (Кольский полуостров). Согласно данным химического анализа (см. табл. 4, обр. К-57 и К-30) магнетиты из карбонатитов I и II стадии массива Ока имеют умеренную и постоянную магнетизальность (10 мол. %  $MgFe_2O_4$ ), содержание титана в них также умеренное и убывает от I ко II стадии процесса (14,6 и 10,9 мол. % ульвёшпинелевого минала). Специфической особенностью магнетитов из карбонатитов Оки является их уникальная обогащенность марганцем, увеличивающаяся от I ко II стадии карбонатитового процесса с 18 до 27 мол. %  $MnFe_2O_4$ .

В аншлифах карбонатитов массива Ока<sup>12</sup> даже при максимальных увеличениях микроскопа наблюдается гомогенный магнетит. Только в нескольких его зернах удалось видеть чрезвычайно тонкие лабиринтообразные структуры распада ульвёшпинели, причем они отмечались в образцах магнетитов обеих стадий<sup>13</sup>.

Для магнетитов из карбонатитов массива Турий Мыс (см. табл. 4, обр. А и ТМ68/2) характерна, в общем, умеренная магнетизальность, возрастающая от I ко II стадии процесса с 12 до 20 мол. %  $MgFe_2O_4$ , и довольно высокая титанистость минерала, убывающая от I ко II стадии (23 и 16 мол. % в пересчете на минал  $Fe_2TiO_4$ ). В аншлифах магнетитов Турьего Мыса (образцы из коллекции В. С. Самойлова) ничего, кроме редких точечных и тончайших игольчатых выделений шпинели и ильменита, не наблюдалось.

Оба массива формировались в условиях малых глубин (Турий Мыс — не более 1—2 км [Кухаренко и др., 1965], Ока — около 2—2,6 км [Wyllie, 1965]). Можно предполагать, кроме

<sup>9</sup> На массиве неизвестные форстеритовые карбонатиты I стадии.

<sup>10</sup> По типу структур распада и составу магнетит аналогичен магнетиту IIб подстадии Гулинского массива.

<sup>11</sup> Жильные тела, сложенные массивными сливными агрегатами магнетита с красным флогозитом, титанистым оливином, замещаемым клиногумитом, и с гатчеттолитом.

<sup>12</sup> Образцы из коллекции А. А. Конева.

<sup>13</sup> К породам I стадии мы относим карбонатиты с ниокалитом [Gold, 1969b], а к породам II стадии — с пироксидом.

Того, что породы массива Турий Мыс формировались в условиях быстрого охлаждения, благодаря трещиноватости и высокой проницаемости кровли массива. Об этом косвенно свидетельствует чрезвычайно широкое развитие дайковых серий пород в районе.

Картина эволюции состава магнетита в ходе карбонатитового процесса будет неполной, если мы не проследим, какие особенности состава были характерны для минерала на этапе формирования силикатных пород, предшествовавших карбонатитам в комплексных массивах. Некоторые данные о магнетитах силикатных пород помещены в табл. 5. Сопоставление их с данными табл. 2—4 показывает, что 1) магнетиты родственных карбонатитам силикатных пород содержат те же типоморфные примеси, что и магнетиты карбонатитов; 2) магнетиты силикатных пород постоянно богаче титаном, чем магнетиты карбонатитов; 3) магнезиальность магнетита из оливинсодержащих пород гораздо выше, чем из пироксеновых, так же, как в карбонатитах; 4) магнезиальность магнетитов из оливиновых пород комплексных массивов сопоставима с магнезиальностью магнетитов из форстеритовых карбонатитов I стадии, а в отдельных провинциях (Маймеча-Котуйская) и превосходит ее, приближаясь к магнезиальности магнетитов из карбонатитов II стадии близповерхностных массивов; 5) содержания глинозема в магнетитах силикатных пород и карбонатитов обычно близки; магнетиты ийолитов несколько беднее им, чем магнетиты оливиновых и мелилитовых пород.

### Главные изоморфные компоненты в магнетите как индикаторы условий образования

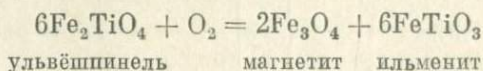
Изоморфное вхождение Ti, Mg, Al и некоторых других элементов в магнетиты довольно хорошо изучено, и некоторые данные экспериментальных исследований могут быть использованы для объяснения наблюдаемых в природе закономерностей.

**Ti-Fe твердые растворы в магнетите.** Присутствие Ti в магнетитах, согласно исследованиям П. Рамдора (1962), Н. Баста [Basta, 1960] и др. и экспериментам А. Баддингтона и Д. Линдсли [Buddington, Lindsley, 1964], обусловлено образованием твердых растворов серии ульвёшпинель — магнетит ( $Fe_2TiO_4$ — $Fe_3O_4$ ). При температурах выше  $600^\circ C$  эти фазы неограниченно растворимы друг в друге (в определенном интервале значений летучести кислорода). С понижением температуры растворимость ульвёшпинели в магнетите становится ограниченной, и в первоначально обогащенном примесью магнетите происходит обособление растворенной фазы с образованием специфических структур распада твердого раствора. Расчеты Дж. Фер-

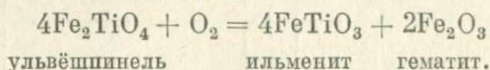
## Химический состав магнетита из силикатных пород комплексных массивов ультраосновных щелочных пород

Компонент	Саянский	Гулинский	Одахинча		Кугда	Турый Мыс			Альё
	ийолит	рудный пироксенит	оливинит	ийолит	рудный оливинит (жилы)	оливинит	мелилитовая порода	ийолит	якупирангит
SiO <sub>2</sub>	—	0,76	—	—	—	—	—	—	—
TiO	9,78	18,85	11,80	8,15	12,5	9,80	6,77	12,38	7,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	3,28	3,98	1,79	Сл.	3,51	3,28	1,62	0,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,05	32,20	47,10	56,89	53,18	49,65	55,15	49,86	59,37
FeO	30,37	36,40	30,60	29,82	22,12	29,54	30,25	34,32	27,26
MnO	0,19	0,49	0,40	0,86	0,39	0,68	0,98	1,01	2,49
MgO	0,61	6,50	5,29	2,49	11,05	5,14	3,44	0,49	1,56
CaO	—	Сл.	0,19	—	—	—	—	—	0,04
Прочие	—	1,44	0,64	—	—	1,68	0,13	0,32	0,72
Сумма . . . . .	100,00	99,92	100,00	100,00	99,24	100,00	100,00	100,00	99,89
Минералы									
FeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	5,7	7,4	3,7	—	6,7	6,5	3,3	1,9
MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,2	24,3	25,0	12,8	51,1	25,0	17,1	2,4	8,4
MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,6	1,2	1,1	2,5	0,9	1,9	2,9	2,8	7,5
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	64,6	10,3	30,1	58,65	10,1	34,3	50,6	58,0	59,4
Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	—	45,4	22,1	3,7	28,9	23,6	16,8	6,1	—
FeTiO <sub>3</sub>	26,2	11,7	13,5	18,65	9,0	8,5	6,1	27,4	20,4
Fe <sub>3</sub> O <sub>3</sub>	5,4	—	—	—	—	—	—	—	2,4
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	—	1,6	0,8	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Источник	Наши данные, анал. Г. С. Гормашева	Л. С. Егоров и др. (1961)	Наши данные, анал. Г. С. Гормашева		Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров (1962)	Г. А. Ильинский и др. (1975)			Н. Eskermann (1974)

хугена [Verhoogen, 1962] показали, что с понижением температуры чистая ульвёшпинель может устойчиво существовать лишь при все более низких значениях парциального давления кислорода:  $10^{-30,6}$  атм. при 700К и  $10^{-86}$  атм. при 298 К. Для твердых растворов магнетит — ульвёшпинель эти предельные значения  $P_{O_2}$  несколько выше, но тем не менее первичные ульвёшпинелевые структуры распада в природных магнетитах почти не сохраняются. Происходит окисление ульвёшпинели, сопровождаемое замещением ее ильменитом, согласно реакции [Basta, 1960]



или в более окислительных условиях [Verhoogen, 1962]



А. Баддингтон и Д. Линдсли полагают, что ульвёшпинель частично или полностью может окисляться в ильменит в глубинных условиях уже в процессе остывания пород в равновесии с остаточными водными флюидами. Резкое охлаждение, однако, может сохранить ульвёшпинель в твердом растворе.

На основании изучения природных титаномagnetитов и экспериментальных исследований равновесий сосуществующих серий твердых растворов магнетит — ульвёшпинель и гематит — ильменит<sup>14</sup> А. Баддингтон и Д. Линдсли [Buddington, Lindsley, 1964] определили зависимость состава образующихся твердых растворов от температуры и летучести кислорода в системе.

При заданной температуре наиболее богатый Ti магнетит образуется при наименьшей величине  $f_{O_2}$  в системе, и с понижением температуры данный состав магнетита будет устойчив при все более низкой летучести кислорода (рис. 15).

Если рассмотреть теперь составы магнетитов из карбонатов в свете приведенных выше экспериментальных данных, то можно сделать следующие выводы.

1. Присутствие в магнетитах I стадии структур распада твердого раствора ульвёшпинель — магнетит и высокие содержания Ti в этих магнетитах (до 30 мол. % в пересчете на минал  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) свидетельствуют о кристаллизации форстеритовых карбонатитов I стадии при температурах выше 600°C, что согласуется с другими геотермометрическими данными [Соколов, 1973; Самойлов, 1975]. Более точное определение температур по геотермометру Баддингтона — Линдсли мы произвести не

<sup>14</sup> Ильменит и гематит образуют непрерывную серию твердых растворов.

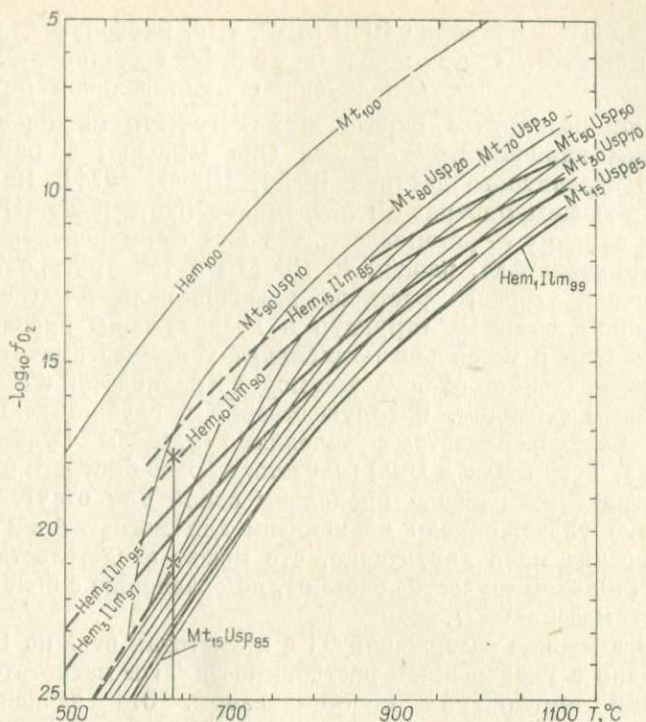


Рис. 15. Зависимость составов сосуществующих твердых растворов магнетит — ульвёшпинель и гематит — ильменит от  $T$  и  $f_{O_2}$  по А. Баддингтону и Д. Линдсли [Buddington, Lindsley, 1964]. Звездочками обозначены составы магнетитов из карбонатитов глубинных (нижняя) и малоглубинных (верхняя) массивов.

можем, так как в ранних карбонатитах отсутствует парагенезис магнетит — ильменит.

2. Принимая верхний температурный предел формирования карбонатитов I стадии близким к  $630^{\circ}\text{C}$ , с помощью диаграммы А. Баддингтона и Д. Линдсли легко найти объяснение разной обогащенности титаном магнетитов одной температурной фации в глубинных и близповерхностных карбонатитовых массивах. Причиной является возрастание парциального давления кислорода с уменьшением глубины формирования массива. По содержанию ульвёшпинели<sup>15</sup> в магнетитах I стадии можно очень грубо оценить величину  $f_{O_2}$  в карбонатитовом флюиде на разных массивах: для глубинных массивов (Алданский, Саянский) она равна  $10^{-21}$  атм, для малоглубинных (Гулинский,

<sup>15</sup> Имеется в виду предполагаемое первоначальное ее содержание (весь Ti учтен как  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ).

Ока, Ковдор) — примерно  $10^{-18}$  атм<sup>16</sup>, т. е. карбонаты I стадии на всех массивах формировались в резко восстановительных условиях. Достоверность полученных нами величин  $f_{O_2}$  подтверждают результаты определения летучести кислорода по минералам карбонатов массива Ока (Канада) с помощью твердоэлектролитного датчика [Friel, Ulmer, 1974]. По трем сосуществующим минералам: латрашиту (Nb-перовскит), магнетиту и оливину — установлено, что они формировались при летучести кислорода, равной  $10^{-17,1}$  атм и температуре 710°C.

3. Распад твердого раствора ульвёшпинель — магнетит с образованием сетчатых структур и последующим окислением ульвёшпинели в «капельный» ильменит успешнее всего происходит при медленном охлаждении пород в равновесии с остаточным водным флюидом, преимущественно в глубинных массивах. В близповерхностных условиях (массивы Гулинский, Одихинча, Турий Мыс и Ока) вследствие более быстрого охлаждения структуры распада проявлены слабо или отсутствуют. Замещение ульвёшпинели ильменитом для магнетитов Гулинского массива мало характерно, что может свидетельствовать об относительной «сухости» системы, по сравнению с более глубинными массивами<sup>17</sup>.

4. Уменьшение содержания Ti в магнетитах от I ко II стадии связано с уменьшением растворимости Ti в магнетите при понижении температуры кристаллизации. Эта зависимость становится особенно очевидной, если принять во внимание высокие содержания Ti в магнетитах из силикатных пород, предшествующих карбонатам (см. табл. 5).

5. В новых температурных условиях (450—550°C) кристаллизуются преимущественно твердые растворы серии магнетит — ильменит<sup>18</sup>. Ульвёшпинель-магнетитовые твердые растворы при этих температурах могли бы существовать только в условиях очень низких величин  $f_{O_2}$ , которые не достигались, по-видимому, даже в глубинных Саянском и Алданском массивах (в магнетитах II стадии нет ульвёшпинелевых структур распада). Вместе с тем в этих массивах не происходило и возрастания  $f_{O_2}$  во II стадию процесса, о чем косвенно можно судить по нашим данным о составе сосуществующих магнетита и ильменита

<sup>16</sup> Возможно, карбонаты в малоглубинных массивах кристаллизовались в несколько более окислительных условиях, так как включение Mg в состав Fe-Ti окислов сдвигает линии равновесия этих окислов в область более высокой летучести кислорода [Spreidel, 1970], но этот эффект уменьшается с понижением температуры.

<sup>17</sup> В пользу этого предположения свидетельствует также очень хорошая сохранность оливина в карбонатах Гулинского массива, тогда как в глубинных массивах он почти постоянно нацело замещен серпентином.

<sup>18</sup> Согласно литературным данным [Цветков и др., 1965; Basta, 1960; Verhoogen, 1962], взаимная растворимость в системе ильменит-магнетит ограниченная, не выше 5—10 мол. % FeTiO<sub>3</sub> в магнетите.

из более поздних амфиболовых карбонатитов (III стадия) Саянского массива [Чернышева, Гормашева, 1969]. Весьма приближенная оценка величины  $f_{O_2}$  по составу этой пары минералов путем экстраполяции данных Баддингтона и Линдсли до температуры  $400^\circ\text{C}$  дает цифру не более  $10^{-24}$  атм.

6. Магнезиальные магнетиты II стадии малоглубинных массивов (Гулинский, Арбарастах, Вуори-Ярви, Кайзерштуль) беднее титаном, чем магнетиты II стадии глубинных массивов. Этот факт и присутствие в магнезиальных магнетитах эмульсионных структур распада шпинель + ильменит + гематит свидетельствуют о кристаллизации минерала при более высокой, чем в глубинных массивах, летучести кислорода.

7. Формирование второй группы малоглубинных массивов (массивы «промежуточного» типа Турий Мыс и Ока) с умеренными и мало изменяющимися от I ко II стадии содержаниями титана и практически полным отсутствием структур распада в магнетитах («закаленные» магнетиты) происходило, вероятно, в условиях примерно постоянной умеренной летучести кислорода ( $10^{-18}$ — $10^{-17}$  атм).

**Mg-Fe твердые растворы в магнетите.** Изоморфное вхождение магния в магнетиты обусловлено образованием твердых растворов серии магнетит — магнезиоферрит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$  —  $\text{MgFe}_2\text{O}_4$ ). В присутствии других компонентов (Al, Ti), хорошо растворимых в магнетите при высоких температурах, Mg в процессе распада магнетитового раствора входит в состав образующейся шпинели, ульвёшпинели или ильменита. Это возможно благодаря существованию непрерывных твердых растворов между магнезиальными и железистыми членами в рядах минералов: магнезиальная шпинель — герцинит ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  —  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ), магнезиальная ульвёшпинель — ульвёшпинель ( $\text{Mg}_2\text{TiO}_4$  —  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), гейкилит — ильменит ( $\text{MgTiO}_3$  —  $\text{FeTiO}_3$ ).

Условия существования магнезиоферритовых твердых растворов изучены экспериментально главным образом в расплавленных силикатных системах [Muan, Osborn, 1956; Speidel, Osborn, 1967] и в системах  $\text{MgO}$ — $\text{FeO}$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$  [Speidel, 1967] и  $\text{MgO}$ — $\text{FeO}$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{TiO}_2$  [Speidel, 1970] при температурах выше  $1000^\circ\text{C}$ .

Уже первая работа [Muan, Osborn, 1956] показала, что поле кристаллизации магнезиоферритовых твердых растворов последовательно сокращается с понижением давления кислорода в системе — вплоть до полного его исчезновения в крайне восстановительных условиях. Дальнейшие исследования [Speidel, Osborn, 1967] выявили зависимость состава магнезиоферрита (и сосуществующих с ним пироксена и оливина) от давления кислорода и от температуры. Было установлено, что возрастанию магнезиальности магнетитового твердого раствора благоприятствует не только увеличение летучести кислорода, но и понижение температуры в условиях постоянной летучести кис-

лорода. Увеличение магнезиальности магнетита (в ассоциации с оливином и пироксеном) в более окислительной обстановке наблюдалось также в экспериментах по плавлению базальтов [Duke, 1974] и щелочных лав [Thompson, 1975].

Исследование условий образования магнезиального магнетита при низких температурах (200—300°C) показало, что здесь также отчетливо проявлена зависимость состава магнетита от величины парциального давления кислорода в системе [Павлов, Ревердатто, 1965]. Обогащение гидротермальных растворов кислородом, по мнению авторов, повышает их щелочность и приводит к возрастанию активности  $Fe^{3+}$  и  $Mg^{2+}$ , а вследствие этого и к возрастанию отношения  $Mg^{2+} : Fe^{2+}$  в магнетите.

Количественная зависимость магнезиальности магнетита и сосуществующих силикатных минералов от  $T$  и  $f_{O_2}$  экспериментально определена только в интервале температур 1080—1350°C и непосредственно к нашему природному материалу приложена быть не может. Тем не менее изменение магнезиальности магнетита в карбонатах обусловлено теми же причинами (изменение  $T$  и  $f_{O_2}$ ), что и изменение его титанистости, но имеет противоположную направленность: содержание магния в магнетите возрастает с понижением температуры (при постоянной  $f_{O_2}$ ) и с повышением  $f_{O_2}$  (при постоянной  $T$ ).

Умеренная и мало изменяющаяся от I ко II стадии магнезиальность характерна для магнетитов глубинных массивов (Саянский, Алданский), формировавшихся в условиях наиболее низкой и примерно постоянной летучести кислорода.

Умеренная или повышенная по сравнению с глубинными массивами магнезиальность магнетита в породах I стадии и очень высокая магнезиальность минерала в породах II стадии типичны для близкоповерхностных массивов типа Гулинского (Арбарастах, Ковдор, Вуори-Ярви, Кайзерштуль). Не исключено, что эти массивы на определенном этапе своего формирования были связаны с земной поверхностью и кристаллизовались в условиях «открытой» системы, при доступе атмосферного кислорода.

Умеренная и незначительно возрастающая в ходе процесса магнезиальность магнетита свойственна малоглубинным массивам типа Турий Мыс и Ока, которые кристаллизовались в условиях «закрытой» системы, быстрого охлаждения и постоянной, но более высокой, чем в глубинных массивах, летучести кислорода вследствие близости к земной поверхности.

### Микропримеси в магнетите

В качестве микропримесей в магнетитах из карбонатов Восточной Сибири обычно присутствуют (табл. 6) элементы группы железа (Ni, Co, Cr, V) и некоторые литофильные редкие элементы (Nb, Ta, Zr, Sc и др.).

Таблица 6

Элементы-примеси в магнетитах из карбонатитов Восточной Сибири по результатам спектрального анализа (аналитик А. Д. Глазунова), %

Массив	Стадия	№ обр.	Ni	Co	Cr	V	Zr	Sc	Nb
Саянский	I	224—1	0,06	0,0072	—	0,20	0,048	He опр.	0,030
		526/22	0,0076	0,0048	—	0,30	0,027	»	0,040
		66—1/5	0,0100	0,024	—	0,30	0,029	»	0,074
	II	220/5	0,0060	0,0030	—	0,18	0,027	He опр.	0,100 *
		548/8	0,0062	0,0022	—	0,22	0,021	»	0,069
		558/3	0,0088	0,0028	—	0,50	0,026	»	0,100 *
Алданский	II	M-5a/10	0,0041	0,0035	—	0,15	0,019	He опр.	0,036
		108a/5	0,0060	0,0014	—	0,16	0,120 *	»	0,069
		111/4	0,0052	0,0034	—	0,15	0,017	»	0,012
Гулинский	I	3K/6 **	0,0084	0,0039	0,020	0,17	0,011	0,0012	0,0025
		3Г/2 **	0,0026	0,0130	—	0,006	0,043	0,0015	0,0048
		3Г/1	0,0012	0,0063	—	0,14	0,020	0,0008	0,0042
		3Г/4	0,0025	0,0050	—	0,14	0,015	0,0008	0,0037
	II	Г-28—I	0,0030	0,0019	—	0,17	0,0042	0,0043	0,040
		Г54/15	0,0010	0,0050	—	0,12	0,0060	0,0048	0,018
		Г54/12	0,0046	0,0030	—	0,3	0,0037	0,0017	0,015
		Г55—I	0,0035	0,0100	—	0,09	0,0260 *	0,0056	0,025
		Г-28—II	0,0020	0,0010	—	0,14	0,0180 *	0,0040	0,330 *
		Г55/20	0,0046	0,0110	—	0,078	0,0078	0,0055	0,012
Г54/16	0,0013	0,0053	—	0,12	0,0078	0,0050	0,034		

Массив	Стадия	№ обр.	Ni	Co	Cr	V	Zr	Sc	Nb
Одихинча	I	КО/26 **	0,0210	0,0100	0,006	0,071	0,0040	—	—
		КО/17	0,0100	0,0130	—	0,071	0,0055	—	—
		КО/44	0,0280	0,0150	0,010	0,10	0,0030	Не опр.	—
		КО/52	0,0250	0,0200	0,012	0,11	0,0190 *	»	0,036 *
Кугда	II	КО/104	0,0080	0,0024	—	0,3	0,0050	Не опр.	0,0066
		I	КУ/22 **	0,1000	0,0200	0,063	0,10	0,0180	Не опр.

\* Завышение содержания элемента связано скорее с присутствием микровостков редкометаллических минералов (бадделита, пирохлора, цирконита, перовскита).

\*\* Эндоконтактовые породы.

Хром отмечается лишь в магнетитах из эндоконтактовых зон карбонатитов, количество его в минерале зависит от типа замещаемых пород: наиболее высокие содержания Cr в «апогипербазитовых» магнетитах (массивы Кугда, Гулинский).

Никелем заметно обогащены магнетиты эндоконтактовых зон карбонатитов (Кугда, Одихинча). В меланократовых разностях форстеритовых карбонатитов I и II стадий Саянского массива (обр. 66—1/5 и 558/3) содержание Ni выше, чем в лейкократовых карбонатитах.

Кобальт, подобно Cr и Ni, содержится в несколько большем количестве в магнетитах эндоконтактовых зон всех массивов. Магнетиты I стадии карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции богаче Co, чем магнетиты из массивов юга Сибири. На Гулинском массиве содержание Co в магнетитах убывает от I ко IIa подстадии; особенно стоят магнетиты из апатит-форстерит-магнетитовых пород «торианитового» участка (обр. Г55—I) и магнетиты карбонатитов IIb подстадии, развивающихся по этим породам (обр. Г55/20), содержание Co в них выше, чем в остальных типах магнетитов II стадии.

Ванадий в наибольшей степени обогащает магнетиты Саянского и Алданского массивов, а в карбонатитах массивов севера Сибири его содержание высоко (>0,3%) лишь в магнетитах

из доломитизированных (Гулинский, обр. Г54/12) или цеолитизированных (Одихинча, обр. КО/104) карбонатитов II стадии. Известно, что  $V^{3+}$  изоморфно замещает в магнетитах  $Fe^{3+}$  и близок по своим свойствам к Ti. Возможно, с этим связана некоторая общность в поведении Ti и V: наиболее обогащены обоими элементами магнетиты глубинных массивов.

Скандий определялся лишь в магнетитах Гулинского массива. Повышенные содержания Sc свойственны магнезиоферритам II стадии, что подтверждает наблюдаемую в щелочных породах [Кухаренко и др., 1965] и кимберлитах [Бородин и др., 1976] постоянную связь между Mg и Sc.

Цирконий и ниобий — типоморфные «карбонатитовые» примеси в магнетитах. В породах, содержащих циркониевую (кальциртит, циркелит, бадделит) или ниобиевую минерализацию (широхлор, цирколит, дизаналит), аномальное обогащение магнетита Zr и Nb связано обычно с присутствием микроворостков этих минералов. В целом магнетиты Саянского массива богаче Zr, чем магнетиты других массивов. Содержание Nb в магнетитах I стадии наиболее высоко в глубинных массивах и на всех массивах возрастает ко II стадии.

По составу и содержаниям элементов-примесей магнетиты из карбонатитов отличаются от магнетитов типичных гипербазитов отсутствием Sr и низкими содержаниями Ni и Co. Ближе всего они стоят к магнетитам щелочных пород (ийолиты, сиениты) комплексов [Гоньшакова, Егоров, 1968, табл. 22], отличаясь только более высокими содержаниями Zr и Nb. Благодаря геохимической связи V и Sc с главными изоморфными компонентами магнетита (Ti и Mg), содержания которых зависят от глубины формирования пород, открывается возможность использовать эти микропримеси в магнетите в качестве индикаторов глубинности карбонатитовых массивов. Требуется, однако, более детальное изучение этой зависимости.

## ОЛИВИН

В форстеритовых карбонатитах<sup>19</sup> массивов Восточной Сибири оливин образует скелетные кристаллы в лейкократовых разностях карбонатитов I стадии и округлые, реже правильные таблитчатые кристаллы в меланократовых разностях пород I стадии и в карбонатитах II стадии. В породах Саянского и Алданского массивов свежий оливин сохраняется редко, чаще всего наблюдаются серпентиновые псевдоморфозы с остrowsками незамещенного минерала. Поэтому состав оливина

<sup>19</sup> Оливин в карбонатитах варьирует по составу от хризолита до форстерита, но условно за породами сохраняется название форстеритовых карбонатитов.

## Оптические свойства оливина из карбонатитов Восточной Сибири

Характеристика породы	<i>N<sub>g</sub></i>	<i>N<sub>m</sub></i>	<i>N<sub>p</sub></i>	Мол. %
Саянский массив				
I стадия	1,703—1,707 (1,711)	1,687—1,693 (1,695)	1,667—1,671 (1,675)	17—19 (21)
II стадия из метасоматических тел	1,699—1,703	1,682—1,684	1,660	13—15
II стадия из жил выполения	1,695—1,699	1,681—1,682 (1,674)	1,659—1,660 (1,657)	12—14 (10)
Алданский массив				
I стадия	1,702—1,704	1,682—1,686	1,663—1,668	16—17
IIa подстадия из внешней зоны метасоматических тел	1,697—1,700	1,678—1,680	1,662—1,663	14—15
IIa подстадия из внутренней зоны метасоматических тел	1,693	1,676	1,658	11,5—12
IIb подстадия	1,693	1,675	1,655	10—11,5
Гулинский массив				
I стадия, лейкократовый	1,678—1,679	1,661	1,646—1,647	5
I стадия, мезократонный, обогащенный апатитом	1,684	1,664—1,666	1,648	7
II стадия	1,671—1,673	—	1,644—1,642	2—3

Примечание. В скобках даны результаты единичных замеров.

определялся главным образом по величине показателей преломления (табл. 7), и лишь для некоторых разностей имеются химические анализы (табл. 8).

### Эволюция состава минерала в процессе карбонатитообразования

Состав оливина довольно выдержан во внутренних частях карбонатитовых тел. Вблизи контактов с вмещающими породами в тех редких случаях, когда форстеритовые карбонаты не отделены от них зоной пироксеновых карбонатитов<sup>20</sup>,

<sup>20</sup> Зона пироксеновых карбонатитов отсутствует только в случае образования карбонатитов по оливинсодержащим силикатным породам и карбонатитам.

Таблица 8

## Химический состав оливина в карбонатитах Саянского массива

Компонент	I стадия, 220/27	II стадия, 558/4	Компонент	I стадия, 220/27	II стадия, 558/4
SiO <sub>2</sub>	38,5	39,90	FeO	17,0	14,47
TiO <sub>2</sub>	—	0,25	MnO	0,73	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,50	MgO	40,0	44,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	CaO	2,2	0,49
			Сумма	98,43	100,00

Примечание. Обр. 220/27 — данные спектрального силикатного анализа, аналитик Д. И. Симановская, формула минерала  $(Mg_{1,85}Fe_{0,15}Ca_{0,08}Mn_{0,02})_{2,0}SiO_4$ , обр. 558/4 — данные химического анализа, аналитик Г. С. Гормашева, формула минерала  $(Mg_{1,69}Fe_{0,34}Mn_{0,01}Ca_{0,01})_{2,0}SiO_4$ .

состав оливинов приближается к его составу во вмещающих породах. Так, на контакте с меланефелинитами (Гулинский массив), оливин из которых отвечает  $Fe_{15-17}Fo_{85-83}$ , содержание фаялитовой составляющей в форстерите карбонатитов I стадии увеличивается от 5—7 до 10 мол. %. В участках массива, насыщенных ксенолитами монтичеллитизированных перидотитов, форстерит в карбонатитах содержит от 7 до 11 мол. %  $Fe_2SiO_4$ . На Саянском и Алданском массивах подобная зависимость наблюдается в форстеритовых карбонатитах из внешних зон метасоматических тел карбонатитов II стадии (замещающих форстеритовые карбонатиты I стадии). Здесь отмечается более желе-

Таблица 9

Состав оливинов из карбонатитов Восточной Сибири и других провинций (мол. %  $Fe_2SiO_4$ )

Массив	I стадия	II стадия	Источник
Саянский	17—18	12—13	Наши данные
Алданский	16—16,5	11—13	
Гулинский	5—6,5	2—2,5	
Арбарастан	13	4	
Ковдор	—	4,5—5,5	I стадия — наши данные, обр. А. В. Лапина; II стадия — А. А. Глаголев и др. (1974)
Вуори-Ярви	8	6—3,3	
Турый Мыс	13—15	4—5	А. Л. Капустин (1971)
Альё	21—22	13	Наши данные, обр. В. С. Самойлова
Кайзерштуль	—	3	Н. Eckermann (1974)
Палабора	—	13—14	L. Wambecke (1964)
Ока	18—16,5	15—17	Н. D. Russel e. a. (1954)
			I стадия — J. Rimsaite (1969)
			II стадия — наши данные, обр. А. А. Колева

зистый форстерит (около 15 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ), чем в карбонатитах из внутренних зон (10—12 мол. % фаялитовой составляющей).

