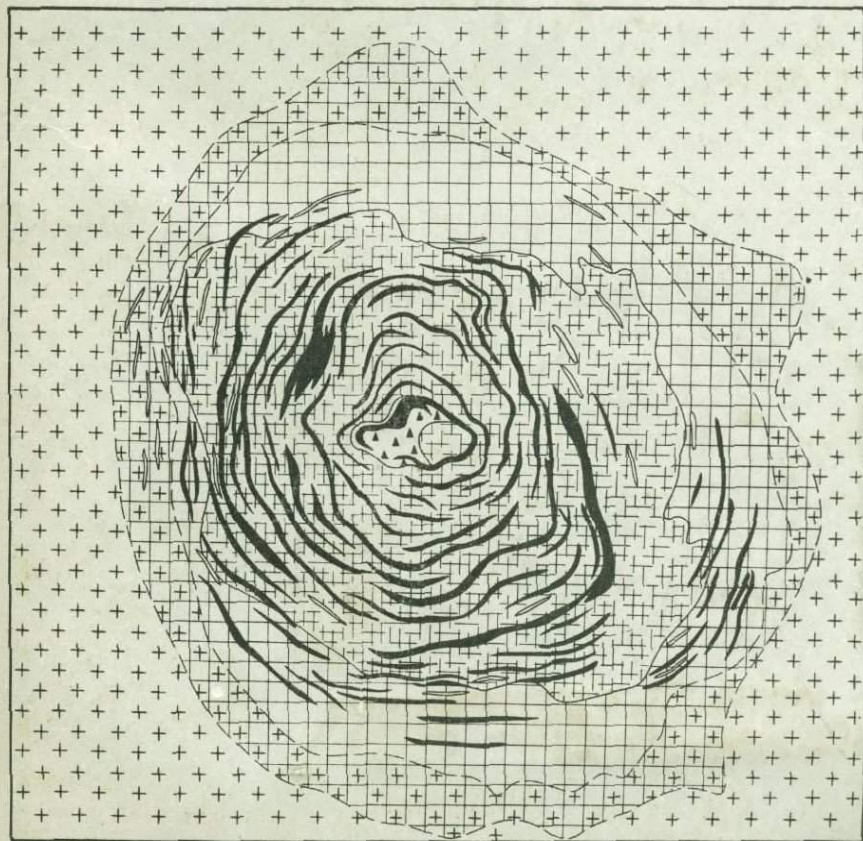


Л.С. Бородин
А.В. Лапин
А.Г. Харченков

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ КАМАФОРИТЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

552.3 + 553.4

Л. С. Бородин, А. В. Лапин,
А. Г. Харченков

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ КАМАФОРИТЫ

ФОРМАЦИЯ
АПАТИТ-ФОРСТЕРИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОД
В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ
МАССИВАХ

1192



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1973



Редкометалльные камафориты (формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах). Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Изд-во «Наука», 1973 г.

Монография посвящена геологии, петрографии и минералогии апатит-форстерит-магнетитовых пород из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов СССР и зарубежных стран. Эти породы выделены авторами в качестве особой петрографической и рудной формации — редкометалльных камафоритов. Дана характеристика редкометалльной минерализации и особенностей распределения в камафоритах редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR). Рассмотрены основные вопросы генезиса камафоритов и приведена их геолого-экономическая характеристика как весьма перспективных комплексных месторождений апатита, магнетита, редкометалльных руд и других полезных ископаемых.

Табл. 29. Илл. 71. Библ. 113 назв.

Л. С. Бородин, А. В. Лапин, А. Г. Харченков

Редкометалльные камафориты

Утверждено к печати

Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор издательства *Т. Б. Гришина*. Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *В. А. Григорьевская*. Технический редактор *Л. И. Куприянова*

Сдано в набор 13/XI 1972 г. Подписано к печати 13/III 1973 г. Формат 60 × 90^{1/16}

Усл. печ. л. 11. Уч.-изд. л. 11,2. Тираж 1100 экз.

Тип. зак. 1385. Бумага № 1. Т-02776

Цена 1 р. 08 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Оглавление

Введение	5
Глава I. Геологическая характеристика камафоритов и их положение в комплексных массивах	8
Глава II. Петрография камафоритов	57
Глава III. Породообразующие минералы камафоритов и их редкометальная минерализация	85
Глава IV. Геохимические особенности камафоритов	130
Глава V. Геолого-экономическая характеристика камафоритов	153
Глава VI. О генезисе камафоритов	161
Заключение	170
Литература	172

Введение

За последние 15—20 лет в СССР и за рубежом достигнуты значительные успехи в изучении комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Наиболее детально оказались изученными карбонатиты, ныне вошедшие в число важнейших типов месторождений полезных ископаемых. Были решены и многие принципиальные вопросы петрологии главных типов пород из комплексных массивов, особенно характерных для них ийолитов-мельтейгитов. Дальнейший прогресс в решении сложной проблемы образования комплексных массивов в настоящее время в большей степени связан с изучением, других типов пород, таких, например, как пироксениты, оливиниты, различные жильные фации щелочных пород и др. Особое место среди них занимают апатит-форстеритовые, апатит-магнетитовые и другие генетически близкие к ним породы.

В самом начале изучения карбонатитовых комплексов (Букусу, Палабора — в Африке; Ковдор — на Кольском полуострове и Вуориярви — в Карелии) именно эти породы привлекали внимание геологов-практиков как возможные апатитовые и магнетитовые руды, но в дальнейшем они отступили на задний план по сравнению с редкометальными карбонатитами. Однако в последнее время все отчетливее вырисовывается большая практическая ценность апатит-магнетит-форстеритовых пород не только как комплексных руд на железо и фосфор, но также и на редкие элементы — тантал, ниобий и цирконий. Вместе с тем изучение этих пород представляет и несомненный научный интерес, поскольку, с одной стороны, они могут быть выделены как геологически достаточно обособленная группа (формация) пород, а с другой — они пространственно и генетически связаны с карбонатитами и предшествуют их появлению.

Первоочередными задачами при изучении апатит-магнетит-форстеритовых пород и их кальцитсодержащих разновидностей можно считать:

1. Выяснение типичных особенностей их геологии, петрографии и минералогии путем сравнительного исследования наиболее

лее представительных комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов из различных петрографических провинций.

2 Изучение распределения в них редких элементов — тантала, ниобия, циркония и др.

3. Определение генетического положения кальцит-апатит-магнетит-форстеритовых пород в процессе образования комплексных массивов, особенно их взаимоотношений с карбонатами, в связи с выяснением целесообразности выделения группы рассматриваемых пород в качестве особой петрографической и рудной формации.

При постановке и решении перечисленных выше вопросов, чему и посвящена настоящая работа, авторы во многом опирались на результаты проводившегося в ИМГРЭ в течение ряда лет (1955—1965 гг.) изучения карбонатитов и сопутствующих пород в трех крупнейших карбонатитовых провинциях СССР: Карело-Кольской, Маймеча-Котуйской и Алданской. Для получения достаточно полного фактического материала с учетом последних результатов других научно-исследовательских и производственных геологических организаций потребовалось также проведение дополнительных исследований на трех специально выбранных комплексных массивах — Ковдорском, Арбарастахском и Вуориярви, где особенно наглядно представлены существенно апатитовые и другие родственные им породы. Эти исследования были проведены группой сотрудников ИМГРЭ — А. Г. Жабиным, А. В. Лапиным и А. Г. Харченковым в отделе щелочных пород ИМГРЭ в 1966—1968 гг. под руководством Л. С. Бородина.

В итоге всех этих исследований авторы считают возможным выделить генетически родственные серии пород, в которых главными минералами являются апатит, форстерит, магнетит и кальцит, в качестве особой формации и предложить для них специальный термин — **камафориты**: К (кальцит) + А (апатит) + МА (магнетит) + ФОР (форстерит). Применение этого термина к тем или иным породам не означает, однако, обязательного присутствия в них всех четырех минералов. Термин «камафориты», таким образом, объединяет серию генетически родственных пород: апатит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых и других. Хотя присутствие кальцита характерно для многих месторождений камафоритов, как будет показано в дальнейшем, значительная часть кальцита привносится в камафориты в процессе их кальцитизации, сопровождающей формирование карбонатитов.

Камафориты в общем распространены меньше, чем карбонатиты, особенно их ранние кальцитовые разновидности, но в отдельных массивах они развиты в такой же степени и тогда к ним могут быть приурочены значительные запасы руд полезных ископаемых.

Очевидно, что первое описание камафоритов как отдельной петрографической и рудной формации не может полностью ответить на все вопросы, связанные с особенностями геологии и генезиса этих пород. Вместе с тем авторы надеются, что появление настоящей книги будет способствовать дальнейшему плодотворному изучению комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

Авторы выражают свою глубокую признательность сотрудникам химической и других аналитических лабораторий ИМГРЭ, выполнившим значительное количество химических и других анализов, сыгравших важную роль в решении рассматриваемых в книге вопросов. Авторы с признательностью отмечают также товарищескую помощь геологов производственных и научно-исследовательских организаций при проведении полевых работ в трудных условиях Заполярья и Алдана.

Геологическая характеристика камафоритов и их положение в комплексных массивах

Комплексные массивы, с которыми связаны камафориты, сложены обычно следующими главными сериями (комплексами) интрузивных и метасоматических пород: ультрабазитами — оливинитами и пироксенитами, щелочно-ультраосновными породами (ийолитами, мельтейгитами, турьянтами и др.) и карбонатитами (кальцитовыми, доломитовыми и др.). Наряду с ними могут присутствовать также нефелиновые и фельдшпатоидные сиениты, щелочные габброиды и другие менее распространенные породы. В ряде массивов, имеющих относительно простое строение, преимущественным развитием может пользоваться какой-либо один из перечисленных выше главных комплексов пород, но нередки и массивы, отличающиеся сложным строением. Для них обычно концентрически зональное расположение щелочных и других пород вокруг центральных ядер оливинитов и пироксенитов, наиболее ранних по времени образования, чем остальные породы. Периферические зоны чаще всего сложены ийолитами. Между ними и центральными ядрами ультрабазитов располагаются серии различных щелочно-ультраосновных пород — слюдяно-пироксеновых, нефелин-пироксеновых, мелилитовых и др. Менее закономерно пространственное положение карбонатитов, тела которых (дайки, жилы, штоки) могут локализоваться в различных породах внутри массивов, а также выходить и за их пределы — в зоны фенитизации вмещающих пород.

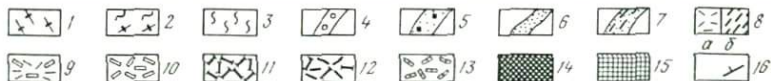
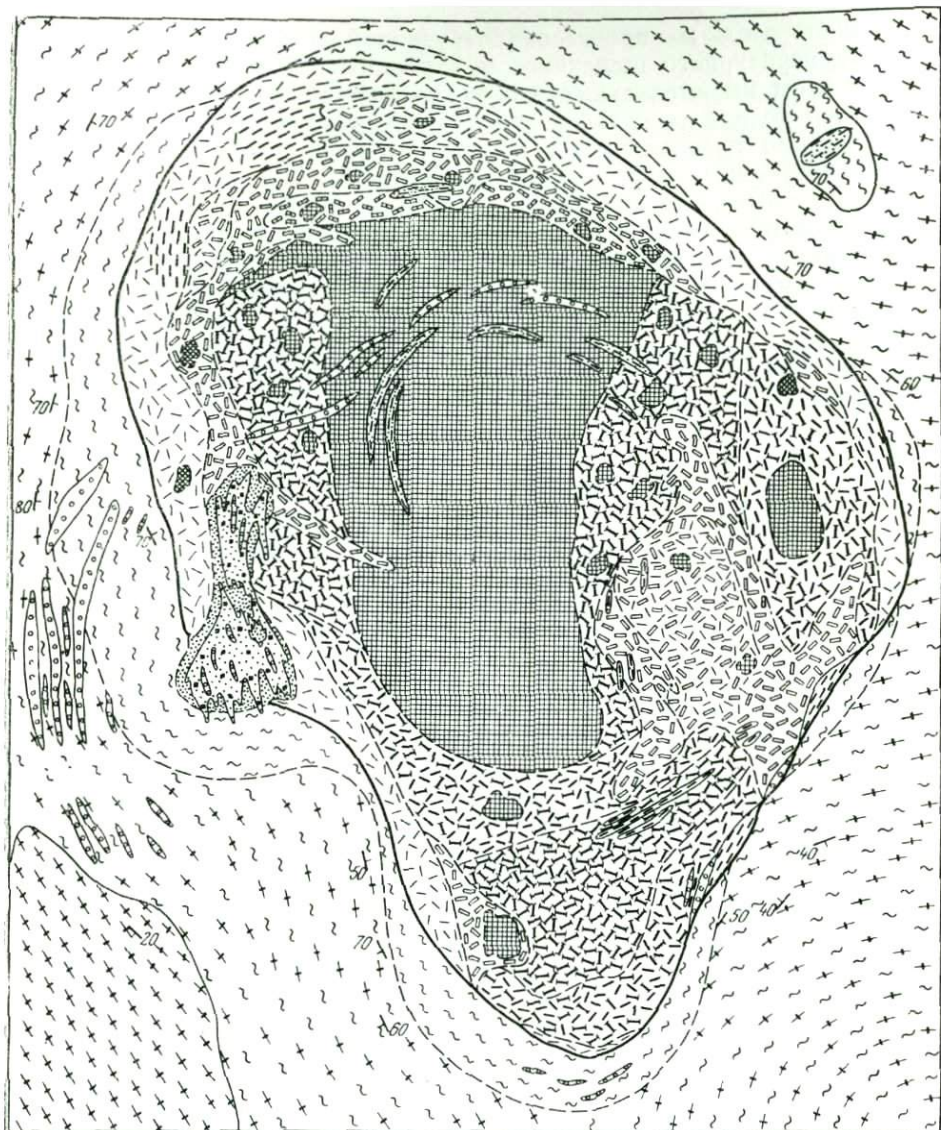
Размеры комплексных массивов относительно невелики — до 20—30 км². Лишь в отдельных случаях площадь их эрозийного среза может достигать нескольких сотен квадратных километров (Гулинский массив, Полярная Сибирь). Подавляющее большинство известных в настоящее время массивов этого типа находится в пределах стабильных участков земной коры — платформ и щитов, а также в зонах глубинных разломов, которые могут пересекать различные структуры и протягиваться на значительные расстояния (рифты, грабены).

В настоящее время большая часть геологов, изучающих комплексные массивы, рассматривает их формирование как со-

четание сложных процессов интрузивной деятельности и высокотемпературного щелочного и карбонатного метасоматоза, но при этом имеются существенные расхождения во мнениях при оценке роли и масштабов метасоматических процессов при образовании главных серий пород, в первую очередь щелочно-ультраосновных и карбонатитов. Соответственно и для камафоритов, обычно тесно ассоциирующих с карбонатитами, также допускаются различные способы формирования. Поэтому целесообразно до обсуждения основных вопросов геохимии и генезиса камафоритов привести фактические данные на примерах конкретных массивов, иллюстрирующие особенности их геологического положения. Как уже указывалось, достаточно представительными в этом отношении можно считать массивы Ковдорский и Vuориярви (Карело-Кольская карбонатитовая провинция) и Арбарастах (Восточная Сибирь). Наряду с этим будет дана краткая характеристика и некоторых других комплексов, включая и ряд зарубежных.

Ковдорский массив

Ковдорский массив — площадью около 40 км² — является наиболее крупным по сравнению с однотипными массивами Карело-Кольской провинции. К настоящему времени в этой провинции выявлено до 10 относительно крупных массивов, сложенных ультрабазитами, щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами (Африканда, Vuориярви, Лесная варака и др.). Все они относятся к каледонскому интрузивному циклу (340—395 млн. лет). Изучение Ковдорского массива и приуроченного к нему месторождения магнетита было начато еще в довоенный период (Е. М. Кошиц, Ц. Г. Златкинц и др.). Более детальные геолого-петрографические и минералогические исследования были проведены в 1945—1950 гг. (Н. Д. Соболев, Б. М. Куплетский, Н. А. Вологовская, В. И. Намоюшко, О. М. Римская-Корсакова и др.). В дальнейшем особенно детально изучались и разведывались флогопитовые и вермикулитовые руды (В. И. Терновой, С. С. Осипов, Б. И. Сулимов и др.). В последние годы изучение минералогии, геохимии и редкометальной минерализации Ковдора проводилось группой сотрудников ВСЕГЕИ и ЛГУ под руководством А. А. Кухаренко (М. П. Орлова, О. М. Римская-Корсакова, А. С. Сергеев и др.), сотрудниками ВИМС (Е. М. Эпштейн, Л. И. Березина, Л. Н. Журавлева), ИГЕМ АН СССР (А. А. Глаголев, В. А. Кононова) и других организаций. Сотрудниками ИМГРЭ петролого-геохимические и минералогические исследования были начаты в 1955 г. и продолжены в 1959—1968 гг. (Л. С. Бородин, А. В. Лапин, Ю. Л. Капустин).



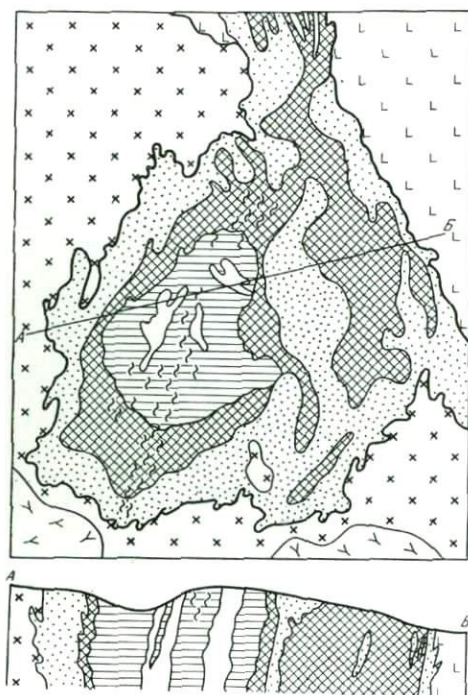
Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива. Составлена В. И. Терновым, Б. И. Сулимовым и Б. В. Афанасьевым с дополнениями Ю. Л. Капустина и А. В. Лапина

Массив залегает в толще архейских биотит-олигоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов, которые подверглись интенсивному щелочному метасоматозу — фенитизации. Ширина ореола фенитизации вокруг массива достигает 0,5—2 км. Для массива характерно концентрически-зональное строение (фиг. 1). Его центральное ядро площадью около 12 км² сложено оливинитами, в краевых частях ядра интенсивно ослюденелыми (флогопитизированными) и диопсидизированными и переходящими в метасоматические флогопит-диопсидовые и диопсидовые породы. Кольцевая зона этих пород по периферии ядра оливинитов ранее принималась за зону интрузивных пироксенитов. Однако теперь установлено, что породы, по структуре и составу отвечающие обычным пироксенитам, не затронутые процессами перекристаллизации и метасоматоза, образуют лишь изредка небольшие участки среди нефелин-пироксеновых и флогопит-пироксеновых пород.

Краевая зона массива шириной до 1 км сложена ийолитами и другими нефелин-пироксеновыми породами. Между ними и ядром оливинитов развиты промежуточные зоны существенно мелилитовых, монтичеллитовых и флогопит-пироксеновых пород. Мощности отдельных зон меняется от десятков и сотен метров до 1—1,2 км. Особенности состава и структуры этих пород, их взаимоотношения с оливинитами позволяют вполне определенно отнести их к метасоматитам, возникшим в процессе реакционного взаимодействия щелочной магмы и отщепляемых ею растворов с оливинитами (процессы нефелинизации и ийолитизации ультрабазитов).

Реакционные метасоматические зоны располагаются в определенной и вполне закономерной последовательности. Так, в северной части массива наблюдается следующая последовательность в расположении пород от периферии к центру массива: ийолиты → мелилитовые породы → монтичеллиты → оливиниты;

-
- | | |
|--|---|
| 1 — гранито-гнейсы и гнейсы архей; | 9 — турьянты; |
| 2 — фенитизированные гранито-гнейсы и гнейсы; | 10 — меллиголиты и другие существенно мелилитовые породы; |
| 3 — фениты; | 11 — флогопит-пироксеновые и флогопит-пироксеоливинитовые породы; |
| 4 — кальцитовые карбонаты; | 12 — существенно пироксеновые породы с нефелином, флогопитом, роговой обманкой; |
| 5 — апатит-форстерит-магнетитовые и другие камафориты; | 13 — монтичеллитовые и магнетит-монтичеллитовые породы (монтичеллиты); |
| 6 — форстеритовые и флогопит-форстеритовые породы; | 14 — пироксениты; |
| 7 — дайки ийолитов и нефелиновых сиенитов; | 15 — оливиниты; |
| 8 — нефелин-пироксеновые породы (а), ийолиты (б); | 16 — элементы залегания пород |



Фиг. 2. Схема геологического строения южной части Ковдорского месторождения камафоритов.

По данным О. М. Римской-Корсаковой, В. И. Намоюшко, А. С. Михеева

- 1 — участок развития франколита;
- 2 — кальцитовые карбонаты;
- 3 — кальцит-апатит-форстерит - магнетитовые камафориты;
- 4 — форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые камафориты;
- 5 — форстеритовые и флогопит-форстеритовые породы;
- 6 — ийолиты и нефелин-пироксеновые породы;
- 7 — пироксеновые породы;
- 8 — фениты

ча на западном и восточном флангах массива характер разреза несколько иной: ийолиты → мелилитовые породы → флогопит-пироксеновые и существенно пироксеновые породы → оливиниты; в южной части и местами в других участках массива пользуется распространением зональность: ийолиты → нефелин-пироксеновые породы → флогопит-пироксеновые породы → оливиниты.

Все перечисленные породы пересекаются дайками ийолитов, полевошпатовых ийолитов, щелочных, нефелиновых и канкринитовых сиенитов. Дайки приурочены к системе конических трещин и имеют средние и пологие углы падения к центру массива, мощность их от нескольких сантиметров до десятков метров, а протяженность иногда выше 1 км. Жильные породы этой группы формируются раньше карбонатитов и пересекаются последними.

Карбонатиты образуют в массиве многочисленные жильные тела различной мощности, расположенные в оливинитах, слюдино-пироксеновых, мелилитовых и нефелин-пироксеновых породах. Карбонатитовые жилы имеют обычно дугообразную форму, простирание, параллельное контактам массива со средними и пологими углами падения к центру массива. Небольшие карбонатитовые тела в пределах железорудного месторождения за-

дегают субвертикально. Наиболее крупные карбонатитовые тела расположены в фенитизированных гнейсах и имеют мощность более 100 м и протяженность более 1 км.