В табл. 9 приведена сводка наших и литературных данных по составу оливина из карбонатитов Восточной Сибири и других провинций. Можно видеть, что на всех массивах, где изучен полный набор пород, оливины характеризуются возрастанием магнезиальности от I ко II стадии карбонатитового процесса. Оливины одной температурной фации (стадии) в то же время отличаются по составу на разных массивах: в глубинных Саянском и Алданском массивах (а также в массивах Альё и Палабора) отмечаются более железистые разновидности оливинов в карбонатитах обеих стадий по сравнению с малоглубинным Гулинским (а также массивами Арбарастах, Ковдор, Вуори-Ярви, Турий Мыс и Кайзерштуль). Особняком стоит лишь массив Ока (Канада): оливин из пирохлорового карбонатита здесь, по нашим данным, имеет высокую железистость ( $\text{Fa}_{15-17}$ ), сопоставимую с оливином I стадии глубинного Алданского массива. Есть литературные данные [Rimsaite, 1969] о присутствии в карбонатитах Оки еще более железистого оливина ( $\text{Fa}_{18}$ ), замещаемого по краям менее железистым ( $\text{Fa}_{16,5}$ ). В то же время Д. Голд [Gold, 1969a] приводит для них химический анализ маложелезистого оливина ( $\text{Fa}_3$ , по оптическим данным —  $\text{Fa}_{8-12}$ ) без характеристики пород и акцессорной минерализации. О присутствии в карбонатитах оливинов очень высокой железистости ( $\text{Fa}_{20-50}$ ) недавно сообщили исследователи нового карбонатитового объекта — Черниговского комплекса на Украине [Глевасский, Кривдик, 1978]. Судя по описанию авторов, в карбонатитах нередко присутствуют реликты вмещающих оливинсодержащих пород, так что крайне железистые разновидности оливина, по-видимому, следует считать реликтовыми. В парагенезисе с собственно карбонатитовыми оливинами часто нет магнетита и почти постоянно присутствует графит. По парагенезисам редкометалльных минералов оливиновые карбонатиты Черниговского комплекса могут быть сопоставлены с образованиями II стадии на сибирских массивах.

### **Железистость оливина как индикатор условий его кристаллизации**

Чтобы объяснить наблюдаемые закономерности в изменении составов оливинов в карбонатитах, можно обратиться к уже упоминавшимся выше экспериментальным исследованиям системы  $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  Д. Шпейделем и Е. Осборном [Speidel, Osborn, 1967]. Было выявлено, что наряду с изменением магнезиальности магнетит-магнезиоферритового твердого раствора, а также температуры и летучести кислорода меняется и магнезиальность сосуществующих с магнетитом пироксена и оливина. Магнезиальность оливина в условиях эксперимента

возрастала с понижением температуры (при постоянной, убывающей и возрастающей летучести кислорода).

Исследованиями Д. Шпейделя и Р. Нафзигера [Speidel, Nafziger, 1968] установлено, что содержание Mg в оливине, сосуществующем с магнетитом, увеличивается с ростом  $f_{O_2}$  при постоянной температуре и особенно резко с возрастанием  $f_{O_2}$  при одновременном понижении  $T$ .

Увеличение железистости оливинов (в парагенезисе с магнетитом) с падением  $f_{O_2}$  при постоянной  $T$  отмечал также Р. Томпсон [Thompson, 1975] в своих экспериментах по плавлению природных основных и щелочных лав.

В свете изложенных экспериментальных данных возрастание магнезиальности оливинов в карбонатитах от I ко II стадии процесса скорее всего следует связывать с понижением температуры кристаллизации пород. Более высокая железистость оливинов (из карбонатитов одной температурной фации) в глубинных и наименьшая в вулканических и субвулканических массивах вполне может быть объяснена различиями в режиме кислорода при формировании каждого массива<sup>21</sup>.

Можно видеть, таким образом, что состав оливинов в карбонатитах несет определенную информацию о температуре и уровне  $f_{O_2}$  при формировании пород, причем эта информация вполне согласуется с данными, полученными по составам магнетитов.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mg И Fe МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ ОЛИВИНОМ И МАГНЕТИТОМ В КАРБОНАТИТАХ

Парагенезис оливина с магнетитом характерен для широкого ряда магматических пород, варьирующих по составу и температуре кристаллизации. Метасоматические породы, содержащие парагенные оливин и магнетит, распространены в меньшей степени. Кроме карбонатитов, это главным образом всевозможные пегматоидные оливин-магнетитовые, оливин-магнетит-флогопитовые породы, возникшие при переработке первично-магматических оливинитов поздними высокотемпературными растворами. В скарнах, как правило, происходит наложение магнетитовой минерализации на сформированную форстерит-диопсидовую ассоциацию.

Для сравнения карбонатитов с оливиновыми породами комплексных ультраосновных щелочных массивов, а также с целью выявления общих закономерностей в изменении составов со-

---

<sup>21</sup> Можно предполагать, что образование оливинов чрезвычайно высокой железистости в карбонатитах Черниговского комплекса [Глеваский, Кривдик, 1978] произошло в условиях особенно низкой летучести кислорода, что косвенно подтверждается фактами присутствия графита в породах и исчезновением магнетита из парагенезиса с оливином.

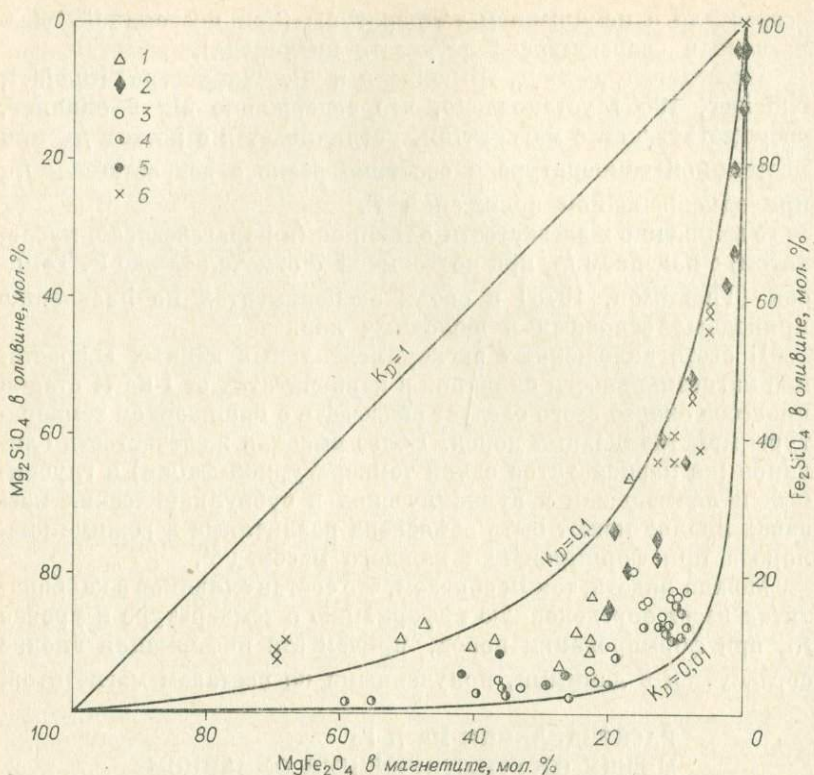


Рис. 16. Диаграмма распределения Mg и Fe между сосуществующими оливином и магнетитом различного происхождения.

1 — из магматических и метасоматических оливиновых пород в комплексных массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов; 2 — из прочих магматических пород; 3 — из карбонатитов I стадии; 4 — из карбонатитов II стадии; 5 — из форстерит-магнетит-апатитовых пород в карбонатитовых массивах; 6 — по экспериментальным данным [Speidel, Osborn, 1967]. На диаграмму нанесены линии идеального распределения для величин  $K_D = 1; 0,1$  и  $0,01$ .

существующих оливина и магнетита наши и литературные данные по составу этих минералов в различных породах (табл. 10) обобщены на диаграмме распределения Mg и Fe между оливином и магнетитом (рис. 16). Сюда же нанесены данные экспериментальных исследований [Speidel, Osborn, 1967] и изолинии идеального распределения для трех различающихся на порядок значений коэффициента распределения  $K_D = (Mg/Fe)_{Mт} : (Mg/Fe)_{Ол}$ , где  $(Mg/Fe)$  — мольные отношения соответствующих минералов в магнетите (Mт) и оливине (Ол). Из диаграммы видно, что точки составов сосуществующих оливина и магнетита из карбонатитов и родственных им силикатных пород располагаются в области магниезиальных составов обеих фаз. На-

<sup>22</sup> Примеси Ti, Mn и Al в магнетите включены в железистый минерал.

## Состав сосуществующих оливина и магнетита из различных пород

Массив, порода	Мол. % MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub> в магнетите	Мол. % Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> в оливине	Источник	
1	2	3	4	
<i>Восточно-Саянская провинция</i>				
С а я н с к и й				
Карбонатит I стадии	8,2 10,1 10,4	18,0 17,5 17,0	Е. А. Чернышева, Г. С. Гормашева (1975)	
Карбонатит II стадии	11,2 11,3	13,0 12,0		
<i>Сетте-Дабанская провинция</i>				
А л д а н с к и й				
Карбонатит I стадии	14,2 14,8	16,5 16,0	Е. А. Чернышева Г. С. Гормашева (1975)	
Карбонатит IIa подстадии	9,3 9,2	15,0 11,5		
Карбонатит IIб подстадии	8,3 10,8	13,0 11,0		
<i>Маймеча-Котуйская провинция</i>				
Г у л и н с к и й				
Рудный перидотит	22,7	17,0	Б. В. Гусев (1962); Л. С. Егоров и др. (1961)	
Меймечит	40,8	10,0	Ю. Р. Васильев (1976); П. Л. Гольдбург (1959)	
Щелочной гипербазит	17,2	34,0	В. И. Гоньшакова, Л. С. Егоров (1968)	
Карбонатит I стадии	22,0 22,7	5,0 6,5	Е. В. Чернышева, Г. С. Гормашева (1975) и наши новые данные	
Карбонатит IIa подстадии	25,7	2,5		
Карбонатит IIб подстадии	55,0 58,9	2,0 2,0		
К у г д а				
Оливинит	51,1	11,0	Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров (1962)	
Карбонатит I стадии (эндо- контакт)	19,8	10,0	Е. В. Чернышева, Г. С. Гормашева (1975)	
О д и х и н ч а				
Оливинит	25,0	12,0		
Б о р - У р я х				
Оливинит	47,6	13,0	Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров (1962); А. В. Лапин, А. Г. Жа- бин (1965)	
Пегматоидный рудный оли- винит	29,4	7,0	Б. В. Гусев (1962); С. М. Прохорьва и др. (1966)	

1	2	3	4
Карбонатит	33,6	4,0	Б. В. Гусев (1962); В. И. Гоньшакова, Л. С. Егоров (1968)
Е с с е й			
Форстерит-магнетит-апатитовая порода с бадделитом	36,0	9,0	Л. С. Егоров и др. (1976)
<i>Алданская провинция</i>			
А р б а р а с т а х			
Форстерит-апатитовая порода с титаномagnetитом	11,4	13,0	Наши данные, обр. А. В. Лапина
Карбонатит II стадии	35,7	4,0	Л. С. Бородин и др. (1973); А. А. Глаголев и др. (1974)
<i>Карело-Кольская провинция</i>			
К о в д о р			
Оливинит	23,0	11,0	Л. С. Бородин и др. (1966); А. А. Кухаренко и др. (1965)
Форстерит-магнетитовая порода	29,2	4,5	
Форстерит-магнетит-апатитовая порода	26,4	6,0	Наши данные, обр. В. С. Самойлова
Карбонатит IIa подстадии	36,2	5,0	
Карбонатит IIb подстадии	18,9	8,5	
В у о р и - Я р в и			
Форстерит-магнетит-апатитовая порода	41,7	6,0	Ю. Л. Капустин (1971)
Карбонатит II стадии	39,6	3,3	
Т у р и й М ы с			
Меланократовый форстеритовый карбонатит с титаномagnetитом	12,0	14,0	Г. А. Ильинский и др. (1975) и наши данные, обр. В. С. Самойлова
Форстерит-магнетит-апатитовая порода с кальцитом, бадделитом	19,9	4,5	Наши данные, обр. В. С. Самойлова
Л е с н а я В а р а к а			
Оливинит	37,4	11,0	М. Н. Волкова, Н. Г. Померанцева (1970); А. А. Кухаренко и др. (1965)
С а л м а г о р			
Оливинит	23,0	9,4	
А ф р и к а н д а			
Оливинит	20,5	14,5	Л. С. Бородин и др. (1966); А. А. Кухаренко и др. (1965)
Г р е м я х а - В ы р м е с			
Перидотит	2,8	62,5	М. Н. Волкова, Н. Г. Померанцева (1970)

1	2	3	4
Цагинский			
Троктолит	8,0	48,5	
Рудный оливинит	13,0	35,5	
<i>Прочие провинции</i>			
Кайзерштуль, ФРГ			
Карбонатит II стадии	35,4	3,0	W. Wimmenauer (1963); L. Wambecke (1964)
Ока, Канада			
Карбонатит с ниокалитом (I стадия)	10,4	18,0	Наши данные, обр. А. А. Конева; J. Rimsaite (1969)
Карбонатит с пирохлором (II стадия)	10,1	16,0	Наши данные, обр. А. А. Конева
Палабора, ЮАР			
Карбонатит с бадделентом и ториацитом (II стадия)	14,6	13,0	H. D. Russel e. a. (1954)
Альнё, Швеция			
Карбонатит I (?) стадии	16,4	21,0	
Карбонатит II стадии	12,3	13,0 (?)	H. Eckermann (1974)
Скергаард, Гренландия			
Гиперстен-оливиновое габбро	8,9	36,7	E. A. Vincent, R. Phillips (1954); У. А. Дир и др. (1965)
Феррогортонолитовое габбро	4,0	79,5	
Фаялитовое феррогаббро	1,3	97,2	
	0,4	97,2	
Обсидиан, Исландия	0,2	92,7 *	
Риолит, Калифорния	0,6	88,2 *	I. S. E. Carmichael (1967)
Кенит, Антарктика	12,5	40,2 *	
Анальцимовый трахибазальт, Австралия	13,0	23,0 *	
Ксенолиты глубинных пород, Вест-Индия	19,6	27,0	R. A. Binns e. a. (1970)
Пикритовый габбро-долерит, Норильск	20,3	15,0	А. И. Альмухамедов, личное сообщение
Алмазные базальтоиды, Камчатка	17,3	21,0	Ф. Ш. Кутыев, Г. В. Кутыева (1975)
Траш, Сибирская платформа	1,6	67,0	Б. М. Владимиров и др. (1976)

Примечание. Mg в магнетите пересчитан на  $MgFe_2O_4$ . Форстеритовый и фаялитовый компоненты являются главными составляющими оливинов, примесь других компонентов обычно не превышает 1—2 мол. %. Исключение составляют оливины, помеченные звездочкой, в которых содержится от 3 до 6 мол. % тефрита  $Mn_2SiO_4$  [Carmichael, 1967].

более магнезиальные оливины характерны для карбонатитов. Магнетиты с наивысшим содержанием магнезиоферритовой составляющей свойственны не только карбонатитам (Гулинский массив), но и магматическим породам — оливинитам (массивы Бор-Урях и Кугда) и меймечитам (Гулинский массив) той же Маймеча-Котуйской провинции.

Сравнение составов пар оливин — магнетит из силикатных пород и из карбонатитов в комплексных массивах ультраосновных щелочных пород показывает следующее. Все точки, характеризующие пары минералов из силикатных пород, располагаются на диаграмме ближе к линии  $K_D = 1$ , чем карбонатитовые точки, т. е. характеризуются большими, чем у карбонатитовых пар, величинами коэффициента распределения (см. рис. 16). Особенно показательны в этом отношении положение точек составов пар из щелочного гипербазита, перидотита и меймечита Гулинского массива и значительно удаленных от них точек составов пар из карбонатитов I и II стадии. Подобно гулинским удалены друг от друга и пары минералов из оливинитов и карбонатитов массива Бор-Урях. Не менее наглядно эта тенденция проявлена для точек составов фаз из оливинита, карбонатитов и различных форстерит-магнетитовых пород Ковдорского массива.

Известно, что силикатные магматические породы кристаллизовались при более высоких температурах, чем карбонатиты. Для оливинитов массива Бор-Урях расчетным путем [Ревердатто, Салько, 1966] определена температура кристаллизации, равная  $1300^{\circ}\text{C}$ . Меймечиты Гулинского массива, по данным термометрии методом гомогенизации расплавных включений [Соболев и др., 1972], кристаллизовались при температуре  $1450\text{—}1450^{\circ}\text{C}$ . Экспериментальные исследования Д. Шпейделя и Е. Осборна [Speidel, Osborn, 1967], синтезировавших сосуществующие оливин и магнетит при температурах  $1100\text{—}1350^{\circ}\text{C}$ , дают серию точек, которые довольно близки к точкам составов минералов из магматических пород (см. рис. 16). Таким образом, ближе всего к линии  $K_D = 1$  располагаются наиболее высокотемпературные пары оливин — магнетит. Наблюдается, следовательно, явная зависимость коэффициента распределения от температуры: чем меньше величина коэффициента распределения железа между оливином и магнетитом, тем ниже температура кристаллизации данной пары минералов. Эта зависимость хорошо прослеживается при сравнении разновозрастных родственных пород: карбонатитов I и II стадии Алданского и Саянского массивов, форстерит-магнетитовых пород и карбонатитов II стадии массива Вуори-Ярви (рис. 17). Благодаря небольшому изменению магнезиальности минералов от ранних образований к поздним температурная зависимость положения точек состава фаз на диаграмме проявлена особенно ясно. Этого нельзя сказать о точках состава минералов из карбонатитов

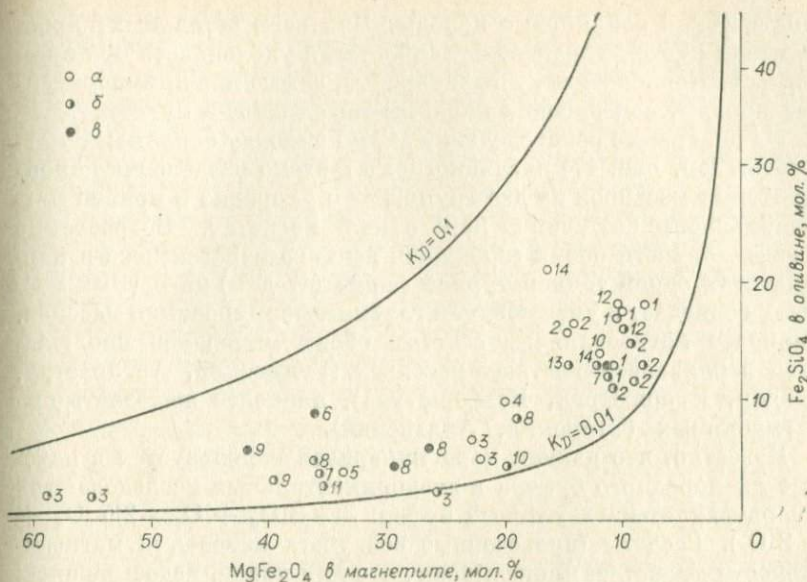


Рис. 17. Распределение Mg и Fe между оливином и магнетитом в карбонатах из массивов разных провинций.

1 — Саянский; 2 — Алданский; 3 — Гулинский; 4 — Кугда; 5 — Бор-Урях; 6 — Ессей; 7 — Арбарастах; 8 — Ковдор; 9 — Вуори-Ярви; 10 — Турий Мыс; 11 — Кайзерштуль; 12 — Ока; 13 — Палабора; 14 — Альнё. а — карбонаты I стадии; б — карбонаты II стадии; в — форстерит-магнетит-апатитовые породы (часть диаграммы, см. рис. 16).

Гулинского массива. Значительное возрастание магнезиальности минералов от I ко II стадии и расположение точек состава минералов в области сгущения изолиний  $K_D$  затрудняют анализ относительного положения точек на диаграмме.

Метасоматические преобразования оливиновых магматических пород в связи с внедрением интрузий ийолитов и сиенитов в комплексных массивах ультраосновных и щелочных пород значительно изменяют состав оливина и магнетита в породах. Показательны в этом отношении пегматоидные оливиниты массива Бор-Урях (см. рис. 16) и оливиниты из северной части массива Кугда. Смещение точек составов новообразованных оливина и магнетита относительно их составов в магматических породах также отвечает понижению температуры кристаллизации пород. В одну область с точками составов пар из измененных оливинитов массивов Кугда и Бор-Урях попадают и пары минералов и оливинитов массивов Одихинча, Ковдор, Салмагор и Африканда, вероятно утратившие свой первичный магматический состав.

Точки составов оливина и магнетита из карбонатов I стадии Алданского и Саянского массивов занимают на диаграмме положение, весьма близкое к точкам, характеризующим мета-

соматические оливиновые породы. Для всех остальных карбонатитовых точек характерна наибольшая удаленность от линии  $K_D = 1$ . Карбонатиты, таким образом, самые низкотемпературные породы, содержащие парагенезис оливин — магнетит.

На диаграмме распределения Mg и Fe между оливином и магнетитом (см. рис. 17) наглядно представлено разделение карбонатитовых массивов на две группы — с умеренно и крайне магнезиальными составами пар оливин-магнетит. Возрастание магнезиальности обоих минералов данного парагенезиса в карбонатитах одной температурной фации (стадии) на разных массивах совпадает с уменьшением глубины формирования массива. Наиболее магнезиальные составы обоих минералов наблюдаются в близповерхностных массивах (Гулинский, Арбарастах, Ковдор, Vuори-Ярви, Кайзерштуль), наиболее железистые — в глубинных (Саянский, Алданский).

Известно, что данная пара минералов используется в качестве кислородного буфера в экспериментальных исследованиях (кварц-фаялит-магнетитовый буфер:  $3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{SiO}_2$ ). Расчеты (проведенные без учета изменения магнезиальности магнетита) показывают, что для пород, недосыщенных  $\text{SiO}_2$  и содержащих магнезиальный оливин ( $\text{Fo}_{90}\text{Fa}_{10}$ ), нижний предел  $f_{\text{O}_2}$  при температуре  $600^\circ\text{C}$  составляет примерно  $10^{-20}$  атм [Mitchell, 1973], а для чистого форстерита (в ассоциации с магнетитом и пироксеном) — около  $10^{-14}$  атм [Verhoogen, 1962], т. е. равновесия буферных пар минералов магнезиального ряда несколько сдвинуты в область более высоких значений  $f_{\text{O}_2}$  по сравнению со стандартным кварц-фаялит-магнетитовым буфером ( $10^{-21,5}$  атм при  $600^\circ\text{C}$ ). Этот сдвиг тем больше, чем выше магнезиальность минералов буферной ассоциации. В отличие от экспериментальных систем, где буферная ассоциация минералов (с постоянным составом) гарантирует определенную величину  $f_{\text{O}_2}$  в условиях опыта, в природой системе, наоборот, заданному извне уровню  $f_{\text{O}_2}$  отвечает определенный химический состав образующейся «буферной» минеральной ассоциации при данной температуре. Согласно приведенным расчетным данным возрастание магнезиальности пары оливин — магнетит одной температурной фации от глубинных массивов к малоглубинным свидетельствует об увеличении летучести кислорода в этом направлении (независимо от подобных выводов, полученных нами ранее). Величины  $f_{\text{O}_2}$ , определенные нами по содержанию ульвёшпинелевой составляющей в титаномагнетитах ( $10^{-21}$  атм для глубинных и около  $10^{-18}$  атм для малоглубинных массивов), вполне укладываются в интервал значений, рассчитанных Р. Митчеллом и Дж. Ферхугеном для магнезиального варианта буферной ассоциации оливин — магнетит при  $600^\circ\text{C}$ . Понижение температуры при постоянной или возрастающей летучести кислорода непременно должно приводить к возрастанию магне-

зпальности сосуществующих оливина и магнетита. Это следует из общего вида буферных кривых, из экспериментальных данных [Speidel, Osborn, 1967; Speidel, Nafziger, 1968] и подтверждается поведением минералов и карбонатитах.

Итак, состав сосуществующих оливина и магнетита в карбонатитах позволяет нам качественно различать породы разных температурных фаций на одном массиве (величина  $K_D$  больше для высокотемпературных и меньше для низкотемпературных пар минералов). Для количественной градуировки данного геотермометра необходима постановка экспериментальных исследований при низких температурах.

Изменение абсолютных содержаний Mg в минералах одной температурной фации (одинаковая величина  $K_D$ ) определяется режимом  $f_{O_2}$  при формировании пород и зависит от глубины формирования массива: чем выше магнезиальность минералов, тем ближе к земной поверхности был массив.

## ПИРОКСЕН

Моноклинный пироксен — главный темноцветный минерал пироксеновых кальцитовых карбонатитов. Уже отмечалось при описании массивов, что пироксеновые карбонатиты наблюдаются в виде жильных тел и штокверковых зон карбонатизации в силикатных породах или же образуют приконтактные оторочки в сложных зональных телах карбонатитов. Для большинства изучавшихся пироксеновых карбонатитов можно уверенно предполагать метасоматическое происхождение. Благодаря названным особенностям своего геологического положения пироксеновые карбонатиты обычно наследуют особенности химического и минерального состава замещаемых силикатных пород.

Сравнительная характеристика пироксенов из карбонатитов Восточной Сибири приводится по нашим данным и материалам Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлова (1972), Е. А. Нечаевой, Е. М. Эпштейна и С. В. Соколова (1973).

### Основные особенности состава и оптических свойств минерала на разных массивах

**Саянский и Алданский массивы.** Состав вмещающих пород почти одинаков на обоих массивах (ийолиты, якупирангиты, сиениты и метасоматические пироксен-нефелиновые породы), поэтому пироксены из карбонатитов этих массивов довольно схожи по составу и оптическим свойствам.

Пироксены из карбонатитов I стадии, заместивших ийолиты и пироксениты, представлены авгит-диопсидом, образующим характерные уплощенные призматические кристаллы темно-

Оптические свойства пироксенов из карбонатитов и вмещающих силикатных пород массивов Восточной Сибири

Вмещающие породы	Массив	Пироксен из вмещающих пород		Пироксен из карбонатитов I стадии		Пироксен из карбонатитов II стадии	
		2V°	cNg°	2V°	cNg°	2V°	cNg°
Оливинит	Одихинча	—	—	50	38	—	—
Якупирангит	Саянский	56—57	44—47 Дисперсия оптических осей	55—56	49—50	57—58	40
	Алданский	56—58 59	55 47 Дисперсия оптических осей	59—60 54—56	41—42 44—45	— 59	— 39
Ййолит, ййолит с шорломитом	Саянский	60—62 63—64	46 45—48	65—66 62—64	49—51 43—47	60—61 58—59	40—43 39—42
	Алданский	67 69 —	47 48 —	68 62—64 64—65	51 51—55 47—48	58—59 61—62 —	37—39 42—44 —
	Одихинча	59—60 56	43—44 45	— —	— —	74—76 —	56—58 —
	Малый Саянский	—	—	—	—	68—88	64—55
Нефелин-пироксеновые породы	Одихинча	53—54	44—45	56—58	39—40	—	—
	Гулинский	64	49	61—62	45—47	—	—
Нефелин-меллит-пироксеновые породы	Одихинча	50—53	42—43	52—53	43—44	—	—
Сиенит	Саянский	80 76	56—54	80 70—72	66 63	— —	— —
	Алданский	83	60	72	54	—	—
	Одихинча	80	82—81	76	79—78	—	—
	Малый Саянский	78—80	66—64	—	—	66—72	88—83

Примечание. Оптические характеристики пироксенов Малого Саянского массива приводятся по данным В. С. Самойлова [Пожарицкая, Самойлов, 1972]; остальное — наши данные.

зеленого цвета. Оптические свойства минерала в карбонатитах и вмещающих породах чрезвычайно близко между собой (табл. 11). В карбонатитах на контакте с сиенитами или мегасоматическими пироксен-нефелин-полевощпатовыми породами пироксен представлен эгирин-диопсидом (геомо-зеленый пироксен в длиннопризматических кристаллах с квадратными сечениями). Оптические свойства его почти аналогичны свойствам пироксена исходных пород (см. табл. 11). Химические анализы из «апопироксенитовых» карбонатитов (табл. 12, обр. 224—1, M-1/53; 442—V, 549/8, 105a/59) характеризуют средний состав пироксенов I стадии Саянского массива —  $\text{Di}_{60}\text{Fe}_{18}\text{En}_{12}\text{Av}_{18}$  (мол. %), Алданского массива —  $\text{Di}_{68}\text{Fe}_{16}\text{En}_{12}\text{Av}_{18}$ . Пироксены из карбонатитов II стадии этих массивов представлены довольно выдержанными по составу диопсидами независимо от того, по ййолитам или по карбонатитам I стадии развиваются карбонатиты. Оптические свойства диопсида по мере удаления от контакта очень быстро утрачивают сходство со свойствами пироксенов вмещающих пород (табл. 13). Средний состав диопсидов обоих массивов:  $\text{Di}_{81}\text{Fe}_{15}\text{En}_{14}$  (табл. 13, обр. 220—II, 3181). На малом Саянском массиве в карбонатитах этой же температурной фации, замещающих сиениты и фенитизированные сланцы, В. С. Самойловым [Пожарицкая, Самойлов, 1972] изучены пироксены диопсид-

Состав пироксенов из карбонатитов I стадии массивов Восточной Сибири

Компонент	Гулинский	Одихинча	Саянский	Алданский	Саянский		Алданский	Гулинский	Одихинча
	Вмещающие породы								
	меланефелинит	апооливинитовые пироксен-нефелиновые породы	якупирангиты и пироксениты		ийолит-мельтейтиты				сиениты
			Г-18-I	КО/52	224-I	М-1/53	442-V	549/8	
SiO <sub>2</sub>	54,04	53,26	45,24	52,06	48,48	49,16	49,15	52,27	45,75
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,44	2,68	0,70	1,25	0,91	0,96	0,10	1,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,76	5,50	1,62	2,93	2,45	2,22	2,85	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,38	2,01	6,44	5,08	7,42	5,30	3,69	3,35	25,06
FeO	1,17	0,90	5,33	4,10	5,86	5,93	5,72	3,21	
MnO	0,14	0,08	0,36	0,56	0,53	0,51	0,44	0,03	0,72
MgO	18,00	18,35	10,70	12,29	9,96	11,09	13,05	15,28	3,56
CaO	23,47	23,55	20,56	22,74	22,36	20,75	22,50	24,36	8,10
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,30	3,05	0,60	1,40	1,49	1,49	0,56	8,64
K <sub>2</sub> O	0,41	0,05	0,84	—	0,57	0,17	0,45	—	0,10
CO <sub>2</sub>	0,87	—	—	—	—	—	Не опр.	—	—
П. п. п.	0,24	0,40	—	—	—	0,65	»	—	0,64
Сумма...	100,32	99,80	100,89	99,75	100,92	98,41	99,67	100,07	94,13
Si	1,97	1,94	1,71	1,96	1,84	1,89	1,84	1,88	1,88
Ti		0,01	0,07	0,02	0,03	0,02	0,03	—	0,05
Al <sub>IV</sub>	0,02	0,03	0,22	0,02	0,13	0,09	0,10	0,12	0,01
Al <sub>VI</sub>		0,02(Fe <sup>3+</sup> )	0,03	0,05	—	0,02	—	—	0,06(Fe <sup>3+</sup> )
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,03	0,19	0,14	0,23	0,15	0,11	0,09	0,63
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,03	0,18	0,13	0,21	0,19	0,18	0,10	0,09
Mn	—	—	—	0,02	—	0,02	0,01	—	0,02
Mg	0,98	1,00	0,60	0,69	0,56	0,64	0,72	0,82	0,22
Ca	0,92	0,92	0,73	0,92	0,87	0,86	0,90	0,94	0,35
Na	0,03	0,02	0,22	0,05	0,10	0,11	0,11	0,04	0,69
K	—	—	0,04	—	0,03	0,01	0,01	—	—
Миналы									
Ди	93,0	94,0	59,5	69,0	56,6	63,5	72,0	82,0	22,0
Гед	4,0	3,0	16,6	12,9	18,7	18,9	18,0	9,7	9,0
Эг	3,0	2,0	18,0	4,5	10,5	11,1	8,0	4,3	68,0
Прочие	—	1,0	5,9	13,6	14,2	7,5	2,0	4,0	1,0

Примечание. Обр. М-1/53 — данные С. В. Соколова (1973); обр. 71 — данные Е. М. Эпштейна и др. (1961); остальное — наши данные, анализы Г. С. Гормашева, Е. А. Клепикова, Т. К. Бакалейникова.