Наряду с четкими жиллообразными телами в зонах дробления наблюдаются карбонатиты штокверкового типа. Среди карбонатитов резко преобладают кальцитовые разновидности.

Камафориты в Ковдорском массиве приурочены к участку железорудного (апатит-магнетитового) месторождения, которое находится в юго-западной части массива, в зоне субмеридионального разлома. Протяженность этой зоны около 1,3 км при ширине 0,5—0,8 км. Вмещающие камафориты породы представлены преимущественно нефелин-пироксеновыми и пироксеновыми разновидностями, а также фенитами (фиг. 2). Контакты с вмещающими породами крутопадающие, четкие, но довольно неровные и осложняются апофизами и жилами.

Участок месторождения сложен тремя сериями пород:

1) мелкозернистыми, обычно не содержащими кальцита, существенно форстеритовыми, флогопитовыми и флогопит-форстеритовыми породами; 2) крупнозернистыми и пегматоидными камафоритами — форстерит-магнетитовыми, апатит-форстерит-магнетитовыми и другими существенно магнетитовыми и апатитовыми породами; 3) карбонатитами.

Эти породы закономерно располагаются друг относительно друга в пространстве, что позволяет говорить о зональном строении железорудного месторождения. В то же время геологические взаимоотношения отдельных разновидностей и, в частности, многочисленные пересечения пород, относящихся к различным сериям, а нередко и объединяемым в одну серию, указывают на длительность процесса их формирования, осложняющегося многократными тектоническими подвижками.

1. Мелкозернистые форстеритовые, флогопитовые и флогопит-форстеритовые породы приурочены к краевым частям месторождения, слагая его периферическую зону мощностью от 20 до 100—120 м. Эти породы образуют также многочисленные прожилки и жилы в породах, вмещающих железорудное месторождение. Среди мелкозернистых форстеритовых и флогопит-форстеритовых пород содержатся многочисленные реликты нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород. Реликты вмещающих пород распределены неравномерно и их количество убывает по мере удаления от контактов рудного тела.

Благодаря сохранившимся реликтам четко устанавливается метасоматическое происхождение пород, слагающих внешнюю зону месторождения, а также зависимость минерального состава и строения рассматриваемой зоны от состава замещаемых пород. Так, пироксеновые породы непосредственно замещаются форстеритовыми породами с незначительной примесью флого-

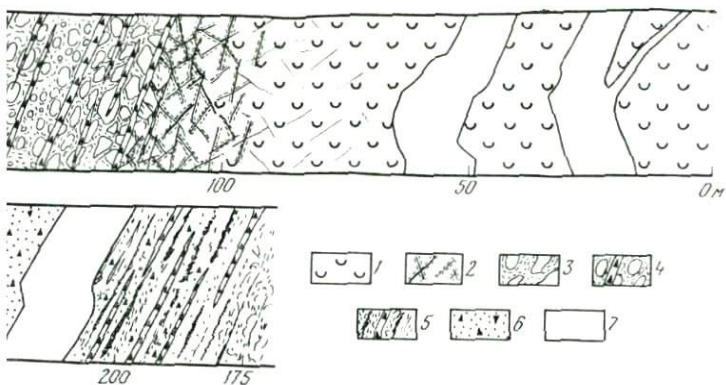
пита. Замещение щелочных пород носит более сложный характер и сопровождается появлением сопряженной зональности: внешняя подзона, развивающаяся непосредственно по щелочным породам, имеет существенно флогопитовый состав (вплоть до образования мелкочешуйчатых зеленых слюдитов нередко с крупными порфиробластами клиногумита), внутренняя подзона представлена существенно форстеритовыми породами. В рассматриваемых породах постоянно присутствуют магнетит и апатит (до нескольких процентов). В отдельных участках количество апатита может существенно возрастать (до 10—30% и более).

2. Крупнозернистые и пегматоидные форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые породы (руды) распространены преимущественно в центральных частях рудного тела, а также образуют систему жил в периферических его частях, сложенных мелкозернистыми существенно форстеритовыми породами (фиг. 3). В центральных частях рудного тела рассматриваемые породы сливаются в густую сеть пересекающихся жил или серии параллельно ориентированных жильных тел, часто весьма сближенных и сливающихся в сплошные зоны крупнозернистых и пегматоидных рудных пород с полосчатым строением (фиг. 4). Наиболее крупные жилы и их серии имеют крутое падение и простирание, параллельное контактам месторождения. Блоки мелкозернистых существенно форстеритовых пород, сохранившиеся в центральных частях рудного тела, по объему обычно уступают здесь крупнозернистым магнетитовым рудам. Крупнозернистые магнетитовые руды иногда содержат реликтовые включения вмещающих пород нефелин-пироксенового и существенно пироксенового состава. Чрезвычайно характерно, что последние в таких случаях всегда окружаются оторочками мелкозернистых форстеритовых пород (фиг. 5).

Между отдельными разновидностями крупнозернистых существенно магнетитовых рудных пород, различающимися по минеральному составу, наблюдаются как секущие взаимоотношения (в случае пересекающихся жил и прожилков разного состава), так и более обычные постепенные переходы (при более или менее постепенном изменении количественных соотношений минералов вследствие метасоматических преобразований пород). Геологические наблюдения показывают, что обычная последовательность формирования жильных тел, устанавливаемая по взаимным пересечениям, соответствует следующему ряду камафоритов: форстерит-магнетитовые породы, апатит-форстерит-магнетитовые породы, кальцит-магнетитовые и кальцит-apatит-магнетитовые породы. Таков же порядок, в котором возникают эти породы и в результате последовательных метасоматических преобразований. Так, в результате апатитизации



крупнозернистых апатит-форстерит-магнетитовых руд (более темное) в форстеритовых породах. Деталь искусственного обнажения. Уменьшено



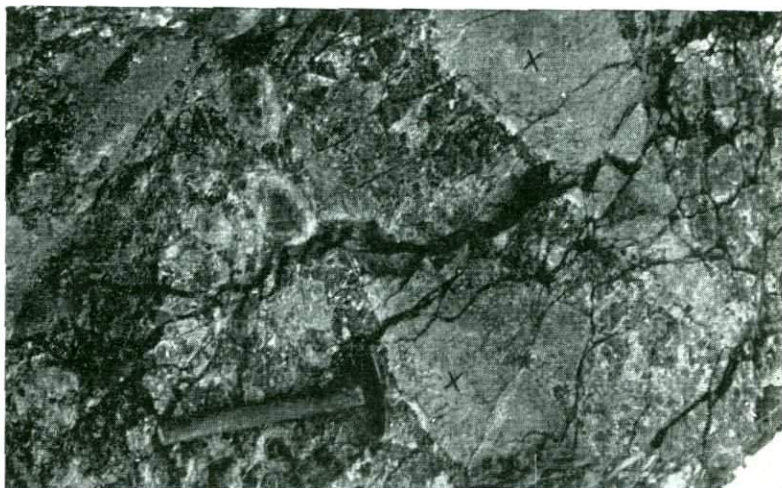
а уступа железорудного карьера, Ковдорское месторождение

ация и флогопитизация
ных ийолитов вдоль

тая флогопит-форстери-
да с реликтами ийолитов;
ая крупнозернистая фор-
етитовая руда с реликта-
з, замещенных флогопит-

форстеритовой породой, и жилами
апатит-форстерит-магнетитовой руды;

- 5 — полосчатая форстерит-магнетитовая руда с грубыми полосами (жилами) апатит-форстерит-магнетитовой руды;
6 — массивная крупнозернистая апатит-форстерит-магнетитовая руда, местами содержащая кальцит;
7 — кальцитовые карбонатиты



Фиг. 5. Блоки мелкозернистых существенно форстеритовых пород (светлое, показаны крестиками) среди крупнозернистых апатит-форстерит-магнетитовых руд. В правой части снимка в руде видны овальные включения вмещающих существенно пироксеновых пород (темное), окруженные оторочками форстеритовых пород (светлое). Деталь искусственного обнажения. Уменьшено в 20 раз

форстерит-магнетитовых пород развиваются апатит-форстерит-магнетитовые породы, а в зонах карбонатизации тех и других развиваются кальцит-магнетитовые, кальцит-apatит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые породы.

В пространственном распределении указанных разновидностей намечается определенная тенденция к преимущественному развитию кальцитсодержащих разновидностей во внутренних частях рудного тела, в участках, более насыщенных телами карбонатитов.

3. Карбонатиты относятся к заключительному этапу формирования железорудного месторождения и характеризуются большим разнообразием минерального состава и геологических форм проявления.

Карбонатитовый этап захватывает длительный период времени, в течение которого происходит эволюция растворов и смена физико-химических условий минералообразования.

По минеральному составу среди карбонатитов выделяются кальцитовые (более ранние) и доломитовые (более поздние) разновидности, причем первые пользуются резко преобладающим распространением. Среди кальцитовых карбонатитов в пределах железорудного месторождения в свою очередь также могут быть выделены две главные разновидности, отличающиеся характер-

ными парагенезисами второстепенных и акцессорных редкометалльных минералов и относительным возрастным положением. Первая, ранняя разновидность характеризуется парагенезисом кальцита с форстеритом, апатитом, магнетитом и зеленым флогопитом; вторая, более поздняя характеризуется парагенезисом кальцита с клиногумитом, тетраферрифлогопитом, апатитом и магнетитом, а также акцессорными гатчеттолитом и цирконолитом. Возрастные взаимоотношения указанных выше разновидностей карбонатитов устанавливаются по непосредственным пересечениям жильных тел.

Карбонатитовые проявления достаточно разнообразны по морфологии, они представлены либо четкими жильными телами, пересекающими породы первых двух серий и имеющими мощность от первых метров до нескольких десятков метров, либо штокверковой системой тонких прожилков (фиг. 6, 7). Для наиболее крупных тел кальцитовых карбонатитов характерно северо-восточное или северо-западное простирание и крутое или субвертикальное падение. Жилы доломитовых карбонатитов имеют северо-восточное простирание. Кроме четких жил и прожилков карбонатитовый этап проявляется также в развитии метасоматических зон карбонатизации. В зонах карбонатизации камафориты испытывают перекристаллизацию, обогащаются кальцитом и в той или иной степени изменяют свой состав и минеральные парагенезисы в соответствии с характером воздействующих растворов. В течение карбонатитового этапа карбонатизация камафоритов, так же как и формирование жильных тел карбонатитов, происходит неоднократно.

По характеру парагенезисов, развивающихся в зонах карбонатизации, и их взаимоотношениям устанавливается три главных периода карбонатизации, соответствующие трем выделенным разновидностям (или стадиям) карбонатитов (ранние и поздние кальцитовые и доломитовые). Зоны карбонатизации нередко достигают значительной площади (до сотен метров в поперечнике) и приурочены обычно к участкам камафоритов, насыщенным жильными телами карбонатитов соответствующей стадии. При этом площадная карбонатизация железорудных пород непосредственно предшествует формированию жильных тел карбонатитов; последние пересекают уже карбонатизированные руды и содержат их ксенолиты. Особенности минеральных парагенезисов различных по возрасту зон карбонатизации сходны с парагенетическими особенностями соответствующих возрастных стадий жильных карбонатитов.

Наряду с описанными выше камафоритами существенно апатитовые породы установлены в северо-западной части массива, в ядре мощной залежи пегматоидных и грубозернистых флогопит-оливин-диопсидовых пород (фиг. 8). Тело апатитовых





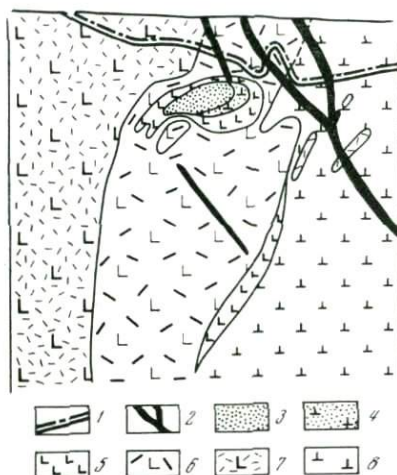
Фиг. 6. Жилы карбонатов (светлое) в апатит-форстерит-магнетитовых рудах. Стенка карьера. Уменьшено в 30 раз



Фиг. 7. Густая сеть карбонатитовых прожилков (светлое) в апатит-форстерит-магнетитовых рудах. Деталь искусственного обнажения. Уменьшено в 20 раз

Фиг. 8. Схематический разрез северо-западного участка Ковдорского флогопитового месторождения. По О. М. Римской-Корсаковой, 1968

- 1 — граница зоны дезинтеграции;
- 2 — дайки полевошпатовых ийолитов;
- 3 — существенно апатитовые породы;
- 4 — апатит-оливиновые породы;
- 5 — пегматондные флогопит-диопсид-оливиновые породы;
- 6 — грубозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы;
- 7 — флогопит-диопсидовые породы с оливином мелко- и среднезернистые;
- 8 — оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные.



пород имеет яйцеобразную форму, вытянуто на 150 м при мощности до 60 м. По данным В. И. Тернового, О. М. Римской-Корсаковой и других это тело возникло в результате интенсивной апатитизации флогопит-оливин-диопсидовых пород. Последние, в свою очередь, являются продуктом метасоматического преобразования оливинитов. Апатит представлен как зернистыми массами (сахаровидные агрегаты), так и крупными (до нескольких десятков сантиметров) призматическими кристаллами, пучки которых врастают в оливин и другие минералы. В апатитовых породах постоянно присутствует кальцит.

Среди флогопит-оливин-диопсидовых пород и флогопитизированных оливинитов встречаются и отдельные мелкие гнезда апатита и апатитовые жилы. Мощность жил не превышает 0,5—0,7 м. Наряду с апатитом в них обнаружены в небольшом количестве кальцит, магнетит и другие минералы. Местами по простиранию жил содержание кальцита в них может заметно возрастать. К флогопитизированным оливинитам приурочены также магнетитовые жилы, в осевых частях которых концентрируется апатит.

Первоначально Ковдорский массив, очевидно, представлял собой мощный шток оливинитов. Затем по контакту оливинитов и вмещающих пород внедрилась ийолитовая магма, давшая начало периферическому кольцу ийолитов. Однако значительная часть нефелин-пироксеновых, флогопитовых и других щелочно-ультраосновных пород возникла метасоматически в результате воздействия на оливиниты высокотемпературных щелочных растворов и эманаций, поступавших на фронте внедрения щелочной магмы, в процессе ее кристаллизации и в постмагматическую стадию. Образование камафоритов и карбо-

натитов происходило позднее, и большинство исследователей связывает его с послемагматическими (гидротермально-матасоматическими) процессами.

Массив Вуориярви

Массив расположен на территории Северной Карелии. Площадь массива составляет около 18—20 км². Геологическое строение массива Вуориярви довольно близко к строению Ковдорского массива и Африканды.

Изучение щелочных пород в районе оз. Вуориярви было начато финскими исследователями еще в конце прошлого века, в 1891 г., и продолжалось вплоть до 1925 г. (Наскман 1925). После значительного перерыва изучение массива было продолжено советскими геологами Н. А. Волоатовской, В. В. Фиженко, Г. А. Ильинским (1947—1953 гг.). Затем массив изучали Л. С. Бородин, Ю. Л. Капустин и Б. П. Золотарев (1955 и 1958—1958 гг.). В эти же годы изучение массива велось геологами Северо-Западного геологического управления (В. Л. Богатырев и др.), группой сотрудников ВСЕГЕИ и ЛГУ под руководством А. А. Кухаренко.

Вмещающие породы — гнейсо-граниты архея, фенитизированные вокруг массива, имеющего грубо овальную форму (фиг 9). В составе массива развиты преимущественно пироксениты, слагающие его центральную и восточную части. Западная часть массива сложена ийолитами, образующими периферическую полукольцевую зону. К пироксенитам центральной и юго-восточной частей массива приурочены многочисленные тела карбонатитов.

Среди пироксенитов выделяются две главные разновидности:

1) мелкозернистые пироксениты, большей частью апатизированные и частично амфиболизированные; эти породы образуют неполнокольцевую зону в западной части массива и отделяют зону ийолитов от центрального ядра;

2) крупнозернистые пироксениты, обычно ослюденелые и содержащие перовскит и титаномagnetит (рудные пироксениты). Эти пироксениты развиты в ядре массива и в его восточной части.

Основное количество рудных минералов наблюдается в тех участках пироксенитов, где развиты процессы их изменения — дробления, перекристаллизации и ослюденения. Зерна перовскита здесь корродируют кристаллы пироксена, а иногда и флогопита, проникают в них по трещинам, образуют цепочечные или гроздевидные агрегаты, полосы вкрапленности в участках катаклаза, содержат включения, пироксена и титаномagnetита, что, в целом, свидетельствует об их метасоматической природе (Бородин, 1959, 1962).

Щелочные породы нефелин-пироксенового состава (ийолиты-мельтейгиты) на западе образуют непрерывную зону, разделяющую пироксениты и фениты. Мощность этой зоны достигает 100—400 м. На севере и востоке массива ийолиты-мельтейгиты представлены лишь двумя небольшими участками, также располагающимися на контакте пироксенитов и фенитов. В щелочных породах краевой зоны массива преобладает пироксен. Второстепенные минералы нефелин-пироксеновых пород — гранат, шорломит, сфен, биотит, апатит и пирротин. В различных участках зоны щелочных пород встречаются мономинеральные пироксеновые обособления, окруженные нефелин-пироксеновой породой. Размер таких обособлений, имеющих обычно неправильную форму, варьирует в самых широких пределах: от долей сантиметра до нескольких квадратных метров. Участки мелкозернистого пироксенита нередки и в зоне экзоконтакта ийолитов, иногда контактируя непосредственно с фенитом. В достаточно крупных реликтовых телах пироксенита наблюдаются жилки нефелина, апатита или граната, а также полосы вкрапленности этих минералов.

В шлифах ийолитов можно видеть все стадии замещения нефелином кристаллов пироксена, их коррозию, растворение, а также частичную перекристаллизацию с постепенным преобразованием пироксенита в существенно нефелиновую породу. В целом совокупность имеющихся геологических и петрографических данных дает возможность прийти к выводу о возникновении ийолитов-мельтейгитов в массиве Вуорниярви преимущественно путем замещения — прежде всего в процессе нефелинизации пироксенитов (Бородин, 1962). В центральной части массива, в его восточной половине сосредоточены многочисленные тела карбонатитов. Большая часть из них представлена жилами или линзовидными телами, имеющими четкие линейные контакты и прослеживающимися на расстояние 100—400 м при мощности от 2—5 м до нескольких десятков метров и более. Главным минералом в них является кальцит, а второстепенными и аксессуарными — апатит, пироксен, магнетит, пирохлор и другие. Во многих местах тела кальцитовых карбонатитов содержат блоки пироксенитов, а также щелочных пород, в той или иной степени раздробленные и измененные (актинситизированные и флогопитизированные).

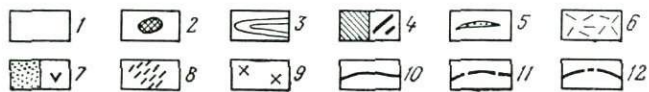
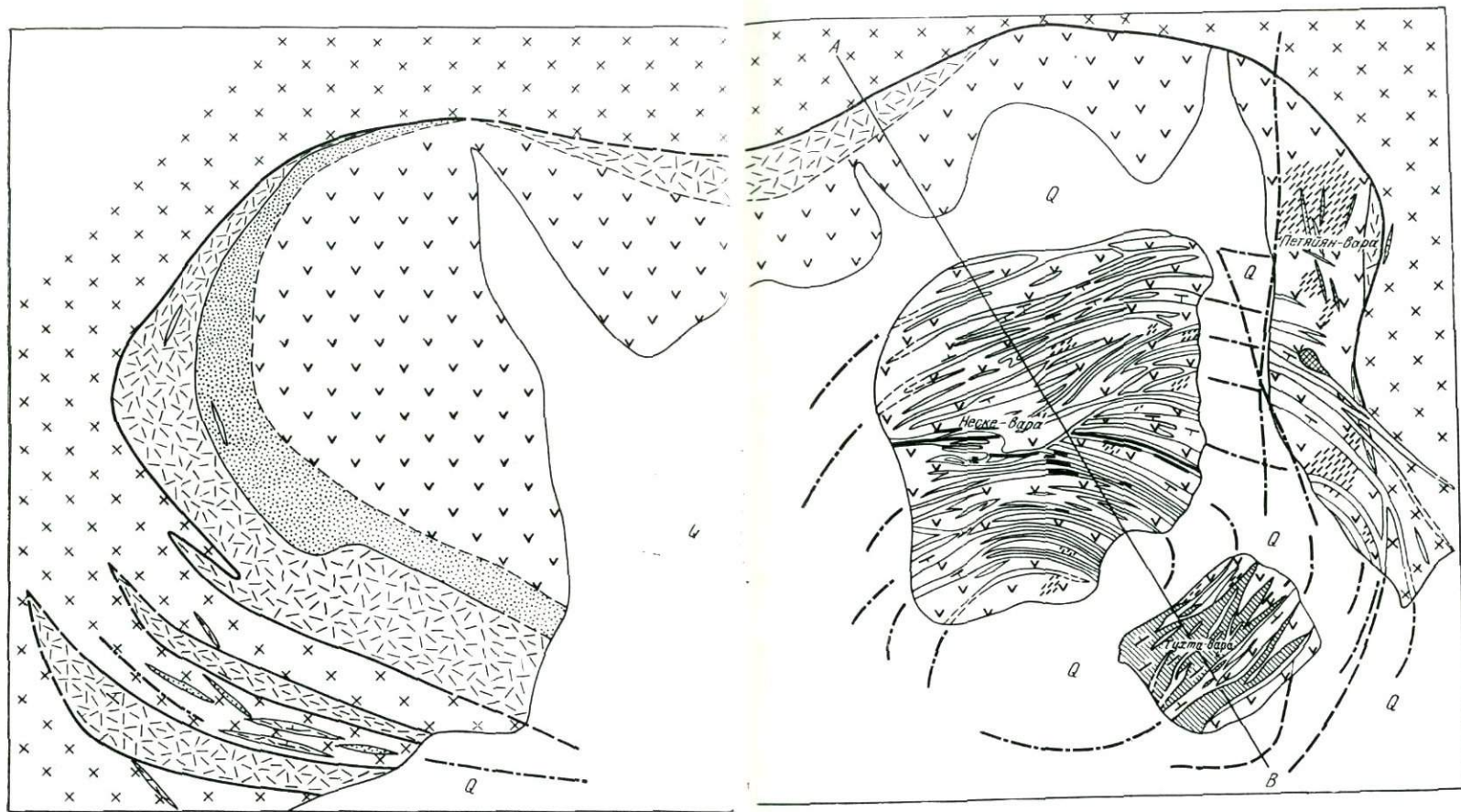
По данным Ю. Л. Капустина, среди карбонатитов могут быть выделены:

Ранние

- 1) кальцитовые 1 этапа;
- 2) кальцитовые 2 этапа;

Поздние

- 3) бербанкито-кальцитовые;
- 4) анкерито-доломитовые;
- 5) цеолито-кальцитовые.



Фиг. 9. Геологическая карта массива Вуориярви. Составлена Ю. Л. Капустиним с использованием материалов В. В. Фиженко, Н. А. Вологовской, Л. С. Бородина

1 — четвертичные отложения;	5 — дайки нефелиновых и канкринитовых сиенитов;
2 — штаффелитовая бреччия;	6 — нефелин-пироксеновые породы;
3 — карбонатиты;	7 — пироксениты;
4 — апатит-форстерит-магнетитовые породы;	



а — мелкозернистые, апатитизированные
и б — крупнозернистые;
8 — пироксениты с ксенолитами оливинитов;
9 — фениты и фенитизированные гнейсы;
10 — контакты пород установленные;
11 — контакты пород предполагаемые;
12 — тектонические нарушения, прослеженные по буровым скважинам

Ранние карбонатиты отделены от поздних процессом дробления и развитием метасоматической доломитизации в раздробленных участках, а также внедрением пикритовых порфиритов.

Кальцитовые карбонатиты 1 этапа сложены среднезернистым кальцитовым агрегатом пойкилитовой или гипидиоморфной структуры и содержат апатит (10—20%), зеленый флогопит, пироксен, Zr-шорломит, дизаналит и другие минералы, а также реликты корродированного магнетита и форстерита, замещенного серпентином и щелочным амфиболом. Карбонатиты этого типа образуют мощное тело на горе Тухта-вара. В результате последующей перекристаллизации они преобразуются в карбонатиты 2 этапа; порода резко обогащается апатитом (до 30—35%), пироксен исчезает, а вместо дизаналита и Zr-шорломита появляются аксессуарные пирохлор и бадделейт. На контакте с карбонатитами 1 этапа вмещающие пироксениты кальцитизированы, пироксен и слюда в них осветлены, магнетит корродирован или полностью растворен, контактовые участки карбонатита резко обогащены зеленым флогопитом и церовскитом. Пироксениты на контакте с карбонатитами 2 этапа интенсивно кальцитизированы, пироксен в них осветлен и представлен безжелезистым диопсидом, но почти постоянно на непосредственном контакте развита оторочка бурого флогопита или тетраферрифлогопита и Na-актинолита (рихтерита). Мощность зон приконтактного изменения вокруг отдельных жил обычно не превышает 5—10 см.

Наряду с кальцитовыми довольно широко распространены поздние анкерит-доломитовые и бербанкит-кальцитовые карбонатиты в виде многочисленных маломощных жил (0,1—2,0 м), пересекающих и пироксениты и кальцитовые карбонатиты. Для этого типа карбонатитов характерно присутствие различных сульфидов (пирита, сфалерита, галенита), а также редкоземельной минерализации, барита и гидросиликатов. Цеолит-кальцитовые жилы наиболее редки и встречены только на западной окраине массива среди ийолитов и фенитов.

Камафориты развиты в массиве Вуориярви на двух участках — Тухта-вара и Неске-вара. На горе Тухта-вара они распространены наиболее широко в виде отдельных блоков и реликтов среди карбонатитов. Наиболее крупные блоки имеют размеры до 40—50 м в поперечнике и протяженность до 150 м. Камафориты участка Тухта-вара представлены в основном разностями магнетит-форстеритового состава с характерной полосчатостью, обусловленной чередованием существенно магнетитовых и форстеритовых полос. Мощность отдельных полос от 10—15 см до 2—2,5 м. По наблюдениям Ю. Л. Капустина, полосчатость хорошо выдержана на всем участке и ориентирована в западном и юго-западном направлениях, с падением к се-

веру (320—345%). Несмотря на интенсивную карбонатизацию, дробление и пространственную разобщенность отдельных блоков, ориентировка полосчатости в них хорошо выдерживается и лишь в мелких блоках, вероятно переориентированных, она не совпадает с общим направлением.

На горе Неске-вара камафориты образуют ряд маломощных субширотных жильных тел, мощностью от 10—15 см до 2,5 м. Наибольшее число их известно на юго-западном склоне возвышенности, но они прослеживаются в виде неширокой полосы по всему южному склону ее. Падение жил субвертикальное, чаще всего к югу, под углом 68—88°. Отдельные жилы при небольшой мощности (в среднем 0,4—0,5 м) прослеживаются по простиранию на 300—500 м и на глубину до 250 м, но, как и на горе Тухта-вара, пересечены многочисленными жилами карбонатитов, раздроблены и карбонатизированы. Большинство жил при прослеживании на глубину постепенно выклинивается, но вместо них появляются новые (система кулисообразных трещин), так что общий объем этих пород практически не меняется.

На горе Неске-вара магнетит-форстеритовые камафориты обладают массивной текстурой и полосчатость в них не развита. Неизменные камафориты встречаются редко, а большая часть их раздроблена, брекчирована, интенсивно изменена и сцементирована апатитом и карбонатами, что приводит к появлению существенно кальцитовых и апатитовых разностей; контакты отдельных жил с вмещающими пироксенитами линейные, четкие и резкие, но часто нарушены и по ним развиты карбонатные прожилки или оторочка рихтерита и тетраферрифлогопита (до 1—2 см).

Таким образом, хотя камафориты и могут быть сложены преимущественно магнетитом и форстеритом, они постоянно содержат переменные количества флогопита, кальцита, амфиболов и апатита, которые цементируют участки магнетит-форстеритового состава и корродируют как форстерит, так и магнетит (фиг. 10). Первичная текстура и структура меняются, и порода приобретает резко неравномерное, чаще всего полосчатое строение. Так, на горе Тухта-вара большая часть блоков магнетит-форстеритовых пород превращена в полосчатые камафориты, в которых чередуются форстерит-магнетитовые прослои (магнетита 60—70%, форстерита 10—20%) с кальцитовыми и апатит-кальцитовыми (фиг. 11). Местами при интенсивной апатитизации образуется почти мономинеральная апатитовая порода с реликтами магнетита и форстерита. И апатитизация, и карбонатизация пространственно связаны с ранними карбонатитами. Обычно карбонатизация накладывается на апатитизированные участки камафоритов, но иногда развивается и по магнетит-форстерит-



Фиг. 10. Брекчия. Корродированные обломки форстерит-магнетитовых камафоритов (темное) сцементированы карбонатитом. Вуориярви, гора Неске-вара, штуф, уменьшено в 1, раза. Фото Ю. Л. Капустина



Фиг. 11. Полосчатая карбонатизированная форстерит-магнетитовая порода. Вуориярви, гора Тухта-вара, скв. 62, интервал 60—62 м. Фото Ю. Л. Капустина

товым породам без апатита. Как и апатитизация, карбонатизация приурочена к зонам брекчирования этих пород, но брекчирование это захватывало гораздо большие участки.

В результате интенсивной карбонатизации магнетит-форстеритовых и апатит-магнетит-форстеритовых пород образуется бо-

лее или менее меланократовый карбонатит с полосчатыми скоплениями магнетита, флогопита и, в меньшей степени, апатита и форстерита. При позднейшей амфиболизации, накладывающейся также и на ранние кальцитовые карбонатиты, камафориты местами превращены в рассланцованные амфиболовые, магнетит-амфиболовые и карбонатно-амфиболовые породы с раздробленным магнетитом. Эти породы содержат примесь пирротина, клиногумита, пирохлора, тетраферрифлогопита и других минералов.

Кроме камафоритов значительные концентрации апатита известны также в краевой части ядра пироксенитов, на контакте с ийолитами-мельтейгитами (западная часть массива). Количество апатита в отдельных участках породы достигает 10—20%, иногда 30%. В апатитсодержащих разностях обычно видны существенно апатитовые или мономинеральные апатитовые мало-мощные жилки (0,5—1 см) и неправильные участки вкрапленности апатита в мелкозернистой пироксеновой породе. При петрографическом изучении пироксенитов установлено, что апатит является поздним минералом и его присутствие связано с процессом апатитизации пироксенитов (Бородин, 1962).

Если пироксенит преобразуется в апатит-пироксеновую породу, то обычным спутником апатита является роговая обманка. При интенсивной апатитизации пироксенит может нацело заместиться агрегатом апатита и роговой обманки. Закономерная связь явлений апатитизации и амфиболизации пироксена, обусловленная привнесом в пироксенит не только фосфора, но и входящих в состав роговой обманки щелочей и особенно глинозема, спорадическое присутствие в апатитизированных пироксенитах нефелина и шорломита, приуроченность апатит-пироксеновых пород к зоне контакта пироксенитов и ийолитов — все это позволяет считать, что апатитизация сопряжена со стадией формирования ийолитов-мельтейгитов.

По имеющимся в настоящее время данным в формировании комплекса пород массива Вуориярви можно выделить следующие этапы интрузивной и метасоматической деятельности.

1. Внедрение пироксенитов, первоначально слагавших весь объем массива, определяемый его современным эрозионным срезом.

2. Формирование неполнокольцевой зоны ийолитов-мельтейгитов, преимущественно путем замещения (нефелинизации) пироксенитов. Собственно магматические разности этих пород играют подчиненную роль и связаны с ийолитизацией нефелин-пироксеновых пород, а также внедрением небольших порций ийолитовой магмы (жилвные ийолиты). Характерной особенностью этого этапа явилась инфильтрация больших масс высокотемпературных щелочных растворов. С этими растворами связана опережающая ийолиты апатитизация пироксенитов, а так-

же их перекристаллизация и ослюденение (флогопитизация) в ядре массива.

3. Образование камафоритов и карбонатитов. Появлению инъекционных тел (жил) кальцитовых карбонатитов предшествовали процессы интенсивной апатитизации и кальцитизации более ранних форстерит-магнетитовых камафоритов.

Массив Себлярви

Массив расположен на левом берегу р. Туломы в 30 км к западу от пос. Мурмаши. Обнаружен в 1948 г. Т. Е. Сыщенко при аэромагнитной съемке района. В последующие годы изучался В. Е. Романовым, Б. В. Губачевым, А. Г. Булахом, Н. Б. Абакумовой и другими. По данным этих исследователей, массив Себлярви залегает в толще нижнеархейских гнейсов и имеет в плане форму эллипса с размерами 4×5 км. Контакты массива с вмещающими породами крутые, вероятно, с наклоном в сторону его центра.

Геологическое строение массива из-за отсутствия естественных обнажений изучено недостаточно. По данным буровых работ, внутреннюю часть массива слагают пироксениты, заключающие блоки или неправильные тела оливинитов и линзовидные тела перовскит-титаномагнетитовых руд. В периферических частях массива пироксениты, вероятно, окаймляются зоной нефелиновых пироксенитов. Пироксениты и нефелиновые пироксениты пересекаются многочисленными дайками ийолитов и жилами существенно апатитовых пород и карбонатитов и во многих участках превращены в доломит-флогопитовые и доломит-амфиболовые породы. Карбонатиты представлены кальцитовыми, кальцит-доломитовыми и анкеритовыми разновидностями.

Существенно апатитовые породы предшествуют формированию карбонатитов и, так же как и карбонатиты, вероятно, приурочены к кулисообразной системе конических разломов. Их постоянными компонентами являются: апатит, слагающий от 30 до 60% объема пород, и магнетит (20—30%). Могут присутствовать оливин, пироксен, флогопит, щелочной амфибол и другие минералы. Так, в телах, залегающих среди оливинитов, апатитовые породы содержат до 20—30% оливина; в пироксенитах эти породы содержат переменные количества пироксена и нередко флогопита; в ийолитах в них присутствуют реликтовые зерна шорломита, гастингсита и гидронефелина (Кухаренко и др., 1965).

В целом площадь распространения апатит-магнетитового рудопроявления в массиве Себлярви оценивается примерно в 1 км² при содержании P₂O₅ 6—8% и Fe 20—22%. В юго-западной части массива встречено более 20 апатитовых жил мощ-

ностью до 35 м. Таким образом, имеющиеся данные позволяют считать Себляярвинский массив перспективным в отношении апатитового и апатит-магнетитового оруденения.

Центральный массив (Турий мыс)

В последние годы геолого-геофизическими работами на территории Кольского полуострова в районе Турьего мыса выявлены несколько массивов ультраосновных и щелочных пород, наиболее крупный из которых — Центральный массив — имеет площадь около 20 км². Вокруг этого массива наблюдаются более мелкие тела щелочных пород (Южный, Летнегорский, Кузнаволоцкий массивы и др.), которые вместе с Центральным массивом, вероятно, представляют разрозненные выходы единой крупной интрузии. Центральный массив представляет собой воронкообразное тело с крутым, близким к вертикальному падением контактов, а падение более мелких тел направлено в сторону Центрального массива.

Массив имеет зональное строение, краевые части его сложены щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, а внутренние — существенно мелилитовыми породами (турьянтами) и пироксенитами. В центральной части массива располагается карбонатитовое ядро с диаметром около 1 км, выполненное преимущественно кальцитовыми карбонатитами. Кальцитовые карбонатиты образуют крупные жильные тела и в прилегающих к ядру силикатных породах. Внутри карбонатитового ядра и в окружающих его породах встречены многочисленные тела камафоритов.

Среди камафоритов Центрального массива выделяются две главные разновидности, различающиеся по геологическому положению, вещественному составу и характеру редкометалльной минерализации. Породы первой разновидности предположительно слагают вытянутые линзовидные тела, протяженностью около 0,5 км и мощностью около 100 м, располагающиеся южнее карбонатитового ядра среди нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород. Кроме главных минералов — апатита и магнетита породы нередко в значительных количествах содержат флогопит, форстерит, диопсид и кальцит, для них характерно присутствие аксессуарного бадделейта; преобладающим распространением пользуются форстерит-магнетитовые породы с переменным количеством апатита и апатит-магнетитовые породы, содержащие флогопит, диопсид и кальцит. Породы второй разновидности слагают многочисленные участки и блоки различной мощности (от первых метров до десятков метров), заключенные среди карбонатитов в центральном ядре массива. Кроме апатита и магнетита эти породы содержат тетраферри-

флогопит и кальцит, а также акцессорные ильменит, циркон и гатчеттолит.

Обе разновидности апатит-магнетитовых пород пересекаются жилами карбонатитов и испытывают кальцитизацию под воздействием карбонатитов. При этом, так же как и апатит-магнетитовые породы, карбонатиты различаются парагенезисами второстепенных и акцессорных минералов, что позволяет относить их к различным стадиям карбонатитового процесса. Для ранних карбонатитов, ассоциирующих с первой разновидностью камафоритов, характерно присутствие второстепенных минералов — апатита, магнетита, диопсида, форстерита и бурого флогопита и акцессорного кальциртита. Карбонатиты, которые ассоциируют с второй разновидностью камафоритов, относятся к более поздней стадии карбонатитового процесса; в качестве второстепенных минералов, наряду с апатитом и магнетитом, они содержат тетраферрифлогопит; акцессорные минералы представлены в них гатчеттолитом, цирконом и ильменитом. Кроме того, в центральном карбонатитовом ядре и за его пределами встречены карбонатиты, содержащие дизаналит, цирконолит и пирохлор.

В других комплексных массивах Карело-Кольской провинции собственно камафориты не обнаружены, хотя в некоторых из них известны существенно апатитовые породы. Таковы массив Озерная варака и массив Песочный. В Озерной вараке развиты апатит-пироксен-роговообманковые породы, в генетическом отношении сопоставимые с апатитизированными пироксенитами из западной части массива Vuoriaarvi. Однако в Озерной вараке первичные равномернозернистые безрудные пироксениты сохранились лишь в немногих участках пироксенитового ядра, большая часть которого превращена в нефелин-пироксеновые и апатит-пироксен-роговообманковые породы с переменным содержанием перечисленных минералов. Для нефелина и апатита характерны гнезда и полосы вкрапленности, а также жилоподобные обособления. Обоим минералам сопутствуют роговая обманка, гранат, флогопит.

Более специфичен массив Песочный. На большей части площади этого массива развиты перидотиты и оливиновые пироксениты. В центре находится небольшой участок, сложенный пегматоидными нефелиновыми породами («уртитам» и «ийолит-уртитам»), нефелин-канкринит-кальцитовыми породами и карбонатитами. Вблизи этих пород вмещающие периодиты подверглись сильному метасоматическому изменению, в процессе которого вокруг ядра «уртитов» и карбонатитов возникли концентрические зоны метасоматитов. Особенно интенсивно проявились процессы замещения пироксена апатитом и роговой обманкой. Колонка метасоматических пород, определяющая зональное строение массива, может быть представлена следующе-

щей схемой: нефелиновые породы и карбонатиты → роговообманково-кальцитовые породы со сфеном и апатитом → апатит-роговообманковые породы → апатит-пироксеновые породы → пироксены (пироксенизированные перидотиты и оливниновые пироксениты).

Массив Арбарастах

Массив Арбарастах входит в состав Алданской щелочно-ультраосновной провинции. Он был обнаружен в 1954 г. геологами ВАГТ и первоначально изучался как железорудное скарновое месторождение. В 1955—1956 гг. (С. И. Стоялов, М. Д. Зленко) была установлена его принадлежность к комплексу щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. В дальнейшем массив изучался Л. И. Шапошниковым, Ю. А. Славутским (Якутское геологическое управление), А. А. Глаголевым (ИГЕМ АН СССР), Г. В. Ициксон (ВСЕГЕИ) и авторами (1957, 1959—1961 гг. и 1965—1966 гг.).

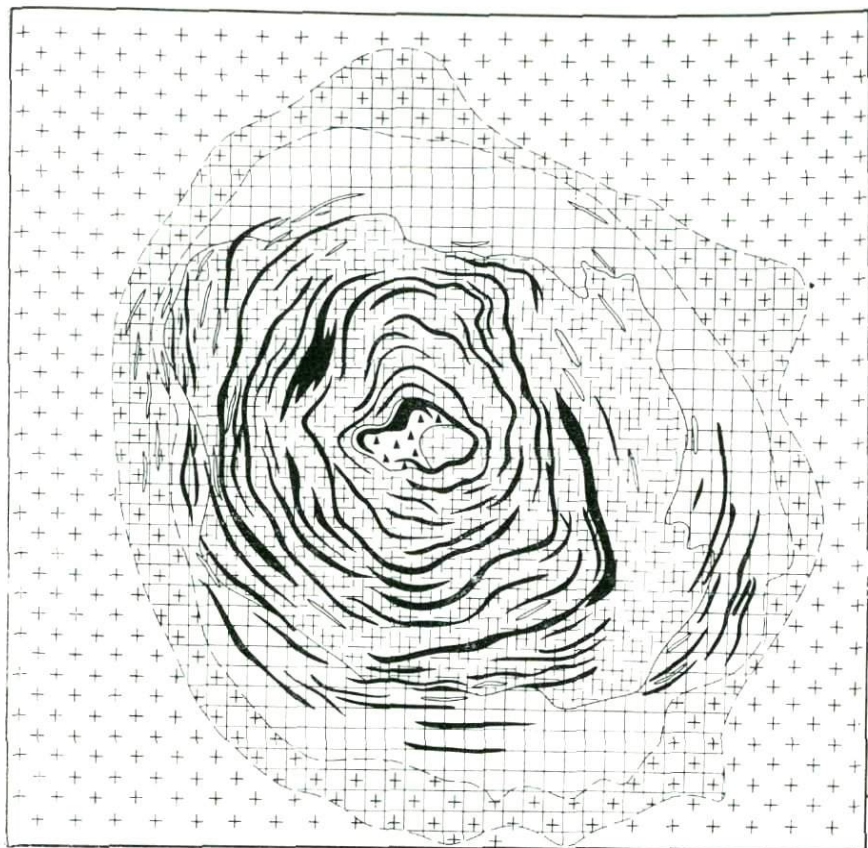
Массив находится в центре пологого полукуполо, которым с северо-запада замыкается Идюмо-Хайканское сводовое поднятие. В ядре этого поднятия обнажаются метаморфические породы архея, а крылья перекрываются осадочными породами протерозоя — палеозоя. Центральная часть полукуполо разбита на блоки, амплитуда поднятия которых увеличивается по направлению к массиву. Таким образом, Арбарастахский комплекс расположен внутри ступенчатого горста.

Арбарастахский комплекс имеет концентрическое строение (фиг. 12, 13). Основой комплекса является вертикальный шток слюдяно-магнетитовых пироксенитов с эллиптическим горизонтальным сечением; оси 6,7 км и 5,3 км и площадь сечения около 27 км². Все остальные породы — более молодые, чем пироксениты, залегают внутри пироксенитового штока или вблизи его, в пределах широкого фенитового ореола.

Первичные неизменные пироксениты, сложенные моноклинным пироксеном, титаномагнетитом и аксессуарным апатитом, можно наблюдать лишь в отдельных участках. Большей частью они флогопитизированы и амфиболизированы и пронизаны густой сетью жил карбонатитов и других пород.

Нефелин-пироксеновые породы, образовавшиеся метасоматически по пироксенитам, слагают прерывисто-кольцевую зону внутри массива на расстоянии 2—3 км от контакта. Зона представляет собой не сплошное тело этих пород, а сосредоточение большого числа мелких жил, линз и полос, которые имеют вертикальное падение. С появлением нефелин-пироксеновых пород сопряжено образование альбит-пироксеновых пород и возникновение широких ореолов амфиболизации пироксенитов.

В пироксенитах и в фенитах встречены дайки ийолитов-мельтейгитов, ийолит-порфиоров и кальцитовых ийолит-порфиоров.



Фиг. 12. Схематическая геологическая карта Арбараастахского массива

- | | |
|---|------------------------------|
| 1 — дайки канкринитовых сиенитов; | 4 — ослюденелые пироксениты; |
| 2 — дайки и линзы карбонатитов; | 5 — фениты; |
| 3 — апатито-магнетито-форстеритовые породы; | 6 — фенитизированные гнейсы; |
| | 7 — гнейсы |

Щелочные, нефелиновые и канкринитовые сиениты образуют многочисленные дайкообразные жильные тела, подчиненные общей кольцевой структуре массива (см. рис. 12). Щелочные сиениты Арбараастаха, как и во многих других карбонатитовых провинциях мира, внедряются раньше карбонатитов. Установлены две возрастные группы сиенитов: а) ранние нефелиновые и канкринитовые сиениты (нефелин или канкринит + калинатровый полевой шпат + пироксен + бистит); б) более поздние биотитовые и пироксеновые щелочные сиениты, содержащие часто вкрапленники первично-магматического кальцита (калинатровый полевой шпат + пироксен + биотит + кальцит).