Таблица 13

Состав пироксенов из карбонатитов II стадии массивов Восточной Сибири

Компонент	Саянский	Алданский	Саянский	Одихинча		Малый Саянский				
	Вмещающие породы									
	карбонатиты I стадии		ийолит						сиениты	фени-тизиро-ванные сланцы
	220-II	318	220-I	КО-103	Ц-5	6	8	13		
SiO <sub>2</sub>	53,66	53,60	53,70	45,91	52,68	49,92	50,58	51,88		
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,39	0,26	0,36	0,23	1,18	1,22	1,19		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	1,01	0,73	0,99	0,54	4,82	2,08	0,47		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	1,59	2,43	11,92	10,34	6,78	22,88	26,62		
FeO	1,96	1,89	1,59	2,88	3,45	6,58	2,50	1,95		
MnO	0,35	0,27	0,42	0,42	0,61	0,48	0,22	0,20		
MgO	16,54	16,36	16,35	8,69	9,95	8,48	3,00	2,44		
CaO	24,12	23,60	23,60	21,08	18,44	18,63	6,15	4,77		
Na <sub>2</sub> O	0,83	0,69	1,39	1,49	2,57	2,97	10,09	10,13		
K <sub>2</sub> O	0,30	Сл.	0,48	0,10	0,05	0,18	0,54	0,18		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,05	—	3,82	0,07	0,21	—	—		
П. п. п.	0,34	1,01	0,15	1,88	0,88	0,57	1,13	1,03		
Сумма...	100,63	100,46	100,90	99,54	99,81	100,80	100,21	100,56		
Si	1,95	1,96	1,96	1,92	2,00	1,89	1,93	1,98		
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03		
Al <sub>IV</sub>	0,04	0,03	0,03	0,05	—	0,08	0,04	—		
Al <sub>VI</sub>	—	0,01	0,01	0,02	0,03	0,13	0,05	0,02		
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,04	0,06	0,36	0,30	0,19	0,68	0,75		
Fe <sup>2+</sup>	0,06	0,06	0,05	0,10	0,11	0,21	0,08	0,06		
Mn	—	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—		
Mg	0,89	0,89	0,88	0,54	0,55	0,48	0,19	0,16		
Ca	0,93	0,93	0,88	0,86	0,76	0,75	0,25	0,21		
Na	0,06	0,05	0,10	0,12	0,20	0,22	0,73	0,78		
K	0,01	—	0,02	0,01	—	—	0,02	0,01		
Миналы										
Ди	89,0	90,0	88,0	54,0	57,0	48,0	19,0	16,0		
Гед	5,0	6,0	3,0	10,0	11,0	21,0	8,0	6,0		
Эг	6,0	4,0	8,0	12,0	19,0	19,0	68,0	75,0		
Прочие	—	—	1,0	24,0	13,0	12,0	5,0	3,0		

Примечание. Обр. 6, 8, 13 — данные В. С. Самойлова [Пожарицкая, Самойлов, 1972, табл. 19]; остальное — наши данные, анализы Г. С. Гормашева и Е. А. Клепикова.

эгиринового состава, совершенно непохожие на пироксены II стадии в карбонатитах Саянского и Алданского массивов (см. табл. 13, обр. 6) — это диопсид-эгирины разного состава:  $\text{Ди}_{19}\text{Гед}_8\text{Эг}_{68}\text{Авг}_5$  и более богатые эгириновой составляющей. Пироксены из карбонатитов, заместивших ийолиты, на Малом Саянском массиве по составу и свойствам ближе к пироксенам I стадии Саянского массива<sup>23</sup>:  $\text{Ди}_{48}\text{Гед}_{21}\text{Эг}_{19}\text{Авг}_{12}$  (см. табл. 13, обр. 8 и 13).

**Гулинский массив.** В карбонатитах I стадии здесь наблюдаются два типа пироксенов: диопсид — в оливин-пироксеновом карбонатите, замещающем оливиновый меланефелинит (см. табл. 12, обр. Г-18—I), и авгит-диопсид — в кальцитовых гнездах и прожилках среди метасоматических пироксен-нефелиновых пород Слюдяного участка (см. табл. 12, обр. 71). Пироксеновые разности карбонатитов II стадии на массиве практически отсутствуют.

**Массив Одихинча.** В карбонатитах I стадии наблюдаются пироксены двух типов. Наиболее распространенный из них — светло-зеленый диопсид (рис. 18) (почти без примеси других компонентов) содержится в карбонатитах, залегающих среди метасоматических нефелин-пироксеновых пород, заместивших оливиниты (см. табл. 11 и 12, обр. КО/52). Второй пироксен — диопсид-эгирин, образующий удлиненнопризматические кристаллы темно-зеленого цвета в карбонатите на контакте со щелочным сиенитом (см. табл. 11 и 12, обр. КО/14). По составу он близок к диопсид-эгиринам Малого Саянского массива (рис. 19).

Карбонатиты II стадии на Одихинче залегают среди магматических ийолитов. Пироксен из этих карбонатитов — эгириндиопсид, сильно отличающийся по оптическим свойствам от пироксена вмещающих ийолитов (см. табл. 11). Состав пироксена почти одинаков в парагенезисе с гранатом (см. табл. 13, обр. Ц-5) и в парагенезисе с магнетитом (обр. КО-103). Средний состав пироксена —  $\text{Ди}_{56}\text{Гед}_{10}\text{Эг}_{16}\text{Авг}_{18}$ .

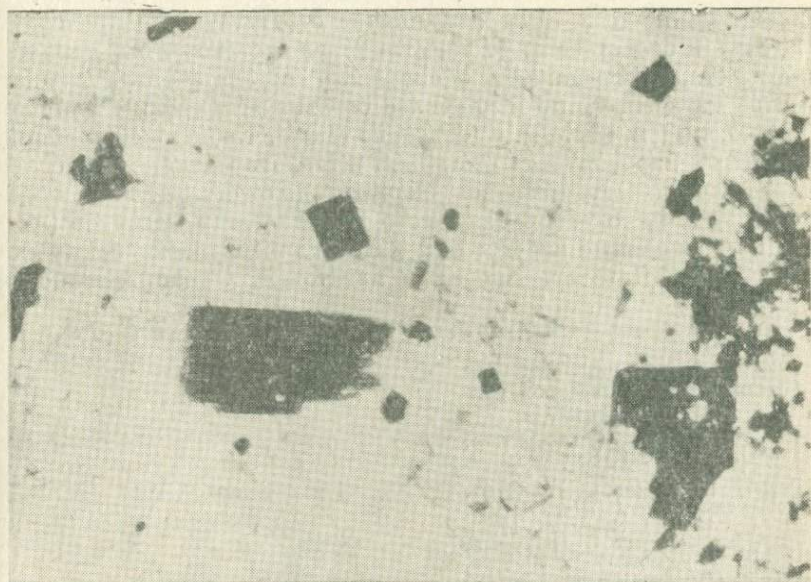
Сравнивая пироксены из карбонатитов I стадии, можно видеть, что по составу они отчетливо разделяются на три группы (рис. 20): 1) пироксены из карбонатитов, заместивших породы существенно магниального состава, типа оливинита, оливинового меланефелинита (Гулинский массив) или метасоматических нефелин-пироксен-флогопитовых пород, заместивших первичные оливиниты (Одихинча); 2) пироксены из карбонатитов, заместивших пироксениты, якупирангиты или пироксен-нефелиновые породы ийолит-мельтейгитового состава; 3) пироксены из апосиенитовых карбонатитов.

---

<sup>23</sup> Пироксены Малого Саянского массива зональны: внутренняя часть кристаллов, судя по оптическим данным, богаче диопсидовым минералом, внешняя — эгириновым.



*Рис. 18.* Диопсид в карбонатах I стадии, массив Одихинча, увел. 30, без анализатора.



*Рис. 19.* Диопсид-эгирины в карбонатах I стадии близ контакта с гнейсом, массив Одихинча, увел. 30, без анализатора.

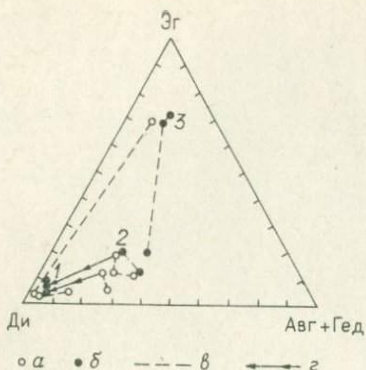


Рис. 20. Состав пироксенов из карбонатов, заместивших:

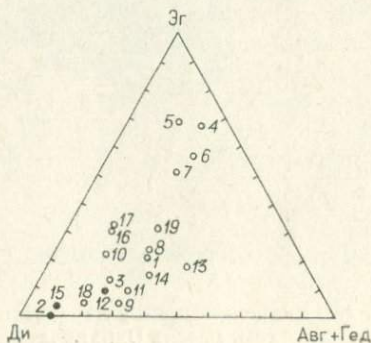
1 — породы магнезиального состава или карбонаты I стадии; 2 — породы типа ийолита-мельтейгита; 3 — породы сиенитового состава. а — пироксены I стадии; б — пироксены II стадии; в — пироксены одной стадии на одном массиве по разным исходным породам; г — пироксены I и II стадии по одинаковым исходным породам.

Пироксены первой и третьей групп — наиболее контрастные по составу: «апооливинитовые» разности богаче Mg и Ca, но бедны Fe, Ti и Na; «апосиенитовые» обогащены Na, Ti и особенно значительно трехвалентным железом, но бедны Mg и Ca. Пироксены второй группы выделяются более высокими содержаниями глинозема, но в пределах своей группы ярко выраженных отличий (в зависимости от вариаций состава замещающих пород) они не имеют.

Пироксены второй стадии на изученных массивах представлены разностями из карбонатов, заместивших ийолиты, сиениты, фенитизированные сланцы и карбонаты. Данные о составе пироксенов из карбонатов, заместивших магнезиальные породы типа оливинита, отсутствуют. Пироксенам II стадии свойственны те же отличия в составе, что и пироксенам I стадии: по породам сиенитового состава образуются наименее магнезиальные и наиболее богатые эгириновым миналом пироксены (см. рис. 20). Характерно также, что пироксены апоийолитовых карбонатов Одихинчи и Малого Саянского массива (апикальные части массивов) значительно отличаются от «апоийолитовых» пироксенов Саянского и Алданского массивов (глубокие эрозионные срезы): они беднее диопсидовой составляющей, но богаче эгириновой и авгитовой. О направленности

Рис. 21. Состав пироксенов из карбонатитовых массивов разных провинций.

1 — Айрон-Хилл, США [Nash, 1972a]; 2, 3 — Ока, Канада [Gold, 1969a]; 4—7 — Тороро, Африка [Tyler, King, 1967]; 8 — Сёрэй, Норвегия [Tyler, King, 1967]; 9—14 — Альне [Eskermann, 1974]; 15 — Кайзерштуль [Капустин, 1971]; 16 — Ковдор [Самойлов, 1977]; 17—19 — Озерная Варака [Самойлов, 1977; Кухаренко и др. 1965].



эволюции состава пироксенов в ходе карбонатитового процесса мы можем судить лишь по составу минерала в карбонатитах Саянского и Алданского массивов. Только здесь по однородному, в общем, субстрату развиты пироксеновые карбонатиты обеих температурных фаций. Данные табл. 12, 13 и диаграмма (см. рис. 20) свидетельствуют о четко выраженной тенденции к повышению магнезиальности, уменьшению содержаний глинозема, железа и титана в пироксенах от I ко II стадии.

На рис. 21 нанесены литературные данные о составе пироксенов из кальцитовых карбонатитов других провинций. Можно видеть, что и здесь отчетливо выделяются три основных типа пироксенов в зависимости от состава замещаемых карбонатитами пород. На массиве Альнэ, где карбонатиты замещают довольно однородные по составу нефелин-пироксеновые породы, изменение состава пироксенов от I ко II стадии совпадает с установленным для Саянского и Алданского массивов.

#### ПАРАГЕНЕЗИС ПИРОКСЕН-ГРАНАТ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Чтобы проследить, как влияют на состав пироксена особенности состава карбонатитового флюида, необходимо было изучить один и тот же типичный парагенезис пироксеновых карбонатитов, заместивших однотипные силикатные породы, на нескольких массивах.

Мы выбрали парагенезис пироксен — гранат, наблюдающийся на пяти массивах Восточной Сибири и довольно распространенный на других массивах у нас и за рубежом. Появление этого парагенезиса в карбонатитах ограничено следующими условиями:

1) пироксен-гранатовые карбонатиты образуются только на контакте с гранатсодержащими нефелин-пироксеновыми породами (ийолитами, мельтейгитами, нефелинизированными пироксенитами) и, несомненно, являются продуктом взаимодействия карбонатитового флюида с силикатными породами;

2) данный парагенезис формируется обычно в наиболее высокотемпературную стадию карбонатитового процесса (калишпат-кальцитовая температурная фация) при температурах 630—550°C [Самойлов, 1974], лишь иногда, вероятно, при температурах близ верхнего предела альбит-кальцитовой фации, 550—450°C (массивы Одихинча и Малый Саянский), т. е. температура образования пироксен-гранатовых карбонатитов была никак не ниже 500°C.

Мощность зон пироксен-гранатовых карбонатитов не бывает значительной: чаще всего это первые десятки сантиметров (Гулинский и Малый Саянский массивы), реже — несколько метров (Одихинча, Алданский, Саянский массивы). Довольно

Химический состав пироксенов из пироксен-гранатового парагенезиса в карбонатитах разных провинций

Компонент	Массив			
	Ковдор	Озерная Варака	Альнё	Айрон- Хилл
	К-IX	ОВ-1	53	441А
SiO <sub>2</sub>	52,04	50,42	48,26	49,3
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,60	0,94	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	1,57	4,23	2,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,70	10,82	5,33	7,2
FeO	1,97	4,01	4,56	8,3
MnO	0,33	0,16	0,07	0,6
MgO	9,88	9,31	12,35	8,6
CaO	16,52	16,42	21,82	19,6
Na <sub>2</sub> O	4,31	4,20	1,19	2,8
K <sub>2</sub> O	0,41	0,28	0,57	—
П. п. п.	0,83	1,13	1,25	—
Сумма . . .	100,08	98,92	100,27	100,00

Примечание. Обр. К-IX и ОВ-1 — данные В. С. Самойлова; обр. 53 — по данным Г. Энкермана [Eckermann, 1974]; обр. 441А — по данным Б. Нэша [Nash, 1972a].

быстро по направлению от контакта к центру жильных карбонатитовых тел ассоциация пироксен — гранат сменяется пироксен-магнетит-флогопитовой. Следует отметить, что пироксен и гранат карбонатитов не являются реликтовыми минералами силикатных пород, а представляют собой новообразования, равновесные с кальцитом. Мы располагаем данными о составе пироксена и граната из карбонатитов пяти массивов Восточной Сибири и четырех — из других регионов: это малоглубинные массивы Ковдор и Озерная Варака (Кольская провинция) и более глубинные — Альнё (Швеция) и Айрон-Хилл (США).

Пироксены рассматриваемого парагенезиса представлены твердыми растворами диоксид — геденбергит — эгирин — авгит с преобладанием диоксидовой составляющей (см. табл. 12, обр. 442-V, 105а/59 и 71; табл. 13, обр. Ц-5 и 6; табл. 14).

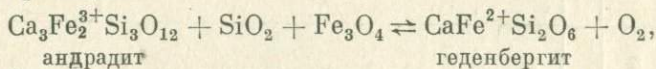
Гранаты представлены твердыми растворами ряда андраит — шорломит ( $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ — $Ca_3Ti_2Si_3O_{12}$ ) с незначительными примесями других компонентов (гроссуляр, скиагит, спессартин, кимцеит).

Ряд авторов [Кухаренко и др., 1965; Howie, Woolley, 1968] предполагает, что Ti предпочтительно входит в четверную координацию в гранате, замещая Si, другая часть его замещает Fe<sup>3+</sup> в шестерной координации и сюда же входит весь Al. Разделяя точку зрения П. Хартмана [Hartman, 1969], мы

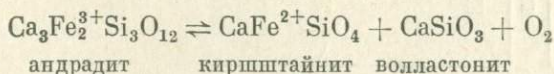
считаем, что Si в четверной координации в гранатах, как и в других силикатах, в первую очередь замещается Al, затем Fe<sup>3+</sup> или Ti<sup>4+</sup>. Исследования синтетических титановых андрадитов [Virgo, Huckenholz, 1974; Weber e. a., 1975] подтверждают преимущественное заселение Ti октаэдрических позиций и замещение Si при отсутствии Al главным образом трехвалентным железом. Большинство наших гранатов рассчитывается на кристаллохимические формулы, не требуя введения Ti в четверную координацию (табл. 15), поэтому «шорломитовым» мы называем минал Ca<sub>3</sub>Ti<sub>2</sub>(Si,Al)<sub>3</sub>O<sub>12</sub>, как это предложено Дж. Ито и К. Фронделем [Ito, Frondel, 1967].

Из табл. 16 можно видеть, что от близповерхностных к более глубинным массивам в пироксене увеличивается доля геденбергитового минала, одновременно в гранате уменьшается доля андрадитового и возрастает доля шорломитового минала. Наблюдаемая закономерность представляет интерес в свете имеющихся данных по исследованию равновесия геденбергит — андрадит [Куршакова, 1970, 1971; Gustafson, 1974].

Л. Д. Куршаковой экспериментально изучены равновесия в системе Ca—Fe—Si—O<sub>2</sub> и поля устойчивости андрадита и геденбергита. Установлено, что области устойчивости этих минералов перекрываются в низкотемпературных парагенезисах при пониженных давлениях кислорода, что позволяет использовать пару андрадит — геденбергит как кислородный буфер. В. Густафсон [Gustafson, 1974] подробно исследовал систему Ca—Fe—Si—O—OH и более точно очертил область совместного существования геденбергита и андрадита в координатах  $T-f_{O_2}$  (рис. 22). Верхний предел этой области ограничен реакцией



нижний —



андрадит                      киршштайнит      волластонит

Сосуществование андрадита и геденбергита, таким образом, возможно лишь в узком интервале значений  $f_{O_2}$ , минимальных для андрадита и максимальных для геденбергита. С понижением температуры область сосуществования минералов смещается ко все более низким значениям  $f_{O_2}$ . От величины общего давления в системе положение области равновесия минералов зависит незначительно [Куршакова, 1971]. При температуре 600°C (наиболее вероятная средняя температура образования пироксен-гранатовых карбонатов) область устойчивости пары андрадит — геденбергит располагается в интервале значений  $f_{O_2}$  от  $10^{-18,5}$  до  $10^{-23,5}$  бар (см. рис. 22).

Химический состав и структурные формулы гранатов из пироксен-гранатового парагенезиса в карбонатитах

Компонент	Массив								
	Гулинский	Одихинча	Ковдор	Озерная Варака	Альпе	Айрон-Хилл	Алданский	Малый Саянский	Саянский
	Г51/7	Ц/5	К-IX	8	41	441В	105а/59	37к-II	442-V
SiO <sub>2</sub>	34,22	35,88	31,38	33,40	34,62	32,4	31,39	28,37	31,37
TiO <sub>2</sub>	4,60	3,07	7,06	5,84	8,42	10,9	11,30	11,50	9,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	1,26	2,09	3,36	5,53	2,4	3,80	3,40	3,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,35	25,09	22,67	21,25	16,59	22,0 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,77	18,54	18,45
FeO	1,25	1,30	0,72	2,39	3,62		4,85	4,85	2,34
MnO	0,22	0,37	0,48	0,43	0,43	0,4	0,57	0,54	0,34
MgO	0,74	1,13	0,70	0,51	1,74	0,7	1,41	0,94	1,17
CaO	32,28	31,68	32,80	32,13	27,51	32,6	29,26	30,51	32,26
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,16	1,41	—	0,58	0,4	0,66	0,43	0,13
K <sub>2</sub> O	0,14	0,09	0,97	—	0,14	—	0,24	0,13	0,08
Прочие	1,30	0,45	—	0,85	0,72	—	1,12	0,74	—
С у м м а . . . . .	99,80	100,48	100,29	100,89	99,97	100,8	99,37	99,95	98,94

Si	2,88	2,99	2,69	2,80	2,86	2,67	2,60	2,38	2,64
Al <sub>IV</sub>	0,12	0,01	0,22	0,20	0,14	0,23	0,37	0,34	0,35
Ti <sub>IV</sub>	—	—	0,09	—	—	0,10	0,03	0,28	0,01
Ca	2,91	2,83	3,00	2,88	2,43	2,88	2,60	2,74	2,91
Na	0,05	0,04	—	—	0,10	0,06	0,11	0,07	0,01
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02
Mg <sub>VII I</sub>	0,02	0,10	—	0,06	0,24	0,03	0,17	0,12	0,06
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	1,42	1,57	1,46	1,34	1,03	1,36 Fe <sup>3+</sup>	0,92	1,17	1,17
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,09	0,05	0,17	0,25		0,34	0,34	0,17
Mg <sub>VI</sub>	0,07	0,04	0,09	—	—	0,06	—	—	0,09
Al <sub>VI</sub>	0,13	0,11	—	0,13	0,40	—	—	—	—
Ti <sub>VI</sub>	0,29	0,19	0,37	0,37	0,52	0,58	0,67	0,45	0,57
Zr <sub>VI</sub>	—	—	—	0,03	—	—	0,15	0,07	—

Примечание. Обр. К-IX и 37к-II — образцы из коллекции В. С. Самойлова, анал. В. И. Мордвинова; обр. 8 — по данным Кухаренко А. А. и др. (1965); обр. 41 — по данным Г. Эккермана [Eckermann, 1974]; обр. 441В — по данным В. Нэша (Nash, 1972a); остальные — наши данные, анал. Г. С. Гормашева и В. И. Мордвинова.

Молекулярный состав сосуществующих пироксенов и гранатов из карбонатитов, %

Прибли- тельная глу- бина форми- рования, км	Массив	Пироксен				Гранат		
		диопсид	геденбергит	эгирип	прочие	андрадит	шорломит	прочие
1,5—3,0	Гулинский	82,0	9,7	4,3	4,0	70,9	14,6	14,5
	Одихинча	56,9	11,0	19,1	13,0	78,6	9,6	11,8
	Ковдор	56,0	6,0	30,0	8,0	73,0	18,1 *	8,9
	Озерная Варака	54,0	13,0	32,0	1,0	66,8	18,3	14,9
3,0—5,0 и более	Альнё	66,2	11,8	4,7	17,3	51,6	26,1	22,3
	Айрон-Хилл	48,9	26,5	20,7	3,9	68,2 **	28,8 *	—
	Алдавский	72,0	18,0	8,0	2,0	46,1	35,2	18,7
	Малый Саянский	47,7	20,8	19,3	12,2	58,5	22,3 *	19,2
	Саянский	56,6	18,7	10,5	14,2	58,5	29,2	12,3

\* Часть титана при пересчетах введена в четверную координацию, в остальных образцах в этой позиции только кремний и алюми-  
ний.

\*\* Анализ выполнен на микроанализаторе [Nash, 1972], и все железо определено в виде  $Fe_2O_3$ , поэтому содержание андрадитовой со-  
ставляющей должно быть ниже приведенной цифры.

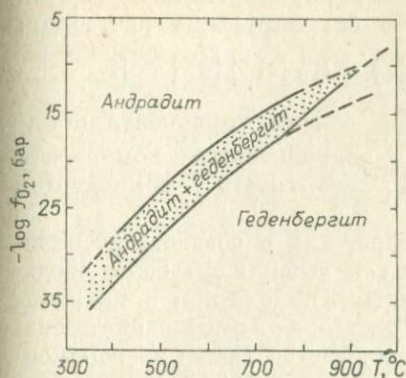


Рис. 22. Область устойчивого сосуществования андрадита и геденбергита в зависимости от условий  $T$  и  $f_{O_2}$ , по В. Густафсону [Gustafson, 1974].

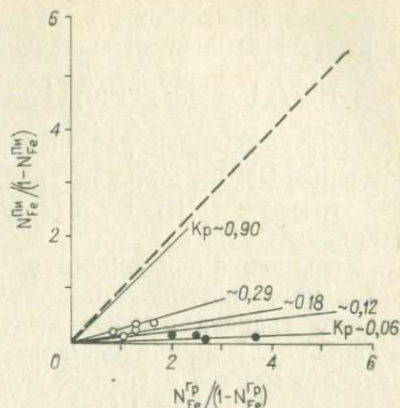


Рис. 23. Диаграмма распределения Fe между сосуществующими пироксеном и гранатом в скарнах [по В. А. Жарикову, 1966]. На диаграмму нанесены составы сосуществующих пироксена и граната из карбонатитов глубинных (светлые кружки) и малоглубинных (темные кружки) массивов.

Так как в природных генезисах мы имеем дело не с чистыми фазами андрадит — геденбергит, а с более сложными твердыми растворами, рис. 22 не может быть строго применен к нашим парам минералов. Согласно В. Густафсону, добавление в систему других компонентов (Mg, Al,  $CO_2$  и т. п.) должно расширить  $f_{O_2} - T$  — поле стабильности обоих минералов. С другой стороны, при характерной для карбонатитов недосыщенности кремнеземом андрадит должен быть устойчив при более восстановительных условиях, чем в парагенезисах с кварцем [Маракушев, 1976], т. е. при значениях  $f_{O_2}$  меньше  $10^{-18,5}$  бар (при  $600^\circ C$ ), что близко к цифрам, полученным нами на основании изучения состава магнетитов.

Выше уже говорилось, что в карбонатитах наблюдается сопряженное изменение содержаний минералов геденбергита в пироксене и андрадита в гранате от Гед<sub>10</sub> — Андр<sub>72,3</sub> (среднее для близповерхностных массивов) до Гед<sub>19</sub> — Андр<sub>53,7</sub> (среднее для глубинных массивов). По-видимому, это свидетельствует о формировании малоглубинных пар минералов в относительно более окислительных, а глубинных в более восстановительных условиях.

Распределение Fe между сосуществующими пироксеном и гранатом подробно изучалось В. А. Жариковым в скарнах. Гранаты скарных месторождений представлены рядом андрадит — гроссуляр, пироксены — рядом диопсид — геденбергит. Исследование показало, что распределение Fe между ми-

нералами зависит от окислительно-восстановительных свойств и режима кислотности-щелочности скарнирующих растворов:

$$N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}}/(1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}}) : N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}/(1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}) = K_p' [\text{H}^+] [e^-] = K_p,$$

где  $N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}}$  — мольная доля геденбергитового компонента в пироксене,  $N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}$  — мольная доля андрадитового компонента в гранате,  $[\text{H}^+]$  и  $[e^-]$  — активности компонентов [Жариков, 1966].

Увеличение щелочности раствора, как и возрастание окислительного потенциала, приводит к ассоциации более железистого граната с менее железистым пироксеном в скарнах, и наоборот. Влияние щелочности раствора на содержание андрадитового минала в гранате подтверждается также экспериментальными данными [Калинин, Денискина, 1967]. Состав данной пары минералов в карбонатитах, хотя отличается от скарновых (вместо гроссулярового минала в гранате — шорломитовый, и более сложен многокомпонентный состав пироксена), имеет и много общих с ними признаков. Так, преобладание андрадитового минала в гранате и диоксидового в пироксене одинаково свойственно карбонатитам и скарнам некоторых месторождений. Если не учитывать эгириновый минал в пироксене из карбонатитов, то по характеру распределения Fe между минералами карбонатиты оказываются близкими скарнам фации повышенной щелочности по В. А. Жарикову (1966):

$$K_p = N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}}/(1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Пи}}) : N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}/(1 - N_{\text{Fe}}^{\text{Гр}}) \ll 1,$$

причем наиболее «щелочным» условиям соответствует железистость минералов малоглубинных карбонатитовых массивов (рис. 23). Роль шорломитового минала в гранатах карбонатитов, вероятно, в какой-то степени подобна роли гроссулярового минала в гранатах скарнов. В обоих случаях мы имеем изоморфное замещение относительно более сильного основания ( $\text{Fe}^{3+}$ ) слабым (Ti или Al) в шестерной координации. Содержание шорломитового минала в гранатах карбонатитов увеличивается от малоглубинных массивов к глубинным в среднем от 15 до 28 мол. % (см. табл. 16). Это свидетельствует либо о возрастании изоморфной емкости граната по отношению к титану в более восстановительных условиях (как это свойственно, например, магнетиту) благодаря переходу  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$  и перераспределению его в пользу пироксена, либо об относительном уменьшении щелочности карбонатитового флюида с глубиной, что должно благоприятствовать вытеснению более сильного основания слабым. Какой фактор играет ведущую роль, установить трудно.

Пироксены из гранатового парагенезиса в карбонатитах, помимо изменения содержания геденбергитового минала, других однозначных изменений состава с глубиной не имеют, хо-

тя можно было ожидать, что перспективным в этом отношении окажется эгириновый минал. Наблюдается некоторая корреляция между содержанием эгиринового минала в пироксене и глубиной эрозионного среза карбонатитовых массивов. В глубоко вскрытых массивах (Гулинский, Саянский, Алданский, Альнэ) содержание эгиринового минала в пироксенах гранатового парагенезиса ниже, чем в слабо эродированных (Малый Саянский, Одихинча, Озерная Варака, Айрон-Хилл).

Таким образом, изучение состава пироксенов в карбонатитах показало, что состав и свойства минерала определяются преимущественно составом вмещающих пород, температурой и некоторыми особенностями состава карбонатитового флюида ( $f_{O_2}$ , щелочность). Последние определенно зависят от глубины формирования массива. Индикатором глубинности может служить состав сосуществующих пироксена и граната в карбонатитах. Типичными для малоглубинных массивов следует считать содержания геденбергитового минала в пироксене — около 10 мол. %, андрадитового минала в гранате — около 72,3, шорломитового минала в гранате — около 15 мол. %; для глубинных — около 19 мол. % геденбергитового минала в пироксене и около 53,7 андрадитового и 28 мол. % шорломитового минала в гранате. Возможным показателем степени эродированности карбонатитового массива является доля эгиринового минала в пироксенах этого же парагенезиса: в апикальных частях массивов пироксены богаче эгириновой составляющей, чем в глубинных.

### ФЛОГОПИТ

• Слюды — наиболее распространенный темноцветный минерал в карбонатитах. Они представлены преимущественно флогопитами, реже отмечаются магнезиальные биотиты. На большинстве массивов минерал имеет характерные для пород I и II стадий внешние отличительные признаки. В карбонатитах I стадии обычно присутствуют зеленовато-бурые или светло-зеленые слюды в виде таблитчатых, часто скелетных кристаллов. В карбонатитах II стадии на большинстве изученных массивов наблюдаются слюды, окрашенные в характерные красновато-бурые тона различной интенсивности, со специфической оптической характеристикой — обратной схемой абсорбции. Нередки зональные кристаллы с зеленым ядром и каймами оранжевого цвета или с чередованием зеленых и красно-бурых зон. Кристаллы хорошо оформленные, таблитчатые или призматические.

Сравнительная характеристика слюд из карбонатитов Восточной Сибири дается в основном по нашим данным [Чернышева, Гормашева, 1966] с использованием материалов В. С. Самойлова [Пожарицкая, Самойлов, 1972; Самойлов, 1977] и С. В. Соколова (1973) и др.