Те и другие являются полнокристаллическими, трахитоидными или порфиroidно-трахитоидными породами. В некоторой своей части могут быть метасоматически изменены вплоть до образования альбититов. Помимо них в фенитах имеются радиально ориентированные жилы порфировых тингуаитов и сельвсбергитов, имеющих эгирин-нефелин-полевошпатовый микролитовый базис и вкрапленники тех же минералов и биота.

В центре штока пироксенитов находится серповидное в плане тело апатит-магнетит-форстеритовых пород. К пироксенитам и фенитам приурочены многочисленные неполноконические жильные тела карбонатитов, имеющие преимущественное падение к центру массива. Во всех случаях карбонатиты пересекают камафориты и перекристаллизовывают их. Тела карбонатитов, выходящие из камафоритов в пироксениты, не имеют в контактах с теми и другими сколько-нибудь крупных метасоматических реакционных зон.

В Арбарастахском комплексе можно выделить несколько групп карбонатитов, различающихся петрохимическими и генетическими особенностями.

Кальцитовые карбонатиты с калинатовым полевым шпатом, канкринитом, биотитом, эгирином, щелочным амфиболом и аксессуарным цирконом; они не содержат форстерит, магнетит и аксессуарный пироксид; тесно пространственно и геохимически связаны с магматическими щелочными сиенитами и процессами сиенитизации — фенитизации. Объединяют серию пород, залегающих в краевых частях штока пироксенитов и в фенитах и обладающих разнообразным видовым составом и количественным соотношением минералов. Могут быть средне- или крупнозернистыми вплоть до пегматоидных и иметь массивную, грубополосчатую, трахитоидную или сланцеватую текстуру. Вкрапленным минералам присущ большой идиоморфизм, хотя для некоторых из разновидностей характерно интерстициальное положение зерен канкринита, анортоклаза или альбита между прямолинейными таблитчатыми кристаллами кальцита.

Кальцитовые и кальцит-доломитовые карбонатиты, которые составляют около 90% суммарного объема всех карбонатитов массива, содержат типоморфные минералы — форстерит (хондродит), магнетит, апатит, а также аксессуарные минералы — пироксид, бадделейт и цирконолит; имеют средне- или крупнозернистое сложение, пятнисто-полосчатую текстуру за счет обособления темноцветных минералов. Во многих случаях в них сохраняются очертания крупных таблитчатых кристаллов кальцита (фиг. 14). Структура гранобластовая или гломеробластовая.

Доломитовые карбонатиты, содержащие очень небольшое количество флогопита и щелочных амфиболов типа рибекита. Они



образуют небольшие линзовидные тела и серии мелких пологопадающих жил в фенитах и фенитизированных гнейсах. Представляют собой мелкокристаллические фарфоровидные породы с массивной или сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой.

Анкеритовые карбонатиты, для которых характерна стронциево-редкоземельная минерализация: бербанкит, бастнезит, хуанхит, стронцианит, барит, витерит, а также галенит и сфалерит. Они образованы немногочисленные маломощные жилы, распространенные вблизи центра массива и пересекающие тела кальцитовых карбонатитов.

Последовательность, в которой образуются карбонатиты (от ранних кальцитовых до анкеритовых), обычна и характерна для многих карбонатитовых комплексов мира (фиг. 15, 16).

Редкие дайки пикритовых порфиритов пересекаются кальцитовыми карбонатитами и сами пересекают их. Дайки сложены порфировой породой, содержащей идиоморфные вкрапленники оливина и флогопита в микролитовом базисе, состоящем из флогопита, перовскита, апатита и кальцита.

Камафориты развиты в пределах участка площадью около 0,3 км². Здесь внутри пироксенитов находится большое количество жил, прожилков и полукольцевых линзообразных тел самой различной мощности. Форма крупных тел камафоритов конформна общей концентрической структуре комплекса (см. фиг. 12, 13). В ассоциации с теми из камафоритов, которые образуют крупные по размерам тела, почти во всех случаях наблюдалась зона пегматоидных пироксеновых пород с магнетитом.

Состав камафоритов сильно варьирует, и можно видеть самые различные количественные соотношения четырех основных породообразующих минералов — форстерита, магнетита, апатита и кальцита. Выделяется три группы пород, образующихся в такой относительной последовательности: 1) магнетит-форстеритовые; 2) апатит-магнетит-хондродитовые; 3) кальцит-апатитовые породы с магнетитом, хондродитом, форстеритом и слюдой.

Появление существенно апатитовых и кальцитовых разновидностей связано с процессами апатитизации и кальцитизации соб-

Фиг. 13. Геологическая карта центральной части массива Арбарастах

- | | |
|---|--|
| 1 — ослужденные пироксениты; | 7 — граница распространения жил форстерит-магнетит-апатитовых, флогопитмагнетит-апатитовых, хондродит-магнетит-апатитовых и магнетит-апатитовых; |
| 2 — магнетито-форстеритовые и магнетит-хондродит-апатитовые породы; | 8 — тектонические нарушения |
| 3 — дайки сениитов; | |
| 4 — кальцитовые карбонатиты; | |
| 5 — фениты; | |
| 6 — дайки пикритовых порфиритов; | |

ственно форстеритовых пород. Для этих процессов характерно псевдоморфное замещение форстерита розовым или коричневым хондродитом. Этот процесс развит настолько широко, что приводит к почти повсеместному развитию хондродитовых пород за счет ранее существовавших форстеритовых.

Псевдоморфное замещение форстерита хондродитом почти во всех случаях сопровождается явлениями перекристаллизации образовавшегося хондродита. При этом перекристаллизация часто затрагивает не только новообразованный хондродит, но и другие минералы, присутствовавшие в исходной форстеритовой породе (магнетит и апатит). Следует отметить, что ореол хондродитизации форстеритсодержащих пород более широкий, чем ореол их кальцитизации.

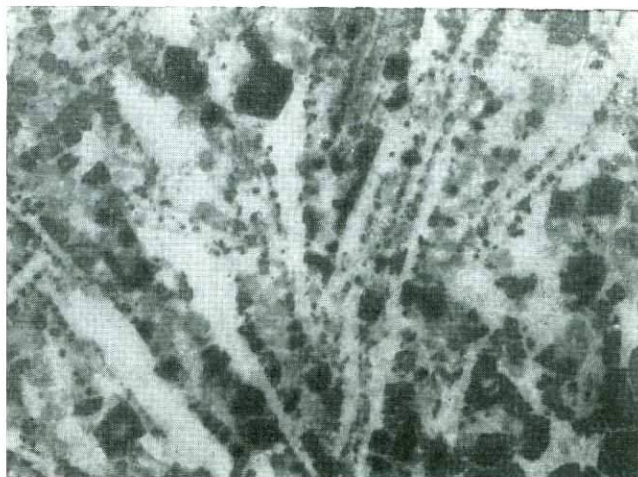
Магнетит-форстеритовые камафориты распространены вблизи центра массива, где на площади в радиусе 0,7—1,0 км сосредоточена их основная масса. Количество их составляет здесь около 15—20% от общего объема пород. Совместно с апатит-магнетит-хондродитовыми разностями они слагают сплошное тело площадью 0,26 км², подковой огибающее с запада центр массива. Несколько далее располагается еще ряд крупных дугообразных тел камафоритов, также смешанного состава. В остальной части массива магнетит-форстеритовые породы встречаются редко и не далее 2 км от центра. Все крупные тела имеют простирание, согласное с общей кольцевой структурой массива, мелкие тела ориентированы разнообразно.

Форма, размеры и состав тел магнетит-форстеритовых пород изменяются в широких пределах. Время от времени в слюдитах появляется вкрапленность или мелкие гнезда и жилкообразные скопления округлых зерен форстерита. Размеры зерен форстерита составляют от 2—3 до 5—10 мм, величина участков развития форстерита не превышает нескольких метров при мощности до 1 м.

Встречаются также мелкие ветвящиеся и прерывающиеся прожилки мощностью от 1 до 10 мм и длиной до нескольких метров, состоящие почти целиком из магнетита с примесью 3—5% апатита, немногочисленных зерен форстерита и листочков флогопита и содержащие вкрапленность пирротита и халькопирита,

В жилах мощностью от 1—2 до 20—40 см зальбанды образованы крупнозернистым магнетитом, центр — крупно- или гигантокристаллическим агрегатом округлых изометричных зерен форстерита с примесью 15—20% магнетита, образующего вкрапленность крупных зерен. Обычно содержится до 3—5% среднезернистого апатита, скопления которого сосредоточиваются между зернами форстерита.

В более крупных телах, мощность которых превышает первые метры и может достигать нескольких десятков метров,

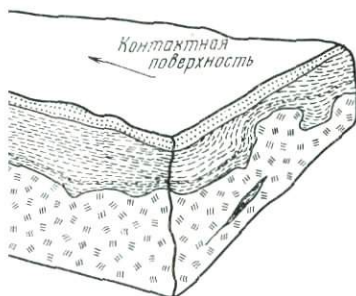


г. 14. Кальцитовые карбонаты крупнозернистые с табличчатыми дивидами кальцита. Темное — магнетит, серое — форстерит и апатит. гур. вел.



Фиг. 15. Пересечение двух возрастных типов кальцитовых карбонатов. Черное — пироксениты, русло руч. Арбарастах

- I* — безпирохлоровые карбонаты с диопсидом, блотитом и магнетитом;
II — пирохлоровые карбонаты с хондритом, магнетитом, пирротином



Фиг. 16. Пересечение доломитовым карбонатом кальцитового слюдяного карбоната. Масштаб 1 : 10

- 1 — пироксенит слюдяной;
 2 — кальцитовый слюдяной карбонат, полосчатый;
 3 — доломитовый карбонат, лейкократовый, мелкозернистый

распределение магнетита с форстеритом становится однородным в пределах всего тела. Порода всегда крупно- или гигантозернистая (размеры зерен форстерита и магнетита до 3—5 см).

В целом крупные тела магнетит-форстеритовых пород всегда неоднородны. С одной стороны, в них содержатся реликты слюдястых и слюдясто-пироксеновых пород, присутствующих в виде мелких линз и гнезд, отдельные агрегаты слюды и пироксена, неравномерная вкрапленность флогопита. С другой стороны, в пределах тела присутствуют участки апатит-магнетит-хондродитовых пород, возникших позднее.

Контакты крупных тел магнетит-форстеритовых пород с вмещающими слюдясто-пироксеновыми могут быть как очень постепенными (зона перехода до нескольких метров), так и сравнительно резкими (зона перехода менее 1 м). Для мелких жил и прожилков более характерны резкие контакты. Общая форма контакта прямолинейна или слабо волниста, хотя на коротких расстояниях может быть извилистой. Кроме гигантозернистых магнетит-форстеритовых пород в центре месторождения имеется сеть некрупных жил, образованных апатит-магнетит-форстеритовой породой.

Апатит-магнетит-хондродитовые камафориты чаще всего пространственно ассоциируют с магнетит-форстеритовыми и реже залегают отдельно. Размеры и форма тел очень разнообразны. Наиболее крупные тела имеют мощность до нескольких сотен метров при длине до 1,0—1,5 км, в целом дайкообразную форму и простирание, согласное с общей кольцевой структурой массива. Мелкие тела жиллообразной формы ориентированы менее закономерно. Для всех тел характерна плохая выдержанность по мощности и простиранию: они имеют раздувы, пережимы, расщепляются на более мелкие тела, соединяются вновь, резко выклиниваются. Контакты со слюдястыми пироксенитами и особенно магнетит-форстеритовыми породами очень расплывчаты. Мощность зоны перехода 5—50 см. В пределах ее постепенно уменьшается количество апатита и хондродита и возрастает количество диопсида, флогопита и форстерита.

Тела апатит-магнетит-хондродитовых пород крайне неоднородны, что обусловлено обилием реликтовых включений пироксенитов, слюдитов и магнетит-форстеритовых пород, чередованием мелко-, средне- и крупнозернистых разновидностей, изменчивостью количественного соотношения минералов.

Наряду с телами неоднородных апатит-магнетит-хондродитовых пород, имеющими неправильную форму и расплывчатые контакты, распространены хорошо выдержанные жилы с резкими плоскопараллельными контактами, однородной полосчатой текстурой и постоянным составом (примерно поровну апатита, хондродита и магнетита и до 5—10% флогопита). Мощность жил — 0,2—1,0 м. Они пересекаются пироксениты, слюдиты,

магнетит-форстеритовые и неоднородные апатит-магнетит-хондритовые породы.

Кальцит-apatит-форстеритовые и кальцит-apatит-хондритовые камафориты имеют преимущественное распространение вблизи мест совместного нахождения магнетит-форстеритовых и апатит-хондритовых пород с кальцитовыми карбонатитами и обычно представляют собой внешнюю приконтактовую зону кальцитизации, которой сопровождаются тела карбонатитов. По сравнению с предыдущими типами этих камафоритов несколько меньше. Контакты собственно карбонатитов с камафоритами могут быть резкими или расплывчатыми за счет постепенного изменения количеств кальцита в камафоритах. Характерной чертой постепенных контактов является несмешиваемость карбонатного и силикатного субстратов, обуславливающая чередование пятнисто-полосчатых и жилородных участков мономинерального кальцита с такими же участками магнетит-форстеритовых и апатит-хондритовых пород. Степень гетерогенности камафоритов с возрастанием количества кальцита постепенно уменьшается, но только в случае полного его преобладания и перехода породы к собственно карбонатиту текстура становится однородной. При резких контактах между камафоритами и карбонатитами кальцит в камафоритах может отсутствовать. Для зон карбонатизации, не связанных непосредственно с конкретными телами карбонатитов, обычно присутствие кальцита в виде тонких прожилков, отдельных разрозненных гнезд, рассеянной вкрапленности отдельных зерен и их агрегатов.

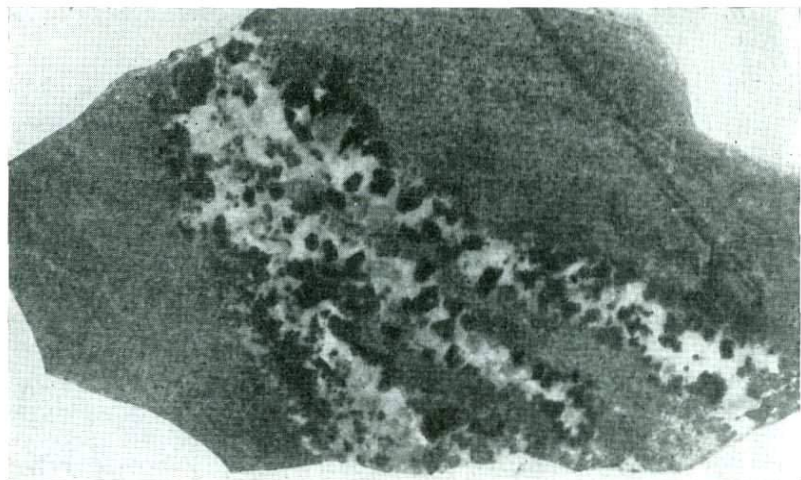
На границе между силикатной и карбонатной частями камафоритов всегда происходит перекристаллизация вещества камафоритов с возникновением друзовых агрегатов магнетита и отчасти форстерита, хондрита и апатита, причем величина образующихся кристаллов является тем большей, чем больше размер полости, выполненной кальцитом (фиг. 17).

Состав породы очень изменчив из-за различных содержаний кальцита и непостоянства исходного состава магнетит-форстеритовых и апатит-хондритовых пород.

Взаимоотношения пород, которые входят в состав Арбарастахского комплексного массива, показывают, что основные этапы развития магматической и метасоматической деятельности происходили в следующей последовательности.

1. Внедрение пироксенитов в центре многоступенчатого горста.

2. Ослуждение и незначительная апатитизация пироксенитов в центральной части, образование нефелин-пироксеновых, альбит-пироксеновых и амфибол-пироксеновых пород в краевой части штока. Образование жил ийолитов-мельтейгитов. Фенитизация пород вмещающих интрузию пироксенитов.



Фиг. 17. Перекристаллизация и карбонатизация тонкозернистых апатит-форстерит-магнетитовых пород. Натур. вел.

3. Возникновение магнетит-форстеритовых, апатит-магнетит-форстеритовых и апатит-магнетит-хондродитовых камафоритов в центральной части массива.

4. Формирование концентрических даек и жил нефелиновых, канкринитовых и щелочных сиенитов в пределах массива пироксенитов и в фенитах. Образование радиальных даек и жил порфировых тингуаитов и сельвсбергитов в породах, вмещающих Арбарастахский комплекс.

5. Возникновение кальцит-apatит-форстеритовых и кальцит-apatит-хондродитовых камафоритов, предшествующее инъекции кальцитовых карбонатитов. Альбитизация и флюоритизация сиенитов.

6. Последовательное образование кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Внедрение карбонатно-силикатных пород (пикритовых порфиров) между и после отдельных фаз карбонатитообразования. Формированием этих пород, по-видимому, заканчивается магматогенная деятельность в пределах Арбарастахского массива.

Массив Ессей и другие комплексные массивы Сибири

За последнее десятилетие в щелочных провинциях Сибири — Маймеча-Котуйской, Восточно-Саянской и других было изучено несколько десятков комплексов карбонатитов, щелочных и других пород. Однако до последнего времени в литературе отсут-

ствовали достоверные сведения о наличии в них сколько-нибудь самостоятельных геологических тел камафоритов. Лишь недавно Л. С. Егоровым (1968), по данным Г. И. Поршнева и В. З. Шуваловой, были опубликованы краткие сведения о камафоритах массива Ессей.

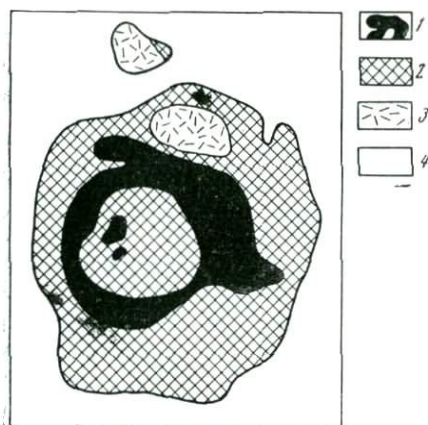
Массив Ессей находится в южной части Маймеча-Котуйской провинции, близ озера того же названия. Площадь массива около 13 км². Он имеет округлую форму и залегает среди карбонатных отложений ордовика и силура. Массив сложен преимущественно карбонатами и обладает концентрически-зональным строением (фиг. 18). В его ядре на площади около 2 км² развиты преимущественно доломитовые карбонаты. Они отделяются неправильной кольцевой зоной камафоритов от периферического кольца кальцитовых карбонатов. В северной части этого кольца заключено тело якупирангитов-мельтейгитов размером 0,7×1,2 км. В мельтейгитах наблюдались мелкие ксенолиты оливинитов.

Камафориты представлены в основном магнетит-апатитовыми породами, массивными, пятнистыми или полосчатыми. В качестве второстепенных компонентов в них установлены оливин, кальцит, флогопит и другие минералы. Во внутренних участках кольцевой зоны камафоритов местами встречены брекчиевые фации кальцит-апатитовых камафоритов.

Магнетит-апатитовые породы известны также в массиве Бюраас, где выделяется несколько разновидностей этих пород, слагающих ряд обособленных тел, залегающих среди ийолит-мельтейгитов (Ланда, 1970). Магнетит-апатитовая порода слабая овальное в плане тело площадью примерно 500 м². Макроскопически это плотная мелкозернистая порода зеленовато-серого цвета, имеющая состав: апатит — 90%, магнетит 8—10, амфибол — до 2%. Структура породы близка к призматически зернистой и характеризуется субпараллельным расположением удлиненных зерен апатита. Выделения магнетита имеют изометричную форму или выполняют промежутки между зернами апатита.

Существенно магнетитовая порода образует линзовидное тело размером 100×15 м, на глубине размеры его увеличиваются и достигают 3,5 км в длину и 150 м в ширину. Порода состоит из магнетита, представленного агрегатом субидиоморфных зерен размером около 1,5 мм в поперечнике, и небольшой примеси апатита и штаффелита. В отдельных участках размер зерен магнетита увеличивается до 1—1,5 см.

Кроме того, в пределах массива закартирован ряд линзовидных тел магнетит-штаффелитовых брекчий, наиболее крупное из этих тел имеет размер 2×0,35 км. Брекчии состоят из обломков штаффелитовой породы магнетита и кварцитов, заключенных в штаффелитовом цементе.



Фиг. 18. Схема геологического строения интрузии Ессей (по Г. И. Поршневу и Е. В. Шувалову; Егоров, 1968)

1 — магнетит-апатитовые породы;
 2 — карбонатиты;
 3 — якупирангиты-мельтейгиты с включениями оливинитов;
 4 — известняки и доломиты силура и ордовика

Штаффелитовые брекчии известны и в других массивах Маймеча-Котуйской провинции. В Гулинской интрузии они образуют несколько тел в пределах Южного и Северного карбонатитовых массивов. Наиболее крупные тела имеют размеры 50 тыс. м² и 75 тыс. м². Брекчии состоят из обломков существенно апатитовых, апатит-магнетитовых пород и карбонатитов, заключенных в штаффелитовом цементе.

В районе интрузии Далбыха тело штаффелитовой брекчии залегает среди метаморфизованных вмещающих осадочных пород — аподолмитовых скарнов и мраморов. Кластическая часть брекчии представлена обломками штаффелитовых пород, кристаллами и обломками кристаллов апатита, магнетита и обломками вмещающих пород. Цемент брекчии представляет собой тонкозернистый штаффелитовый агрегат.

Возможно, что камафориты возникали и в некоторых других массивах Маймеча-Котуйской провинции, но претерпевали в дальнейшем значительную карбонатизацию на стадии формирования карбонатитов. Так, например, неправильные обособления существенно форстеритового состава с магнетитом и апатитом, наблюдавшиеся нами в крупнозернистых кальцитовых карбонатах Гулинского массива (Южный центр, район Заячьего ручья), скорее всего представляют собой реликты кальцитизированных камафоритов. Этим можно, по-видимому, объяснить отсутствие камафоритов и в ряде комплексных массивов Восточно-Саянской и Алданской провинции, где широко развиты карбонатиты. В то же время следует отличать от камафоритов те породы, которые возникают в результате непосредственного взаимодействия карбонатитов и связанных с ними карбонатных растворов с оливинитами. Таковы, в частности, флогопит-оливинитовые породы Кугды, содержащие перовскит, кальцит и другие минералы. Они образовались в процессе перекристаллизации

и флогопитизации оливинитов (Егоров, 1964). В генетическом отношении подобные породы скорее сопоставимы с кальцитизированными и апатитизированными щелочными скарнами и перидотитами Гулинского массива (так называемыми автореакционными скарнами).