## Химический состав и структурные формулы слюд из карбонатитов I стадии массивов Восточной Сибири

Компонент	Пир+Гр+Фл		Пир+Мгт+Фл		Пир+Фл	Фо+Мгт+Фл		
	Саянский		Алданский	Одихинча	Гулинский	Саянский	Алданский	Гулинский
	442-V	224/5	М-1/53	КО/44	Г-3-72	526/23	108а/1	Г-5-1
SiO <sub>2</sub>	35,84	36,10	Не опр.	39,04	36,77	36,57	38,47	38,22
TiO <sub>2</sub>	1,84	2,21	1,31	0,47	1,63	1,16	1,04	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,76	16,15	Не опр.	14,02	15,52	15,71	13,35	14,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	2,55	2,35	1,96	2,80	4,55	4,68	2,51
FeO	11,15	5,93	7,76	3,15	5,34	2,01	1,58	1,80
MnO	0,48	0,16	0,30	0,08	0,25	0,12	0,11	0,09
MgO	15,26	19,51	22,42	24,98	21,02	21,35	24,36	25,37
CaO	1,22	0,24	Не опр	0,23	0,56	2,39	0,70	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,95	0,89	»	1,22	0,41	0,53	1,24	0,46
K <sub>2</sub> O	9,03	8,70	»	10,66	9,76	8,83	8,43	10,66
F	0,25	0,19	»	0,20	0,28	0,11	0,12	0,16
H <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	»	2,76	4,91	Не опр.	Не опр.	4,84
П. п. п.	3,86	5,14	»	1,05	Не опр.	5,53	Не опр.	0,84
<b>Сумма (с поправкой на F)</b>	<b>99,56</b>	<b>97,69</b>	<b>—</b>	<b>99,74</b>	<b>99,12</b>	<b>98,81</b>	<b>—</b>	<b>100,15</b>
Si	2,78	2,74	—	2,81	2,73	2,75	2,80	2,77
Al <sub>IV</sub>	1,17	1,26	—	1,19	1,27	1,25	1,14	1,23
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,05	—	—	—	—	—	0,06	—
Mg	1,77	2,20	2,40	2,68	2,32	2,40	2,64	2,73
Fe <sup>2+</sup>	0,76	0,34	0,46	0,19	0,33	0,13	0,10	0,11
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,41	0,15	0,12	0,10	0,16	0,26	0,20	0,13
Ti	0,06	0,13	—	0,03	0,09	0,07	0,06	0,03
Al <sub>VI</sub>	—	0,18	—	—	0,09	0,14	—	—
Mn	—	—	0,02	—	0,01	—	—	—
K	0,89	0,84	—	0,98	0,92	0,84	0,78	0,98
К	0,14	0,14	—	0,16	0,05	0,08	0,18	0,06
Na	—	0,02	—	—	0,05	0,08	0,04	—
Ca	—	—	—	0,11	0,21	0,37	0,16	—
O	0,39	0,35	—	0,05	0,09	0,03	0,03	0,03
F	0,06	0,05	—	0,05	0,09	0,03	0,03	0,03
OH	1,55	1,60	—	1,84	1,70	1,60	1,81	1,97

Примечание. Обр. М-1/53 — данные С. В. Соколова (1973); обр. Г-3-72 — В. С. Самойлова (1977); остальное — наши данные, анал. Г. С. Гормашева, К. А. Клепикова, Т. К. Бакалейникова. Пир — пироксен, Гр — гранат, Фл — флогопит, Мгт — магнетит, Фо — форстерит.

Таблица 18

## Химический состав и структурные формулы слюд из карбонатитов II стадии массивов Восточной Сибири

Компонент	Пир+Мгт+Фл		Пир+Би			Фо+Мгт+Фл				
	Саянский	Алданский	Малый Саянский			Саянский		Алданский		
			13-I	28-III	14-VI	533-A	220-II	1056/15	16	М-5/4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	38,88	39,40	38,26	36,12	36,49	39,66	39,22	39,82	41,02	38,66
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,36	0,89	3,06	2,62	0,11	0,43	0,29	0,08	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,37	10,97	11,19	12,57	11,60	14,86	11,27	10,68	9,78	12,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,98	5,03	3,42	4,38	6,10	4,10	4,64	5,47	5,66	4,66
FeO	2,23	1,58	10,94	17,66	19,13	1,35	2,86	1,53	2,72	1,44
MnO	0,22	0,22	0,20	0,54	0,34	0,15	0,22	0,23	0,05	0,12
MgO	24,78	25,36	19,34	11,73	9,70	21,59	23,98	26,11	24,03	25,50

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
CaO	2,05	0,70	0,86	0,64	1,53	1,42	1,18	0,55	0,03	0,79
K <sub>2</sub> O	9,97	9,39	9,28	9,03	9,03	9,48	9,23	9,39	10,90	9,57
Na <sub>2</sub> O	1,05	0,54	0,47	0,42	0,34	0,57	0,74	0,74	1,00	0,67
F	0,52	0,37	0,38	0,24	0,29	0,52	0,53	0,50	1,08	0,50
П. п. п.	5,38	Не опр.	5,02	2,37	3,91	6,23	6,52	Не опр.	4,86	Не опр.
Сумма (с поправкой на F)	100,34	—	100,25	98,76	101,02	99,82	100,60	—	100,82	—
Si	2,89	2,88	2,89	2,82	2,92	2,96	2,90	2,87	3,01	2,78
Al <sub>IV</sub>	0,99	0,95	1,00	1,16	1,08	1,04	0,98	0,91	0,80	1,10
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	0,12	0,17	0,11	0,02	—	—	0,12	0,22	0,19	0,12
Mg	2,74	2,76	2,17	1,42	1,16	2,40	2,64	2,81	2,65	2,73
Fe <sup>2+</sup>	0,15	0,10	0,70	1,12	1,28	0,09	0,19	0,09	0,17	0,09
F <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,11	0,11	0,08	0,30	0,36	0,24	0,14	0,08	0,18	0,13
Ti	—	0,02	0,05	0,18	0,16	—	0,02	0,01	—	0,05
Al <sub>VI</sub>	—	—	—	—	0,02	0,27	—	—	—	—
Mn	—	0,01	—	—	0,02	—	—	0,01	—	—
K	0,94	0,88	0,90	0,90	0,92	0,91	0,87	0,87	1,00	0,88
Na	0,15	0,08	0,06	0,03	0,05	0,08	0,11	0,10	0,14	0,09
Ca	—	0,04	0,06	0,08	0,03	0,01	0,02	0,03	—	0,03
O	0,09	0,07	0,15	0,69	0,61	0,48	0,06	—	0,33	0,04
F	0,12	0,09	0,09	0,06	0,07	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12
OH	1,79	1,84	1,76	1,25	1,32	1,40	1,82	1,89	1,55	1,84

Примечание. Обр. 13—I и 28—III — слюды апофилитовых карбонатитов; обр. 14 — VI — биотит из апофилитовых карбонатитов, данные В. С. Самойлова [Пожарицкая, Самойлов, 1972, табл. 22]; обр. 16 — данные Е. М. Эппштейна и Е. А. Нечаевой [Пожарицкая, Самойлов, 1972, табл. 21]. Содержание F должно быть ниже (0,50 вес. %); остальное — наши данные, анализ Г. С. Гормашева.

## Особенности состава слюд в пироксеновом и форстеритовом парагенезисах

Изучение химического состава слюд (табл. 17, 18, рис. 24) показало, что наиболее разнообразны составы слюд из пироксеновых карбонатитов, тогда как в ассоциации с форстеритом они удивительно близки между собой на всех карбонатитовых массивах. Уже отмечалось, что вариации в составах темноцветных минералов пироксеновых карбонатитов обусловлены геологическим положением данного типа пород (эндоконтактные зоны карбонатитовых тел). Благодаря взаимодействию карбонатитового флюида с вмещающими породами пироксены, слюды, гранаты и магнетиты карбонатитов наследуют некоторые особенности химического состава силикатных пород. При этом слюды как бы дублируют основные изменения химического состава пироксенов. Учитывая все это, в данной главе не приводится подробного описания слюд по массивам, а дается общая характеристика состава минерала отдельно из пироксенового и форстеритового парагенезиса в карбонатитах.

Слюды из пироксеновых карбонатитов массивов Восточной Сибири варьируют по составу от магнезиальных биотитов до маложелезистых флогопитов (см. табл. 17, 18, рис. 24). Среди факторов, определяющих состав слюд данного парагенезиса, первостепенным является состав замещаемых пород. Так, по мере возрастания магнезиальности пород в

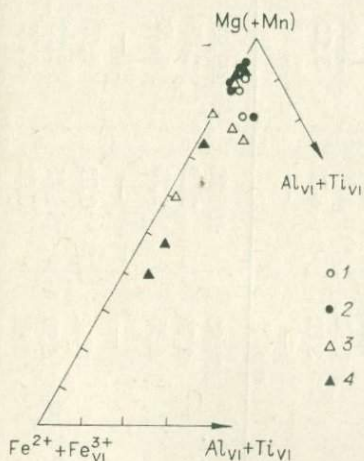


Рис. 24. Состав слюд в карбонатитах Восточной Сибири. 1 — из форстеритовых карбонатитов I стадии; 2 — то же, II стадии; 3 — из пироксеновых карбонатитов I стадии; 4 — то же, II стадии.

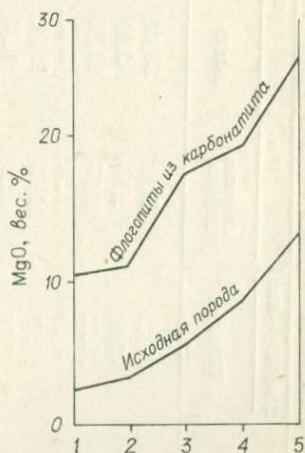


Рис. 25. Зависимость состава слюд в карбонатитах от состава замещаемых пород.

1 — сланцы, фениты; 2 — сиениты, 3 — ийолиты; 4 — пироксениты; 5 — апооливиниты.

Химический состав и структурные формулы слюд из карбонатитов I стадии массивов разных провинций

Компонент	Пир+Гр+Фл			Пир+Мгт+Фл			Фл+Мгт+Фл	
	Ковдор	Озерная Варака	Альнэ	Ока	Айрон-Хилл	Ока	Турий Мыс	
SiO <sub>2</sub>	37,06	35,48	38,40	34,50	35,70	34,45	40,03	
TiO <sub>2</sub>	2,83	2,14	2,40	4,05	2,40	0,98	0,47	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,23	13,97	12,36	15,55	13,20	14,33	11,85	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	6,34	2,43	2,94	} 22,20 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,43	5,32	
FeO	11,43	16,66	10,84	8,01		2,58	2,73	
MnO	0,22	0,38	0,37	0,13	0,60	1,25	0,12	
MgO	18,07	12,68	16,94	17,20	11,50	20,04	24,72	
CaO	0,31	0,66	0,07	2,30	0,20	1,80	Не обн.	
K <sub>2</sub> O	8,18	7,39	9,04	8,80	9,20	9,15	8,78	
Na <sub>2</sub> O	1,23	1,30	0,82	0,58	0,30	0,28	0,88	
F	0,42	0,59	1,11	0,20	0,30	0,19	0,31	
H <sub>2</sub> O	3,80	4,08	5,72	3,37	Не опр.	Не опр.	4,34	
Прочие	—	—	0,40	2,23	0,70	—	0,23	
Сумма . . . .	100,99	100,18	100,43	99,87			99,79	
Si	2,74	2,72	2,85	2,60	2,80	2,66	2,87	
Al <sub>IV</sub>	1,15	1,26	1,08	1,38	1,20	1,30	1,01	
Fe <sub>IV</sub> <sup>2+</sup>	—	—	—	—	—	—	0,09	
Ti <sub>IV</sub>	0,11	0,02	0,07	0,02	—	0,04	0,03	
Mg	1,99	1,45	1,88	1,93	1,34	2,30	2,64	
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,08	—	

Fe <sup>2+</sup>	0,69	1,07	0,67	0,54	} 1,45 Fe <sup>3+</sup>	0,17	0,16
Fe <sub>VI</sub> <sup>3+</sup>	0,26	0,36	0,14	0,23		0,43	0,20
Al <sub>VI</sub>	—	—	—	—	0,02	—	—
Ti	0,05	0,10	0,06	0,28	0,14	0,02	—
K	0,78	0,73	0,85	0,88	0,92	0,90	0,80
Na	0,17	0,19	0,12	0,08	0,05	0,04	0,12
Ca	0,02	0,06	0,01	0,04	0,04	0,06	—
O	0,18	0,34	—	0,47	—	0,23	0,02
F	0,09	0,14	0,26	0,05	0,07	0,05	0,07
OH	1,73	1,52	1,74	1,48	1,93	1,72	1,91

Примечание. Массивы Ковдор и Озерная Варака — по данным В. С. Самойлова (1977); Альнэ — по Г. Эккерману [Eckermann, 1974]; Ока из пироксенового парагенезиса — по данным Дж. Римзейт [Rimsait, 1969], из форстеритового — обр. А. А. Конева, анал. Г. С. Гормашева; Айрон-Хилл — по В. Нэшу [Nash, 1972a].

Таблица 20

Химический состав и структурные формулы слюд из карбонатитов II стадии массивов разных провинций

Компонент	Пир+Мгт+Фл			Фл+Мгт+Фл					
	Альнэ	Ока	Арбарастах	Альнэ	Альнэ	Ока	Арбарастах	Ковдор	Вуори-Ярви
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	37,10	37,00	40,18	40,32	40,30	38,00	39,48	38,24	41,64
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,75	1,34	0,26	0,20	0,19	0,33	0,40	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,61	13,33	11,12	12,12	8,52	12,18	9,00	16,20	9,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	6,86	1,73	3,46	5,57	4,95	3,90	2,81	5,45
FeO	3,65	3,94	6,60	2,96	3,19	0,67	3,20	1,05	1,26
MnO	0,10	1,16	0,22	0,12	0,42	0,76	0,58	0,02	0,05
MgO	23,31	21,34	24,23	25,36	24,95	25,20	24,90	25,44	27,59

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
CaO	0,13	0,42	0,14	0,19	0,79	1,32	1,90	0,64	0,56
K <sub>2</sub> O	8,69	8,67	9,52	10,32	10,17	9,51	9,66	9,88	9,75
Na <sub>2</sub> O	1,46	0,44	0,68	0,16	0,25	0,31	0,44	0,57	0,62
F	0,04	0,59	0,94	0,80	0,40	0,59	0,80	0,30	1,43
H <sub>2</sub> O	3,29	He опр.	3,62	3,91	5,29	He опр.	3,37	2,80	2,00
Прочие	0,56	—	0,08	0,44	0,31	—	1,75	—	—
Сумма (с поправкой на F)	99,55	—	100,04	100,08	100,19	—	98,89	97,92	99,11
Si	2,64	2,74	2,89	2,89	3,01	2,80	2,97	2,72	2,93
Al <sub>IV</sub>	1,36	1,16	0,94	1,03	0,75	1,06	0,77	1,28	0,78
Fe <sup>3+</sup> <sub>IV</sub>	—	0,06	0,10	0,06	0,20	0,13	0,23	—	0,29
Ti <sub>IV</sub>	—	0,04	0,07	0,02	0,02	0,01	0,02	—	—
Mg	2,48	2,36	2,60	2,71	2,78	2,77	2,79	2,70	2,90
Mn	—	0,07	—	—	0,02	0,04	—	—	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,22	0,25	0,41	0,17	0,20	0,04	0,24	0,07	0,08
Fe <sup>3+</sup> <sub>VI</sub>	0,18	0,32	—	0,12	—	0,15	—	0,15	—
Al <sub>VI</sub>	0,04	—	—	—	—	—	—	0,08	—
Ti <sub>VI</sub>	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0,79	0,82	0,87	0,94	0,97	0,89	0,93	0,90	0,88
Na	0,20	0,06	0,10	0,02	0,04	0,04	0,06	0,08	0,08
Ca(+Ba)	0,01	0,03	0,01	0,04	—	0,07	—	0,05	0,04
O	—	0,14	—	0,07	—	0,03	—	0,03	—
F	0,01	0,14	0,22	0,18	0,09	0,14	0,07	0,07	0,32
OH	1,99	1,72	1,75	1,75	1,91	1,83	1,92	1,90	1,68

Примечание. Массивы Альтё — Г. Энкерманн [Eckermann, 1974]; Ока — обр. из коллекции А. А. Конева, анал. Г. С. Гор-  
машева, Арбарастах — давнее Л. С. Бородина и др. (1973), Ковдор и Русри-Ярви — давнее Ю. Л. Калустина (1971).

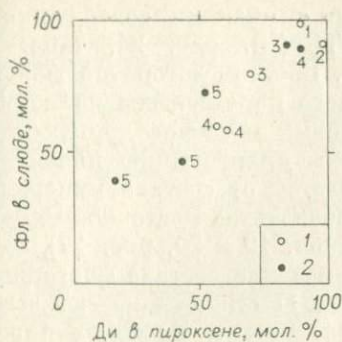


Рис. 26. Распределение Mg между сосуществующими пироксеном и слюдой в карбонатитах.

1 — I стадия; 2 — II стадия. Массивы: 1 — Одихинча, 2 — Гулинский, 3 — Алданский, 4 — Саянский, 5 — Малый Саянский.

ряду сланец, фенит → сиенит → ийолит-мельтейгит → пироксенит → метасоматическая апооливинитовая пироксен-нефелиновая порода увеличивается магнезиальность слюд в карбонатитах, замещающих эти породы подобно тому, как это уже отмечалось для пироксенов (рис. 25).

Изменение состава слюд из пироксеновых карбонатитов от I ко II стадии карбонатитового процесса, как и в случае с пироксенами, удается проследить лишь на примере Саянского и Алданского массивов, где карбонатиты обеих стадий развиты по одному субстрату. Это изменение характеризуется общей с пироксенами направленностью и выражается в возрастании содержания Si, Mg (и F), в уменьшении Al, Ti и Fe; доля трехвалентного железа при этом несколько возрастает (отношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$  изменяется от 0,3—0,5 до 1). Образующийся дефицит катионов в четверной координации восполняется вхождением туда ионов  $Fe^{3+}$ , что и приводит к появлению типоморфной оптической характеристики флогопитов II стадии — обратной схемы абсорбции ( $Np > Ng = Nm$ ).

Сосуществующие слюды и пироксены в карбонатитах характеризуются удивительным подобием составов, что можно проиллюстрировать, например, диаграммой распределения Mg между минералами (рис. 26).

Имеющиеся данные по составу слюд пироксенового парагенезиса в карбонатитовых массивах других провинций полностью совпадают с нашими (табл. 19 и 20, рис. 27).

Слюды из форстеритовых карбонатитов представлены исключительно маложелезистыми флого-

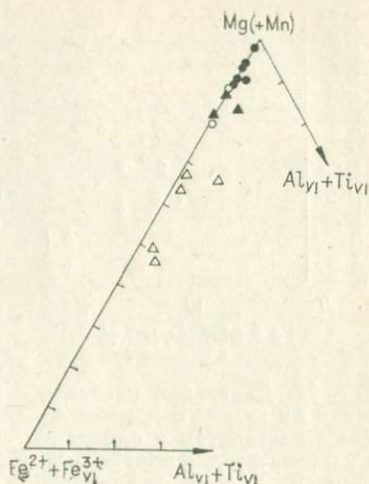


Рис. 27. Состав слюд из карбонатитовых массивов разных провинций.

Усл. обозн. см. на рис. 24.

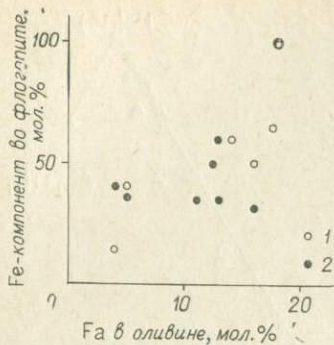


Рис. 28. Диаграмма распределения Fe между сосуществующими флогопитом и оливином в карбонатитах Восточной Сибири и других провинций. Построено по данным табл. 9, 17—20. 1 — I стадия; 2 — II стадия.

координацию, восполняя дефицит Al. Соотношение  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$  в слюдах из форстеритовых карбонатитов постоянно больше или равно 1. Наблюдается согласное уменьшение железистости флогопитов и форстеритов от I ко II стадии (рис. 28) и менее четко выраженное — от глубинных к малоглубинным массивам (в породах одной температурной фации).

Приведенные данные по составу слюд в карбонатитах позволяют, таким образом, видеть, что главные особенности катионного состава слюд «задаются» составом образующегося минерального парагенезиса (который, в свою очередь, определяется составом карбонатитового флюида и вмещающих пород). Вторым по значимости можно считать влияние температуры образования пород, проявляющееся непосредственно в изменении как изоморфных свойств самого минерала (закономерно, например, возрастание в слюдах содержания Si и уменьшение Ti с понижением температуры [Наггу, 1950; Кухаренко и др., 1965]), так и характера распределения элементов между минералом и карбонатитовым флюидом в процессе его остывания. Фактор глубинности существенного влияния на содержания петрогенных элементов в слюдах, по-видимому, не оказывает.

### Ва в слюдах как индикатор изменения температурных условий

Из катионов-примесей в слюдах карбонатитов обычно присутствуют Ba, Sr, Rb и Li [Кухаренко и др., 1965; Воробьев и др., 1966]. Содержания Ba наиболее высокие, в 100—200 раз больше Sr и Rb и в 1000 раз больше Li. Е. И. Воробьев

питами с низкими содержаниями Al и Ti (см. рис. 24, табл. 17 и 18). Состав флогопитов форстеритового парагенезиса из карбонатитовых массивов других провинций практически ничем не отличается от состава минералов в карбонатитах Восточной Сибири (см. табл. 19 и 20, рис. 27).

Изменение состава флогопитов от I ко II стадии процесса выражается, как и в слюдах пироксеновых карбонатитов, в возрастании содержаний Si, Mg и F, в уменьшении Ti и Al. В отличие от слюд пироксенового парагенезиса общее содержание Fe во флогопитах почти не изменяется, лишь возрастает доля  $Fe^{3+}$ , часть которого переходит в четверную

Содержание Ва во флогопитах из карбонатитов Восточной Сибири по результатам количественного спектрального анализа, аналитик С. К. Ярошенко

Стадия	Массив, тип карбонатита	№ обр.	Ва, вес. %	Стадия	Массив, тип карбонатита	№ обр.	Ва, вес. %				
I	Саянский			I	Одичинча						
	Пироксеновый	224—I	0,49			KO/1	0,54				
	Форстеритовый	526/23	0,97								
II	Пироксеновый	549/1	0,24	KO/44	0,50						
	Форстеритовый	548/7	0,10								
	Форстеритовый (внешняя зона)	562/8	0,19								
I	Алданский			II	Гулинский						
		Пироксеновый	14/600			0,75	Г50/2	0,72			
		Форстерит-апатитовый	Ф. Г.			1,75					
II	Пироксеновый	103а/11	1,80	Г5—I	Г-6/4	0,72					
							Форстеритовый	M-5/4	0,75	Г-6/4	1,40
Форстеритовый	M-5/4	0,75	Г55/23	2,50							
I	Кугда					I	Форстеритовый				
		Пироксеновый	108/13	0,35	КУ/25			0,39			
		Форстеритовый	M-5/4	0,75							
				КУ/22	0,32						

(1971) высказал предположение о значительном влиянии давления на степень изоморфного вхождения Ва в слюды и предложил использовать коэффициенты распределения Ва между флогопитом и кальцитом ( $K_{\text{Ва}}^{\text{Фл/Кал}}$ ) и флогопитом и апатитом ( $K_{\text{Ва}}^{\text{Фл/Ап}}$ ) в качестве геобарометров.

Нами исследовано содержание Ва в слюдах (и в сосуществующих с ними кальците и апатите) из карбонатитов Восточной Сибири и некоторых других провинций. Из табл. 21, 22 и рис. 29 можно видеть, что содержание Ва в слюдах на всех изученных массивах уменьшается в среднем вдвое от I ко II стадии процесса. В слюдах одной температурной фации содержания Ва различны в пироксеновых и форстеритовых разностях пород в пределах одного массива. На разных массивах слюды одной температурной фации могут отличаться по содержанию Ва в 2—3 раза, но с изменением глубинности эти отличия не коррелируются. Различия между слюдами из массивов разных фаций глубинности обычно оказываются менее существенными, чем различия между слюдами I и II стадии на одном массиве. Характер изменения коэффициента распределения Ва между флогопитом и кальцитом так же, как и между флогопитом и апатитом в карбонатитах одной температурной фации на раз-

Содержание Ва во флогопитах из карбонатитов разных провинций

Стадия	Массив, тип карбоната	№ обр.	Ва, вес. %	Источник
	К о в д о р			
I	Пироксеновый	K-IX	0,22	Образцы из коллекции В. С. Самойлова, anal. С. К. Ярошенко
II	Форстерит-клиногумитовый	K-XIX	0,085	
	Т у р и й М ы с			
I (?)	Пироксеновый	64/1	1,15	
	Мелилитовый	10/1	1,10	
I	Форстеритовый	7/1	0,79	
	Монтичеллитовый	68/7	0,59	
II	Форстеритовый	68/2	0,64	
	Эгириновый	TM1/3	0,072	
	О к а			
I	Форстеритовый с ниокалитом	K-57	1,0	Образцы из коллекции А. А. Конева, anal. С. К. Ярошенко
II	Пироксеновый с пироксеном	K-27	0,89	
	Айрон-Хилл	K-27	0,70	
I	Пироксеновый	441A	0,63	W. P. Nash (1972a)
II (?)	Флогопитовый	489	0,32	
	А л ь н ё			
I (?)	Биотитовый	12	0,64	H. Eckermann (1974)
II	Пироксеновый	81	0,50	
		79	0,40	
	К а й з е р ш т у л ь			
II (?)	Форстеритовые доломитизированные (?)	—	5,11	W. Wimmenauer (1963)

ных массивах, мало отличается от изменения содержания Ва в самом флогопите (см. рис. 29, б). Таким образом, данные коэффициенты оказываются малочувствительными индикаторами глубинности применительно к карбонатитовым массивам.

Известно [Матвеев, Аникин, 1969], что включение  $Ba^{2+}$  в слюды обусловлено изоморфным замещением  $K^{1+}$  и осуществляется по схеме  $K_{XII}^{1+} Si_{IV}^{4+} \leftarrow Ba_{XII}^{2+} Al_{IV}^{3+}$ . Данному изоморфному замещению должно благоприятствовать повышение температуры формирования слюд. Помимо общепринятых представлений о расширении границ твердых растворов с повышением температуры об этом свидетельствуют экспериментальные данные [Шмелев, Бобр-Сергеев, 1970]. Значит, более высокая бариевость слюд I стадии по сравнению со слюдами II стадии в карбонатитах вполне объяснима: они кристаллизовались при более высокой температуре и содержат больше  $Al_{IV}$ , компенсирующего дополнительный заряд, привносимый ионом бария (см. табл. 17 и 19). Относительная обогащенность барием слюд, кристаллизовавшихся в более высокотемпературные стадии

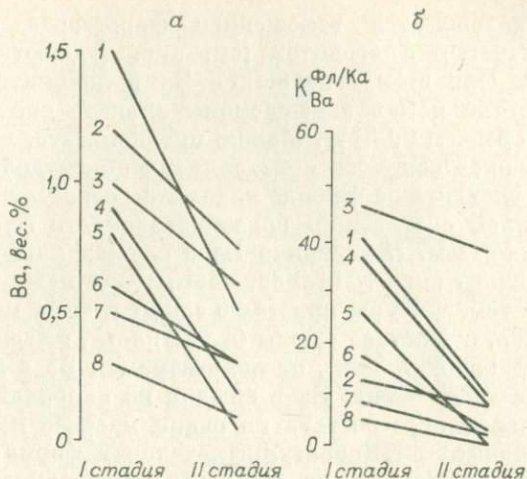


Рис. 29.

а — изменение содержания Ва во флогопитах из карбонатитов от I ко II стадии в массивах Восточной Сибири и других провинций; б — изменение коэффициента распределения Ва между флогопитом и кальцитом в тех же массивах. 1 — Алданский, 2 — Ока, 3 — Турый Мыс, 4 — Саянский, 5 — Гулинский, 6 — Айрон-Хилл, 7 — Одихинча, 8 — Ковдор.

процесса, отмечалась в литературе и для других типов геологических образований, в частности пегматитов [Шмакин, Костюкова, 1969].

Предположение Е. И. Воробьева (1971) о значительном влиянии давления на степень изоморфного вхождения Ва в слюды вряд ли справедливо. Вследствие близости ионных радиусов [Бокий, 1971]  $K^{1+}$  (1,33А) и  $Ba^{2+}$  (1,38 А) и полной структурной аналогии К- и Ва-флогопитов вряд ли вообще можно ожидать, что влияние давления на изоморфизм в слюдах будет заметным [Киркинский, 1965; Рябчиков, 1965]. По мнению И. Д. Рябчикова (1965, с. 74), влияние давления на способность элементов к изоморфному замещению должно быть на несколько порядков меньше, чем влияние температуры, что подтверждается экспериментальными исследованиями изоморфизма в полевых шпатах и пироксенах.

Степень обогащенности минералов Ва, безусловно, зависит от химического состава минералообразующей среды и, в частности, от концентрации Ва во флюиде [Шмелев, Бобр-Сергеев, 1970]. Если для I и II стадий процесса на одном массиве мы можем предполагать примерно одинаковый валовый состав флюида, то в последующие этапы карбонатитообразования картина могла усложниться. В качестве примера можно рассмотреть доломитовые карбонатиты Гулинского массива. Большая часть их образована путем метасоматического замещения карбонатитов II стадии. Доломитизация кальцитовых карбона-

титов сопровождается замещением форстерита светло-зеленым таблитчатым флогопитом (см. рис. 5), обогащенным Ва (2,5% Ва). При этом содержание Ва в доломите составляет 0,0052%, тогда как в замещаемом кальците оно на порядок выше — в среднем 0,051%. Можно предполагать, что в процессе «отторжения» части Ва кристаллизующимся доломитом концентрация элемента во флюиде локально возростала, что и явилось причиной обогащения новообразованного флогопита Ва.

Таким образом, содержание Ва в слюдах карбонатитов зависит от целого ряда факторов, часто тесно между собою связанных: от температуры кристаллизации и типа минерального парагенезиса, от состава слюды (в частности, от содержания Al в четверной координации), от концентрации Ва в материнском флюиде. По содержанию Ва в слюдах из карбонатитов одинакового минерального состава на одном массиве мы можем судить об изменении температурных условий формирования пород: чем больше Ва в слюде, тем выше температура ее кристаллизации. Различия в содержании Ва в слюдах одной температурной (и минеральной) фации на разных массивах, вероятно, обусловлены неодинаковой концентрацией элемента во флюиде.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ F МЕЖДУ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ ФЛОГОПИТОМ И АПАТИТОМ В КАРБОНАТИТАХ

Катионный состав слюд дает нам основания говорить, скорее, об общности условий минералообразования на всех карбонатитовых массивах, но не о специфике карбонатитового процесса в условиях разных глубин. Появившиеся за последние годы работы по исследованию содержаний F и Cl в минералах различного генезиса и распределения F и OH между сосуществующими минералами [Stormer, Carmichael, 1971], минералами и растворами [Munoz, Eugster, 1969; и др.] показывают, что изучение анионных замещений в минералах может дать дополнительную информацию об условиях минералообразования. В связи с этим нами проведено изучение содержаний F в сосуществующих флогопитах и апатитах из кальцитовых карбонатитов I и II стадии.

Материалом для нашего исследования послужили флогопиты и апатиты из карбонатитов массивов Саянского, Алданского, Гулинского и Одихинча (Восточная Сибирь) и массива Ока (Канада), образцы из которого нам любезно предоставил А. А. Конев. На всех массивах в изученных карбонатитах апатит и флогопит являются главными породообразующими минералами-концентраторами F. На массиве Ока в наиболее ранних карбонатитах известен, кроме того, акцессорный фторсодержащий минерал — ниокалит [Gold, 1969<sub>а, в</sub>]. В карбонатитах II стадии на всех массивах F входит в состав акцессорно-

го пироклора. Собственный минерал F — флюорит — появляется в карбонатитах лишь на поздних этапах формирования совместно с анкеритовыми или поздними кальцитовыми карбонатитами [Пожарицкая, Самойлов, 1972].