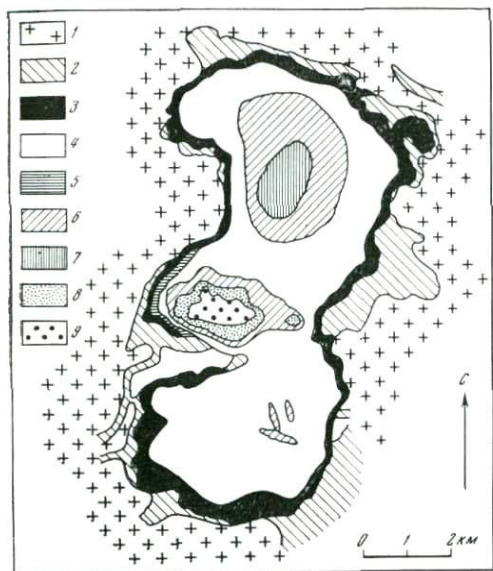
Барчинский массив

Месторождения камафоритов известны также в связи с щелочно-ультраосновными массивами Красномайской зоны, расположенной в пределах Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан). Наиболее крупные массивы этой зоны — Барчинский, Красномайский и Южно-Красномайский — приурочены к глубинному межформационному разлому и имеют пластообразную или штокообразную форму. Все массивы сложены, в основном, биотит-apatитовыми пироксенитами иногда с повышенным содержанием титаномагнетита. Распределение апатита в породах крайне неравномерное, и его максимальные содержания обычно приурочены к зонам интенсивного ослюденения. Камафориты встречаются в Барчинском массиве, который имеет размеры $4,6 \times 0,2 - 0,5$ км (Ефимов, Косинцева, 1968). Они залегают среди биотитовых пироксенитов и образуют протяженное тело ($400 \times 5 - 6$ м), сложенное магнетит-apatитовой породой с содержанием апатита 60—80%.

Массив Палабора и другие комплексные массивы Африки

Массив находится в северо-восточном Трансваале (ЮАР), в районе Палабора и известен в литературе по названию этого района. В ряде работ описан как Лулекоп — по названию наиболее детально изученного участка массива, где расположено разрабатываемое месторождение вермикулита, апатита и медных руд. Первоначально комплекс пород Палабора рассматривался Шендом, Дю-Тойтом и другими исследователями как серия пород, возникшая в процессе длительной ассимиляции и десиликации гранитной магмы, взаимодействовавшей с изветняками, подвергшимися также рекристаллизации и контактовому метаморфизму. Однако в дальнейшем было доказано, что за «известняки» был принят шток типичных эндогенных карбонатитов, с которыми ассоциируют пироксениты и другие породы, характерные для комплексных массивов этого типа (Russel et al., 1954; Brandt, 1948).

Комплекс пород, слагающих массив, представлен почти вертикальным штоком, размеры которого в плане современного эрозионного среза составляют примерно $5,5 \times 2,5$ км (фиг. 19). Для массива характерно зональное строение: внешние зоны,



Фиг. 19. Геологическая карта массива Палабора (Люлекоп) (Lombard, Word Able, Bruce, 1964)

- 1 — древние граниты;
- 2 — сиениты;
- 3 — полевошпатовые широксениты
- 4 — пироксениты;
- 5 — слюдиты;
- 6 — пироксен-вермикулит-оливиновые пегматоидные породы;
- 7 — оливин-вермикулитовые пегматоидные породы.
- 8 — камафориты;
- 9 — карбонатиты

повторяющие контуры массива, сложены полевошпатовыми пироксенитами и сиенитами, а в центре массива располагаются карбонатиты. Между ними на большей части площади массива развиты преимущественно пироксениты, в той или иной степени перекристаллизованные, ослюденелые (флогопитизированные) и вермикулитизированные) и содержащие участки вкрапленности апатита.

Вокруг ядра карбонатитов, отделяя его от пироксенитов, располагаются зоны магнетит-оливин-апатитовых камафоритов (ширина около 180 м) и пегматоидных пироксен-вермикулит-оливиновых пород. Округлое тело таких пегматоидных пород выявлено также в северной части массива, но в ядре этого тела находятся не карбонатиты и камафориты, а пегматоидные вермикулит-оливиновые породы.

Контакт камафоритов и пироксенитов резкий. Дайки (конеческие слои) камафоритов пересекают пироксениты. В камафоритах нередки реликтовые участки пироксенитов. В свою очередь камафориты пересекаются многочисленными жилами карбонатитов, отходящими от основного тела этих пород. Контакт ядра карбонатитов с кольцевой зоной камафоритов резкий. В периферической части ядра содержатся включения камафоритов. Наряду с жилами наблюдаются радиальные по отношению к ядру карбонатитовые дайки. Они интродуцируют все породы комплекса: от камафоритов до краевых сиенитов. Для даек характерна параллельная контактам полосчатость. По минеральному составу они сходны с карбонатитами ядра.

Апатит, серпентинизированный оливин и магнетит, слагающие камафориты, представлены как анхимономинеральными обособлениями величиной до нескольких десятков сантиметров, так и сростками с различным соотношением этих минералов, а также вермикулита, кальцита, бадделеита и сульфидов. В целом порода характеризуется полосчатой текстурой с ориентировкой полосчатости параллельно внешним контурам зоны камафоритов. По данным Дживерса, Рассела и других, в формировании комплекса можно выделить следующие этапы.

1. Интрузия (?) пироксенитов, первоначально развитых на всей площади массива.

2. Образование сиенитов (фенитов²) на контакте пироксенитов и гранитов. Возможно, что с этим этапом связана не только сиенитизация (полевошпатизация) пироксенитов, но также и их площадное ослюденение.

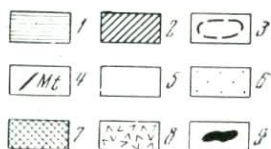
3. Внедрение кольцевого тела и отдельных даек камафоритов и апатитизация пироксенитов; перекристаллизация пироксенитов вокруг тел камафоритов и их дальнейшее преобразование в пегматоидные диопсид-оливиновые породы.

4. Внедрение штока жил и даек карбонатита.

Массив Дорова

В северной части тектонической зоны — линеамента, протягивающегося от карбонатитовых провинций Южной Африки в направлении зоны Великих Африканских разломов, известны три карбонатитовых комплекса, сопровождаемых ультраосновными и щелочными породами — Шава, Дорова и Чизанья. Первые два изучены более детально (Джонсон, 1969) и в одном из них — Дорове — установлены камафориты.

Оба массива сложены сходным комплексом пород: серпентинитами (серпентинизированными оливинитами), ийолитами и карбонатитами, но по соотношению этих пород и характеру внутреннего строения массивы заметно отличаются один от другого. Массив Шава — дунитовый шток диаметром около 5 км. Вокруг дунитов, отделяя их от вмещающих гранитов и гранито-гнейсов, располагается кольцевая зона ийолитов и фенитов. Внутри дунитового ядра заключена кольцевая дайка доломитового карбонатита. Массив Дорова представляет собой неправильное тело фенитов величиной $3,5 \times 1,5$ км (фиг. 20). В его центральной части находится округлое тело ийолитов и фойзитов, а также ряд даек кальцитовых и доломитовых карбонатитов. Оливиниты, превращенные в магнетитовые серпентиниты, представлены лишь небольшим телом в северной части фенитового массива. Таким образом, с достаточной вероятностью можно считать, что массив Дорова является как бы апикальной частью комплекса Шава.



Фиг. 20. Геологическая карта массива Дорва (Джонсон, 1969)

- 1 — долериты и фенитизированные долериты;
 - 2 — магнетитовые серпентиниты;
 - 3 — участки, обогащенные слюдой и апатитом;
 - 4 — магнетитовые дайки;
 - 5 — граниты, фенитизированные граниты и кварцевые сиенитофениты;
 - 6 — сиенито-фениты;
 - 7 — пуласкито-фениты;
 - 8 — ийолиты;
 - 9 — карбонатиты;
- Sv — севиты, Bf — бефорситы; остальные карбонатитовые тела относятся к альвникитам

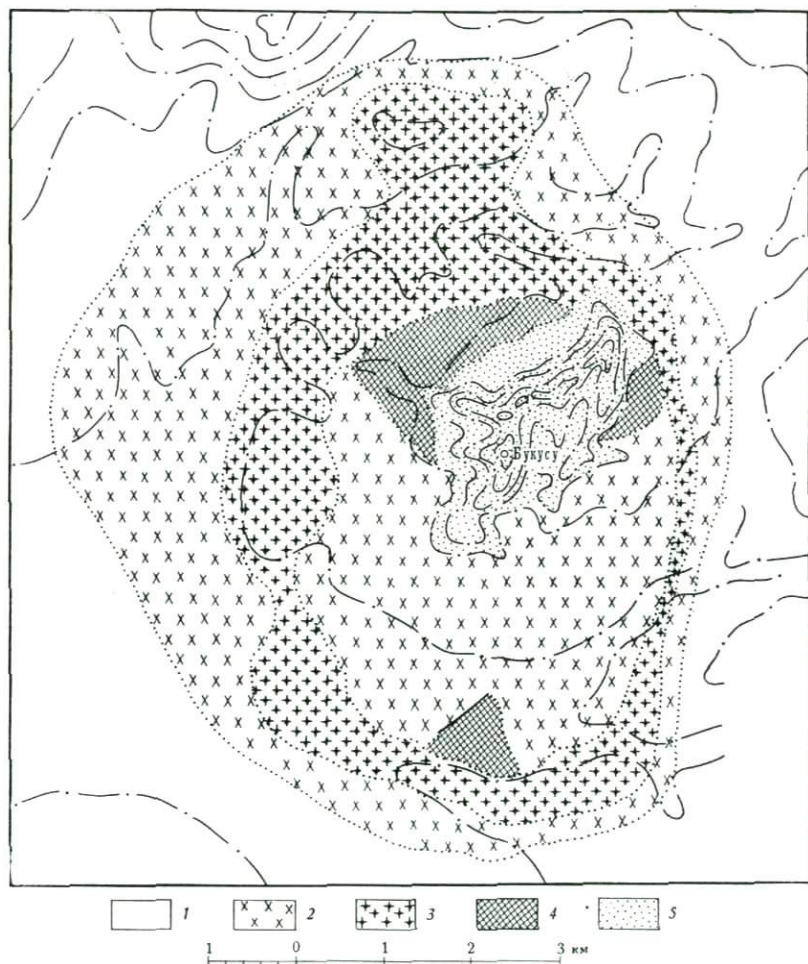
Камафориты образуют дайки и жилы, пересекающие фениты. Среди них, по данным Джонсона, могут быть выделены: существенно магнетитовые дайки с подчиненным количеством апатита и магнетит-апатитовые жилы, содержащие также серпентин. Мощность даек достигает 2—5 м. Они сложены сростками крупных кристаллов магнетита (до 20 см), сменяющимися тонкозернистыми агрегатами этого минерала в краевых частях даек. В отдельных местах встречены гнезда сахаровидного апатита. Мощность жил камафоритов обычно не превышает 10 см. Количество апатита достигает 70% и магнетита около 25%. Серпентин, присутствующий в количестве около 5%, во многих случаях развивается по хорошо образованным кристаллам оливина, заключенным в основной массе апатита. Кроме магнетит-апатитовых жил среди фенитов в северной части массива выявлены два более крупных тела (до 60—150 м) существенно апатитовых пород, содержащих рассеянную вкрапленность магнетита, а также еще более крупное тело (до 200 м) магнетит-серпентиновой породы, в которой наблюдаются небольшие обособления сахаровидного апатита. В этой части массива обнаружены также жилы и дайки существенно апатитовых пород с вермикулитом и небольшим количеством магнетита, бадделента и кварца.

Согласно представлениям Джонсона, породы, слагающие комплексы Шава и Дорва, являются дифференциатами пер-

вичной щелочно-ультраосновной магмы — мантийной выплавки из перидотитового слоя. При этом магнетит-апатит-оливиновые породы образуют единую группу с дунитами и серпентинитами.

Массив Букусу

Массив Букусу располагается в юго-восточной части Уганды и приурочен к субмеридиональному поясу, к которому относятся



Фиг. 21. Схема геологического строения массива Букусу (Davies, 1947)

- | | |
|---|----------------------------------|
| 1 — граниты; | 4 — карбонаты; |
| 2 — сиениты, ийолиты, пироксениты и др., | 5 — туфы и вулканические брекчии |
| 3 — апатит-магнетитовые породы со слюдой; | |

и комплексы Сукулу, Секулулу, Будеда и Тороро. Возраст их считается меловым по аналогии с серией Чилва. Комплексы в значительной степени сnivelированы эрозией и в дальнейшем на эрозионной поверхности возникли третичные вулканы.

Массив Букусу диаметром около 6,4 км образован пироксенитами, сиенитами и ийолитами, внутри которых располагается дугообразная зона карбонатитов, окаймляемая поясом камафоритов (фиг. 21). Последние сложены магнетитом (преобладает) и апатитом с подчиненным количеством флогопита.

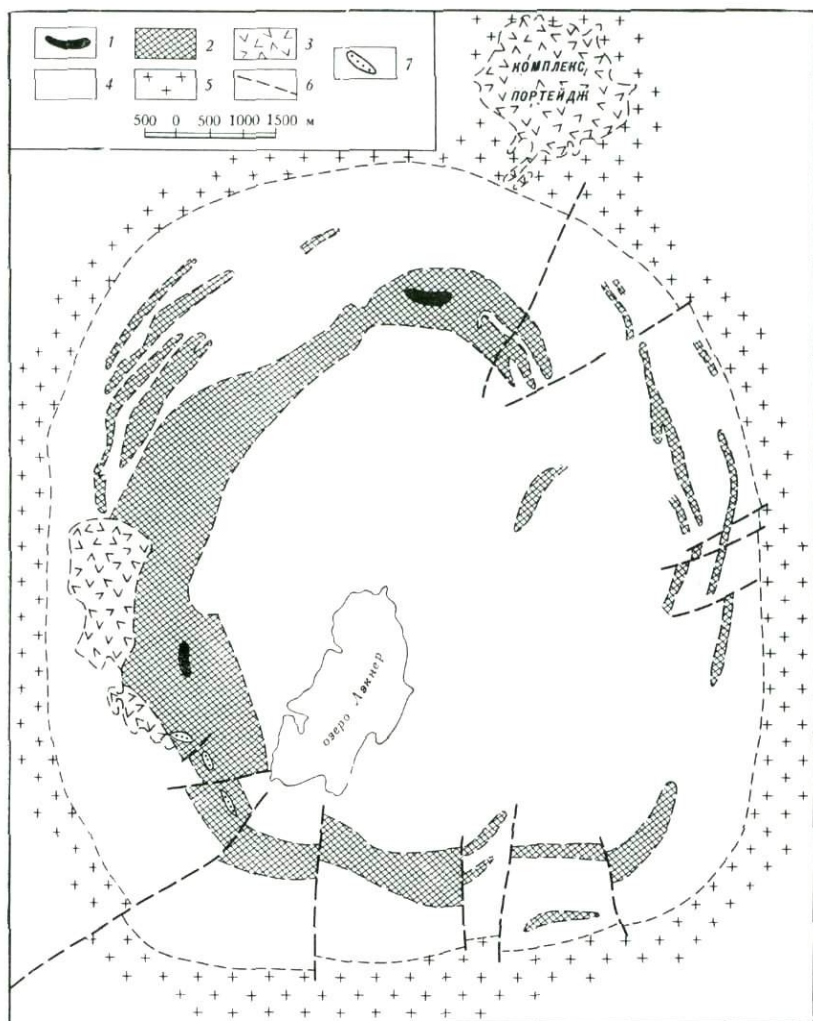
Массив Немигос (Канада)

В течение последних 10—15 лет на Канадском щите, в провинциях Онтарио и Квебек был обнаружен ряд массивов щелочных пород и карбонатитов. Хотя некоторые из них уже разведаны и эксплуатируются как месторождения пироксеновых руд, детальное геологическое изучение большинства комплексных массивов, по-видимому, не проводилось (Hodder, 1958). По крайней мере, в двух массивах — Ока и Немигос — установлены камафориты.

Массив Немигос¹ находится в северо-западной части провинции Онтарио, в округе Сёдбери и представляет собой комплекс щелочных и щелочно-ультраосновных пород, с которыми связаны карбонатиты и апатит-магнетитовые камафориты. Комплекс состоит из трех концентрических колец щелочных пород: внешнее кольцо диаметром около 5 км сложено грубозернистым нефелиновым сиенитом; среднее кольцо образуют гнейсовидные малиньиты, а внутреннее кольцо — вновь грубозернистые нефелиновые сиениты (фиг. 22). К среднему кольцу приурочены ийолиты, магнетит-apatитовые камафориты и карбонатиты. Контакты камафоритов с ийолитами и нефелиновыми сиенитами резкие. Падение поверхности контактов между нефелиновыми сиенитами и малиньитами, а также гнейсовидности малиньитов близко к вертикальному. Дайкоподобные тела камафоритов и карбонатитов имеют крутое падение по направлению к центру комплекса.

Нефелиновые сиениты внешнего и внутреннего кольца сложены на 70—90% нефелином и микроклин-микропертитом, а также биотитом (4—8%), эгирин-авгитом (1—10%) и роговой обманкой. Малиньиты представляют собой мезократовые гнейсовидные нефелиновые сиениты, главными минералами которых являются щелочной полевой шпат (до 50—55%), нефелин (16—28%) и эгирин-авгит (14—31%).

¹ В некоторых работах описан под названием Лекнер Лейк.



Фиг. 22. Схема геологического строения массива Немигос (Ponson, 1961)

- | | |
|---|--------------------------|
| 1 — карбонаты; | 4 — нефелиновые сиениты; |
| 2 — ийолиты, малиньиты, сиениты (рас-
сланцованные); | 5 — гнейсы; |
| 3 — ийолиты, ийолитовая брекчия; | 6 — сбросы; |
| | 7 — камафориты |

Ийолиты представлены преимущественно тонкозернистыми разновидностями и сложены нефелином и эгирип-авгитом. Второстепенными минералами являются биотит, магнетит, апатит и пироклор.

Магнетит-апатитовые породы слагают дайкоподобные овальные в плане тела (до 60×300 м), прослеживающиеся на глу-

бину свыше 150 см. Кроме главных минералов — апатита и магнетита — в них присутствуют кальцит, пироксен и пироклор. Породы однородные или полосчатые за счет преимущественной ориентировки удлиненных кристаллов апатита или полос и прослоев существенно апатитового или магнетитового состава. В отдельных участках магнетит значительно преобладает над апатитом (до 70% от объема породы). Кроме того, встречаются почти мономинеральные магнетитовые жилы, пересекающие ийолиты и нефелиновые сиениты. Максимальная мощность жил достигает 1 м.

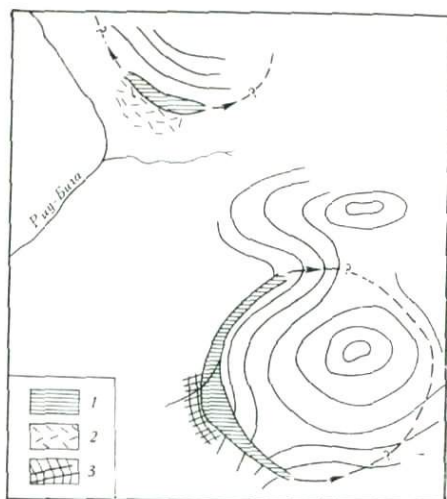
По мнению Ходдера, генезис массива может быть представлен следующим образом. В процессе дифференциации родоначальной нефелин-сиенитовой магмы происходило фракционирование: флюидная часть, обогащенная углекислотой, водой и кальцием, накапливалась в верхней части магматической камеры, ниже увеличивалась концентрация железа, а еще ниже располагалась основная масса нефелин-сиенитового расплава. Его последовательное внедрение по кольцевым разломам и формирование внешнего и внутреннего колец сопровождалось воздействием флюидных растворов на вмещающие породы, преобразованные в фениты, а между кольцевыми интрузиями — в малиньиты. В дальнейшем малиньиты, особенно на флангах магнетитовых жил, подвергались под действием тех же растворов пироксенизации и преобразовывались в ийолиты. Позднее за счет более низкотемпературных растворов (обогащенной летучими фракции магмы) возникли интрузивные тела апатит-магнетитовых пород. Интрузивными являются и более поздние карбонатиты, источником которых служили гидротермальные растворы, выделявшиеся путем фракционирования из нефелин-сиенитовой магмы.

Массив Араша и другие комплексные массивы Бразилии

В ряде комплексных массивов карбонатитов и щелочных пород, приуроченных к зоне линейамента Сан-Франциско (Южная Бразилия, штаты Минас-Жераис и Сан-Пауло), описаны апатит-магнетитовые породы, которые с достаточным основанием можно отнести к формации камафоритов. Однако сколько-нибудь детальная геологическая и петрографическая характеристика этих массивов в литературе отсутствует. По данным Бранко, Гимаранша, Мельчера и других, обобщенным в работе С. Е. Колотухиной (Колотухина и др., 1968), наряду с известными массивами Якупиранга и Араша (Баррейро) следует отметить массивы Ипанема, Серрота и Жукиа. Так, в Жукиа апатит-магнетитовые породы образуют пояса (кольцевые дайки?) шириной от 10 до 50 м вокруг карбонатитовых штоков,

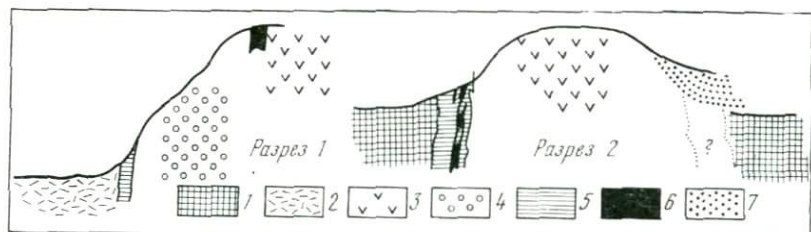
Фиг. 23. Расположение поясов апатитовых и магнетитовых залежей в Жукиа (Leonardos, 1956)

- 1 — пироксениты;
- 2 — ийолиты;
- 3 — апатит-магнетитовые залежи



Фиг. 24. Схематический разрез через пояса апатит-магнетитовых залежей в Жукиа (Leonardos, 1956)

- 1 — пироксениты;
- 2 — ийолиты;
- 3 — нефелиновые сиениты;
- 4 — доломитовые карбонатиты;
- 5 — апатит;
- 6 — магнетит;
- 7 — рыхлые отложения



отделяя их от пироксенитов и нефелиновых сиенитов (фиг. 23, 24).