Ф л о г о п и т данных массивов представлен существенно магниевыми разностями (см. табл. 17—20). В гидроксильную группу минерала, помимо гидроксила и фтора, может входить небольшое количество кислорода, обычно не более 10—15 мол. % кислородсодержащего минерала.

А п а т и т изученных месторождений различается по цвету, размерам и форме кристаллов. Внешние признаки минерала обычно меняются от I ко II стадии, но единых для всех массивов типоморфных признаков для апатита не существует. Можно лишь отметить, что в карбонатитах I стадии наиболее часто наблюдаются мелкие воднопрозрачные кристаллы апатита с сечениями овальной формы или в виде уплощенных призм, образующие пойкилитовые вроски в кальците и темноцветных минералах. В карбонатитах II стадии преобладают более крупные молочно-белые, зеленоватые или бесцветные кристаллы апатита с хорошо развитыми гранями призмы. По данным рентгеновского анализа, оптическим свойствам и химическому составу изученные нами апатиты относятся к фтор-гидроксил-apatитам. В группу дополнительных анионов входит также кислород. Примесь Cl для апатитов из карбонатитов не характерна. Химическим анализом в апатитах постоянно отмечается присутствие углекислоты (табл. 23). Рентгеновский анализ, однако, не дает оснований относить минералы к карбонат-apatитам: параметры элементарной ячейки апатитов изменяются незначительно от  $a = 9,41$  и  $c = 6,90 \text{ \AA}$  — в I стадию до  $a = 9,40$  и  $c = 6,89 \text{ \AA}$  — во II стадию. Несмотря на тщательную отборку, в апатитах могут сохраниться микровроски кальцита и газовой-жидкие включения, богатые  $\text{CO}_2$ , поэтому результаты определения  $\text{CO}_2$  в апатитах, вероятно, несколько завышены. Тем не менее можно видеть, что ко II стадии содержание  $\text{CO}_2$  в апатитах повышается. Следствием этого является меньшая устойчивость апатитов II стадии к воздействию кислот: они значительно корродируются даже в очень слабом растворе соляной кислоты. Исследования Р. Г. Кнубовца, Л. Д. Кисловского (1975) и Г. С. Курбатовой (1974) показали, что ион  $\text{CO}_3^-$  может входить как в группу  $\text{PO}_4$ , так и в гидро-

Т а б л и ц а 23

Содержание  $\text{CO}_2$  в апатитах из карбонатитов, анализ. Т. К. Бакалейникова, вес. %

Массив	Стадия	Вес. % $\text{CO}_2$
Саянский	I	1,25
	II	2,31
Алданский	I	1,49
	II	1,69
Гулинский	I	1,32
Одихинча	I	0,87
	II	4,43
Ока	II	3,67

## Содержание F в сосуществующих флогопитах и апатитах из карбонатов

Номера проб	Стадия	Вес. % F во флогопите	Вес. % F в апатите	Мол. % фтор-флогопита во флогопите	Мол. % фтор-apatита в апатите
<i>Саянский массив, Восточно-Саянская провинция</i>					
526/23	I	0,11	1,18 *	1,22	31,3
224—I		0,15	1,12	1,60	29,6
220—II	II	0,44	2,33	4,83	61,5
549/1		0,40	2,40	4,39	63,5
563/21		0,51	2,56	5,60	67,9
<i>Алданский массив, Сетте-Дабанская провинция</i>					
104/18	I	0,12	1,27	1,31	33,6
14—600		0,14	1,46 *	1,55	38,5
103a/11		0,12	1,17	1,31	30,9
108/13	II	0,37	1,75	4,06	46,2
103a/13		0,36	2,04 *	3,95	54,0
M-5/4		0,50	2,16 *	5,49	57,1
<i>Гулинский массив, Маймеч-Котуйская провинция</i>					
Г6/1	I	0,15	1,06	1,60	27,7
Г5—I		0,16	1,28 *	1,75	33,7
ЗК/5		0,20	1,50 *	2,20	39,6
Г50/7	II	0,34	1,90 *	3,73	50,2
<i>Массив Одихинча, Маймеч-Котуйская провинция</i>					
КО/44	I	0,20	1,30	2,20	34,1
Ц/5	II	0,49	2,20	5,38	58,2
<i>Массив Ока, Монтеригийская провинция</i>					
К-57	I	0,19	1,18 *	2,09	31,3
К-30	II	0,59	1,70 *	6,48	44,9

Примечания. 1. Звездочкой помечены результаты химического анализа, остальное — данные количественного спектрального анализа. 2. Мольные проценты фтор-флогопита и фтор-apatита рассчитаны на основании допущения, что минералы состоят только из фтор- и гидроксилсоставляющих.

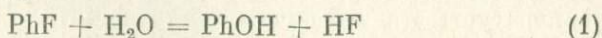
кисильную группу апатита. Содержание элементов-примесей в катионной части минерала невелико. Суммарное количество окислов Mn, Fe, Na и Al не превышает 1—1,5 вес.%, и какие-либо закономерности в изменении их содержаний не установлены. Содержания Sr редко превышают 0,5%, Ba обычно < 0,1%, суммарное содержание редких земель — не выше десятых долей процента (исключение составляют апатиты массива Ока, содержащие 2—4 вес.% редких земель).

Содержание F во флогопитах определялось количественным спектральным анализом [Огнев, Петров, 1972], а в апатитах — химическим анализом (Th-арсенатовый метод, аналитики В. А. Ширяева, В. А. Григорьева и Т. К. Бакалейникова) и количественным спектральным — по специально разработанной Л. Л. Петровым методике [Чернышева и др., 1976<sub>2</sub>].

Результаты анализов приведены в табл. 24, откуда можно видеть, что на всех массивах в карбонатитах I стадии апатиты и особенно флогопиты сравнительно бедны F. В карбонатитах II стадии содержание F в обоих минералах заметно выше<sup>24</sup>. При этом в породах обеих стадий апатит всегда значительно богаче фтором, чем флогопит. Аналогичная картина возрастания содержаний F в минералах от ранних к более поздним карбонатитовым образованиям отмечалась на массиве Айрон-Хилл, Колорадо [Nash, 1972<sub>a,b</sub>]. Сопоставимые с нашими апатитами II стадии фтористые апатиты известны в карбонатитах Африки [Prins, 1973], большинство из которых по составу могут быть отнесены к карбонатитам II стадии по нашей классификации. Для минералов одной температурной фации, таким образом, характерна удивительная близость содержаний F на всех известных массивах. Никаких вариаций в зависимости от глубины формирования массивов не наблюдается.

### Коэффициенты распределения F и OH в системе флогопит-флюид-apatит

Экспериментальными исследованиями Дж. Муноца и Х. Эйгстера [Munoz, Eugster, 1969] установлено, что распределение F между водным флюидом и флогопитом при 700°C и  $P = 2$  кбар происходит существенно в пользу флогопита, так что обычным содержаниям F в слюде соответствуют следы HF в сосуществующем с ней флюиде. Работой Дж. Муноца и С. Людингтона [Munoz, Ludington, 1974], продолжающей исследования F—OH обмена между слюдами различного состава и водным флюидом, установлено, что при одном составе флюида наиболее эффективным экстрагентом F являются магнезиальные слюды. Эта способность убывает к сидерофиллитам и анитам. Понижение температуры при неизменном составе флюида приводит к обогащению флогопита F. Для равновесия флогопит — флюид



экспериментально определен коэффициент распределения

$$f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}} = K_{\text{Ph}} (X_{\text{PhF}}/X_{\text{PhOH}}) \quad (2)$$

(где  $X_{\text{PhF}}$  и  $X_{\text{PhOH}}$  — мольные доли фтор-флогопита и гидроксил-apatита во флогопитовом твердом растворе,  $f_{\text{HF}}$  и  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  — летучести компонентов во флюидной фазе,  $K_{\text{Ph}}$  — коэффициент распределения). Зависимость коэффициента распределения от

<sup>24</sup> Исключение составляют некоторые разности карбонатитов Гулинского массива, где в форстеритовых карбонатитах II стадии отсутствует сингенетичный флогопит. Апатит из этих пород беден F (1,0 вес. %).

абсолютной температуры, без учета несущественного влияния давления описывается уравнением

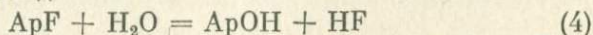
$$\lg K_{\text{PH}} = -3088/T - 0,41. \quad (3)$$

Кристаллизация апатита в упрощенной карбонатитовой системе  $\text{Ca}(\text{OH})_2\text{—CaF}_2\text{—Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{—H}_2\text{O}$  изучена Дж. Биггэром [Biggar, 1967]. При температурах 665 и 675°C и давлениях от 250 до 4000 бар в условиях опыта из водонасыщенного карбонатитового расплава кристаллизовался апатит с содержанием 60 вес. % гидроксил-apatита (подобно нашим апатитам I стадии, см. табл. 24). Природный фтор-apatит из карбонатитового массива Дорова (Африка), содержащий 3,38% F, при температуре 825 и 840°C и давлении 1000 бар значительно обогащался гидроксил-apatитовой составляющей. Чистый фтор-apatит при высоких температурах в опытах Дж. Биггэра не был получен даже при содержании HF в паровой фазе до 2,5%. Исследования устойчивости апатита в гидротермальных условиях при температурах ниже 300°C [Валяшко и др., 1968] также свидетельствуют об устойчивости гидроксил-apatита в области более высоких температур, чем фтор-apatит.

Таким образом, снижение температуры от I ко II стадии карбонатитового процесса само по себе может быть причиной обогащения фтором и флогопитом, и апатитом.

Исследование распределения фтора и гидроксила между апатитом и флогопитом было впервые осуществлено Дж. Стормером и И. Кармайклом. Они рассчитали распределение F и OH между сосуществующими минералами при температурах 127—1127°C для целей геотермометрии. Расчет основывался на величинах свободных энергий простых фторидов и гидроксидов Ca (модель для апатита) и Mg (модель для флогопита). Хотя такой расчет и является весьма приближенным, важно отметить два вытекающих из работы [Stormer, Carmichael, 1971] выводы: 1) F распределяется существенно в пользу апатита, и, следовательно, апатит должен быть еще более сильным, чем флогопит, экстрагентом фтора из флюида; 2) с понижением температуры эта тенденция усиливается.

Появившиеся после выхода работы Дж. Стормера и И. Кармайкла экспериментальные данные И. Д. Рябчикова (1975) и упоминавшиеся выше данные Дж. Муноца и С. Людингтона позволили нам совместно с Л. Л. Петровым и Л. В. Чернышевым сделать новый расчет равновесий апатит — флюид и апатит — флогопит. Процедура расчета подробно описана [Чернышева и др., 1976<sub>2</sub>] и здесь мы ее не приводим. Для равновесия апатит — флюид



вычислен коэффициент распределения

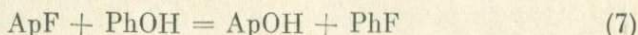
$$f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}} = K_{\text{Ap}} (X_{\text{ApF}}/X_{\text{ApOH}}) \quad (5)$$

(обозначения те же, что и для (2), только  $X_{\text{ApF}}$  и  $X_{\text{ApOH}}$  — мольные доли соответствующих компонентов в апатитовом твердом растворе). Зависимость  $\lg K_{\text{Ap}}$  от абсолютной температуры описывается с точностью до 0,03 уравнением

$$\lg K_{\text{Ap}} = -4412/T - 0,25. \quad (6)$$

Это уравнение получено путем термодинамической экстраполяции на интервал 300—900°C результатов проведенного И. Д. Рябчиковым (1975) прямого экспериментального изучения равновесия (4) при 700°C.

Равновесие апатит — флогопит



можно представить в виде суммы равновесий флогопит — флюид (1) и апатит — флюид (4), а коэффициент распределения  $K_{\text{Ap-Ph}}$

$$X_{\text{PhF}}/X_{\text{PhOH}} = K_{\text{Ap-Ph}} (X_{\text{ApF}}/X_{\text{ApOH}}) \quad (8)$$

можно определить через известные величины (3) и (6)

$$\lg K_{\text{Ap-Ph}} = \lg K_{\text{Ap}} - \lg K_{\text{Ph}}, \quad (9)$$

$$\lg K_{\text{Ap-Ph}} = -1324/T + 0,16. \quad (10)$$

По уравнению (10) были построены изотермы распределения F и OH между апатитом и флогопитом (рис. 30). Отличие нашей диаграммы от графика Дж. Стормера и И. Кармайкла состоит в том, что распределение оказывается еще в большей степени смещенным в сторону обогащения апатита F, так что в поле сосуществующих составов каждая точка стала «более высоко-температурной», чем на диаграмме [Stormer, Carmichael, 1971].

Недавно появилась статья С. Людингтона [Ludington, 1978], посвященная уточнению биотит-апатитового геотермометра. Сделанная им чисто расчетная оценка равновесия (7) дает  $\lg K_{\text{Ap-Ph}} = -1100/TK$ , что близко к нашим результатам: в интервале 900—300°C получают температуры на 30—65° выше, чем из уравнения (10).

### Поведение F в карбонатитовом процессе

На диаграмму (см. рис. 30), построенную на основании наших расчетов, нанесены данные по распределению F в природных парах флогопит — апатит. Помимо наших анализов (см. табл. 24), использованы литературные данные по составу флогопитов и апатитов из железорудных месторождений Швеции [Ekström, 1972] и вулканических пород США, Италии и Испании [Stormer, Carmichael, 1971]. Так как повышение железистости слюд значительно влияет на распределение F между слюдой и флюидом, для нанесения на диаграмму отобраны лишь пары с существенно магниальным составом

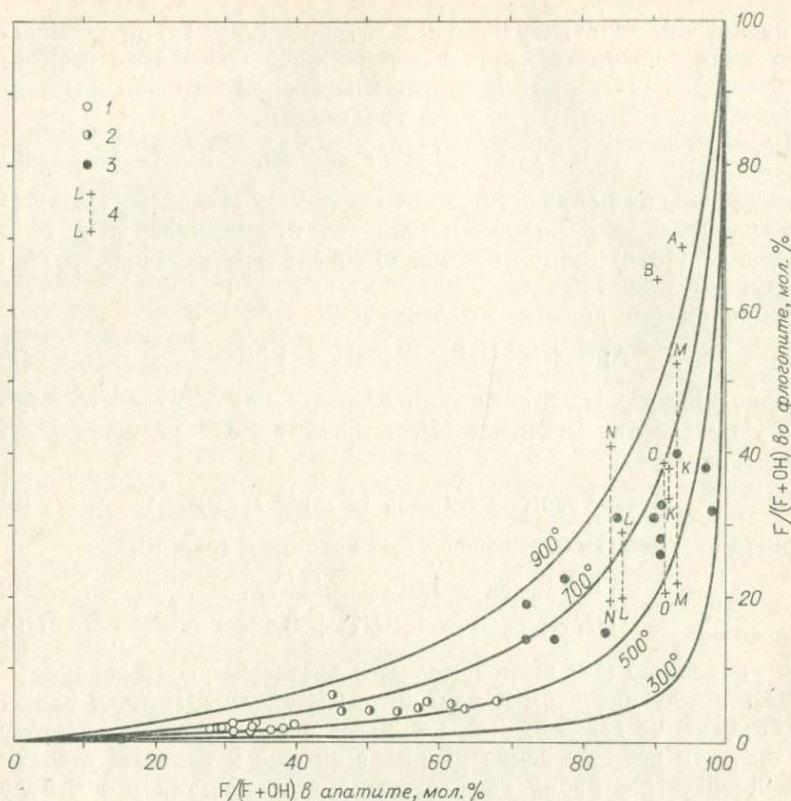


Рис. 30. Распределение F и OH между сосуществующими флогопитом и апатитом.

На диаграмму нанесены данные табл. 24. 1 — карбонатиты I стадии; 2 — карбонатиты II стадии и литературные данные; 3 — железорудные месторождения Швеции [Ekström, 1972]; 4 — вулканические породы [Stormer, Carmichael, 1971].

слюд ( $X_{Mg} > 0,7$ ). Для слюд, содержащих 20—30 мол.% аннитовой и сидерофиллитовой составляющей, температура образования должна «повыситься» по сравнению с чистым флогопитом на 200—250°C [Munoz, Ludington, 1974; Ludington, 1978]. Однако в природных слюдах, нанесенных на график, преобладают разности с содержанием флогопитовой составляющей более 80% и, кроме того, в них довольно высока степень окисленности Fe, так что доля собственно аннитовой составляющей невелика, поэтому «сдвиг» изотерм для этих точек на нашей диаграмме не должен быть значительным.

Точки составов минералов из карбонатитов ложатся на диаграмме между изотермами 500 и 700°C, что неплохо согласуется с приведенными выше геотермометрическими данными для карбонатитов. Близки к данным других геотермометров [Stormer, Carmichael, 1971] и точки составов минералов из

вулканических пород. Точки, характеризующие составы минералов из железорудных месторождений Швеции (амфиболитовая фация метаморфизма), располагаются на диаграмме также в допустимом интервале температур. Эти руды довольно близки к карбонатитам по температурам образования, отличаясь более фтористыми составами минералов.

Хотя интервал температур образования карбонатитов по нашей диаграмме очерчен более правдоподобно, чем по диаграмме Дж. Стормера и И. Кармайкла, и хотя точки минералов I и II стадии четко разделяются на две группы, температуры формирования карбонатитов обеих стадий оказываются практически одинаковыми. Помимо приближенности наших расчетов, причинами отклонения точек II стадии в область более высоких температур, чем это следует из других термометрических данных, могут быть следующие: 1) усложнение состава анионной группы апатитов II стадии — вхождение значительных количеств  $\text{CO}_2$  и, возможно, кислорода; 2) неоднородность состава апатитов, на что указывают специалисты, проводившие определение F на микроанализаторе или другие более детальные оптические или физические исследования; 3) изменение первичных содержаний F в минералах в результате более поздних обменных реакций.

Таким образом, диаграмма распределения F между апатитом и флогопитом в зависимости от температуры оказывается пригодной лишь для определения приблизительного интервала температур образования пород, из-за большого числа обстоятельств, по всей вероятности, осложняющих эту зависимость. Однако разделение на диаграмме точек составов минералов карбонатитов на две группы, соответствующие I и II стадии процесса, служит независимым подтверждением того, что данная классификация карбонатитов имеет реальный генетический (физико-химический) смысл. Это позволяет использовать полученные нами величины коэффициентов распределения для анализа поведения F в карбонатитовом процессе. Используя уравнения (2) и (5), (3) и (6) и данные табл. 24, можно определить относительную летучесть HF в карбонатитовом флюиде в I и II стадии процесса. Температуры образования карбонатитов мы принимаем равными 630 и 500°C соответственно для I и II стадии. Величина  $\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}})$ , вычисленная по флогопиту, в среднем составляет — 5,60 для I стадии и — 5,70 для II стадии процесса; то же, вычисленное по апатиту: — 5,44 и — 5,85, т. е. летучесть HF в карбонатитовом флюиде была очень мала и от I ко II стадии существенно не менялась. Она, вероятно, оставалась низкой и на более поздних этапах карбонатитового процесса. Об этом можно судить по составу флогопита, образовавшегося в парагенезисе с флюоритом в карбонатитах массива Одихинча, в нем содержится 1,25 вес. % F. Предполагая, что по аналогии с другими массивами [Пожарицкая, Са-

мойлов, 1972] температура образования этих пород была не выше 300°C, получаем значение  $\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}})$  во флюиде, равное — 6,60, т. е. ниже, чем в I и II стадии. Переход от летучести к отношениям мольных долей  $X_{\text{HF}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$  во флюиде практически не изменит общей картины поведения F, поскольку отношение  $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}/\gamma_{\text{HF}}$  в интервале температур 630—500°C (при  $P = 2$  кбар и выше) меняется незначительно, согласно данным таблиц К. Бернэма и др. [Burnham et al., 1969] для  $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$  и данным И. К. Карпова для  $\gamma_{\text{HF}}$ , рассчитанным с применением программы «Фугаз» [Карпов и др., 1976].

Таким образом, из наших расчетов следует, что в процессе карбонатитообразования не происходило дополнительного приноса F во II стадию, а также, вероятно, и в более поздние стадии процесса. Этот вывод подтверждает точку зрения Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлова (1972, с. 194—195) об общем изохимизме карбонатитового процесса, принятую ими на основании петрологических исследований карбонатитов. Возможность увеличения содержания F в апатите и флогопите в равновесии с изохимическим охлаждающимся флюидом подтверждается экспериментальными работами Дж. Биггера [Biggar, 1967], Дж. Муноца, С. Людингтона [Munoz, Ludington, 1974] и расчетными данными В. М. Валяшко и др. (1968).

Изучение анионного состава флогопита и сосуществующего с ним апатита позволяет, таким образом, сделать следующие выводы.

1. Карбонатитовый процесс, по-видимому, был изохимическим по F в I и II и, вероятно, в более поздние стадии процесса. Летучесть F в карбонатитовом флюиде была чрезвычайно мала  $\lg(f_{\text{HF}}/f_{\text{H}_2\text{O}}) \approx -5,6$ .

2. Близость содержаний F в минералах кальцитовых карбонатитов из массивов разных провинций и общая тенденция в поведении F на всех изученных массивах свидетельствуют о сходстве геохимических условий зарождения карбонатитовых флюидов.

3. Содержание F в сосуществующих флогопитах и апатитах может быть использовано для приблизительной оценки интервала температур их образования. Влияние других анионов-примесей снижает эффективность данного геотермометра.

## КАЛЬЦИТ

Кальцит — главный породообразующий минерал ранних кальцитовых карбонатитов. Он почти не имеет особых внешних признаков, которые позволяли бы различать кальциты разных стадий на каждом массиве. На всех изученных массивах состав кальцита характеризуется присутствием обычных для

этого минерала изоморфных примесей: Mg, Mn, Fe, Sr, Ba, TR [Капустин, 1971; Соколов и др., 1972]. Первичный доломит в карбонатитах I и II стадии отсутствует.

Для кальцитов из карбонатитов Восточной Сибири в целом прослеживаются те же закономерности изменения состава, что были установлены С. В. Соколовым и др. (1972) для кальцитов Ковдорского массива (Кольская провинция) и трех массивов Сетте-Дабанской провинции. Главные из них состоят в том, что состав кальцита 1) зависит от состава замещаемых пород, 2) изменяется по зонам единой метасоматической колонки (в связи со сменой парагенезисов темноцветных минералов), 3) характеризуется возрастанием содержаний Mg, Mn, Fe в ходе карбонатитового процесса.

Наиболее подробно в кальцитах изученных массивов нами рассмотрено поведение примесей Mg<sup>25</sup>, Sr, Ba и TR.

### Магнезиальность кальцитов как индикатор относительных изменений $P_{CO_2}$ - $T$ условий

Результаты определений содержания Mg в кальцитах из карбонатитовых массивов Восточной Сибири приведены в табл. 25. Уже отмечалось [Соколов и др., 1972], что кальциты из пироксеновых и форстеритовых карбонатитов одной температурной фации отличаются по содержаниям элементов-примесей. Обычно в парагенезисе с форстеритом (внутренние зоны карбонатитовых тел) присутствует более магнезиальный кальцит, чем в пироксеновых карбонатитах (эндоконтактные зоны). Полагая, что состав кальцитов форстеритовых карбонатитов в наибольшей степени отражает специфику состава материнского флюида, мы обсуждаем в дальнейшем только этот тип кальцитов.

Сравнивая на изученных массивах составы кальцитов лишь из форстеритовых карбонатитов (рис. 31), можно видеть, что магнезиальность минерала возрастает от I ко II стадии карбонатитового процесса, а магнезиальность кальцитов одной температурной фации неодинакова на разных массивах, причем прямая связь между магнезиальностью минерала и глубиной формирования массива не прослеживается (сравним, например, магнезиальность кальцитов I стадии малоглубинных массивов Гулинского и Кугды).

Наши и литературные данные по массивам других провинций (табл. 26, рис. 31) подтверждают в целом отмеченные закономерности. Особняком стоит лишь массив Турий Мыс, для которого по двум нашим анализам установлено уменьше-

<sup>25</sup> Обычно содержания Fe и Mn в кальцитах ранних карбонатитов намного ниже содержания Mg [Соколов и др., 1972], и наши кальциты не являются исключением из этого правила.

Магнезиальность кальцитов из карбонатитов Восточной Сибири

Стадия	Массив, тип карбонатита	№ обр.	MgO, вес. %	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	Стадия	Массив, тип карбонатита	№ обр.	MgO, вес. %	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	
I	Саянский Пироксеновый	224—1	0,56 *	1,38	I	Гулинский Пироксеновый	Г50/1	0,24	0,59	
		442—V	0,31 *	0,76			ЗК/11	0,10	0,25	
	Форстеритовый	549/11	0,20	0,50		IIa	Форстеритовый	ЗГ/3	0,13	0,32
		526/23	0,20	0,50				ЗК/4	0,21	0,50
		549/13	0,50	1,23				Г-5—I	0,16	0,40
II	Пироксеновый	220—V	0,67 *	1,66	IIa		Пироксеновый	Г50/7	0,34	0,79
		549/17	0,54	1,28				Г-28—I	2,02	4,94
	Форстеритовый внешней зоны	562/18	0,86	2,10	IIб	Форстеритовый	Г-28-II	1,75	4,31	
		563/21	0,76	1,86			Г55/7	2,39	5,93	
		549/15	0,61	1,48			Г55/5	2,52	6,28	
Форстеритовый внут- ренней зоны	548/7	0,87	2,13	Г55/20		2,46	6,19			
	86—I	0,90 *	2,23	Одихинча		I	Пироксеновый	КО/22	0,07	0,18
442—II	1,03 *	2,55	КО/3		0,03			0,07		
I	Алданский Пироксеновый	—	0,25 **		0,60	II	Пироксеновый	Од8/3	0,08	0,20
		—	0,10—		0,25—1,23			Пироксеновый (цео- литизированный)	КО/104	0,27
		—	0,50 ***			Кугда	I	Форстеритовый	КУ/22	0,81
	Форстеритовый	108a/1	0,91	2,23	КУ/25				0,31	0,76
		104/18	0,86	2,10	КУ/8				0,70	1,71
II	Пироксеновый	—	0,70 ***	1,73	Флогопитовый	КУ/26	0,56	1,38		
IIa	Форстеритовый	103a/13	1,48	3,66						
		103a/11	1,55	3,85						
		—	1,46 **	3,61						
IIб	—	0,96 **	2,44							

\* Результаты химического анализа [Пожарицкая, Самойлов, 1972].

\*\* Данные Е. М. Эпштейна и Е. А. Нечаевой [Пожарицкая, Самойлов, 1972, табл. 11].

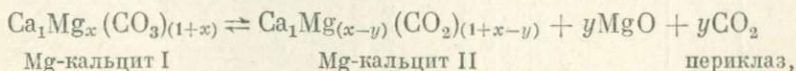
\*\*\* Данные С. В. Соколова и др. (1972). Остальное — наши данные, результаты атомно-абсорбционного анализа, аналитики

Г. С. Гормашева и Д. Х. Николаева.

ние магнезиальности кальцитов из форстеритовых карбонатов от I ко II стадии (0,43 и 0,17 вес. % MgO соответственно). Для этого массива и для массива Ока (Канада) характерна самая низкая магнезиальность кальцитов ранних карбонатов. Наиболее магнезиальные кальциты наблюдаются в карбонатах II стадии массивов Гулинский (2,52 вес. % MgO), Арбарастах (до 3,37%), Ковдор (1,68%) и Палабора (3,0%). В этих кальцитах присутствуют структуры распада твердого раствора кальцит — доломит. Вростки экссолюционного доломита иногда образуют тонкий рисунок типа паутины (рис.32), чаще — более грубые червеобразные выделения [Veep, 1965; Соколов и др., 1972; и др.].

Принято считать [Голдсмит, 1961; и др.], что наличие этих структур свидетельствует о быстром охлаждении (закалке) пород.

Экспериментальными работами Д. Графа, Дж. Голдсмита, Р. Ньютона [Graf, Goldsmith, 1955, 1958; Голдсмит, 1961; Goldsmith, Newton, 1969], Р. Харкера и О. Таттла (1963) установлено, что в системе  $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$  при высоких  $T$  и  $P_{\text{CO}_2}$  наблюдается ограниченная растворимость магнетита в кальците, возрастающая с температурой от 5 мол. %  $\text{MgCO}_3$  при  $500^\circ\text{C}$  до 25 мол. %  $\text{MgCO}_3$  при  $900^\circ\text{C}$  (рис. 33). Кроме того, установлено, что состав магнезиальных кальцитов (в системе, насыщенной Mg) зависит не только от температуры, но и от давления  $\text{CO}_2$  (рис. 34). Согласно этой диаграмме в бездоломитовой ее части между кривыми разложения доломита и кальцита располагается множество моновариантных кривых разложения магнезиальных кальцитов, состав которых может быть выражен уравнением [Голдсмит, 1961]:



где  $y \leq x$ , т. е. магнезиальный кальцит II беднее Mg, чем Mg-кальцит I. Можно видеть, что при постоянном давлении  $\text{CO}_2$  понижение температуры должно приводить к возрастанию магнезиальности кальцита. Меняющийся же режим  $\text{CO}_2$  (скажем, в результате взрывных явлений, столь типичных для карбонатитового процесса) может обусловить кристаллизацию кальцитов низкой магнезиальности в широком интервале

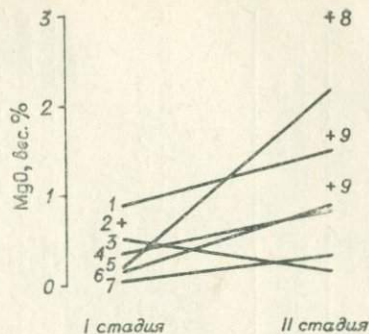


Рис. 31. Магнезиальность кальцитов из форстеритовых карбонатов массивов разных провинций.

1 — Алданский; 2 — Кугда; 3 — Турый Мыс; 4 — Саянский; 5 — Гулинский; 6 — Кайзерштуль; 7 — Ока; 8 — Палаора; 9 — Ковдор.

Магнезиальность кальцитов из карбонатитов разных провинций мира

Стадия	Массив, тип карбонатитов	MgO, вес. %	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	Литературный источник	Стадия	Массив, тип карбо- натитов	MgO, вес. %	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	Литературный источник	
I	К о в д о р Пироксеновый	0,15— —0,43	0,37— —1,07	С. В. Соколов и др. (1972)	II(?)	А р б а р а - с т а х Форстеритовые и хондритовые	0,76 1,72 2,36 3,37	1,86 4,21 5,84 8,26	А. А. Глаголев и др. (1974)	
IIa	Форстеритовые (каль- цитовая фация)	0,58— —1,10	1,43— —2,72			О к а				
	Форстеритовые (анатит- магнетитовая фация)	0,70— —1,50	1,71— —3,70		I	Форстеритовый	0,05	0,12	Обр. из коллек- ции А. А. Конева, анал. Г. С. Гор- машева	
IIб	Форстеритовые	1,10— —1,68	2,72— —4,15		II		0,33	0,82		
I	В у о р и - Я р в и Характеристика пород не приведена	0,16	0,40	Ю. Л. Капустин (1971)	I	А й р о н - Х и л л Пироксеновый	0,1	0,25	W. P. Nash (1972)	
II		0,20	0,50		II	Биотитовый	1,0	2,44		
I	Т у р и й М ы с Мелилитовый	0,08	0,20	Обр. из коллек- ции В. С. Самой- лова, анал. Г. С. Гормашева		П а л а б о - р а			W. J. Verwoerd (1966)	
	Форстеритовый	0,43	1,09		II	Форстеритовый	3,0	7,4		
II	Пироксеновый	0,35	0,79			К а й з е р - ш т у л ь				
	Монтичеллитовый	0,13	0,32		I	Кальцит I в севи- тах	0,17	0,47		L. Wambeke (1964)
	Форстеритовый	0,17	0,47		II	Кальцит II	0,84	2,06		
				II	Ф ё н Севиты с пирох- лором	0,51 0,73 1,03	1,28 1,86 2,55	T. Bart, H. Ram- berg (1969)		

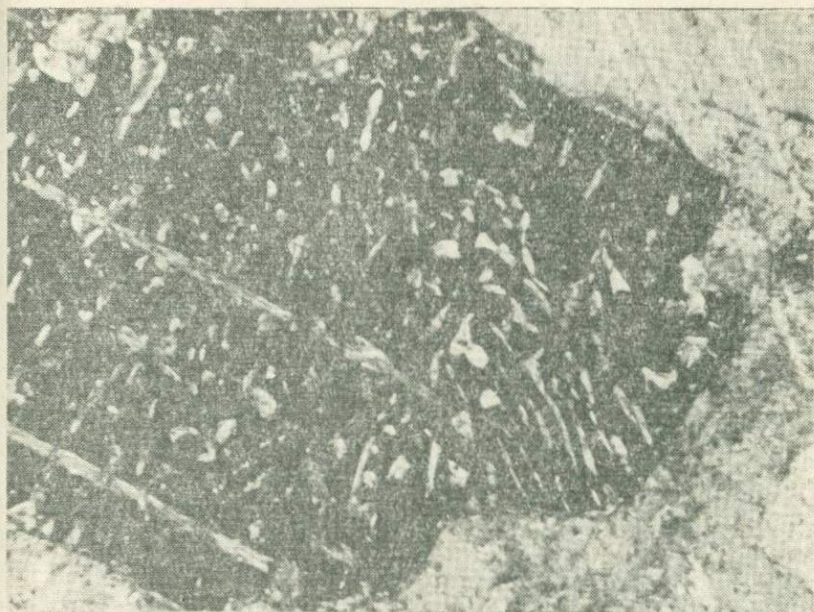


Рис. 32. Структуры распада твердого раствора доломит — кальцит в карбонатах II стадии Гулинского массива, увел. 120, николи +.

температур. При увеличении общего давления в системе растворимость  $MgCO_3$  в  $CaCO_3$  незначительно возрастает [Goldsmith, Newton, 1969]. Добавление в систему  $H_2O$  и других компонентов качественно не меняет картину фазовых отношений карбонатов, как свидетельствуют экспериментальные исследования Р. Уайлли [Wyllie, 1965] по упрощенной карбонатитовой системе  $CaO - MgO - FeO - CO_2 - H_2O$ . При достаточно высоком постоянном давлении с понижением температуры в этой системе последовательно кристаллизуются кальцит, затем доломит (анкерит) и, наконец, сидерит, как это наблюдается в природных карбонатитах. Ход раскристаллизации карбонатных жидкостей в значительной степени зависит

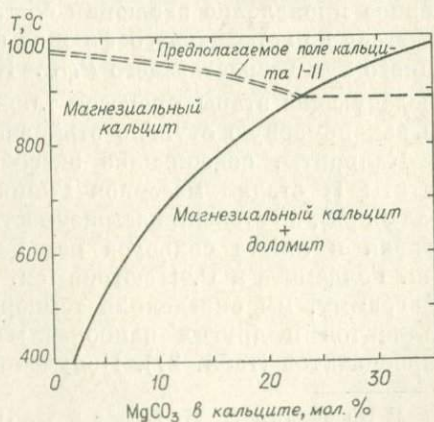


Рис. 33. Диаграмма растворимости  $MgCO_3$  в  $CaCO_3$  в зависимости от температуры по Дж. Голдсмиту и Р. Ньютону [Goldsmith, Newton, 1969].

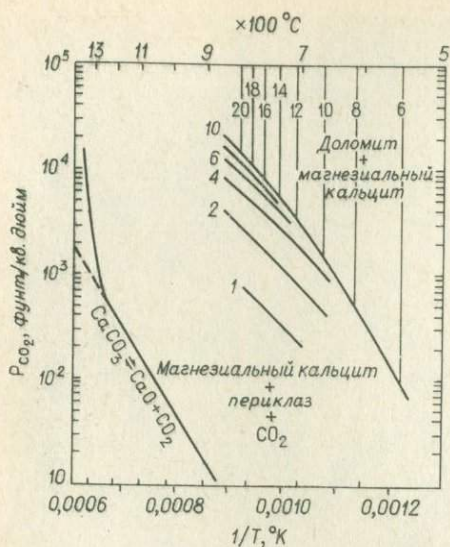


Рис. 34. Кривые равновесного термального процесса разложения доломита и кальцита по Дж. Голдсмиту (1961).

Линии 1, 2, 4, 6, 10 — в бездоломитовой части диаграммы — обозначают магнезиальность кальцитов, сосуществующих с периклазом; линии 6—20 — то же для кальцитов, сосуществующих с доломитом.

Согласно этой диаграмме, возрастание магнезиальности кальцитов от I ко II стадии карбонатитового процесса — закономерное проявление эволюции состава карбоната, кристаллизующегося из остывающего флюида в условиях примерно постоянного или возрастающего  $P_{CO_2}$ . Кристаллизация доломита в последующие этапы процесса также представляет собой вполне закономерную ступень этой эволюции.

Кальциты, содержащие экссолюционный доломит (карбонатиты II стадии массивов Гулинский, Ковдор, Арбарастах, Палабора), по степени насыщенности Mg, по-видимому, наиболее близки к линии сольвуса кальцит — доломит на диаграмме Дж. Голдсмита и Р. Ньютона (см. рис. 33). Используя данную диаграмму, мы определили температуры кристаллизации этих кальцитов и других наиболее магнезиальных кальцитов из карбонатитов (табл. 27). Полученные величины, согласно диа-

от состава паровой фазы (относительных содержаний в ней  $H_2O$  и  $CO_2$ ).

В карбонатитах I и II стадии на изученных массивах отсутствуют парагенезисы кальцит — доломит или кальцит — периклаз, и, следовательно, нет доказательств, что кальциты карбонатитов максимально насыщались Mg в момент кристаллизации. Можно полагать, однако, что в парагенезисе с форстеритом содержание Mg в кальците было близко к предельному для кальцита в ассоциации с периклазом при данных  $T$  и  $P_{CO_2}^{26}$ , и поэтому мы можем использовать диаграмму на рис. 34 (бездоломитовую ее часть) для качественной интерпретации данных по составу кальцитов из форстеритовых карбонатитов.

<sup>26</sup> По данным Л. И. Иоффе и Н. Н. Перцева (1972, табл. 2, обр. В-473 и В-528) кальциты магнезиальных скарнов из парагенезиса с форстеритом и периклазом (замещенным бруситом) и из парагенезиса с одним форстеритом характеризуются примерно одинаковой магнезиальностью (5,95 и 5,85% мол. %  $MgCO_3$ ).

Магнезиальность и минимальные температуры кристаллизации кальцитов из карбонатитов II стадии

Массив, стадия	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	T, °C	Массив, стадия	MgCO <sub>3</sub> , мол. %	T, °C	
Саянский II	2,23	410	Ковдор IIa	2,72	430	
	2,55	420		3,70	470	
	3,66	470		IIб	2,72	430
Алданский IIa	3,85	450	Арбарастах II	4,15	490	
	3,61	465		4,21	500	
	2,44	420		5,84	560	
Гулинский IIa	4,94	520	Палабора II	8,26	635	
	4,31	500		7,40	610	
	5,93	560		Фён		
	6,28	580		II	2,55	420
	6,19	570				

Примечание. Включены наиболее магнезиальные разности кальцитов каждого массива (см. табл. 25, 26).

грамме, характеризуют нижний температурный предел формирования пород и в целом согласуются с установленными температурными границами II стадии [Пожарицкая, Самойлов, 1972].

Благодаря тому, что мы можем сравнивать кальциты одной температурной фации на разных массивах, появляется возможность судить (пусть весьма приблизительно) об относительном изменении величины  $P_{CO_2}$  в карбонатитовом флюиде от массива к массиву. Из табл. 25 и 26 мы видим, что кальциты I стадии из глубоко эродированных массивов содержат MgCO<sub>3</sub> 1,20 и 2,10 мол. % (Саянский и Алданский массивы) и 0,32 и 0,47 мол. % (массивы Гулинский и Кайзерштуль). Можно полагать, что причиной этих различий является более высокое давление CO<sub>2</sub> в закрытых глубинных массивах и пониженное — в вулканических. Сравнивая разные эрозионные срезы массивов одной фации глубинности (Гулинский — 0,32, Кугда — 2,40 мол. % MgCO<sub>3</sub> в кальците), можно утверждать, что  $P_{CO_2}$  в апикальной части малоглубинного массива, не имевшего выхода на земную поверхность (Кугда), было выше, чем в прикорневой части вулкана (Гулинский). Уже отмечалось, что на разных массивах наблюдается неодинаковое возрастание магнезиальности кальцитов от I ко II стадии процесса: в глубинных массивах — в 1,5—2 раза (Саянский, Алданский), а в малоглубинных — в 5—18 раз (Гулинский, Кайзерштуль, Ока). В то же время магнезиальность кальцитов малоглубинного массива Турий Мыс уменьшается в 2,5 раза. Причина этих

различий кроется, вероятно, в более сложной тектонической обстановке при формировании близповерхностных массивов, влиявшей на режим  $P_{CO_2}$  в карбонатитовом флюиде.

Таким образом, магнезиальность кальцитов из форстеритовых карбонатитов можно использовать для выделения высокотемпературных (I стадия) и среднетемпературных (II стадия) фаций карбонатитов на одном массиве: менее магнезиальные кальциты кристаллизовались при более высокой температуре. В качестве характерного признака кальцитов глубинных массивов можно отметить умеренную магнезиальность (1—2 мол. %  $MgCO_3$ ) в породах I стадии и умеренное (в 1,5—2 раза) возрастание ее ко II стадии. В малоглубинных массивах вариации состава кальцитов более разнообразны. Относительные изменения  $P_{CO_2}$  во флюиде от массива к массиву не связаны прямо с глубиной формирования массива, а зависят от конкретных тектонических условий кристаллизации пород.

### Sr и Ba в кальцитах

Высокое содержание Sr в кальцитах — один из характернейших признаков карбонатитов [Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1971; и др.]. Многие массивы Восточной Сибири характеризуются обычными для карбонатитов содержаниями этого элемента в кальцитах — от 0,3 до 0,8 мол. %  $SrCO_3$ , и только массивы Одихинча и Кутда и, по данным Е. И. Воробьева (1971), некоторые разности карбонатитов массива Чангит этой же провинции отличаются аномально высокими содержаниями Sr — до 1,4—2,5 мол. %  $SrCO_3$ . Примерно такое же содержания Sr отмечалось А. А. Коневым (1970) в карбонатитовых жилах Жидойского массива (1,2 мол. %  $SrCO_3$ ). На всех изученных массивах наблюдаются вариации содержания Sr в кальците как в разных минеральных типах пород одной стадии, так и от стадии к стадии. Обычно эти изменения невелики и интервалы их могут частично перекрываться. Для Саянского, Алданского массивов и Одихинчи отмечается возрастание содержания Sr от I к II стадии (табл. 28). На Гулинском массиве четкой картины нет. Закономерных изменений содержания Sr в кальцитах в зависимости от глубины формирования массивов не отмечается: в массивах одной фации глубинности содержание элемента может изменяться от 0,3 (Гулинский) до 2,65 мол. %  $SrCO_3$  (Одихинча).

Содержание Ba в кальцитах карбонатитов обычно на порядок ниже, чем содержание Sr (см. табл. 28), и для большинства массивов характерно небольшое возрастание его от I ко II стадии процесса.

На рис. 35 нанесены данные о содержаниях Sr и Ba в кальцитах карбонатитов Восточной Сибири и массивов других

Sr и Ba в кальцитах из карбонатов Восточной Сибири по данным количественного спектрального анализа, аналитик С. К. Ярошенко, %

Массив, тип карбоната	Стадия	№ обр.	Sr	Ba
<b>Саянский</b>				
Пироксеновый	I	224—I	0,46	0,038
		533/25	0,46	0,037
		526/23	0,29	0,026
Форстеритовый	II	549/1	0,48	0,037
		220—II	0,57	0,051
Форстеритовый		548/7	0,62	0,054
<b>Алданский</b>				
Пироксеновый	I	14—600	0,65	0,057
		104—18	0,59	0,048
		103a/11	0,62	0,039
Форстеритовый	II	108/13	0,74	0,089
		103a/13	0,89	0,076
		1056/21	0,72	0,085
<b>Гулинский</b>				
Пироксеновый	I	Г50/11	0,73	0,063
		Г-5—I	0,58	0,036
		3Г/3	0,69	0,041
		Г-1—I	0,48	0,033
Форстеритовый	II	Г50/7	0,59	0,037
		Г-28—I	0,65	0,049
		Г-28—II	0,69	0,038
		Г55/7	0,30	0,021
		Г54/16	0,45	0,043
<b>Одихинча</b>				
Пироксеновый	I	КО/22	0,66	0,048
		КО/42	0,95	0,032
		КО/52	0,76	0,035
Пироксен-гранатовый	II	Ц/5	2,30	0,120
		КО/107	1,50	0,093
Пироксеновый		КО/103	2,30	0,140
Пироксеновый цеолитизированный		КО/104	2,30	0,320
<b>Кугда</b>				
Форстеритовый	I	КУ/26	1,25	0,093
		КУ/25	1,00	0,110
		КУ/22	1,50	0,160

провинций. Анализ их показывает, что глубоко вскрытые и достаточно крупные массивы карбонатов характеризуются довольно близкими содержаниями Sr и Ba (заптрихованная область). Аномально обогащенные Sr кальциты встречаются большей частью в слабо эродированных малоглубинных массивах. Помимо названных выше массивов Восточной Сибири (Одихинча, Кугда, Чангит, Жидой), в эту группу можно от-

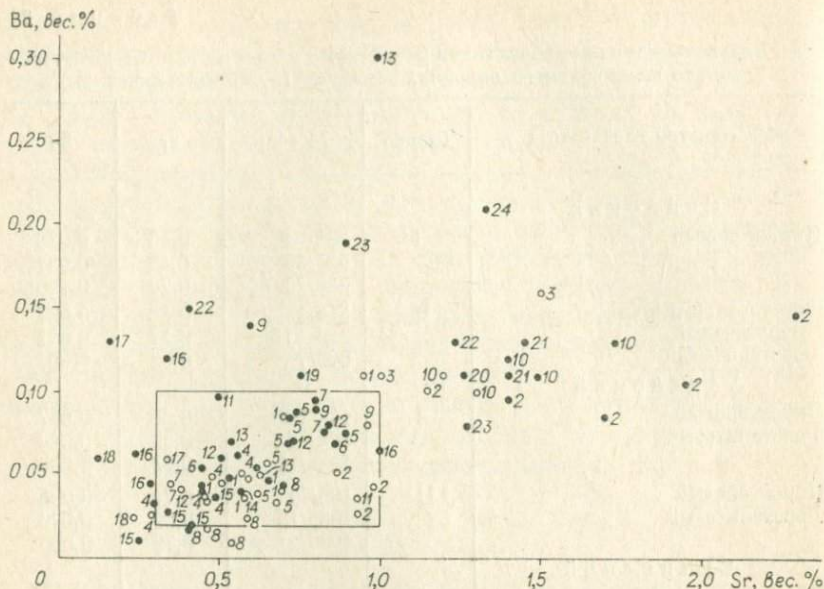


Рис. 35. Содержание Sr и Ba в кальцитах из карбонатов Восточной Сибири (1—6, 20, 21) и других провинций.

Массивы: 1 — Гулинский, 2 — Одихинча, 3 — Кугда, 4 — Саянский, 5 — Алданский, 6 — Малый Саянский, 7 — Ковдор, 8 — Турий Мыс, 9 — Кайзерштуль, 10 — Ока, 11 — Айрон-Хилл, 12 — Фён; 13 — Альве, 14 — Луэш, 15 — Палабора, 16 — Шпицкоп, 17 — Хома, 18 — Васаки, 19 — Вуори-Ярви, 20 — Чангит, 21 — Жидой, 22 — Ондуракоруме, 23 — Калькфельд, 24 — Гудини. 1—5 — наши данные; 7, 8 — наши данные, обр. В. С. Самойлова; 6, 20, 21 — данные Е. И. Воробьева (1971); 9 — L. Wambecke (1964); 10 — M. Oosterom (1966) и наши данные, обр. А. А. Конева; 11 — W. Nash (1972 в); 12 — Т. Барт, Г. Рамберг (1969); 13, 14 — R. Higazy (1954); M. Oosterom (1966); 15, 16, 22—24 — W. Verwoerd (1966); 17, 18 — Ch. Barber (1974); 19 — Ю. Л. Капустин (1971). Светлые кружки — кальциты I стадии, темные — II стадии.

нести массивы Озерная Варака (Кольский полуостров), Ока (Канада) и некоторые массивы Африки, представляющие собой в незначительной степени эродированные вулканические постройки (Гудини, Ондуракоруме, Калкфельд [Verwoerd, 1966]).

Вхождение Sr на позиции Ca в кальциты возможно благодаря близости химических свойств этих элементов. Экспериментальными исследованиями Л. Чэнга и В. Брайса [Chang, 1965, 1971; Brice, Chang, 1973] определены фазовые отношения в системе  $\text{CaCO}_3 - \text{SrCO}_3 - \text{BaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ . Установлено, что растворимость  $\text{SrCO}_3$  в кальците увеличивается с температурой и уменьшается при повышении давления в системе. Растворимость  $\text{BaCO}_3$  в кальците крайне ничтожна при температурах формирования карбонатов.

Содержания Sr в природных кальцитах из карбонатов весьма далеки от предельных, допустимых при температурах карбонатитового процесса (максимальное содержание  $\text{SrCO}_3$  в кальцитах Одихинчи лишь 2,5—2,65 мол.%, тогда как до-

пустимы содержания 22—33 мол. %). Поэтому по изменению содержания элемента в кальцитах карбонатитов мы не можем непосредственно судить ни об изменении давления, ни об изменении температуры при формировании пород. Появление высокостронциевых кальцитов в карбонатитах, по всей вероятности, связано с повышенным содержанием элемента в карбонатитовом флюиде, так как одновременно с кальцитом обогащаются Sr апатит и флогопит. Так, в форстеритовых карбонатитах I стадии массивов Гулинский и Ока минералы содержат кальцит — 0,58 и 1,3, апатит — 0,25 и 1,1, флогопит — 0,018 и 0,030 вес. % Sr, а в пироксеновых карбонатитах II стадии массивов Алданского и Одихинча — кальцит — 0,74 и 1,2—2,3, апатит — 0,35 и 0,88—1,1, флогопит — 0,0055 и 0,041 вес. % Sr. С чем связано повышенное содержание Sr (и Ba) во флюиде в апикальных частях закрытых малоуглубинных карбонатитовых массивов, сказать трудно. Возможно, какую-то роль в этом играет накопление летучих компонентов в кровле массивов. Из литературных источников [Захаров, Санин, 1973] известны подобные примеры накопления Sr и Ba в силикатных магматических породах: в покровных фациях эффузивно-интрузивных комплексов, в апикальных частях приповерхностных интрузий.

Таким образом, для большинства крупных, глубоко вскрытых эрозией карбонатитовых массивов любой фации глубинности характерны довольно близкие между собой содержания Sr (около 0,65%) и Ba (около 0,06%). Повышенные содержания элементов в кальците (от 1,0 до 2,3% Sr и от 0,1 до 0,2% Ba) в ранних кальцитовых карбонатитах можно, по-видимому, рассматривать как специфический признак слабо эродированных закрытых малоуглубинных массивов.

## Глава IV

### **РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МИНЕРАЛАХ КАРБОНАТИТОВ КАК ИНДИКАТОР ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЩЕЛОЧНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ**

Важной геохимической характеристикой карбонатитов является их обогащенность редкоземельными элементами. Исследованиями многих авторов [Бородин, 1965; Бородин, Баринский, 1960, 1961; Кухаренко и др., 1965; Расс, 1968, 1970; Балашов, Пожарицкая, 1968; Капустин, 1971; Гераси-

мовский и др., 1972] установлено, что карбонатиты содержат редкоземельные элементы преимущественно цериевой группы (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Dy), а также Y и превосходят по содержанию редких земель большинство пород земной коры. Редкоземельные элементы изоморфно замещают Ca в породообразующих и акцессорных минералах ранних кальцитовых карбонатитов; собственные минералы редких земель (карбонаты, силикаты) образуются лишь на поздних этапах карбонатитового процесса. Поскольку редкие земли представляют собой специфическую группу элементов, мы рассматриваем в одной главе поведение их и в главных породообразующих (кальцит, апатит), и в наиболее важных акцессорных минералах карбонатитов (перовскит, пирохлор).

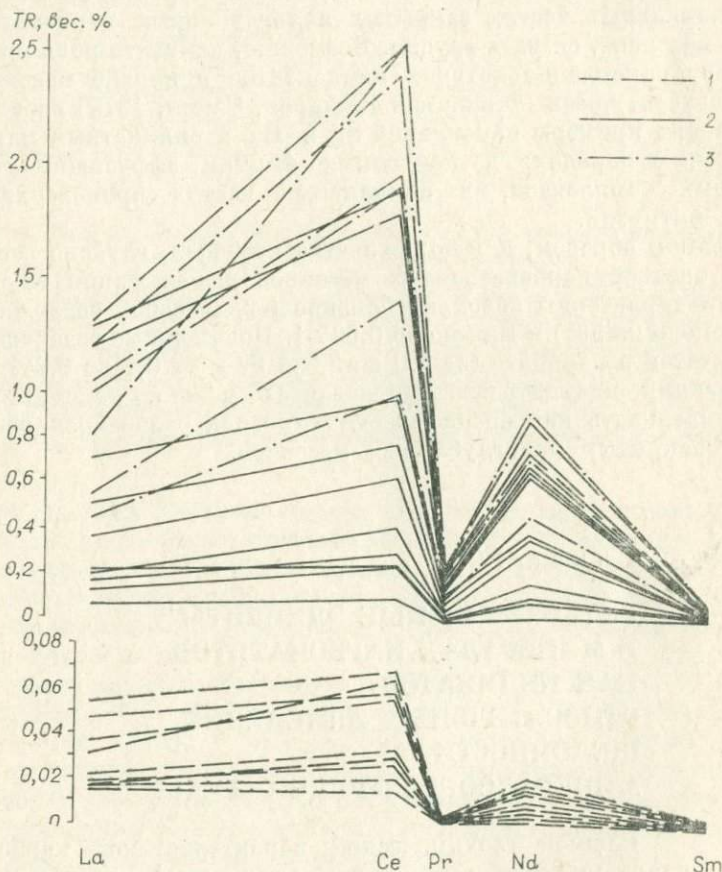


Рис. 36. Редкоземельные элементы в кальцитах (1), апатитах (2) и перовскитах (3) из карбонатитов I стадии массивов Восточной Сибири и других провинций.

Согласно существующим представлениям [Бородин, 1965; Кухаренко и др., 1965; Расс, 1968; и др.], редкоземельные элементы могут быть использованы в качестве индикаторов изменения условий минералообразования, в частности режима кислотности-щелочности породобразующей среды. В качестве наиболее информативных показателей изменения щелочности предлагается использовать индикаторные отношения  $Nd : La$ ,  $Ce : La$  или  $Y : La$  [Бородин, 1965; Расс, 1968]. Возрастание величин этих отношений свидетельствует об увеличении кислотности среды.

Сравнительное изучение редкоземельного состава минералов из карбонатитовых массивов Восточной Сибири (см. табл. 29, 31, 33) и некоторых других провинций (см. табл. 30, 32) показало, что для каждого минерала на всех массивах характерно удивительное геохимическое подобие в составе редкоземельных элементов. Оно выражается в том, что, несмотря на различия в суммарных количествах редкоземельных элементов, четыре элемента ( $La$ ,  $Ce$ ,  $Pr$  и  $Nd$ ) составляют около 90% от суммы р. з. э. При этом кальцитам и апатитам свойственно отношение  $Ce > La > Nd$ , тогда как перовскиты на некоторых массивах относительно обогащены  $Nd$ , а пироксены почти на всех массивах значительно селективно обогащены  $Ce$  и  $Nd$ , так что соотношение главных редкоземельных элементов в них становится  $Ce > Nd > La$  (рис. 36 и 37).



Рис. 37. Редкоземельные элементы в пироксенах из карбонатитов Восточной Сибири и других провинций.

Кальциты из карбонатитов Восточной Сибири содержат в среднем 0,07 вес. % редких земель. Максимальное содержание отмечается на Алданском массиве в кальцитах из пород I стадии (табл. 29, обр. 103а/11), минимальное — на Гулинском (табл. 29, обр. Г-5 — 1). Примерно такой же интервал содержаний р. з. э. присущ кальцитам из массивов других провинций (табл. 30). Аналитических данных пока недостаточно, чтобы говорить о четких закономерностях в поведении р. з. э. на изученных массивах.

Суммарное содержание редких земель может изменяться как по стадиям, так и в пределах карбонатитовых тел одной стадии. На малоглубинных массивах Гулинском и Одихинча (из других провинций на массиве Кайзерштуль) наблюдается возрастание суммы р. з. э. от I к II стадии карбонатитового про-



Редкие земли в кальцитах из карбонатитов разных провин

Стадия	Массив, тип карбоната	№ обр.	La	Ce
I II	Ковдор Пироксеновый Форстеритовый Кальцит-форстерит-магнетитовая порода Кальцит-клиногумит-магнетитовая порода Карбонатит клиногумитовый	K-IX	0,019	0,029
		K-5	0,019	0,024
		Без номера	0,027	0,050
		»	0,004	0,008
		»	0,008	0,018
I(?) I(?) II	Турый Мыс Пироксеновый Форстеритовый Пироксеновый Форстеритовый	TM64/1	0,016	0,023
		TM7/1	0,023	0,040
		TM1/3	0,012	0,017
		TM68/2	0,007	0,012
		Ока		
I II	Форстеритовый с ниокалитом Мелилитовый с ниокалитом Пироксеновый Форстеритовый Пироксеновый Пирохлоровый	K-57	0,047	0,060
		ВОК-6 *	0,014	0,018
		OL-1 *	0,037	0,057
		K-30	0,035	0,040
		AB-60-1 *	0,021	0,024
I II	Кайзерштурль Кальцит I Кальцит II	P-29 *	0,042	0,052
		OL-7 *	0,034	0,046
		H25/24 **	0,055	0,070
		H26/6-Д **	0,080	0,100

Примечание. Обр. K-IX и K-5 (Ковдор) и все образцы по Турьему Мысу из коллекции А. А. Конева, анал. Е. В. Смирнова; образцы без номера — по данным образцы, отмеченные звездочкой — по данным Г. Эби [Эбу, 1975]; образцы, отмеченные двумя звездочками — по данным Л. Вамбеке [Wambeke, 1964].

ру карбонатитовых тел I стадии и противоположную тенденцию — в телах карбонатитов II стадии, что согласуется с установленными по другим признакам закономерностями для этого массива [Пожарицкая, Самойлов, 1972].

Апатиты из карбонатитов Восточной Сибири содержат в среднем 0,7 вес. % редких земель — в 10 раз больше, чем кальциты. Максимальные содержания (1,59 и 1,54 %) характерны для апатитов Алданского массива (см. табл. 31, обр. 104/18) и Одихинчи (эндоконтактная разность пироксен-гранатового карбоната, обр. Ц/5). Минимальные содержания редких земель (0,19—0,25 %) наблюдаются в апатитах II стадии Гулинского массива (обр. Г55/7 и Г54/12). Апатиты из массивов других провинций (табл. 32) вполне сопоставимы по суммарному содержанию редких земель с апатитами Сибири, за исключением обогащенных р. в. э. апатитов массива Ока и некоторых образцов минерала из эндоконтактных пироксеновых карбона-

Таблица 30

ций по данным количественного спектрального анализа, %

Pr	Nd	Sm	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
—	0,0110	—	0,0032	0,067	0,58	1,53	0,17
—	0,0110	—	0,0024	0,056	0,58	1,26	0,13
0,0058	0,0192	0,0028	0,0031	0,111	0,71	1,85	0,11
0,0008	0,0042	0,0004	—	0,017	1,05	2,00	—
0,0011	0,0060	0,0005	—	0,034	0,75	2,25	—
0,0019	0,0094	0,0010	—	0,051	0,78	2,17	—
—	0,0060	—	0,0013	0,046	0,38	1,44	0,08
—	0,0160	—	0,0030	0,082	0,70	1,74	0,13
—	0,0068	—	0,0026	0,039	0,57	1,42	0,22
—	0,0036	—	0,0009	0,024	0,52	1,72	0,14
—	0,0200	—	0,0021	0,129	0,43	1,28	0,04
0,0015	0,0041	0,0005	0,0010	0,040	0,29	1,29	0,07
0,0059	0,0190	0,0023	0,0020	0,130	0,51	1,54	0,05
—	0,0130	—	0,0028	0,091	0,37	1,14	0,08
0,0025	0,0069	0,0008	0,0023	0,061	0,33	1,14	0,11
0,0044	0,0140	0,0017	0,0031	0,120	0,33	1,24	0,07
0,0042	0,0150	0,0020	0,0047	0,110	0,44	1,35	0,14
0,0060	0,0170	0,0050	0,0040	0,163	0,31	1,27	0,07
0,0050	0,0260	0,0050	0,0065	0,232	0,33	1,25	0,08

су — из коллекции В. С. Самойлова, анал. Е. В. Смирнова; обр. K-57 и K-30 (Ока) — А. В. Лапина [Бородин и др., 1973], анализы пересчитаны на содержания элементов двумя звездочками — по данным Л. Вамбеке [Wambeke, 1964].

титов массивов Кольской провинции (см. табл. 32, обр. K-IX и TM64/1).

В отличие от кальцитов в апатитах наблюдается довольно четкая тенденция к уменьшению суммарного количества редких земель от I ко II стадии процесса на всех исследованных массивах, кроме Одихинчи. Изменение индикаторного отношения Nd : La в апатитах происходит в полном согласии с его изменением в кальцитах (см. табл. 31, 32) : 1) наименьшая величина данного отношения в апатитах I стадии характерна для малоглубинных (Гулинский, Одихинча, Кугда), а наибольшая — для глубинных массивов (Алданский, Саянский); 2) наблюдается еще ярче выраженное возрастание отношения Nd : La в апатитах от I ко II стадии на Саянском и особенно значительно на Гулинском массиве (а также в апатитах Ковдора и Турьего Мыса, Кольская провинция). Величины индикаторных отношений Ce : La и Y : La в апатитах изменяются согласованно с отношением Nd : La.