В Араша громадные запасы ийобиевых руд заключены в штоке сильно выветрелых и лимонитизированных апатит-магнетитовых пород. Наиболее богатые руды близ поверхности имеют следующий состав: 60—65% магнетита и лимонита, до 10% апатита, до 8—12% барита и до 5—14% пирохлора. На глубине по кернам буровых скважин в апатит-магнетитовых породах установлены кальцит, биотит и эгирин-авгит. Эти породы имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием магнетитовых прослоев с апатит-магнетитовыми, содержащими кальцит, барит, щелочные силикаты и другие.

В Якупиранге, где шток карбонатитов прорывает вмещающие пироксениты и якупирангиты, камафориты не установлены.

Приведенная выше характеристика главнейших месторождений камафоритов позволяет сформулировать общие геологические закономерности их нахождения. Все известные месторож-

дения камафоритов приурочены к комплексным массивам ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Поэтому в качестве наиболее общих закономерностей пространственного размещения рассматриваемых месторождений могут быть отмечены структурно-геологические условия локализации карбонатитовых массивов. Последние характеризуются следующими главнейшими чертами.

1. Карбонатитовые массивы приурочены либо к наиболее стабильным участкам земной коры, либо к областям, в значительной мере утратившим подвижность задолго до внедрения щелочной магмы (Шейнманн и др., 1961).

2. Провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов нередко располагаются в краевых частях платформ или зонах разломов, возникающих здесь в связи с тектоническими движениями в смежных геосинклинальных областях и участках завершённой складчатости.

3. В складчатых областях карбонатитовые комплексы проявляются на заключительных этапах тектоно-магматических циклов или относятся к посторогенным интрузиям и локализируются в наиболее консолидированных участках (срединные массивы), а также вдоль краевых швов платформ и складчатых поясов.

4. Многие, если не большинство, массивы связаны с значительными по протяженности зонами глубинных разломов древнего заложения, неоднократно обновлявшимися в последующие периоды тектонической деятельности. Разломы этого типа пересекают различные структуры и захватывают как древние платформы, так и складчатые области («сквозьструктурные разломы», Шейнманн и др., 1961).

Однако месторождения камафоритов известны далеко не во всех карбонатитовых провинциях и массивах. Детализируя условия локализации этих месторождений, следует обратить внимание на некоторые существенные черты сходства геологического строения массивов, содержащих месторождения камафоритов.

Камафориты обнаружены в тех массивах, где имеются ранние ультрабазиты: дуниты (оливиниты), пироксениты, перидотиты. Например, массивы Ковдорский, Вуориярви, Гули, Арбарастах (СССР); Лулекоп, Шпицкоп (Южная Африка). Напротив, в массивах, не имеющих в современном эрозионном срезе сколько-нибудь значительных выходов ультрабазитов, камафориты практически отсутствуют. Примерами таких массивов могут служить Маган в Маймеча-Котуйской провинции, некоторые массивы Восточно-Саянской провинции.

Наличие ультрабазитов является благоприятной, но недостаточной предпосылкой для появления камафоритов. Важнейшим условием нахождения камафоритов в том или ином массиве

или, точнее, на том или ином его эрозионном срезе является присутствие карбонатитов. При этом во многих случаях устанавливается не просто совместное нахождение карбонатитов и камафоритов на одном эрозионном срезе, но и самая тесная связь этих пород в пространстве и во времени.

Массивы, которые содержат месторождения камафоритов, как видно из предшествующего описания, сложены широкой гаммой геологических разновозрастных пород (от древних к молодым): ультрабазиты (дуниты, оливиниты, пироксениты), ультращелочные породы (ийолиты, мельтейгиты и др.), щелочные породы (щелочные и нефелиновые сиениты), карбонатиты. Временная и геологическая позиция камафоритов по отношению к указанным породам вполне определена.

Во всех изучавшихся и известных в литературе массивах (табл. 1) они образуют достаточно четко ограниченные геологические тела, приуроченные к крутым или близким к вертикальным трещинам, тектоническим зонам, а также кольцевым или коническим разломам. Тела камафоритов обычно локализируются во внутренних частях массивов среди пород различного состава (пироксенитов, нефелин-пироксеновых пород, сиенитов и др.), а иногда частично выходят во вмещающие породы. Камафориты возникают позже ийолитов-мельтейгитов и нефелиновых сиенитов, непосредственно перед образованием карбонатитов. Следует отметить, что для камафоритов и карбонатитов нередко устанавливается приуроченность к одним и тем же или к однотипным тектоническим структурам. Более того, в ряде массивов (Лулекоп, Трансвааль; Букусу, Уганда и др.) наблюдается зональное расположение указанных пород. Карбонатиты и камафориты образуют зональные тела, в которых карбонатитовые ядра окружены кольцевыми зонами камафоритов.

Приведенное выше описание главнейших проявлений камафоритов позволяет отметить следующие характерные особенности. Телам камафоритов во многих массивах сопутствуют ореолы метасоматических (или метасоматически измененных) пород, состав и структурные особенности которых зависят от характера вмещающих пород. Так, в Ковдорском массиве камафориты отделяются от вмещающих пород существенно пироксенового состава зоной мелкозернистых форстеритовых пород, а если вмещающие породы имеют более лейкократовый нефелин-пироксеновый состав, то перед форстеритовыми породами развивается дополнительная зона, сложенная флогопитом. Несколько иной характер носят метасоматические изменения вокруг тел камафоритов, залегающих в флогопит-пироксеновых породах, например, в массивах Арбарастах и Лулекоп. В этих массивах камафориты окружаются мощной каймой пегматоидных флогопит-диопсидовых и диопсид-флогопит-оливиновых пород. Таким образом, формирование камафоритов во многих случаях сопро-

Таблица 1

Краткая характеристика различных месторождений камафоритов

Название массива, провинция	Главные типы пород в хронологической последовательности	Морфология и структурное положение тел камафоритов	Минералого-петрографические особенности камафоритов	
			преобладающие петрографические разновидности	типоморфные акцессорные минералы
Ковдорский Карело-Кольская провинция (СССР)	Оливиниты, нефелин-пироксеновые и мелилитовые породы, камафориты, карбонатиты	Система жильобразных тел в линейной тектонической зоне, протяженность зоны 1,3 км, мощность 0,5—0,8 км	Форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые	Бадделент, пирротин, шпинель; гатчетголит, Nb-цирконолит, ильменит
Вуориярви Карело-Кольская провинция (СССР)	Пироксениты, нефелин-пироксеновые породы, камафориты, карбонатиты	Сеть кулисообразных жил, приуроченных к системе крутопадающих конических трещин, мощность жил несколько метров, протяженность до 500 м; отдельные блоки, заключенные внутри карбонатитов; размеры блоков до 43—50×150 м	Форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые	Пироксенолор, гатчетголит-бадделент, Nb-цирконолит, пирротин
Арбарастах Южно-Якутская провинция (СССР)	Пироксениты, нефелин-пироксеновые породы, щелочные и нефелиновые сyenиты, камафориты, карбонатиты	Серповидные жильные тела, приуроченные к системе конических трещин, и штокообразное ядро; размер участка развития камафоритов 0,3 км	Форстерит-магнетитовые, апатит-хондрит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые	Бадделент, пироксенолор, цирконовый пироксенолор
Ессей Маймеча-Котуйская провинция (СССР)	Оливиниты, якупитрангиты-мельтейгиты, камафориты, кальцитовые карбонатиты, доломитовые карбонатиты	Дайкообразное кольцевое тело между доломитовым ядром и внешней зоной кальцитовых карбонатитов	Апатит-магнетитовые с форстеритом, кальцитом, флогопитом	Бадделент, пироксенолор и др.

Окончание таблицы 1

Название массива, провинция	Главные типы пород в хронологической последовательности	Морфология и структурное положение тел камафоритов	Минералого-петрографические особенности камафоритов	
			преобладающие петрографические разновидности	типоморфные акцессорные минералы
Барчинский Северо-Казахстанская провинция (СССР)	Пироксениты, камафориты	Жильобразное тело размером 400×5—6 м среди пироксенитов	Магнетит-apatитовые	
Палабора Трансвааль (Африка)	Пироксениты, сyenиты, камафориты, карбонатиты	Кольцевая зона между ядром кальцитовых карбонатитов и ослюдежельными пироксенитами, ширина зоны около 120 м	Апатит-оливин-магнетитовые с флогопитом (вермикулитом)	Бадделент, торранит, халькопирит и др.
Дорова Южная Родезия (Африка)	Оливиниты, ийолиты, фойяиты, камафориты, карбонатиты	Дайки и жилы мощностью до 5 м, перескающие фениты, неправильные линзовидные тела размером до 150—200 м в карбонатитах	Апатит-магнетитовые с оливином, существенно магнетитовые, существенно апатитовые	Бадделент
Букусу Уганда (Африка)	Дуниты, пироксениты, ийолиты-мельтейгиты, фойяиты, камафориты, карбонатиты	Кольцевая зона вокруг карбонатитового ядра в ийолитах и других породах	Флогопит-магнетит-apatитовые	
Немигос Канадский штат (Канада)	Ийолиты, нефелиновые сyenиты, камафориты, карбонатиты	Дайкообразные тела в щелочных породах; размер до 60×800 м	Апатит-магнетитовые	Пироксенолор
Жукиа Восточная Бразилия	Пироксениты, нефелиновые сyenиты, камафориты, карбонатиты	Кольцевые дайки (?) вокруг карбонатитовых штоков; мощность даек до 50 м	То же	
Араша Восточная Бразилия	Щелочные породы, камафориты, карбонатиты	Геология изучена слабо	Апатит-магнетитовые с кальцитом, баритом и др.	

вождается интенсивными метасоматическими преобразованиями окружающих пород.

Далее, особенности геологического строения камафоритовых массивов указывают на чрезвычайно большую роль трещинной тектоники как фактора, не только контролирующего локализацию камафоритов, но и определяющего сложное внутреннее строение тел камафоритов. Последовательные пересечения жильных тел различного состава, неоднократная перекристаллизация и метасоматические преобразования ранее сформировавшихся пород отражают активную внутриминерализационную тектоническую деятельность в процессе формирования камафоритов.

Судя по геологическим условиям нахождения камафоритов, среди них можно выделить два крайних типа, различающихся по способу формирования. Это, с одной стороны, метасоматические тела и зоны, формирующиеся в условиях интенсивного взаимодействия с окружающими породами (Арбарастах, Ковдор и др.), а с другой — интрузивные дайковые тела (Немигос, Ессей и др.). Для камафоритов первого типа характерен широкий ряд петрографических разновидностей и значительная изменчивость состава. Камафориты второго типа, как правило, характеризуются более простым и выдержанным минеральным составом и чаще всего представлены апатит-магнетитовыми породами с сравнительно постоянными соотношениями минералов.

Петрография камафоритов

В рассмотренных выше месторождениях камафориты представлены однотипными сериями близких по составу пород. Вариации в их минеральном составе обусловлены главным образом изменениями количественных соотношений четырех ведущих породообразующих минералов: кальцита, апатита, магнетита и форстерита. Наибольшим распространением среди камафоритов пользуются следующие разновидности пород: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые; две последние разновидности камафоритов характеризуются сравнительно невыдержанным составом и переходят в апатит-магнетитовые, кальцит-apatит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые породы. Хотя во многих случаях камафориты бывают представлены всеми этими главными разновидностями, их относительная распространенность в отдельных месторождениях неодинакова. Так, среди камафоритов Ковдора и Vuorinjärvi преобладают апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые разновидности, в массиве Ессей камафориты представлены главным образом апатит-магнетитовыми породами и т. п.

Последовательность формирования и характер геологических взаимоотношений отдельных разновидностей камафоритов в различных месторождениях однотипны. Между разновидностями камафоритов наблюдаются как секущие взаимоотношения (пересечение жил и прожилков различного состава), так и постепенные переходы, когда происходит постепенное изменение количественных соотношений минералов вследствие метасоматических преобразований пород. Обычная последовательность формирования жильных тел камафоритов, устанавливаемая по их взаимным пересечениям, соответствует следующему ряду пород: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые, кальцит-apatит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые.

Таков же порядок, в котором возникают эти породы и в результате последовательных метасоматических преобразований. Так, в результате апатитизации форстерит-магнетитовых

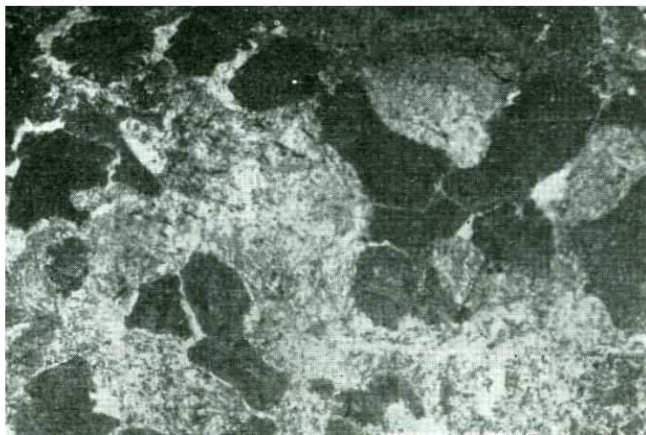
пород развиваются апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые породы с мономинеральными апатитовыми участками, а в зонах карбонатизации тех и других возникают кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые, кальцит-apatит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые породы с мономинеральными кальцитовыми участками.

Рассмотрим петрографические особенности главных разновидностей камафоритов.

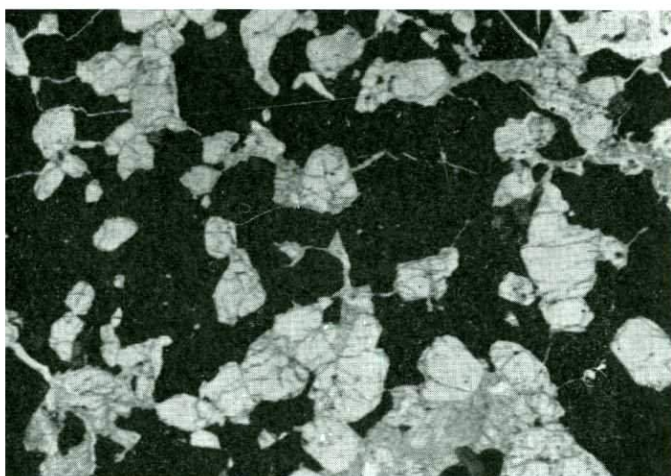
Форстерит-магнетитовые породы распространены среди камафоритов Ковдора, Вуориярви и Арбарастаха. Как уже отмечалось, они встречаются в виде самостоятельных жильных тел либо образуют неправильные участки среди апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород. Форстерит-магнетитовые породы обычно уступают по распространенности апатит-форстерит-магнетитовым и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовым разновидностям камафоритов. Количественные соотношения минералов в форстерит-магнетитовых породах в целом могут изменяться в довольно широких пределах (от 15—20 до 60—70% магнетита), но в отдельных телах сохраняются сравнительно постоянными. В Ковдоре и Вуориярви эти породы обычно характеризуются примерно равным содержанием форстерита и магнетита или некоторым преобладанием последнего. В камафоритах Арбарастаха магнетит количественно подчинен форстериту (15—25% магнетита).

Форстерит-магнетитовые породы обладают крупно- или гигантозернистым, реже среднезернистым строением. Структурный облик пород достаточно характерен и определяется присутствием округлых, несколько удлиненных зерен форстерита в агрегате неправильных зерен магнетита (фиг. 25). Подобные взаимоотношения минералов придают структуре определенное сходство с сидеронитовой (фиг. 26). Текстура пород массивная, иногда полосчатая. Последняя характерна, например, для форстерит-магнетитовых пород массива Вуориярви (участок Тухта-вара), где полосчатость хорошо выдержана на всем участке и обусловлена чередованием полос, резко обогащенных магнетитом (от 50% до почти мономинеральных), и полос, содержащих до 40—45% магнетита.

Отдельные сравнительно маломощные жилы магнетит-форстеритовых пород имеют шестоватое или симметрично-зональное строение. В первом случае жилы сложены крупными шестоватыми кристаллами магнетита и сильно удлиненными зернами оливина, растущими перпендикулярно зальбандам жил, во втором — призальбандовые части жил образованы крупнозернистым магнетитом, а осевые части — крупно- или гигантокристаллическим агрегатом округлых или изометричных зерен форстерита с примесью 15—20% магнетита. В более крупных телах мощностью 0,5—1 м и более распределение форстерита и



25. Крупнозернистые форстерит-магнетитовые камафориты (серое — герит; черное — магнетит; белое — кальцит); керн, $\frac{4}{5}$ натур. вел.



26. Структура форстерит-магнетитовых камафоритов. Прозр. шлиф, анализатора. Увел. 17

магнетита становится равномерным в пределах всего тела и породы приобретают однородное массивное строение, иногда с более или менее явно выраженной полосчатостью за счет относительного обогащения отдельных полос магнетитом.

Кроме форстерита и магнетита, в качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, кальцит, пирротин, халькопирит и пирит, количество которых обычно не превышает 1—3%. Характерными акцессорными минералами являются шпинель и бадделейт. Шпинель встречается обычно в виде закономерно ориентированных включений в магнетите, реже образует мелкие самостоятельные выделения. Бадделейт наблюдается в виде мелких сложно сдвойникованных кристаллов, характерно прорастание бадделейта на зернах магнетита.

Химический состав форстерит-магнетитовых пород приведен в табл. 2.

Во многих участках форстерит-магнетитовые породы содержат повышенные количества апатита или кальцита и переходят в апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнети-

товые породы. При этом кальцит и апатит развиваются в результате растворения и замещения первичных минералов — форстерита и магнетита. Появлению апатита и кальцита нередко предшествует дробление форстерит-магнетитовых пород.

Апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые породы относятся к наиболее распространенным разновидностям камафоритов. Они присутствуют во всех месторождениях и во многих из них являются преобладающими (Ковдор, Ессей и др.). Апатит-форстерит-магнетитовые породы образуют самостоятельные тела (жилы, зоны) либо встречаются совместно с форстерит-магнетитовыми разновидностями камафоритов. В последнем случае количественные соотношения главных минералов апатит-форстерит-магнетитовых пород, как правило, варьируют в широких пределах.

Изменчивость минерального состава пород обусловлена неравномерным распределением апатита, структурные взаимоотношения которого с магнетитом и форстеритом указывают на

Таблица 2

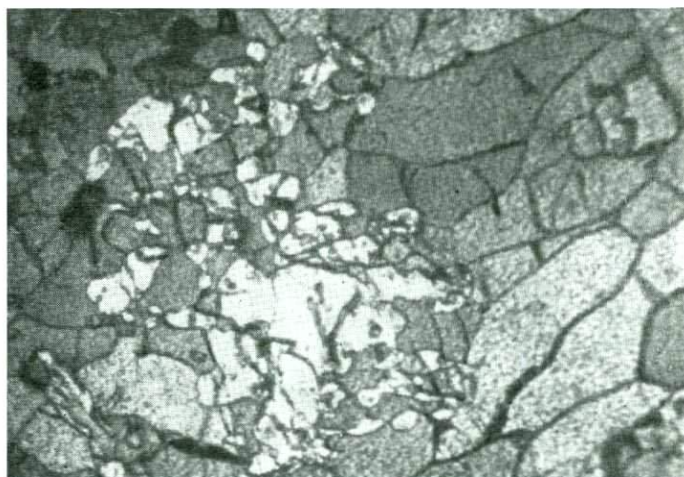
Химический состав камафоритов различных массивов

Компонент	Ковдор			Вуориярви			Центральный	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	8,69	7,01	13,17	9,12	10,61	11,40	14,53	10,46
TiO ₂	0,60	0,69	2,18	1,20	1,61	1,34	2,91	2,85
Al ₂ O ₃	3,38	2,61	Не обн.	0,70	2,89	2,32	1,51	2,02
Fe ₂ O ₃	38,60	35,17	23,67	36,04	28,35	22,40	29,96	29,30
FeO	12,61	14,19	14,51	16,91	22,25	12,35	15,08	15,00
MnO	0,27	0,34	0,13	0,59	0,13	Не опр.	0,56	0,49
MgO	14,50	11,38	19,90	16,63	5,50	11,82	17,92	6,33
CaO	10,27	14,10	13,72	6,93	13,75	17,27	7,88	19,56
Na ₂ O	0,12	0,24	0,05	1,28	0,48	0,31	0,22	0,38
K ₂ O	0,23	0,21	0,25	1,75	0,38		0,43	0,85
H ₂ O ⁻	—	—	0,22	—	—	1,93	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	0,74	0,06	0,13		Не опр.	1,25
CO ₂	3,88	7,02	6,70	7,31	7,65	11,51	3,50	5,41
P ₂ O ₅	6,02	6,21	5,07	1,58	5,45	7,52	3,47	5,96
F	—	—	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,19
SO ₃ S	0,05	0,23	—	0,02	То же	0,47	0,47	0,12
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,20	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	Не опр.	0—0,37	0—0,30	0,008	—
Σ	—	—	100,55	—	—	—	100,46	100,20
—O=Σ ₂	—	—	0,10	—	—	—	0,03	0,08
F	99,22	99,92	100,45	100,12	99,55	99,21	100,43	100,12

	Центральный		АрБарастах		Ессей	
	9	10	11	12	13	
7,56	21,20	6,97	4,40	0,30	1 — апатит-форстерит-магнетитовые породы, среднее из 21 анализа, данные О. М. Римской-Корсаковой (Кухаренко и др., 1965);	
3,12	0,93	1,15	0,87	Сл.	2 — апатит-форстерит-магнетитовые породы кальцитизированные, среднее из 18 анализов, данные О. М. Римской-Корсаковой (Кухаренко и др., 1965);	
1,49	4,00	1,64	1,34	1,40	3 — кальцитизированные апатит-форстерит-магнетитовые породы с клиногумитом и тетраферрифлогопитом, среднее из четырех анализов, данные А. В. Лапина;	
38,00	24,60	44,11	28,84	17,14	4—6 — апатит-форстерит-магнетитовые породы кальцитизированные, 5 и 6 — среднее из двух анализов (Кухаренко и др., 1965);	
19,99	13,36	15,77	9,70	0,06	7 — форстерит-магнетитовые породы с апатитом и кальцитом;	
0,23	0,10	0,81	0,54	0,07	8 — кальцитизированные апатит-магнетитовые породы с флогопитом и диопсидом, среднее из пяти анализов;	
4,77	12,36	12,31	10,73	0,04	9 — кальцитизированные апатит-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом, среднее из четырех анализов;	
12,77	8,99	8,30	21,81	42,45	10 — та же порода, обогащенная тетраферрифлогопитом; 7—10 — данные А. В. Лапина;	
0,44	0,24	0,18	0,13	0,15	11 — апатит-форстерит-магнетитовая порода, данные А. Г. Харченкова;	
0,96	4,86	0,27	0,07	—	12 — кальцитизированная апатит-форстерит-магнетитовая порода, данные А. Г. Харченкова;	
—	—	0,10	0,08	—	13 — магнетит-апатитовая порода, данные Э. А. Ланды (1970).	
0,58	0,21	0,57	1,62	3,56		
3,89	3,80	1,48	11,12	2,68		
5,45	4,87	5,82	11,86	31,38		
0,71	—	1,35	0,90	0,80		
0,36	0,13	—	—	Сл.		
—	—	—	—	—		
—	—	—	—	—		
100,61	—	100,65	98,51	100,03		
0,27	—	0,57	0,38	0,34		
100,34	99,65	100,08	98,13	99,69		

его более поздний, наложенный характер. Количество апатита в породах меняется от 5—10 до 30—40% и более, нередко наблюдаются почти мономинеральные апатитовые участки мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, сложенные зернистым апатитовым агрегатом с небольшой примесью форстерита и магнетита. Неравномерное распределение апатита приводит к структурной неоднородности пород, содержащих крупно- и гигантозернистые участки существенно форстерит-магнетитового состава, сохраняющие первичную структуру форстерит-магнетитовых пород, участки, интенсивно пропитанные апатитом, корродирующим и замещающим форстерит и магнетит, и существенно апатитовые участки, сложенные мелко- и среднезернистым гранобластовым агрегатом апатита с реликтами корродированных зерен магнетита и форстерита (фиг. 27).