## Редкие земли в апатитах из карбонатитов Восточной Сибири по результа

Стадия	Массив, тип карбонатита	№ обр.	La	Ce	Pr
С а я н с к и й					
I	Пироксеновый	224—I	0,110	0,210	0,032
	Форстеритовый	526/23	0,140	0,250	0,038
II		220—II	0,078	0,160	0,024
		562/3	0,095	0,200	0,023
А л д а н с к и й					
I	Пироксеновый	14—600	0,210	0,420	0,054
	Форстеритовый	104/18	0,370	0,640	0,069
II	Пироксеновый	108/13	0,200	0,420	0,055
	Форстеритовый	M-5/4	0,130	0,250	0,040
О д и х и н ч а					
I	Пироксеновый	КО/1	0,160	0,220	0,020
		КО/52	0,180	0,310	0,033
II	Пироксен-гранатовый (эн- доконтакт)	Ц/5	0,520	0,730	0,069
	Пироксеновый	КО/103	0,170	0,290	0,028
К у г д а					
I	Форстеритовый	КУ/25	0,085	0,110	0,019
		КУ/26	0,110	0,180	0,023
Г у л и н с к и й					
I	Форстеритовый	Г-5—I	0,230	0,260	0,025
IIб		Г55/7	0,044	0,100	0,018
	Форстеритовый доломити- зированный	Г54/12	0,036	0,075	0,016

Перовскиты из карбонатитов I стадии на изученных массивах содержат в среднем около 4 вес. % редких земель (табл. 33). Несмотря на небольшое количество данных, редкоземельный состав перовскитов также подтверждает главную особенность распределения р. з. э. в ранних карбонатитах Восточной Сибири. Массивы Маймечка-Котуйской провинции характеризуются более низкими величинами отношения  $Nd : La$ , тогда как в более глубоких массивах юга Сибири отмечается относительное обогащение перовскитов менее основным элементом — Nd, так что отношение  $Nd : La$  в них становится больше 1. Детальное изучение перовскитов Гулинского массива позволило выявить вариации в составе р. з. э. в зависимости от типа вмещающих пород. Так, на контакте с существенно оливиновыми породами — меланефелинитами (табл. 33, обр. ЗК/7) и на контакте с ийолитами (обр. Г51/2) перовскиты в различной степени обогащены Nd и Ce. Меньшая величина отношения  $Na : La$  в перовските Г51/2 свидетельствует, по видимому, о том, что при карбонатизации ийолитов щелочность

там количественного спектрального анализа, аналитик Е. В. Смирнова, %

Nd	Sm	Gd	Yb	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
0,110	0,024	0,0140	0,0034	0,028	0,53	1,00	1,91	0,25
0,120	0,025	0,0180	0,0042	0,035	0,63	0,86	1,79	0,25
0,088	0,019	0,0100	0,0028	0,023	0,40	1,13	2,05	0,30
0,110	0,021	0,0120	0,0032	0,028	0,49	1,16	2,12	0,30
0,180	0,031	0,0180	0,0035	0,026	0,96	0,86	2,00	0,12
0,350	0,042	0,033	0,0021	0,052	1,59	0,95	1,73	0,14
0,160	0,031	0,012	0,0046	0,029	0,92	0,80	2,10	0,14
0,110	0,022	—	0,0022	0,018	0,57	0,85	1,92	0,14
0,075	0,015	—	0,0020	0,015	0,51	0,47	1,38	0,09
0,110	0,019	—	0,0023	0,014	0,67	0,61	1,72	0,08
0,190	0,010	0,0060	0,00025	0,0075	1,54	0,37	1,40	0,01
0,080	0,010	—	0,0013	0,0051	0,58	0,47	1,70	0,03
0,043	0,013	—	0,0014	0,0095	0,28	0,51	1,29	0,11
0,079	0,018	—	0,0018	0,012	0,42	0,72	1,64	0,11
0,100	0,023	0,0130	0,0037	0,042	0,71	0,44	1,13	0,18
0,065	0,016	—	0,0013	0,0081	0,25	1,15	2,27	0,18
0,043	0,014	—	0,0014	0,0069	0,19	1,19	2,08	0,19

карбонатитового флюида была выше, чем при взаимодействии с меланефелинитами. Наши данные согласуются с выводами других авторов [Бородин, Баринский, 1960; Кухаренко и др., 1965], отмечавших относительно большую обогащенность перовскитов La (и обедненность Nd) в породах повышенной щелочности.

**Пироксены** из карбонатитов Восточной Сибири изучены менее подробно, чем описанные выше минералы. Суммарное количество редких земель в них значительно меняется от массива к массиву (табл. 34). Самые низкие содержания суммы р. з. э. характерны для пироксенов Саянского (от 0,3 до 1,17 вес.%), а самые высокие — для пироксенов Алданского массива (от 1,03 до 9,16 вес.%). На массивах севера Сибири пироксены содержат в среднем 2,7 вес.% редких земель. Из табл. 34 можно видеть, что в пределах одного массива наблюдаются значительные колебания содержаний р. з. э. в разных типах пироксена, что, по всей вероятности, связано с особенностями общего состава минерала (в частности, содержанием

## Редкие земли в апатитах из карбо

Стадия	Массив, тип карбоната	№ обр.	La	Ce
	К о в д о р			
I	Пироксеновый	K-IX	0,51	0,780
II	Форстерит-апатит-магнетитовая порода	И-4а/63 *	0,057	0,092
		И-24/63 *	0,092	0,171
	Существенно магнетитовая порода	И-22/63 *	0,040	0,089
	Карбонатит лейкократовый	И-36/63 *	0,125	0,286
	Т у р и й М ы с			
I(?)	Пироксеновый	TM64/1	1,200	1,800
II	Форстеритовый	TM68/2	0,38	0,620
	Эгириновый с гатчеттолитом	TM1/3	0,043	0,090
	О к а			
I	Форстеритовый с ниокалитом	K-58	1,300	1,900
	Монтчеллитовый с ниокалитом	ВОК-7 **	0,705	0,987
	Пироксеновый	OL-1 **	0,732	1,340
II	Форстеритовый	K-30	0,750	0,800
		K-30	0,400	0,560
	Пироксеновый	AB-60—1**	0,741	1,110
		G13—8 **	0,407	0,746
	Пирохлоровый	OL-7 **	0,293	0,556
	К а й з е р ш т у л ь			
II	Карбонатит из карьера Шелинген	Без номера	0,085	0,256

Примечание. Образцы по Турьему Мысу и обр. K-IX (Ковдор) — из лекции А. А. Конева, анал. Е. В. Смирнова; образцы, отмеченные одной звездочкой — нами — по данным Г. Эби [Ебу, 1975]; образец без номера — неполный анализ, по

Ta, U, Th). Максимально обогащенные р. з. э. пирохлоры часто обеднены этими элементами.

Состав р. з. э. в пирохлорах на большинстве карбонатитовых массивов характеризуется заметным уменьшением относительного содержания La и увеличением Ce, так что отношение Ce : La возрастает в 2—3 раза по сравнению с перовскитами (см. табл. 34 и рис. 37). По мнению Л. С. Бородина [Бородин, Баринский, 1961], впервые отметившего эти различия в составе р. з. э. в перовскитах и пирохлорах, перовскиты в карбонатитах кристаллизовались в условиях более высокой щелочности среды.

Из-за недостаточной изученности редкоземельного состава пирохлоров и сложной зависимости между содержанием р. з. э. и общим составом этого минерала мы не можем использовать обычные индикаторные отношения р. з. э. в пирохлорах для сравнения карбонатитовых массивов Сибири. Можно лишь отметить, что пирохлоры глубинного Саянского массива отличаются наиболее специфичным составом р. з. э.: при низком общем содержании редких земель в них наблюдаются самые

патитов разных провинций мира, %

Pr	Nd	Sm	Gd	Yb	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
0,100	0,380	0,032	0,032	0,0010	0,031	1,88	0,75	1,53	0,06
0,015	0,060	0,004	0,009	0,0006	—	0,24	1,04	1,60	—
0,003	0,069	0,011	0,009	—	—	0,35	0,67	1,86	—
0,006	0,042	0,005	0,006	—	—	0,19	1,02	2,20	—
0,031	0,109	0,007	0,017	0,0006	—	0,59	0,88	2,29	—
0,230	0,700	0,060	0,042	0,0025	0,072	4,14	0,58	1,50	0,06
0,075	0,330	0,040	0,041	0,0025	0,062	1,58	0,87	1,63	0,16
0,016	0,040	0,007	0,0047	0,0004	0,0071	0,21	0,93	2,09	0,16
0,180	0,680	0,051	0,030	0,0033	0,049	4,21	0,52	1,46	0,04
0,123	0,377	0,045	0,022	0,0023	0,085	2,40	0,53	1,40	0,12
0,154	0,539	0,074	0,030	0,0027	0,083	3,00	0,74	1,83	0,11
0,098	0,350	0,032	0,030	0,0038	0,074	2,17	0,47	1,07	0,10
0,070	0,190	0,025	0,015	0,0065	0,045	1,31	0,48	1,40	0,11
0,136	0,426	0,052	0,027	Нет	0,086	2,60	0,57	1,50	0,12
0,082	0,277	0,031	0,013	0,0007	0,023	1,60	0,68	1,84	0,06
0,072	0,263	0,038	0,023	Нет	0,037	1,30	0,90	1,90	0,13
—	—	—	—	—	0,031	0,37	—	3,01	0,36

коллекции В. С. Самойлова, англ. Е. В. Смирнова; обр. К-58 и К-30 (Ока) — из коллоидных И. Т. Расс (1968), пересчитано на содержание элементов; двумя звездочками пересчитано на содержание элементов, данные Л. Вамбеке [Wambeke, 1964].

высокие величины отношения  $Y : La$  (см. табл. 34), что можно считать признаком особенно низкой щелочности карбонатитовых флюидов II стадии на данном массиве.

Изложенный материал по изучению поведения редкоземельных элементов в минералах кальцитовых карбонатитов, несмотря на недостаточную полноту аналитических данных по ряду массивов и неизбежные погрешности в точности анализов при пересчете данных других авторов, позволяет утверждать следующее.

1. В процессе формирования кальцитовых карбонатитов (от I ко II стадии) на большинстве массивов возрастала кислотность минералообразующей среды. Этот вывод, в общем, согласуется с данными петрологических и минералогических исследований других авторов [Пожарицкая, Самойлов, 1972; Эпштейн и др., 1972<sub>1</sub>].

2. Кристаллизация кальцитовых карбонатитов I стадии в малоглубинных массивах (Гулинский, Одихинча, Кудда), по-видимому, происходила в условиях более высокой щелочности карбонатитового флюида, чем в глубинных массивах

Редкие земли в перовскитах из карбонатов (I стадия) по результатам количественного спектрального анализа, %

Массив, тип карбоната	№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Yb	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
Саянский Форстеритовый	526/23	0,54	1,40	0,17	0,87	0,084	0,0015	0,014	3,07	1,61	2,59	0,03
Алданский Пироксеновый	14—600	0,80	2,50	0,21	0,85	0,084	0,0014	0,012	4,45	1,06	3,13	0,02
Гулинский Пироксеновый	Г51/2	0,70	1,12	0,094	0,34	0,034	0,0008	0,008	2,28	0,49	1,60	0,01
Форстеритовый	Г-5—I	1,20	2,40	0,19	0,76	0,054	0,0014	0,015	4,60	0,63	2,00	0,01
Форстерит-диопсидовый	3Г/4	0,94	1,96	0,24	0,60	0,046	0,0008	0,012	3,78	0,64	2,09	0,01
	3R/7	0,88	1,50	0,12	0,65	0,058	0,0015	0,014	3,21	0,74	1,71	0,02
Одихинча Пироксеновый	КО/17	1,30	2,50	0,20	0,88	0,060	0,0007	0,010	4,95	0,68	1,92	0,01
Кугда Форстеритовый	КУ/22	1,04	1,96	0,166	0,72	0,064	0,0011	0,013	3,94	0,69	1,88	0,01
Вуори-Ярви Кальцитовый	10	1,11	2,58	0,49	1,35	0,13	—	—	5,80	1,22	2,32	—
Ока Монтчеллитовый с инокалитом	ВОК-7	0,443	1,03	0,461	0,289	0,029	—	0,022	1,90	1,05	2,33	0,05

Примечание. Обр. 10 — по данным Л. С. Бородина и Р. Л. Барисского (1960), пересчитано на содержания элементов; обр. ВОК-7 — по данным Г. Эби [Eby, 1975], остальное — наши данные, анал. Е. В. Смирнова.

Редкие земли в пирохлорах из карбонатов II стадии по данным количественного спектрального анализа, %

Массив, характеристика минерала (породы)	№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Yb	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
Гулинский Темный гатчеттолитоподобный пирохлор	Г-28—I	0,22	1,6	0,12	0,60	0,041	0,0013	0,012	2,60	2,72	7,27	0,06
Мелкий красный пирохлор	Г-28—II	0,34	2,2	0,16	0,86	0,048	0,0009	0,010	3,62	2,54	6,48	0,03
Темно-коричневый в желтой «рубашке»	Г54/1	0,26	1,4	0,10	0,36	0,016	—	—	2,14	1,38	5,38	—
Темный пирохлор из доломитизированных карбонатов	Г54/13	0,35	2,0	0,13	0,65	0,047	—	0,012	3,19	1,85	5,72	0,03
Одихинча Гатчеттолитоподобный темно-коричневый пирохлор	КО/103	0,22	1,54	0,038	0,32	—	—	0,010	2,13	1,45	7,0	0,04
Саянский Гатчеттолит	220/8	0,034	0,195	0,020	0,077	0,015	0,0039	0,054	0,40	2,26	5,73	1,59
	4/21	0,042	0,155	0,019	0,060	0,011	0,0004	0,016	0,30	1,43	3,70	0,38
Пирохлор	442—I	0,052	0,318	0,027	0,069	0,013	0,0005	0,014	0,50	1,37	6,12	0,27

Массив, характеристика минерала (породы)	№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Yb	Y	Σ TR	Nd:La	Ce:La	Y:La
Арбарастах	442—II	0,176	0,669	0,065	0,200	0,025	—	0,032	1,17	1,10	3,80	0,18
Пирохлор	Без номера	0,221	1,205	0,200	0,642	0,107	—	—	2,45	2,91	5,45	—
Ока												
Пирохлор из рудного концентрата	HP-1	1,030	5,77	0,344	1,190	0,144	—	0,113	8,70	1,15	5,60	0,11
То же, из лейкократового карбоната	OL-7	0,806	4,25	0,342	1,18	0,182	—	0,145	7,00	1,46	5,27	0,18
То же, из пироксенового карбоната	G-13—8	0,415	2,28	0,128	0,461	0,042	—	0,021	3,40	1,11	5,5	0,05
Кайзерштуль												
Красно-коричневый пирохлор	H34/2	0,77	3,67	0,17	0,53	0,07	—	0,02	5,23	0,68	4,77	0,03
То же, из магнетитового карбоната	H26/17	1,36	7,17	0,34	1,03	0,17	—	0,10	10,17	0,76	5,27	0,07
То же, из грубозернистого карбоната	H25/27	0,30	1,71	0,12	0,30	0,04	—	0,06	2,53	1,00	5,70	0,20
Радиоактивный пирохлор	—	0,45	3,76	0,12	0,27	0,05	—	0,05	4,70	0,60	8,36	0,11

Примечание. Массивы Гулинский, Одихинча — наши данные, анал. Е. В. Смирнова; Саянский — данные Ю. А. Балашова и Л. К. Пожарицкой (1968), пересчитано на содержание элементов; Арбарастах — данные Л. С. Бородина и др. (1973), пересчитано на содержание элементов; Ока — данные Г. Эби [Ебу, 1975]; Кайзерштуль — данные Л. Вамбене [Wamбеke, 964], пересчитано на содержание элементов.

(Саянский, Алданский). Такая же характеристика относительной щелочности карбонатитового флюида в малоглубинных и глубинных массивах была установлена нами ранее (глава III) на основании особенностей состава сосуществующих пироксена и граната.

3. Отношение  $Nd : La$  в перовскитах, апатитах и кальцитах из карбонатитов I стадии можно использовать не только как индикатор относительных изменений кислотности-щелочности минералообразующей среды, но и как показатель глубинности карбонатитовых массивов. Интервалы изменений отношения  $Nd : La$ , установленные по минералам из карбонатитов Восточной Сибири, следующие: 1) для глубинных массивов: в кальцитах от 0,69 до 0,88, в апатитах от 0,86 до 1,00, в перовскитах от 1,06 до 1,61; 2) для малоглубинных массивов: в кальцитах от 0,16 до 0,49, в апатитах от 0,44 до 0,72, в перовскитах от 0,49 до 0,74.

## Глава V

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ РАННИХ КАЛЬЦИТОВЫХ КАРБОНАТИТОВ

#### СОСТОЯНИЕ И СВОЙСТВА КАРБОНАТИТОВОГО ФЛЮИДА

Имеющиеся немногочисленные данные по составу включений материнского флюида в кальцитовых карбонатитах Восточной Сибири [Панина, Костюк, 1971; Панина, Подгорных, 1975] и наши единичные наблюдения не дают оснований судить о состоянии среды (расплав или раствор), из которой кристаллизовались эти породы. В минералах карбонатитов глубинного Саянского массива включения очень редки, имеют чрезвычайно малые размеры и представляют собой твердофазные включения (иногда с каплевидным обособлением рудного минерала) с газовым пузырьком. Л. И. Панина и Н. М. Подгорных (1975) описывают подобные же включения. В карбонатитах Гулинского массива отмечаются обильные и крупные включения разнообразного состава. В оливине и апатите преобладают включения типа твердая фаза + газ, одна-две твердые фазы (кальцит + апатит) + газ, реже жидкость + газ, сменяющиеся в более поздних доломитовых карбонатитах (III стадия) включениями типа несколько твердых фаз + жидкость + газ и жидкость + газ + жидкая  $CO_2$ . Из этих немногочисленных наблюдений можно сделать два вывода: 1) обилие включений материнского флюида и более разнообразный их состав в карбонатитах Гулинского массива свидетельствуют, вероятно, о быстрой кристаллизации

пород — в противоположность спокойному протеканию этого процесса в глубинных условиях; 2) преобладание включений типа твердая фаза + газ, по-видимому, говорит о высокой концентрации солевых и рудных компонентов во флюиде.

Можно утверждать, что карбонатитовый флюид представлял собой жидкость, активно взаимодействующую с вмещающими породами. Об этом свидетельствуют хорошо известные факты чрезвычайно широкого развития процессов метасоматического карбонатитообразования в глубинных массивах [Пожарицкая, Самойлов, 1972]. Наиболее явным доказательством этих процессов служит зависимость состава минералов и типа минеральных парагенезисов в карбонатитах от состава замещаемых пород. Наши исследования показали, что в малоглубинных массивах, несмотря на гораздо меньшие масштабы метасоматических преобразований силикатных пород на контакте с карбонатитами, состав темноцветных и акцессорных минералов в карбонатитах зависит от состава вмещающих пород и изменяется от эндоконтакта к центральной части карбонатитовых тел. Так, на массивах Гулинском и Одихинча мы наблюдали разные составы пироксенов на контакте с меланефелинитами, ийолитами, сиенитами и апооливинитовыми нефелин-пироксеновыми породами (глава III); на Гулинском — разные составы перовскита на контакте с оливиновыми и нефелин-пироксеновыми породами [Чернышева, Давыдова, 1974], а в карбонатитах II стадии — наследование карбонатитами IIб подстадии состава магнетита исходных пород, фиксируемое как по главным компонентам, так и по элементам-примесям. Все эти факты убедительно доказывают, что образование карбонатитов на любой глубине сопровождается активным взаимодействием карбонатитового флюида с замещаемым субстратом.

#### К, Na и H<sub>2</sub>O В КАРБОНАТИТОВОМ ФЛЮИДЕ

Экспериментальные исследования показали [Cooper e. a., 1975], что присутствие карбонатов щелочных металлов во флюиде может никак не фиксироваться в кристаллизующейся породе на высокотемпературном этапе формирования карбонатитов, если флюид обогащен H<sub>2</sub>O и содержит мало SiO<sub>2</sub>. Действительно, о присутствии K и Na в карбонатитовом флюиде мы можем судить лишь по связыванию их в силикатных минералах карбонатитов (слюда, пироксен) и по экзоконтактовым изменениям вмещающих пород. Мы наблюдаем ослюденение меланефелинитов (Гулинский массив), оливинитов (Кугда), ийолитов (Алданский, Саянский, Одихинча); эгиринизацию ийолитов (Одихинча), альбитизацию сиенитов (Малый Саянский массив). В более поздние стадии карбонатитового процесса связывание

щелочей происходит почти исключительно в водосодержащих силикатах, что свидетельствует о тесной связи  $H_2O$ , K и Na во флюиде (как это следует из экспериментальных данных). Так, в малоглубинных массивах образуются псевдоморфозы флогопита по форстериту (при доломитизации кальцитовых карбонатитов Гулинского массива), кристаллизуются эгирин-натролит-кальцитовые карбонатиты в результате преобразования первичных пироксеновых карбонатитов (Одихинча). В глубинных массивах образуются псевдоморфозы Na-амфиболов по форстериту и пироксену и флогопит (карбонатиты III стадии, Саянский и Алданский массивы).

Вода, по-видимому, играла большую роль в карбонатитовом флюиде в апикальных частях карбонатитовых штоков, не имевших выхода на земную поверхность. Именно здесь интенсивнее всего происходил вынос щелочей карбонатитового флюида во вмещающие породы (эгиринизация пироксена ийолитов, Одихинча; ослоденение оливинитов, Кугда; альбитизация калиевого полевого шпата сиенитов, Малый Саянский) и чрезвычайно широко проявлено воздействие «остаточных» флюидов (существенно водных, богатых щелочами, кремнием, барием и редкоземельными элементами) как на сами карбонатиты, так и на вмещающие породы. Яркий пример такого воздействия — образование эгирин-натролит-кальцитовых карбонатитов Одихинчи, содержащих пироксид, барит, анкилит и церит.

Мы можем предполагать, что карбонатиты глубинных Саянского и Алданского массивов кристаллизовались также из существенно водных флюидов. Во-первых, это следует ожидать исходя из экспериментальных данных: растворимость  $H_2O$  в карбонатитовом флюиде возрастает с увеличением давления [Koster van Groos, Wyllie, 1973]; во-вторых, об этом свидетельствуют геологические наблюдения: в карбонатитах глубинных массивов необычайно широко проявлены процессы автометасоматического изменения темноцветных минералов (серпентинизация форстерита, амфиболизация пироксена, окисление ульвёшпинели в магнетите).

В противоположность названным выше массивам «закрытого» типа есть основания предполагать, что в прикорневых частях Гулинской вулканической постройки карбонатитовый флюид был относительно «сухим». Об этом свидетельствует почти полное отсутствие изменений минералов, подобных проявленным в глубинных массивах. Здесь наблюдается совершенно свежий форстерит, отсутствуют псевдоморфозы «капельного» ильменита по ульвёшпинели в магнетите и чрезвычайно слабо, лишь локально, вдоль зон тектонических нарушений в карбонатитах проявлен процесс амфиболизации.

## ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА СВОЙСТВА ФЛЮИДА И НА СОСТАВ МИНЕРАЛОВ В КАРБОНАТИТАХ

Валовый химический состав карбонатитового флюида, по всей вероятности, от I ко II стадии процесса существенно не менялся. Об этом говорят одинаковые парагенезисы породообразующих минералов и близкий, в общем, состав карбонатитов. Наблюдаемые изменения в составе породообразующих минералов и смена парагенезисов редкометалльных акцессорных минералов (перовскит → пироклор) от I ко II стадии могут быть обусловлены одним лишь изменением температуры материнского флюида. Об этом свидетельствуют детальные петрологические исследования Л. К. Пожарицкой и В. С. Самойлова (1972), экспериментальные исследования И. В. Александрова и др. (1969, 1972), Д. Ваткинсона [Watkinson, 1970] и наши данные.

### Эволюция кислотно-основных свойств флюида

Исследованиями Л. К. Пожарицкой, Е. М. Эпштейна и В. С. Самойлова [Пожарицкая, Эпштейн, 1964; Пожарицкая, Самойлов, 1972; и др.] установлено, что при формировании глубинных массивов Восточной Сибири постепенно уменьшалась щелочность карбонатитового флюида в процессе его охлаждения от начальной к более поздним стадиям процесса. Использование отношения  $Nd : La$  в кальцитах и апатитах из карбонатитов в качестве индикаторов изменения кислотно-основных свойств флюида позволило нам установить, что уменьшение щелочности карбонатитового флюида от I ко II стадии процесса характерно для большинства карбонатитовых массивов. Согласно данным Л. П. Пожарицкой, В. С. Самойлова (1972), Ю. А. Багдасарова (1974) и других, эволюция кислотно-основных свойств карбонатитового флюида существенно влияет на характер осаждения и разделения редких элементов в карбонатитах.

### Эволюция окислительно-восстановительных свойств флюида

Результаты изучения состава магнетитов в карбонатитах (глава III) показывают, что карбонатитовый флюид на многих изученных массивах имел резко восстановительный характер в наиболее высокотемпературную I стадию процесса. По содержанию ульвёшпинели в магнетитовом твердом растворе нами оценена величина летучести кислорода в карбонатитовом флюиде: при температуре 630°C она составляла примерно

$10^{-21}$ — $10^{-18}$  атм. Достоверность этих значений  $f_{O_2}$  независимо подтверждается другими методами определения [Friel, Ulmer, 1974], расчетными данными для равновесия магнезиальный оливин — магнетит [Mitchell, 1973; Verhoogen, 1972], экспериментальными данными по исследованию равновесия андрадит — геденбергит [Gustafson, 1974].

С понижением температуры от I ко II стадии процесса в карбонатах происходит смена ульвёшпинель-магнетитовых твердых растворов ильменит-магнетитовыми. Отсутствие ульвёшпинели в магнетитах пород II стадии говорит о том, что во флюиде не происходило заметного уменьшения  $f_{O_2}$  в ходе процесса. Данные по составу сосуществующих ильменита и магнетита в карбонатах III стадии (Саянский массив) косвенно свидетельствуют о том, что в глубинных массивах в процессе охлаждения флюида не происходило и возрастания  $f_{O_2}$ . Следовательно, изменение состава магнетита в сторону кристаллизации более окисленной формы соединения происходило только лишь в результате изменения температуры в условиях примерно постоянной летучести кислорода. Такая же тенденция характерна для минеральной ассоциации оливин — магнетит: ее магнезиальность возрастает от I ко II стадии, что означает большую устойчивость в новых температурных условиях более окисленной формы минеральных фаз. Эта закономерность в какой-то мере перекликается с литературными данными по исследованию равновесий в системе С—Н—О [French, Eugster, 1965; Маракушев, Перчук, 1972; Маракушев, 1976; Летников, 1977]. Согласно этим исследованиям, в условиях столь низкой летучести кислорода при температурах выше  $600^\circ\text{C}$  во флюиде должны преобладать восстановленные формы летучих соединений ( $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ). С понижением температуры (при постоянной  $f_{O_2}$ ) они сменяются более окисленными ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ), при этом величины отношений  $\text{CO}_2 : \text{CO}$  и  $\text{H}_2\text{O} : \text{H}_2$  возрастают на несколько порядков. Так, понижение температуры от  $600$  до  $500^\circ\text{C}$  при  $f_{O_2} = 10^{-21}$  атм должно изменить эти отношения от  $1$  до  $10^3$ — $10^4$  [Маракушев, Перчук, 1972, фиг. 1]. Таким образом, окислительно-восстановительные свойства карбонатитового флюида изменялись под действием его охлаждения при чрезвычайно низкой и примерно постоянной на каждом отдельном массиве летучести кислорода.

#### Влияние температуры на распределение элементов в минералах карбонатитов

Влияние температуры на характер распределения элементов между флюидом и минералом и между сосуществующими минералами прослежено нами практически по всем поро-

дообразующим минералам карбонатитов. С понижением температуры от I ко II стадии процесса 1) уменьшается содержание Ti в магнетите; 2) уменьшается коэффициент распределения Mg и Fe между сосуществующими оливином и магнетитом; 3) возрастает магнезиальность пироксена и флогопита в фациях пироксеновых карбонатитов по одинаковым исходным породам; 4) возрастает магнезиальность сосуществующих флогопита и оливина; 5) убывает содержание Ba во флогопите; 6) увеличивается содержание F в сосуществующих флогопите и апатите; 7) возрастает магнезиальность кальцита (в парагенезисе с оливином).

Все эти изменения происходят при неизменном общем составе карбонатитового флюида, в пользу чего, в частности, свидетельствует полученная нами количественная оценка относительной летучести HF в карбонатитовом флюиде в I и II стадии процесса.

Одинаковый характер всех этих изменений на большинстве карбонатитовых массивов говорит о сходстве геохимических условий зарождения и эволюции карбонатитового флюида.

#### ВЛИЯНИЕ ФАКТОРА ГЛУБИНОСТИ НА СВОЙСТВА КАРБОНАТИТОВОГО ФЛЮИДА И НА СОСТАВ ОБРАЗУЮЩИХСЯ МИНЕРАЛОВ

Наши исследования показали, что влияние фактора глубинности (структурно-тектонических условий формирования массива) на состав образующихся карбонатитов осуществляется главным образом через величину  $f_{O_2}$  в карбонатитовом флюиде. Установлено, что летучесть кислорода во флюиде была различной в глубинных и малоглубинных массивах: она была тем выше, чем ближе к земной поверхности располагался массив. Индивидуальный для каждого массива уровень летучести кислорода сохранялся примерно постоянным в ходе процесса (в «закрытых» массивах) и определял, во-первых, состав летучих компонентов во флюиде (соотношения  $CO_2 : CO$ ,  $H_2O : H_2$ ,  $H_2O : CH_4$  при данной температуре) и, во-вторых, влиял на состав кристаллизующихся минералов и «буферных» ассоциаций минералов (оливин-магнетит, пироксен — гранат). Сравнивая минералы карбонатитов соответствующих температурных фаций на массивах разных фаций глубинности, мы видим, что от глубинных к малоглубинным массивам наблюдается уменьшение содержания Ti в магнетитах обеих стадий; возрастание магнезиальности сосуществующих оливина и магнетита (в породах обеих стадий); увеличение содержания андрадитового минала в гранате и уменьшение содержания геденбергитового минала в сосуществующем с ним пироксене; уменьшение содержания Ti в гранате. Все эти изменения обусловлены более

высоким уровнем летучести кислорода в близповерхностных условиях.

Сравнительное изучение карбонатитовых массивов Восточной Сибири позволило нам установить еще одну геохимическую особенность массивов разных фаций глубинности: величины индикаторных отношений редкоземельных элементов ( $Nd : La$ ,  $Ce : La$ ,  $Y : La$ ) в кальцитах, апатитах и перовскитах из карбонатитов I стадии обнаруживают отчетливую тенденцию к уменьшению при переходе от глубинных массивов к малоглубинным. Это может означать, что карбонатиты I стадии в малоглубинных массивах формировались в условиях более высокой щелочности карбонатитового флюида, чем в глубинных массивах. Такая же характеристика относительной щелочности флюида в малоглубинных и глубинных массивах установлена независимо по распределению Fe в сосуществующих пироксене и гранате. Существующие представления о связи между щелочностью, активностью кислорода и восстановительным потенциалом в глубинных флюидах [Коржинский, 1963<sub>1,2</sub>; Маракушев, 1976] позволяют предположить, что одной из причин повышенной щелочности карбонатитового флюида в малоглубинных массивах могла быть более высокая летучесть кислорода по сравнению с глубинными массивами.

Перечисленные отличительные особенности кальцитовых карбонатитов, установленные нами на основании сравнительного изучения массивов Восточной Сибири и некоторых других провинций, можно рассматривать как минералого-геохимические признаки глубинности карбонатитовых массивов; в обобщенном виде они представлены в табл. 35.

Установленные общие закономерности эволюции состава минералов кальцитовых карбонатитов в зависимости от температурных и структурно-тектонических условий их формирования могут быть использованы в качестве дополнительных критериев поиска рудоносных карбонатитов.

Выделение на каждом массиве разновозрастных карбонатитов I (безрудной) и II (редкометальной) стадии, необходимое при геологическом картировании и составлении прогнозных планов рудных полей, может быть надежно проведено на основании особенностей состава породообразующих минералов и их парагенезисов — в дополнение к существующим геолого-минералогическим критериям [Шожарицкая, Эпштейн, 1964; и др.]. Главные изменения в составе минералов, происходящие от I ко II стадии процесса, как уже было показано выше, состоят в понижении содержания титана в магнетите, в возрастании магnezиальности оливина и сосуществующих с ним флогопита и кальцита, в уменьшении коэффициента распределения Mg и Fe между сосуществующими оливином и магнетитом, в возрастании содержания F в сосуществующих флогопите и апатите. Некоторые из отмеченных особенностей состава минералов

Минералого-геохимические признаки глубинности карбонатитовых массивов (обобщенные данные по массивам Восточной Сибири и других провинций)

Минерал, ассоциация	Стадия	Признак		В глубинных массивах	В малоглубинных массивах
Титаномagnetит из форстеритовых карбонатитов	I	Ti в магнетите	$Fe_2TiO_4$ мол. %	До 30 (присутствуют ульвешпинелевые структуры распада)	13—25 (структуры распада часто отсутствуют)
Оливин-магнетит	I	Mg в магнетите	$MgFe_2O_4$ мол. %	10—16	10—22
	II			9—15	
	I	Fe в оливине	$Fe_2SiO_4$ мол. %	16—22	8—14
	II			11—14	
Пироксен-гранат	I	Fe в сосуществующих пироксене и гранате	гед мол. % андр мол. %	12—26 46—58	6—13 67—79
		Ti в гранате	шорл мол. %	26—35	10—18
Кальцит, апатит, перовскит	I	Nd : La	В кальците	0,69—0,88	0,16—0,49
			В апатите	0,86—1,00	0,44—0,72
			В перовските	1,06—1,61	0,49—0,74

Примечание. Весь Ti в магнетите дан в виде ульвешпинелевого минерала; Mg в магнетите учтен в виде магнезиоферритового минерала; Nd : La — только по массивам Восточной Сибири.