При замещении форстерит-магнетитовых пород апатитом форстерит, как правило, растворяется и исчезает раньше магнетита, поэтому апатит-форстерит-магнетитовые породы обычно переходят сначала в апатит-магнетитовые и затем в существенно апатитовые. Апатитизация форстерит-магнетитовых пород на начальных стадиях может сопровождаться перекристаллизацией форстерита с образованием идиоморфных, часто сдвойникованных кристаллов, магнетит же значительно реже подвергается перекристаллизации и чаще всего сохраняется в апатит-форстерит-магнетитовых и апатит-магнетитовых породах в виде



Фиг. 27. Реликты зерна оливина (белсе), корродированного апатитом в апатит-форстерит-магнетитовых камафоритах. Прозр. шлиф. Николи-крещены. Увел. 9

Фиг. 28. Брекчиевидное строение апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов: оз. Форстерит-магнетитовые породы (темное) дробятся, цементируются и частично замещаются апатитом (светлое), Ковдор



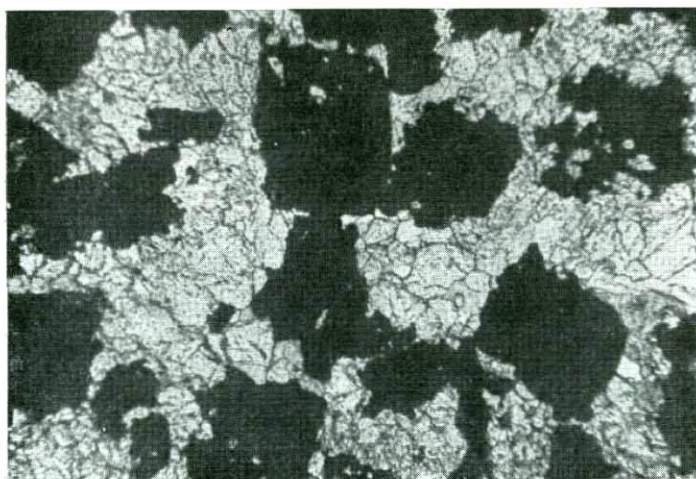
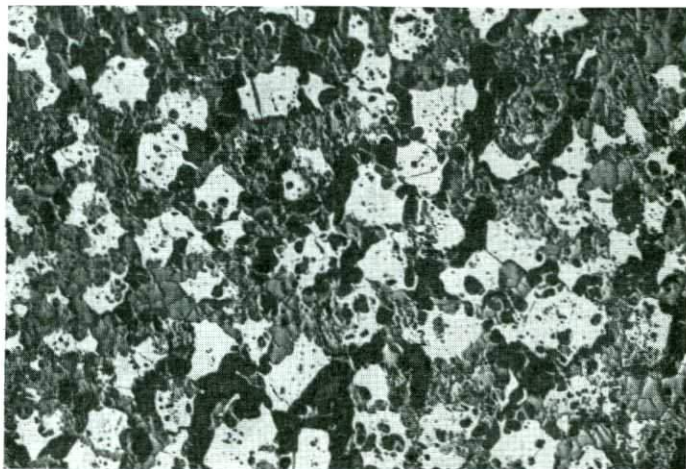
неправильных зерен и гнезд, сильно корродированных апатитом.

Текстурный облик апатит-форстерит-магнетитовых пород отражает разновременность образования слагающих их минералов. Породы обладают пятнистыми, прожилковыми, брекчиевидными, реже массивными текстурами. Особенно характерно брекчиевидное строение пород, представляющих собой блоки подробленных крупнозернистых форстерит-магнетитовых руд, которые сцементированы и в той или иной степени замещены апатитом (фиг. 28).

Для рассматриваемых апатит-форстерит-магнетитовых пород характерен тот же набор второстепенных и аксессуарных минералов, что и для описанных ранее форстерит-магнетитовых пород.

Кроме рассмотренных выше апатит-форстерит-магнетитовых пород, которые тесно ассоциируют с форстерит-магнетитовыми разностями и развиваются путем метасоматического преобразования (апатитизации) последних, в некоторых массивах встречаются крупные самостоятельные тела апатит-форстерит-магнетитового состава, характеризующиеся более однородным строением. В массиве Арбарастах наблюдаются обособленные тела апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов, обладающих мелкозернистым (0,1—1,0 мм), равномернозернистым строением и массивной текстурой. Количественный минеральный состав породы следующий в (%): магнетит 50; апатит 30; форстерит 15; кальцит 4; аксессуарные 1.

Порода в слабой степени кальцитизирована. Изометричные зерна магнетита со сложными неровными границами цементируются мелкозернистым апатит-форстеритовым агрегатом; слабо



Фиг. 29. Равномернозернистая апатит-форстерит-магнетитовая порода, Арбарастах

а — аишлиф, без анализатора, увел. 9;

б — прозр. шлиф, без анализатора, увел. 35

корродирующим зерна магнетита (фиг. 29). В породе содержатся акцессорные бадделит и циркониевый пирохлор. Зерна пирохлора часто нарастают на пластинчатые кристаллы бадделита и этитаксически их обрастают. Характерно нарастание акцессорных минералов на кристаллы магнетита.

В массиве Арбарастах развиты и тонкозернистые массивные форстерит-магнетит-апатитовые породы, отличающиеся удивительно равномерным строением и составом (фиг. 30). Количественный минеральный состав пород следующий (в %): апатит — 65, магнетит — 15, форстерит — 15, кальцит — 4, циркониевый пирохлор и другие аксессуарные минералы — 1. Размеры зерен (в мм): магнетит — 0,1—0,15, апатит — 0,2—0,4, форстерит — 0,2—0,4, циркониевый пирохлор — 0,04—0,1.

Наряду со значительными геологическими телами апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые породы в различных массивах образуют сравнительно небольшие жилы и прожилки, которые пересекают как форстерит-магнетитовые породы, так и различные породы, окружающие камафориты, и имеют с ними четкие контакты. Особенно характерны апатит-магнетитовые жилы с зональным строением: осевые части таких жил сложены апатитом, а краевые — магнетитом (фиг. 31). Подобные жилы, как правило, являются жилами выполнения. Химический состав апатит-форстерит-магнетитовых пород приведен в табл. 2.

Апатит-форстерит-магнетитовые породы, так же как и форстерит-магнетитовые, во многих участках испытывают кальцитизацию и переходят в кальцит-апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-апатит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые породы.

Как отмечалось при геологической характеристике месторождений камафоритов, в некоторых из них описаны камафориты, образующие мощные интрузивные дайковые тела. Чаще всего дайки камафоритов сложены апатит-магнетитовыми породами с сравнительно постоянным соотношением минералов и однородным, нередко трахитоидным или полосчатым строением. В массиве Немигос (Канадский щит) апатит-магнетитовые породы слагают дайкоподобные тела мощностью в несколько десятков метров. Кроме главных минералов в них присутствуют кальцит, пироксен, пирохлор. Породы однородные или полосчатые из-за преимущественной ориентировки удлиненных кристаллов апатита или полос и прослоев существенно апатитового или магнетитового состава. В отдельных участках магнетит значительно преобладает над апатитом (до 70% объема породы). В массиве Дорова (Южная Африка) описаны залегающие в фенитах существенно магнетитовые дайки с подчиненным количеством апатита и магнетит-апатитовые жилы, содержащие также серпентин. Количество апатита в жилах достигает 70%. Серпентин, присутствующий в количестве около 5%, довольно часто развивается по хорошо образованным кристаллам оливина, заключенным в основной массе апатита.

В массиве Эссей мощное дайкообразное кольцевое тело камафоритов сложено мелко- и среднезернистыми апатит-магнетитовыми породами, обладающими массивной и пятнистой тек-

стурой. Количественный минералогический состав пород (в %): апатит — 25—70, магнетит — 25—55. Второстепенные и акцессорные минералы представлены флогопитом, кальцитом, оливином, бадделейтом, пироксеном и др. Размер зерен апатита от 0,2—0,8 до 1—1,5 мм. Местами среди массивных разностей встречаются прослои полосчатых апатит-магнетитовых пород, в которых мощность почти мономинеральных полос апатита и магнетита составляет 0,5—2 см.

Кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые, кальцит-apatит-магнетитовые, кальцит-хондродит-магнетитовые и другие кальцитсодержащие разности камафоритов известны в большинстве месторождений, но наиболее широко распространены в Ковдорском массиве и в Вуориярви. Эти породы обычно встречаются совместно с форстерит-магнетитовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми породами, но иногда образуют и самостоятельные жильные тела. При совместном нахождении с другими разновидностями камафоритов кальцитсодержащие породы, как правило, приурочены к участкам, изобилующим жильными телами карбонатитов. При этом устанавливается, что породы с существенным содержанием кальцита формируются в результате метасоматического преобразования — карбонатизации рассмотренных выше форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород. По парагенетическим особенностям и относительно возрасту положению среди кальцитсодержащих пород выделяются две главные разновидности, соответствующие двум главным стадиям кальцитизации камафоритов, каждой из которых, в свою очередь, соответствует своя генерация жильных тел карбонатитов.

Первая разновидность кальцитсодержащих камафоритов характеризуется ассоциацией кальцита с апатитом, форстеритом, магниезальным магнетитом и зеленым флогопитом. Развитие этих пород связано с процессом ранней кальцитизации форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород, сопровождающим формирование жильных тел ранних кальцитовых карбонатитов, характерная ассоциация второстепенных минералов в которых представлена апатитом, форстеритом, магнетитом и зеленым флогопитом.

На начальных стадиях преобразования в форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых породах наблюдается интерстициальное развитие кальцита и частичное замещение зерен форстерита с периферии зеленым флогопитом. Появлению кальцита нередко предшествует дробление пород. Кальцит образует при этом штокверк мелких прожилков, цементирующих обломки форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород. Увеличение количества кальцита в породах сопровождается сначала частичной, а затем и полной перекристаллизацией слагающих их минералов, которые приобретают пра-



иг. 30. Тонкозернистая форстерит-магнетит-апатитовая порода. Арба
астах. Анилиф. Увел. $\times 36$ (белое — магнетит, серое — апатит, рельефные
ерна — форстерит)



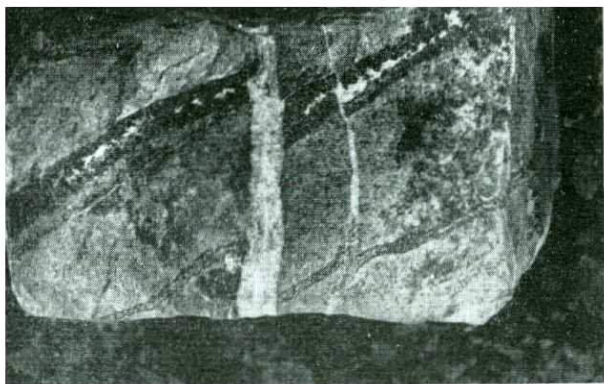
иг. 31. Зональные апатит-магнетитовые прожилки в мелкозернистых
орстеритовых породах, Ковдор. Уменьшено в 4,5 раза

вильные идиоморфные очертания. Таким образом, в результате интенсивной карбонатизации и перекристаллизации форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород развиваются существенно обогащенные кальцитом участки и зоны, в которых кальцитовый агрегат включает идиоморфные кристаллы магнетита, форстерита и апатита и более или менее редкие пластинки зеленого флогопита. В этих участках и зонах породы обычно имеют крупно- или гигантозернистое строение и в них можно встретить прекрасно ограненные кристаллы магнетита, имеющие форму октаэдра, усеченного гранями ромбододекаэдра, и достигающие размеров 10—15 см в поперечнике.

Довольно часто карбонатизация и перекристаллизация форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород приводит не к равномерному распределению кальцита в структурной ткани породы, а к сохранению двух текстурно обособленных агрегатов — существенно апатит-форстерит-магнетитового, часто полностью перекристаллизованного, и существенно кальцитового. Кальцит образует в рассматриваемых породах полосы, гнезда и неправильные участки. На границе рудного (apatит-форстерит-магнетитового) агрегата обычно наблюдаются друзовые оторочки крупных идиоморфных кристаллов магнетита, иногда совместно с форстеритом, растущие в сторону кальцитовых полос и гнезд (фиг. 32).



Фиг. 32. Карбонатизированная апатит-форстерит-магнетитовая руда. Вокруг полос и гнезд кальцита наблюдаются друзовые оторочки идиоморфных кристаллов магнетита. Уменьшено в 1,5 раза



метрично-зональные жилы кальцит-магнетитовых камафоритов в мелкозернистых породах. Белое — жила кальцитового карбонатита, пересекающая метрично-зональные жилы со смещением, Ковдор. Шгуф. Уменьшено в 4,5 раза

текстурно обособленных гнездовых и полосчатых кальцит в небольших количествах обычно присутствует в апатит-форстерит-магнетитовом агрегате. Иногда наблюдаются крупные пластинчатые кристаллы — ласты кальцита.

в уже описанных ранее форстерит-магнетитовых и форстерит-магнетитовых породах в рассматриваемой области кальцитсодержащих камафоритов второстепенными представлены пирротин, халькопирит и пирит — бадделейт и шпинелью. Химический состав апатит-форстерит-магнетитовых пород был приведен в табл. 2.

Кальцитсодержащие камафориты наряду с площадными зональными частками образуют четкие жилы выполнения, имеющие метрично-зональное крустификационное строение с отложением магнетита в краевых частях и кальцитовыми зонами (фиг. 33).

Одной из разновидностей кальцитсодержащих камафоритов является ассоциация кальцита с апатитом, титанистым магнетитом, клиногумитом или хондродитом, тетраферридофорстеритом. Парагенетические отличия рассматриваемых разновидностей кальцитсодержащих камафоритов касаются не только главных, но и второстепенных и аксессуарных минералов. В ряде месторождений камафоритов в этих породах заключена основная масса аксессуарных гатчеттолита и цирконолита.

Породы, представленные во всех изучавшихся нами мас-

сивах, по распространенности обычно уступают предыдущей разновидности и развиты более локально. Они образуют участки и зоны среди форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород и развиваются в связи с процессом их поздней кальцитизации, сопровождающим формирование жильных тел поздних кальцитовых карбонатитов, характерная ассоциация второстепенных минералов в которых представлена апатитом, титанистым магнетитом, клиногумитом или хондродитом и тетраферрифлогопитом. Жильные тела поздних кальцитовых карбонатитов пользуются широким распространением в пределах участков и зон развития рассматриваемой разновидности кальцитсодержащих камафоритов.

Первые и наиболее слабые признаки метасоматического преобразования форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород, проявляющиеся уже на некотором удалении от участков и зон, сложенных второй разновидностью кальцитсодержащих камафоритов, выражаются в изменении окраски слюды и частичном замещении зерен оливина клиногумитом или хондродитом. Зеленый флогопит первичных пород приобретает зональную или неравномерную пятнистую окраску, замещаясь красно-бурым тетраферрифлогопитом (фиг. 34). Замещение оливина клиногумитом или хондродитом происходит по периферии зерен. Иногда наблюдается также появление зонально окрашенных зерен оливина с ядром фиолетового цвета. Зональная окраска оливина характерна и для самих кальцитсодержащих камафоритов с клиногумитом и тетраферрифлогопитом и обусловлена примесью титана, придающей внутренним частям зерен фиолетовый оттенок.

При тех сравнительно слабых преобразованиях, о которых говорилось выше, породы обычно полностью сохраняют свой первичный структурно-текстурный облик. Однако собственно-кальцитсодержащие камафориты с клиногумитом (или хондродитом) и тетраферрифлогопитом образуются в условиях значительно более глубоких метасоматических преобразований, сопровождающихся не только изменением минерального состава, но и полной перестройкой структурно-текстурного облика первичных пород.

Этим преобразованиям предшествует интенсивное тектоническое дробление пород, которое создает благоприятные условия для поступления новой порции растворов, вызывающих позднюю карбонатизацию и перекристаллизацию камафоритов.

Минеральный состав рассматриваемых пород, как уже отмечалось, достаточно специфичен. Содержания главных минералов обычно не слишком сильно отличаются от следующих средних значений (в %): титанистый магнетит 30—35, кальцит 24—



. Развитие тетраферрифлогопита (темное) по периферии зерен флогопита в карбонатных камафоритах, Вуориярви, Тухта-вара Прозр. шлиф, без анализатора.

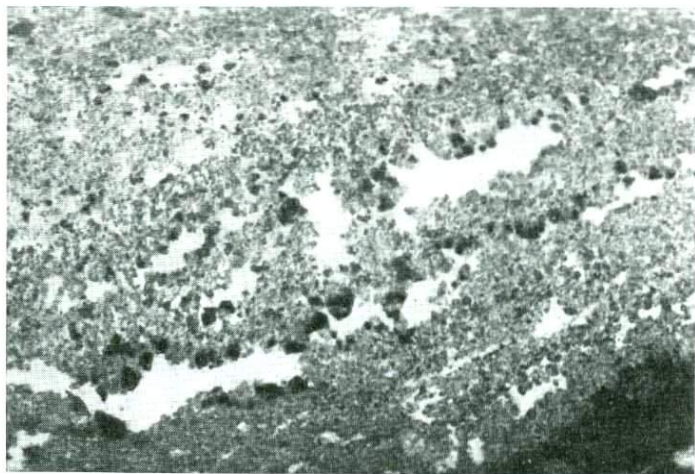
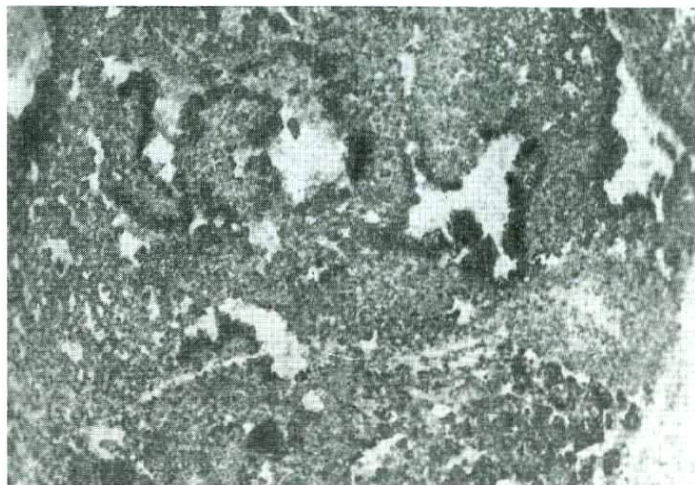
4

патит 15—16, форстерит 15—20; клиногумит (или хондрит и тетраферрифлогопит вместе составляют обычно не более

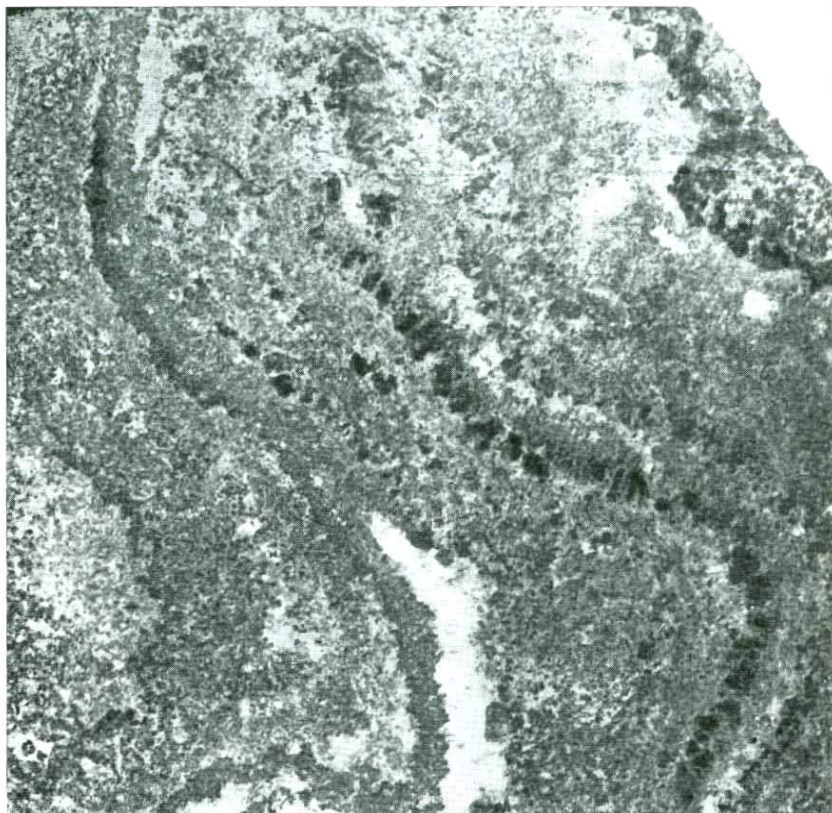
Второстепенные минералы представлены пирротином, копириком, пиритом и ильменитом; породы содержат акричные гатчеттолит, ниобиевый цирконолит, бадделейт, а также в значительно меньших количествах пирохлор и циркон. Важной, типоморфной особенностью рассматриваемых пород является отсутствие у кристаллов магнетита граней ромбоэдра и развитие в магнетите пластинчатых и неллельных вростков ильменита вместо включений шпинели, характерных для всех описанных ранее разновидностей камафорита.