могут быть довольно быстро определены оптическими методами — по показателям преломления (оливин, флогопит) или по типам структур распада (магнетит).

Применение минералого-геохимических признаков глубинности кальцитовых карбонатитов (см. табл. 35) позволяет установить принадлежность изучаемых массивов к малоглубинной или глубинной фации, что в значительной мере определяет тип редкометального и магнетитового оруденения, связанного с карбонатитами: преимущественно ниобиевые и магнезиоферритовые руды можно ожидать в малоглубинных массивах, комплексное ниобий-танталовое и титано-магнетитовое оруденение — в глубинных.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

В результате исследования состава породообразующих минералов ранних кальцитовых карбонатитов в комплексных массивах ультраосновных щелочных пород Восточной Сибири, рассматриваемых нами как реперные массивы разных фаций глубинности, установлено следующее.

1. Особенности состава магнетита, оливина, пироксена, слюды, апатита и кальцита и закономерности его изменения в ходе карбонатитового процесса, в общем, однотипны на всех карбонатитовых массивах и позволяют произвести оценку некоторых физико-химических параметров карбонатитовой системы.

2. Главной причиной изменения состава минералов кальцитовых карбонатитов от I ко II стадии процесса на каждом массиве было понижение температуры карбонатитового флюида при постоянном валовом его составе.

3. Ранние кальцитовые карбонатиты формировались в условиях низкой летучести кислорода в карбонатитовом флюиде — около  $10^{-18}$ — $10^{-21}$  атм. В малоглубинных массивах уровень  $f_{O_2}$  был выше, чем в глубинных, что и явилось главной причиной наблюдаемых различий в составе темноцветных минералов карбонатитов (магнетита, оливина, пироксена и граната) между массивами разных фаций глубинности.

4. Состав минерального парагенезиса оливин — магнетит закономерно изменяется в зависимости от  $T$ - $f_{O_2}$  условий кристаллизации. Коэффициент распределения Mg и Fe между минералами уменьшается с понижением температуры, увеличение  $f_{O_2}$  благоприятствует образованию более магнезиальных пар оливин — магнетит при одной температуре.

5. По содержанию F в апатите и флогопите определена относительная летучесть HF в карбонатитовом флюиде: она была крайне мала  $\lg(f_{HF}/f_{H_2O}) \approx -5,6$  и не изменялась от I ко II стадии процесса. Произведена градуировка флогопит-apatитового геотермометра, основанного на температурной зависимости коэффициента распределения F между сосуществующими минералами.

6. Выявленные закономерности эволюции состава минералов кальцитовых карбонатитов в зависимости от температуры

дают дополнительные критерии для выделения карбонатитов I (безрудной) и II (рудной) стадии на каждом массиве, что может иметь практическое значение при геологическом картировании и оценке промышленной перспективности объекта.

7. Ряд геохимических признаков минералов и минеральных ассоциаций кальцитовых карбонатитов позволяет различать массивы глубинной и малоглубинной фаций, характеризующиеся разными типами редкометалльного и магнетитового орудения. Эти признаки могут быть использованы при разработке минералого-геохимических критериев поиска рудоносных карбонатитов.

Александров И. В., Трустикова Т. А., Тупицын Б. П. Ниобий и тантал в углекислых растворах.— *Геохимия*, 1969, № 6, с. 673—682.

Александров И. В., Трустикова Т. А., Тупицын Б. П. К геохимии ниобия и тантала в карбонатитовом процессе.— В кн.: *Очерки современной геохимии и аналитической химии*. М., Наука, 1972, с. 299—307.

Багдасаров Ю. А. К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов.— В кн.: *Геология месторождений редких элементов*. Вып. 35. М., Недра, 1972, с. 36—49.

Багдасаров Ю. А. О типах тантало-ниобиевых руд и некоторых особенностях их размещения в карбонатитах.— *Геол. рудных месторождений*, 1974, № 5, с. 15—24.

Балашов Ю. А., Пожарицкая Л. К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе.— *Геохимия*, 1968, № 3, с. 285—303.

Барт Т., Рамберг И. Кольцевой комплекс Фён.— В кн.: *Карбонатиты*. М., Мир, 1969, с. 234—264.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. М., Наука, 1971. 357 с.

Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1965, № 7, с. 3—20.

Бородин Л. С., Баринский Р. Л. Редкие земли в перовскитах из массивов ультраосновных — щелочных пород.— *Геохимия*, 1960, № 4, с. 291—297.

Бородин Л. С., Баринский Р. Л. О составе редких земель в пироклорах из массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— *Геохимия*, 1961, № 6, с. 486—492.

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. Сер. геол.*, 1966, № 5, с. 32—48.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976. 243 с.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камфориты. М., Наука, 1973. 176 с.

Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород.— *Труды НИИГА*, 1956, т. 89, вып. 6, с. 201—249.

Бутакова Е. Л. Комплекс ультраосновных и щелочных пород северной окраины Сибирской платформы.— В кн.: *Геологическое строение СССР. Т. 2. М., Госгеолтехиздат*, 1958, с. 260—264.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: *Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР*, 1962, с. 417—589.

Валяшко В. М., Когарко Л. Н., Ходаковский И. Л. Равновесия фтор-,

хлор-, гидроксил-апатитов с водными растворами при различных температурах.— *Геохимия*, 1968, № 1, с. 26—36.

**Васильев Ю. Р.** Магнетиты и титаномагнетиты ультраосновных интрузий Маймеч-Котуйского района (север Сибирской платформы).— *Труды ИГиГ*, 1976, вып. 263, с. 46—64.

**Владимиров В. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И.** Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976. 284 с.

**Волкова М. Н., Померанцева Н. Г.** Химические анализы минералов Кольского полуострова. Апатиты, 1970. 508 с.

**Волков В. Н., Рузайкин Г. И., Ершов Э. Б.** Газовые равновесия в вулканическом процессе и их математическое моделирование. Труды I Международного геохимического конгресса. Т. 1. М., 1972, с. 332—346.

**Воробьев Е. И.** Геохимия стронция и бария в эндогенных карбонатных породах Восточной Сибири. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971. 21 с.

**Воробьев Е. И., Пожарицкая Л. К., Фролова Л. П.** Распределение Li и Rb в щелочных — ультраосновных массивах Восточного Саяна.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., Наука, 1966, с. 102—108.

**Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А.** Типы эволюции состава редкоземельных элементов в породах рифтовых зон Восточной Африки — индикатор процессов магматической дифференциации. Труды I Международного геохимического конгресса. Т. 1. М., 1972, с. 484—504.

**Гинзбург А. И., Нечаева Е. А., Лавренев Ю. Б., Пожарицкая Л. К.** Редкометалльные карбонатиты.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 1. М., Гостеолтехиздат, 1958. 127 с.

**Гинзбург А. И., Эшштейн Е. М.** Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., Недра, 1968, с. 152—219.

**Глаголев А. А., Корчагин А. М., Харченков А. Г.** Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М., Наука, 1974. 175 с.

**Глеваский Е. Б., Кривдик С. Г.** Докембрийские карбонатиты Приазовья.— *Геологический журнал АН УССР*, 1978, т. 38, № 2, с. 83—98.

**Голдсмит Ю. Р.** Некоторые аспекты геохимии карбонатов.— В кн.: Геохимические исследования. М., ИЛ, 1961, с. 426—453.

**Гольдбурт Т. Л.** Маймечиты Гулянской интрузии.— *Труды НИИГА*, 1959, т. 105, вып. 11, с. 126—137.

**Гольдбурт Т. Л., Ланда Э. А.** Месторождение флогошита Одихинча на севере Сибирской платформы.— *Труды НИИГА*, 1963, т. 136, с. 149—161.

**Гоньшакова В. И., Егоров Л. С.** Петрогеохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеч-Котуйской провинции. М., Наука, 1968. 99 с.

**Гусев Б. В.** Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеч-Котуйского района.— *Труды НИИГА*, 1962, т. 132, вып. 4, с. 35—52.

**Гусев Б. В.** Палеомагнитная корреляция и возрастные взаимоотношения магматических образований Маймеч-Котуйской провинции.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., НИИГА, 1970, с. 15—28.

**Дернов-Пегарев В. Ф., Малинин С. Д.** Растворимость кальцита в высокотемпературных водных растворах щелочных карбонатов и вопросы карбонатитообразования.— *Геохимия*, 1976, № 5, с. 643—658.

**Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Т. 1. М., Мир, 1965. 370 с.

**Ельянов А. А., Моралев В. М.** Глубины формирования и эрозивного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита.— *Геол. рудных месторождений*, 1972, № 5, с. 32—40.

**Егоров Л. С.** Зернистые меллитовые породы севера Сибирской платформы.— *Труды НИИГА*, 1963, т. 136, с. 115—148.

**Егоров Л. С.** К вопросу о происхождении флогошит-оливиновых и

родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах.— Геол. рудных месторождений, 1964, № 4, с. 33—44.

**Егоров Л. С.** Геологическое строение и механизм формирования южного карбонатитового массива Гулинской интрузии.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., НИИГА, 1970, с. 56—92.

**Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М.** Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии.— Труды НИИГА, 1961, т. 122, с. 115.

**Егоров Л. С., Сурина Н. П., Поршнев Г. И.** Новые данные о Ессейском карбонатитовом комплексе и приуроченном к нему апатитовом месторождении.— В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л., НИИГА, 1976, с. 76—94.

**Жабин А. Г.** О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных — щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимия редких элементов в комплексах массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 159—192.

**Жариков В. А.** Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 2, с. 425—428.

**Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. П.** Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулcano-плутонической формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 5—90.

**Захаров М. Н., Санин Б. П.** Распределение стронция и бария в мезозойских малых интрузиях полиметаллического пояса Вост. Забайкалья.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., Наука, 1973, с. 95—115.

**Ильинский Г. А., Быкова Э. В., Булах А. Г.** Химизм магнетита из щелочных массивов Турьего полуострова и некоторые особенности изоморфизма в феррошпинелидах.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1975, ч. 103, вып. 3, с. 283—300.

**Иоффе Л. И., Перцев Н. Н.** Оценка  $PCO_2$ - $T$  условий образования магnezияльских скарнов малых глубин по магnezияльности кальцитов.— Геол. рудных месторождений, 1972, № 4, с. 54—65.

**Калинин Д. В., Денискина Н. Д.** О химических условиях образования гранатов гроссуляр-андрадитового ряда и зависимости их железистости от кислотности — щелочности среды.— Геол. рудных месторождений, 1967, № 3, с. 95—101.

**Капустин Ю. Л.** Минералогия карбонатитов. М., Наука, 1971. 288 с.

**Карлов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И.** Термодинамика природных мультистем с ограничивающими условиями. Новосибирск, Наука, 1976. 132 с.

**Киркинский В. А.** Влияние давления на изоморфную смешимость.— Геол. и геофиз., 1965, № 3, с. 39—50.

**Кнубовец Р. Г., Кисловский Л. Д.** Исследование анионных замещений в апатитах методом инфракрасной спектроскопии.— В кн.: Физика апатита. Новосибирск, Наука, 1975, с. 63—88.

**Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С.** Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., Наука, 1969. 288 с.

**Конев А. А.** Жидкой щелочно-ультраосновной плутон. М., Наука, 1970. 82 с.

**Коржинский Д. С.** Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералoобразовании.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54—62.

**Коржинский Д. С.** Термодинамические потенциалы открытых систем, кислотность и восстановительный потенциал которых определяются внешними условиями.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 2, с. 430—433.

**Курбатова Г. С.** Типоморфные особенности апатита Ковдорского массива.— В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова. Л., Наука, 1974, с. 129—139.

**Куршакова Л. Д.** Экспериментальное изучение реакции геденбергит + волластонит = андрадит + кварц.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 2. М., Наука, 1970, с. 99—115.

**Куршакова Л. Д.** Влияние общего давления на поля стабильности геденбергита и андрадита в системе Са—Fe—Si—O<sub>2</sub>.— Геол. рудных месторождений, 1971, № 3, с. 49—60.

**Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В.** Алмазы в базальтоидах Камчатки.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 183—186.

**Кухаренко А. А., Донцова Е. И.** К проблеме генезиса карбонатитов.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 2, с. 32—47.

**Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А.** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., Недра, 1965. 772 с.

**Лапин А. В., Жабин А. Г.** Нодулярные текстуры хромита в дуните как результат неравновесной эвтектической кристаллизации.— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 5, с. 1240—1243.

**Лапин А. В., Гаранин В. К., Маршинцев В. К., Кудрявцева Г. П.** О составе и внутренней структуре магнетита из эксплозивных карбонатитовых брекчий северо-восточной окраины Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1434—1437.

**Летников Ф. А.** О распределении флюидных компонентов в магматических и метаморфических породах.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 463—465.

**Малинин С. Д., Дернов-Пегарев В. Ф.** Исследование растворимости кальцита в растворах K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> при температурах 200—250°C.— Геохимия, 1974, № 3, с. 454—462.

**Маракушев А. А.** Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования.— В кн.: Современная методика петрологических исследований. М., Наука, 1976, с. 11—29.

**Маракушев А. А., Перчук Л. Л.** Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. Доклады I Международного геохим. конгр. Т. 3, кн. 1, М., Наука, 1972, с. 3—14.

**Маршинцев В. К.** Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск, 1974. 119 с.

**Матвеев С. И., Анкин И. П.** О замещении калия на барий в искусственном фторфлогопите.— Изв. АН СССР. Сер. Неорганические материалы, 1969, т. 5, № 5, с. 982—984.

**Моор Г. Г.** Дифференцированные щелочные интрузии севера Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с. 40—52.

**Мотычко В. Ф.** Карбонатиты массива Одихинча и их генезис.— Труды НИИГА, 1959, т. 107, с. 23—41.

**Огнев В. Р., Петров Л. Л.** Количественное спектральное определение фтора в гранитоидах.— В кн.: Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах. М., Наука, 1972, с. 97—104.

**Павлов А. Л., Ревердатто В. В.** О генезисе магномагнетита.— Геол. и геофиз., 1965, № 12, с. 73—79.

**Панина Л. И., Костюк В. П.** Термодинамические условия формирования Гулинских карбонатитов (северо-запад Сибирской платформы).— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 434—436.

**Панина Л. И., Подгорных Н. М.** Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1447—1450.

**Пожарицкая Л. К.** Минералого-петрографические особенности карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 17. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 117—124.

**Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., Наука, 1972. 265 с.

Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М. О физико-химических условиях образования карбонатитов.— В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., Наука, 1964, с. 147—153.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. Стабильность, фации и зональность в карбонатитах Восточной Сибири.— В кн.: Проблемы метасоматоза. М., Наука, 1970, с. 310—318.

Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции щелочных пород. М., Наука, 1966. 196 с.

Расс И. Т. Редкоземельные элементы в пироксенах и апатитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива.— Геохимия, 1968, № 9, с. 1120—1127.

Расс И. Т. Распределение редкоземельных элементов в сосуществующих минералах щелочно-ультраосновных пород.— Геохимия, 1970, № 1, с. 96—103.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.

Ревердатто В. В., Салько А. К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урях.— Геол. и геофиз., 1966, № 12, с. 119—122.

Романчев Б. П. Физико-химические условия кристаллизации щелочных пород по данным экспериментальных исследований. Автореф. канд. дис. М., 1974. 21 с.

Рябчиков И. Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., Наука, 1965. 120 с.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитондных магм. М., Наука, 1975. 230 с.

Самойлов В. С. Генетические типы и фации карбонатитов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 1684—1690.

Самойлов В. С. Температурные условия карбонатитообразования (по данным геотермометрических исследований).— Геохимия, 1975, № 11, с. 196—204.

Самойлов В. С. Карбонатиты (фации и условия образования). М., Наука, 1977. 291 с.

Самойлов В. С., Багдасаров Ю. А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 27—35.

Самойлов В. С., Пожарицкая Л. К. Температурные фации метасоматитов в карбонатитовых массивах Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6, с. 1368—1371.

Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И. О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавленных включений.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.

Соколов С. В. Геотермометрическое изучение карбонатитовых комплексов.— Геохимия, 1973, № 10, с. 1473—1480.

Соколов С. В., Эпштейн Е. М. О результатах термометрического изучения минералов карбонатитов.— Труды ВИМС, 1970, вып. 1, с. 225—235.

Соколов С. В., Эпштейн Е. М., Пантелеева Е. Ю. Об эволюции свойств кальцитов в карбонатитовом процессе.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., Недра, 1972, с. 132—142.

Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., Недра, 1969. 287 с.

Фролов А. А. Трещинная тектоника ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 2, с. 48—58.

Фролов А. А. Структурные условия образования формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., Недра, 1972, с. 7—35.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 160 с.

Харкер Р. И., Таттл О. Ф. Исследование системы  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2$ .— В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 126—159.

Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетитах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2, с. 16—32.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О составе и свойствах слюд из карбонатитов.— В кн.: Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М., Наука, 1966, с. 48—68.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О титаномагнетитах из карбонатитов.— Геол. рудных месторождений, 1969, № 3, с. 88—94.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О парагенезисе оливин-магнетит в карбонатитах.— В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1975, с. 16—27.

Чернышева Е. А., Давыдова Л. К. Ниобий и цирконий в перовскитах из карбонатитов Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1974, с. 184—188.

Чернышева Е. А., Гормашева Г. С., Мордвинова В. И. Некоторые особенности парагенезиса пироксен-гранат в карбонатитах.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976<sub>1</sub>, с. 89—93.

Чернышева Е. А., Петров Л. Л., Чернышев Л. В. Распределение фтора в сосуществующих флогопите и апатите из карбонатитов и поведение фтора в карбонатитовом процессе.— Геохимия, 1976<sub>2</sub>, № 5, с. 659—668.

Шмакин Б. М., Костюкова Е. С. Геохимия бария и стронция в мусковитовых пергматитах Восточной Сибири и Индии.— Геохимия, 1969, № 10, с. 1224—1237.

Шмелев Г. А., Бобр-Сергеев А. А. Распределение бария и титана между расплавом и кристаллизующимся фторфлогопитом.— Изв. вузов. Химия и хим. технология, 1970, т. 13, вып. 6, с. 841—844.

Шихорина К. М. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л. НИИГА, 1970, с. 5—14.

Эшштейн Е. М. О генезисе Ковдорских апатит-магнетитовых руд.— Труды ВИМС, 1970, вып. 1, с. 218—224.

Эшштейн Е. М., Анисеева Л. И., Михайлова Л. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии.— Труды НИИГА, т. 122, 1961, с. 116—272.

Эшштейн Е. М., Эдорик Т. Б., Жариков В. А., Нечаева Е. А., Соколов С. В. О режиме кислотности-основности карбонатитового процесса.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., Недра, 1972<sub>1</sub>, с. 69—79.

Эшштейн Е. М., Паньшин И. П., Моралев В. И., Волкодав И. Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 35. М., Недра, 1972<sub>2</sub>, с. 49—68.

Barber Ch. The geochemistry of carbonatites and related rocks from two carbonate complexes, South Nyanza, Kenya.— Lithos, 1974, v. 7, N 1, p. 53—63.

Basta E. Z. Natural and synthetic titanomagnetites (the system  $\text{Fe}_3\text{O}_4-\text{Fe}_2\text{TiO}_4-\text{FeTiO}_3$ ).— Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandl., 1960, Bd 94, Nr 2, S. 1017—1048.

Biggar G. M. Apatite compositions and liquidus phase relationships on the join  $\text{Ca}(\text{OH})_2-\text{CaF}_2-\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2-\text{H}_2\text{O}$  from 250 to 4000 bars.— Mineral. Mag., 1967, v. 36, № 280, p. 539—564.

Binns R. A., Duggan M. B., Wilkinson J. F. G. High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales.— Amer. J. Sci., 1970, v. 269, № 2, p. 132—168.

Brice W. R., Chang L. L. Y. The systems  $\text{MgCO}_3-\text{CaCO}_3-\text{BaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3-\text{CaCO}_3-\text{SrCO}_3$  and  $\text{MgCO}_3-\text{SrCO}_3-\text{BaCO}_3$ .— Amer. Mineral., 1973, v. 58, Nos. 11—12, p. 979—985.

- Buddington A. F., Lindsley D. H.** Iron — titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— *J. Petrology*, 1964, v. 5, № 2, p. 310—357.
- Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F.** Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10 000 bars.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 132, 1969, p. 96.
- Carmichael I. S. E.** The iron — titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesium silicates.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, v. 13, № 1, p. 36—64.
- Chang L. L. Y.** Subsolidus phase relations in the systems  $\text{BaCO}_3$ — $\text{SrCO}_3$ ,  $\text{SrCO}_3$ — $\text{CaCO}_3$  and  $\text{BaCO}_3$ — $\text{CaCO}_3$ .— *J. Geol.*, 1965, v. 73, № 2, p. 346—368.
- Chang L. L. Y.** Subsolidus phase relations in aragonite — type carbonates. I. The system  $\text{CaCO}_3$ — $\text{SrCO}_3$ — $\text{BaCO}_3$ .— *Amer. Mineral.*, 1974, v. 56, Nos. 9—10, p. 1660—1673.
- Conway C. M., Taylor H. P.**  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  and  $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$  ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies.— *J. Geol.*, 1969, v. 77, № 5, p. 618—626.
- Cooper A. F., Gittins J., Tuttle O. F.** The system  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ — $\text{K}_2\text{CO}_3$ — $\text{CaCO}_3$  at 1 kbar and its significance in carbonatite petrogenesis.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, p. 534—560.
- Duke J. M.** The effect of oxidation on the crystallization of an alkali basalt from Azores.— *J. Geol.*, 1974, v. 82, № 4, p. 524—528.
- Eby G. N.** Abundance and distribution of the rare — earth elements and yttrium in the rocks and minerals of the Oka carbonatite complex, Quebec.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, № 5, p. 597—620.
- Eckermann von H.** The chemistry and optical properties of some minerals of the Alno alkaline rocks.— *Ark. miner. och geol.*, 1974, v. 5, № 1, p. 93—210.
- Eggler D. H.** Effect of  $\text{CO}_2$  on the melting of peridotite.— *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1973—1974. Washington, D. C., 1974, p. 215—224.
- Ekström T. K.** Distribution of fluorine among some coexisting minerals.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 34, p. 192—200.
- French B. M., Eugster H. P.** Experimental control of oxygen fugacities by graphite gas equilibria.— *J. Geophys. Research*, 1965, v. 70, p. 1529—1539.
- Friel J. J., Ulmer G. C.** Oxygen fugacity geothermometry of the Oka carbonatite.— *Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, Nos. 3—4, p. 314—318.
- Graf D. L., Goldsmith J. R.** Dolomite — magnesian calcite relations at elevated temperatures and  $\text{CO}_2$  pressures.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, v. 7, p. 109—128.
- Graf D. L., Goldsmith J. R.** The solid solubility of  $\text{MgCO}_3$  in  $\text{CaCO}_3$ , a revision.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1958, v. 13, p. 218—219.
- Goldsmith J. R., Newton R. C.** P—T—X relations in the system  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$  at high temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, Shairer Volume, 1969, 267 — A, p. 160—190.
- Gold D. P.** The Oka carbonatite and alkaline complex.— In: *Guidebook for the Geology of Monteregian Hills*. G. Pouliot, Edit., Miner. Assoc., Canada, June 1969a, p. 43—63.
- Gold D. P.** The Oka carbonatite and alkaline complex.— *Can Mineral.* 1969b, v. 10, p. 134—135.
- Gustafson W. I.** The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca—Fe—Si—O—OH.— *J. Petrology*, 1974, v. 15, № 3, p. 455—496.
- Harry W. T.** Aluminium replacing silicon in some silicate lattices.— *Mineral. Mag.*, 1950, v. 29, № 209, p. 142—149.
- Hartman P.** Can  $\text{Ti}^{4+}$  replace  $\text{Si}^{4+}$  in silicates?— *Mineral. Mag.*, 1969, v. 37, № 287, p. 366—369.
- Higazy R. A.** Trace elements of volcanic ultrabasic potassic rocks of Southwestern Uganda and adjoining part of the Belgian Congo.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, № 1, p. 39—70.

Howie R. A., Woolley A. R. The role of titanium and the effect of  $TiO_2$  on the cellsize, refractive index and specific gravity in the andradite — melanite — schorlomite series.— *Mineral. Mag.*, 1968, v. 36, № 282, p. 775—790.

Ito J., Frondel C. Synthetic zirconium and titanium garnets.— *Amer. Mineral.*, 1967, v. 52, Nos. 5—6, p. 773—781.

Koster van Groos A. F. The effect of high  $CO_2$  pressure on alkalic rocks and its bearing on the formation of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, № 2, p. 163—185.

Koster van Groos A. F., Wyllie P. J. Liquid immiscibility in the  $NaAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — $Na_2CO_3$ — $H_2O$ .— *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, № 6, p. 465—487.

Lewis J. F. Chemical composition and physical properties of magnetite from ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, West India.— *Amer. Mineral.*, 1970, v. 55, Nos. 5—6, p. 793—807.

Ludington S. The biotite — apatite geothermometer revisited.— *Amer. Mineral.*, 1978, v. 63, p. 551—553.

Mitchell R. H. Composition of olivine, silica activity and oxygen fugacity in kimberlite.— *Lithos*, 1973, v. 6, № 1, p. 65—81.

Muan A., Osborn E. F. Phase equilibria at liquidus temperatures in the system  $MgO$ — $FeO$ — $Fe_2O_3$ — $SiO_2$ .— *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1956, v. 39, № 4, p. 121—140.

Munoz J. L., Eugster H. P. Experimental control of fluorine reactions in hydrothermal systems.— *Amer. Mineral.*, 1969, v. 54, Nos. 5—6, p. 943—959.

Munoz J. L., Ludington S. D. Fluoride — hydroxyl exchange in biotite.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, № 4, p. 396—413.

Mysen B. O., Arculus R. J., Eggler D. H. Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite, and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975, v. 53, № 4, p. 227—239.

Nash W. P. Mineralogy and petrology of the Iron Hill carbonatite complex, Colorado.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972a, v. 83, № 5, p. 1361—1382.

Nash W. P. Apatite — calcite equilibria in carbonatites: chemistry of apatite from Iron Hill, Colorado.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1972b, v. 36, № 12, p. 1313—1319.

Oösterom M. G. Strontium and barium in carbonates of crystalline rocks.— *Proc. Koninkl. nederl. akad. wet.*, 1966, v. 69, № 5.

Prins P. Apatite from Africa carbonatites.— *Lithos*, 1973, v. 6, № 2, p. 133—144.

Rankin A. H. Fluid inclusion studies in apatite from carbonatites of the Wasaki area of western Kenya.— *Lithos*, 1975, v. 8, № 2, p. 123—136.

Rankin A. H., Le Bas M. J. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma.— *Nature*, 1974, v. 250, № 5463, p. 206—209.

Rimsaite J. Evolution of zoned micas and associated silicates in the Oka carbonatite.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, v. 23, № 4, p. 340—360.

Russel H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal.— *Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa*, 1954, v. 57, p. 197—208.

Speidel D. H. Phase equilibria in the system  $MgO$ — $FeO$ — $Fe_2O_3$ : the 1300°C isothermal section and extrapolations to other temperatures.— *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1967, v. 50, № 5, p. 243—248.

Speidel D. H. Effect of magnesium on the iron — titanium oxides.— *Amer. J. Sci.*, 1970, v. 268, № 4, p. 341—353.

Speidel D. H., Nafziger R. H.  $P$ — $T$ — $f_{O_2}$  relations in the system  $Fe$ — $O$ — $MgO$ — $SiO_2$ .— *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, № 5, p. 361—379.

Speidel D. H., Osborn E. F. Element distribution among coexisting phases in the system  $MgO$ — $FeO$ — $Fe_2O_3$ — $SiO_2$  as a function of temperatu-

re and oxygen fugacity.— *Amer. Mineral.*, 1967, v. 52, Nos. 7—8, p. 1139—1152.

**Stormer J. C., Carmichael I. S. E.** Fluorine — hydroxyl exchange in apatite and biotite: a potential igneous geothermometer.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, v. 31, p. 121—131.

**Thompson R. N.** The 1 — atmosphere liquidus oxygen fugacities of some tholeiitic intermediate, alkalic and ultra — alkalic lavas.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, № 9, p. 1049—1072.

**Tyler R. C., King B. C.** The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of eastern Uganda.— *Mineral. Mag.*, 1967, v. 36, № 277, p. 5—21.

**Veen A. H., van der.** Calcite — dolomite intergrowths in high — temperature carbonate rocks.— *Amer. Mineral.*, 1965, v. 50, Nos. 11—12, p. 2070.

**Verhoogen J.** Oxidation of iron — titanium oxides in igneous rocks.— *J. Geol.*, 1962, v. 70, № 2, p. 168—181.

**Verwoerd W. J.** South African carbonatites and their probable mode of origin.— *Annale Universiteit van Stellenbosch*, 1966, ser. A, v. 41, № 2, p. 236.

**Vincent E. A., Phillips R.** Iron — titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1954, v. 6, № 1, p. 1—26.

**Virgo D., Huckenholz H. G.** Physical properties of synthetic titanium-bearing grandite garnets.— *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1973—1974. Washington, D. C., 1974, p. 426—433.

**Wambeke L. van.** Les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl, EURATOM Publication EUR 1827d, f, e, 1964. 232 p.

**Watkinson D. H.** Experimental studies bearing on the origin of the alkalic rock — carbonatite complex and niobium mineralization at Oka, Quebec.— *Can. Mineral.*, 1970, v. 10, № 3, p. 350—361.

**Weber H. P., Virgo D., Huggins F. E.** A neutron — diffraction and <sup>57</sup>Fe Mössbauer study of a synthetic Ti — rich garnet.— *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.*, 1974—1975. Washington, D. C., 1975, p. 575—579.

**Wimmenauer W. von.** Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls. Teil. VI und VII. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen, 1963, Bd 99, S. 231—276.

**Wyllie P. J.** Melting relationships in the system CaO—MgO—CO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O with petrological applications.— *J. Petrology*, 1965, v. 6, № 1, p. 101—123.

**Wyllie P. J., Huang W.— L.** Peridotite, kimberlite, and carbonatite explained in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub>.— *Geology*, 1975, v. 3, № 11, p. 621—624.

**Wyllie P. J., Huang W.— L.** Carbonation and melting reactions in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geophysical and petrological applications.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, v. 54, № 2, p. 79—107.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

---

Введение . . . . .	3
Глава I. Современные представления о происхождении карбонатитов . . . . .	9
Глава II. Краткая геологическая характеристика карбонатитовых массивов Восточной Сибири . . . . .	12
Структурное положение массивов . . . . .	—
Геологическое положение, распространенность и особенности минерального состава ранних кальцитовых карбонатитов . . . . .	13
Глава III. Химический состав породообразующих минералов ранних кальцитовых карбонатитов . . . . .	30
Магнетит . . . . .	—
Оливин . . . . .	59
Распределение Mg и Fe между сосуществующими оливином и магнетитом в карбонатитах . . . . .	63
Пироксен . . . . .	71
Парагенезис пироксен-гранат как индикатор условий формирования карбонатитов . . . . .	79
Флогопит . . . . .	87
Распределение F между сосуществующими флогопитом и апатитом в карбонатитах . . . . .	100
Кальцит . . . . .	108
Глава IV. Редкоземельные элементы в минералах карбонатитов как индикатор относительных изменений щелочности минералообразующей среды . . . . .	119
Глава V. Обице закономерности процесса формирования ранних кальцитовых карбонатитов . . . . .	133
Состояние и свойства карбонатитового флюида . . . . .	—
K, Na и H <sub>2</sub> O в карбонатитовом флюиде . . . . .	134
Влияние температуры на свойства флюида и на состав минералов в карбонатитах . . . . .	136
Влияние фактора глубинности на свойства карбонатитового флюида и на состав образующихся минералов . . . . .	138
Заключение . . . . .	142
Литература . . . . .	144

1 р. 50 к.

3579