Для рассматриваемых пород еще в большей степени, чем описанной выше первой разновидности кальцитсодержащих форитов, характерно то обстоятельство, что процессы карбонизации и перекристаллизации, сопровождающие формирование этих пород, приводят не к равномерному распределению магнетита в структурной ткани породы, а к развитию двух типов обособленных агрегатов: существенно апатит-форстерит-титанового с клиногумитом (или хондритом) и тетраферрифлогопитом и существенно кальцитового. Первый агрегат имеет мелко- или среднезернистое, реже крупнозернистое строение, как правило, — только крупнозернистое. Породы обладают весьма характерным рисунком распределения кальцита,

который образует полосы или удлиненные гнезда, придавая породам полосчатую, гнездовую или гнездово-полосчатую текстуру (фиг. 35). Любопытно, что в породах нередко наблюдается изогнутый складкообразный характер полосчатости (фиг. 36), обусловленный, вероятно, явлениями пластической



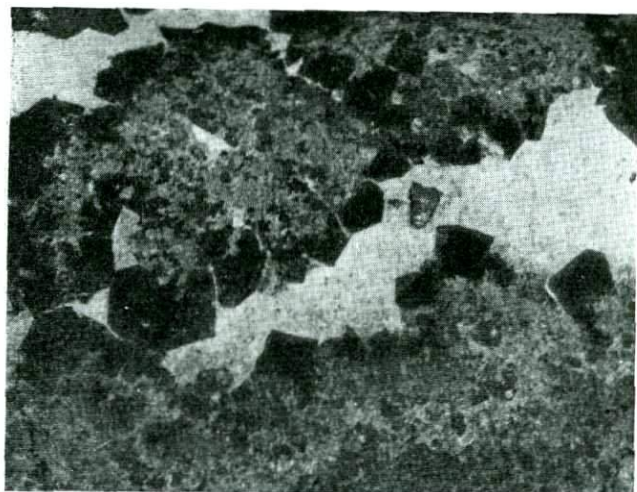
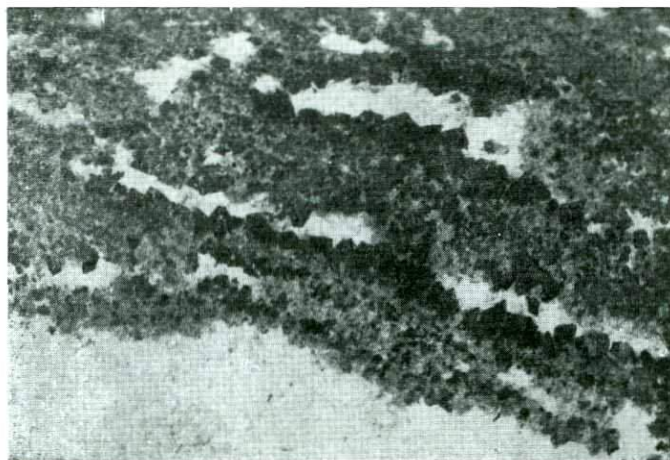
Фиг. 35. Гнездовое (а) и гнездово-полосчатое (б) распределение кальцита в {карбонатизированной апатит-форстерит-магнетитовой руде с клиногумитом и тетраферрифлогопитом, Ковдор. Керн, натур. вел.



Фиг. 36. Складкообразный характер полосчатости кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых пород, Ковдор (белое — кальцит, черное — магнетит; серое — апатит и форстерит). Штуф. 1/5 натур. вел.

деформации, которая облегчается присутствием в них сравнительно хорошо деформируемых кальцитовых прослоек.

Наряду с этим для рассматриваемых пород чрезвычайно характерно крустификационноподобное строение, обусловленное постоянным развитием друзовых оторочек крупных кристаллов магнетита, иногда совместно с форстеритом и тетраферрифлогопитом, растущих на апатит-форстерит-магнетитовых участках в сторону кальцитового агрегата (фиг. 37). Во многих случаях процесс перекристаллизации руд носит ритмичный характер, когда в направлении от внутренних частей рудного (апатит-форстерит-магнетитового) агрегата, подвергающегося перекристаллизации, к кальцитовому агрегату наблюдается рит-



Фиг. 37. Перекристаллизация магнетита в кальцитизированных апатит-форстерит-магнетитовых рудах, Ковдор. Natur. вел.

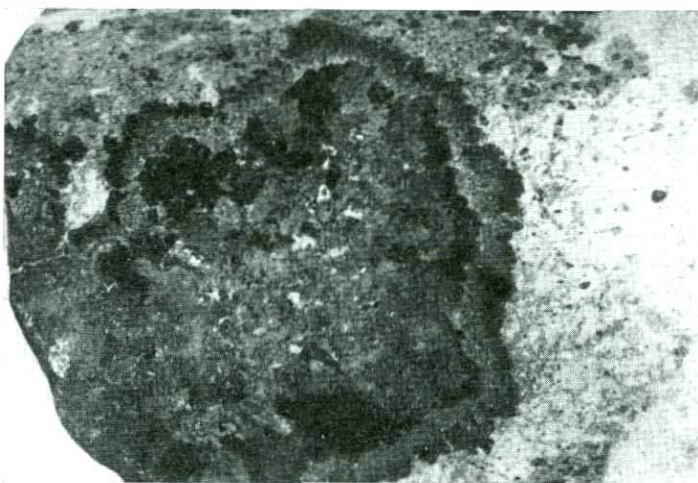
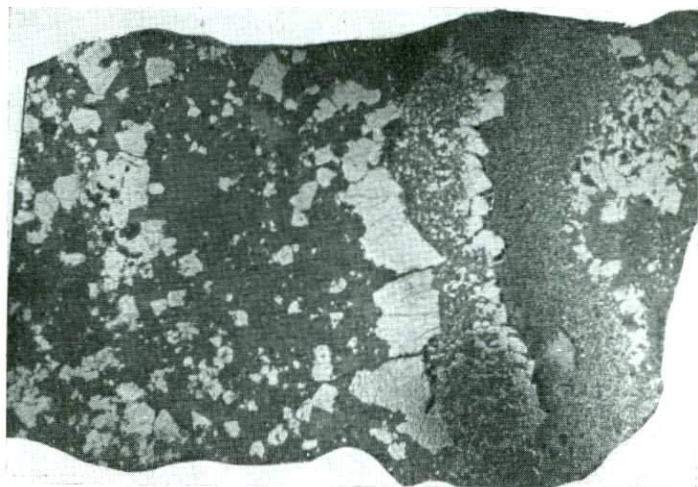
- а — кристификационноподобное строение карбонатизированной апатит-форстерит-магнетитовой руды с полосчатым распределением кальцита;
- б — друзовые оторочки магнетита на границе кальцитового и рудного агрегата в карбонатизированных апатит-форстерит-магнетитовых породах

мичная смена зон сходного состава, но все более мелкозернистого строения, причем эти зоны отделяются друг от друга друзовыми оторочками магнетита (фиг. 38). Развитие этих своеобразных текстур, особенно характерных для рассматриваемых пород в Ковдорском месторождении камафоритов, вероятно, является следствием особого типа перекристаллизации пород — перекристаллизации, происходящей на фронте встречной диффузии компонентов.

Карбонатизация и перекристаллизация пород сопровождается не только полосчатым обособлением рудного и кальцитового агрегата, но часто приводит к перераспределению минералов и внутри рудного агрегата. В мелко- и среднезернистом рудном агрегате отдельные минералы (магнетит, апатит, клиногумит) часто образуют полосчатые или цепочечные скопления, причем ориентировка этой более тонкой полосчатости согласуется с направлением полосчатости пород, которая обусловлена характером распределения кальцитового и рудного агрегата. Распределение в породах аксессуарных минералов гатчеттолита и Nb-цирконолита, приуроченных преимущественно к рудному агрегату, согласуется с этой более тонкой полосчатостью — в частности, с распределением апатита. Именно к выделению апатита главным образом и тяготеют зерна указанных минералов.

Как уже отмечалось, рассматриваемые породы содержат многочисленные жильные тела поздних кальцитовых карбонатитов. Карбонатиты обычно обладают полосчатым строением, обусловленным неравномерным, полосчатым распределением второстепенных и аксессуарных минералов: апатита, титанистого магнетита, клиногумита или хондродита, тетраферрифлогопита, гатчеттолита, Nb-цирконолита и пирохлора (фиг. 39). Ориентировка полосчатости параллельна контактовым плоскостям. Контакты карбонатитов с окружающими породами резкие, секущие. Вблизи контактов карбонатиты часто содержат удлиненные линзообразные включения вмещающих пород (фиг. 40). При этом контакты включений с карбонатитами то прямые и резкие, то нечеткие, расплывчатые с явными признаками растворения и метасоматического замещения пород карбонатитом. При замещении рудных включений чрезвычайно характерно развитие в них пластинчатых метакристаллов кальцита, с удивительной легкостью проникающих в рудный агрегат и часто как бы прорастающих кристаллы магнетита и других минералов. В конечном счете на месте замещенных включений образуется агрегат пластинчатых кристаллов кальцита, разделенных частично сохранившимся магнетитом (фиг. 41).

Химический состав рассмотренной разновидности кальцитсодержащих камафоритов был приведен в табл. 2. Не останавливаясь здесь детально на особенностях химического состава



Фиг. 38. Текстуры перекристаллизации апатит-форстерит-магнетитовых руд

- а — ритмичный характер перекристаллизации апатит-форстерит-магнетитовых руд на границе с кальцитовым агрегатом (Ка). Ковдор. Аншлиф. Натур. вел.;
 б — фестончатое строение перекристаллизованного участка апатит-форстерит-магнетитовой руды, заключенного в кальцитовом агрегате, Ковдор. Натур. вел.

этих пород, следует только отметить повышенное содержание в них титана и фтора. Формирование рассматриваемых пород происходило, по-видимому, в условиях сравнительно высокой активности фтора в растворах, способных транспортировать существенные количества титана, ниобия и тантала. Фтористым характером растворов объясняются реакции замещения форстерита клиногумитом и хондродитом, а также повышенные содержания фтора в апатите, слюдах и некоторых других минералах из рассматриваемых пород.

Таким образом, в отличие от ранней кальцитизации, которая имеет фосфатно-карбонатную специфику, процесс поздней кальцитизации, с которым связано формирование второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов, носит фтористо-углекислый характер.

После формирования всех рассмотренных выше разновидностей камафоритов в них отмечаются лишь сугубо локальные изменения. Наиболее существенные из этих изменений связаны с зонами доломитизации, насыщенными жилами и прожилками доломитовых карбонатов. В таких зонах, кроме доломита, камафориты замещаются актинолит-тремолитом, хлоритом, серпентином и другими минералами. Происходит растворение редкометалльных акцессорных минералов камафоритов (бадделейта, гатчеттолита и Nb-цирконолита); характерным акцессорным минералом зон доломитизации является циркон.

В близповерхностной зоне камафориты нередко сильно дезинтегрированы и изменены. В качестве вторичных минералов здесь распространены: штаффелит (франколит), вермикулит, серпентин, кольскит, малахит, азурит, гидроокислы железа и другие минералы. Наиболее интенсивное развитие вторичных изменений приурочено к линейным корам выветривания, связанным с зонами дробления. Гипергенные минералы распространены на глубину 50—60 м и представлены преимущественно штаффелитом, образующим прожилки и патечные агрегаты, цементирующие обломки первичных руд, и ассоциирующим с гидрослюдами, гидроокислами железа и некоторыми другими минералами.

Метасоматические изменения вмещающих пород вокруг тел камафоритов. В большинстве комплексных щелочных массивов тела камафоритов окружаются мощными ореолами метасоматических или метасоматически измененных пород. Состав и структурные особенности этих пород находятся в зависимости от характера вмещающих пород. Последние в различных массивах представлены нефелин-пироксеновыми породами (Ковдорский), существенно пироксеновыми породами (Ковдорский, Вуориярви), флогопит-пироксеновыми породами (Арбарастах, Лулекоп). Рассмотрим наиболее характерные метасоматические изменения этих пород вокруг тел камафоритов.

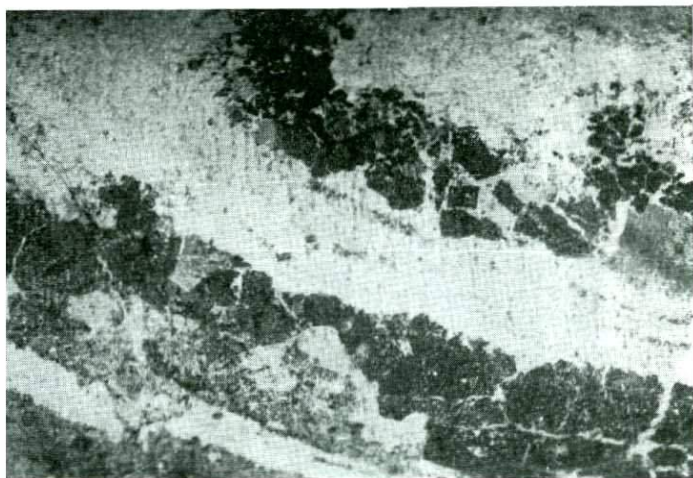
В Ковдорском массиве вокруг тел камафоритов, залегающих в нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых породах, наблюдается зона мелкозернистых форстеритовых, флогопитовых и флогопит-форстеритовых пород, мощность которой меняется от 20 до 100—120 м. Эти породы образуют как бы внешнюю оторочку месторождения камафоритов, отделяющую крупно- и гигантозернистые форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и другие собственно камафоритовые породы от вмещающих нефелин-пироксеновых и пироксеновых пород. Мелкозернистые форстеритовые и флогопит-форстеритовые породы образуют, кроме того, многочисленные прожилки в породах, окружающих месторождение камафоритов.

Характерной особенностью строения рассматриваемой зоны является постоянное присутствие в ней реликтов вмещающих породы (см. фиг. 4, 42). Эти реликты распределяются крайне неравномерно, но их количество, в общем, убывает по мере приближения к телам камафоритов. Размер реликтов меняется в широких пределах (от первых сантиметров до нескольких метров). Форма реликтов округлая или неправильная. Во многих случаях реликты нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород, так же как и участки этих пород, сопряженные с мелкозернистыми форстеритовыми и флогопит-форстеритовыми породами, карбонатизированы и содержат неравномерно рассеянные гнезда кальцита.

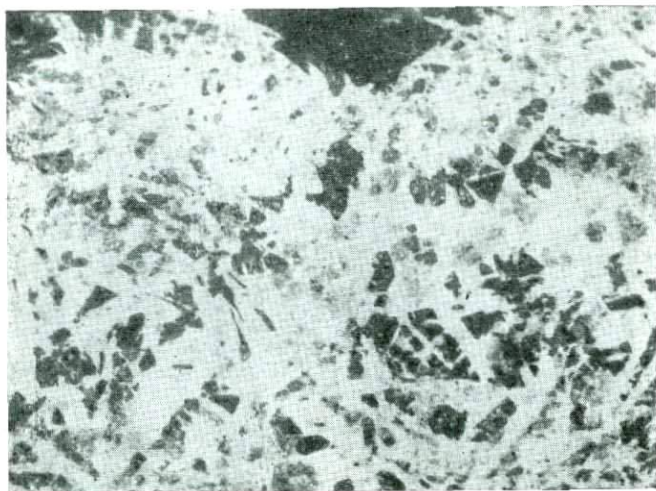
Границы мелкозернистых форстеритовых, флогопитовых и флогопит-форстеритовых пород с реликтами вмещающих пород, как правило, резкие. При почти полном замещении реликтов их границы становятся неопределенными и в форстерит-флогопитовых породах можно обнаружить лишь отдельные частично сохранившиеся зерна вмещающих пород. По границам форстеритовых и флогопит-форстеритовых пород с реликтами вмещающих пород обычно развиваются тонкие реакционные оторочки, характер которых определяется составом замещаемых пород. Реликты существенно пироксенового состава обычно окружены зональными оторочками: внутренняя зона — актинолит-тремолит (развивается непосредственно по пироксену); внешняя зона — бурый флогопит; реликты нефелин-пироксеновых пород заключены в «рубашку» бурого флогопита. В обоих случаях реакционные оторочки содержат ритмичные просечки кальцита.

Состав замещаемых пород оказывает влияние не только на характер реакционных оторочек, но и на минеральный состав и строение рассматриваемой зоны в целом. Так, пироксеновые породы замещаются форстеритовыми породами с незначительной примесью флогопита. Замещение щелочных нефелин-пироксеновых пород носит более сложный характер и сопровождается появлением сопряженной зональности: для внешней зоны, развивающейся непосредственно по щелочным породам, харак-

39. Кальцитовый карбонатит с полосчатой текстурой, Ковдор.
1/16 натур. вел.



лосные линзовидные включения апатит-форстерит-магнетитовых руд
вых частях карбонатитовых жил, Ковдор. Натур. вел.



Фиг. 41. Замещение включений магнетита пластинчатым кальцитом в карбонатах, Ковдор. Натур. вел.

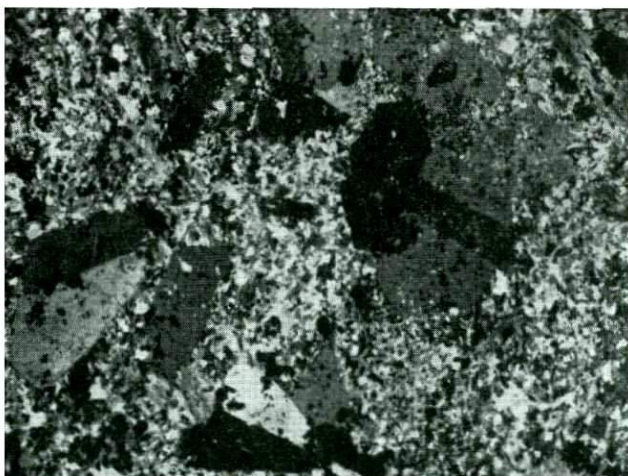
терно обогащение пород флогопитом вплоть до образования мелкочешуйчатых зеленых слюдитов, нередко с крупными порфиробластами клиногумита; эти породы далее замещаются существенно форстеритовыми породами, образующими сопряженную внутреннюю зону.

В структурном отношении для рассматриваемых пород чрезвычайно характерно мелкозернистое строение и преобладание бластических структур. Мелкозернистые форстеритовые породы представляют собой типичный гранобластовый агрегат изометричных или несколько удлиненных зерен оливина. Флогопит-форстеритовые породы и слюдиты характеризуются соответственно лепидогранобластовой и лепидобластовой структурой. Для существенно флогопитовых пород весьма типична порфиробластовая структура, обусловленная присутствием более крупных идиоморфных бластических кристаллов клиногумита в мелкозернистой основной массе, состоящей преимущественно из флогопита (фиг. 43).

Кроме главных минералов — форстерита и флогопита — в рассматриваемых породах постоянно присутствуют магнетит и апатит, количество которых обычно не превышает первых процентов. Магнетит образует неправильные выделения, приуроченные к интерстициям между зернами оливина и флогопита. В отдельных участках в породах отмечается повышенное содержание апатита, который часто концентрируется в виде полос и прожилков. Обогащение пород апатитом обычно сопровождается



Риг. 42. Реликтовые включения пироксеновых пород в мелкозернистых форстеритовых породах. Ковдор. Деталь искусственного обнажения. Уменьшено в 20 раз



Риг. 43. Мелкозернистая флогопитовая порода с крупными порфиробластами клиногумита (сдвойникованы). Прозр. шлиф, Николы крещены. Увел. 17.



Фиг. 44. Реликты нефелин-пироксеновых пород (1) в камафоритах (4), замещаемые мелкозернистыми форстеритовыми (3) и флогопитовыми (2) породами, Ковдор. $\frac{1}{6}$ натур. вел.

некоторым увеличением содержания в них магнетита. В породах с повышенным содержанием апатита и магнетита последний встречается в виде идиоморфных порфиробласт и пойкилокристаллов.

Таким образом, рассмотренные особенности мелкозернистых форстеритовых, флогопит-форстеритовых и флогопитовых пород, слагающих внешнюю оторочку вокруг тел камафоритов в Ковдорском массиве, позволяют прийти к выводу, что указанные породы образуются путем замещения нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород и представляют собой продукт метасоматической реакции растворов, формирующих камафориты, с вмещающими силикатными породами. Этот вывод находит подтверждение и в том, что реликты вмещающих пород, встречающиеся иногда внутри самих тел камафоритов среди форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород, как правило, окружены оторочками мелкозернистых форстеритовых и флогопит-форстеритовых пород (фиг. 44).

Метасоматические изменения флогопит-пироксеновых пород вокруг тел камафоритов в целом имеют сходный характер, но отличаются некоторыми особенностями в отдельных массивах. Так, в массиве Арбарастах вмещающие породы, в которых залегают тела пегматоидных форстерит-магнетитовых камафоритов, представлены флогопит-пироксеновыми породами, состоя-

щими из слабо эгиринизированного диопсида и железистого флогопита, количество которого меняется от 5—10 до 50—65%. В небольших количествах присутствуют апатит и титанистый магнетит (5,8% TiO_2), циркон и другие минералы. Формирование тел камафоритов в этих породах сопровождается следующими преобразованиями.

На наибольшем удалении от тел камафоритов наблюдается дополнительное ослюденение исходных пород, при котором пироксен и железистый флогопит замещаются магниезальным флогопитом с образованием слюдитов и существенно флогопитовых пород. Новообразованный флогопит отличается от флогопита исходных пород более низкой железистостью ($f = \frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}} = 7-11$; для флогопита из исходных пород $f = 27-32$), плеохроизмом и схемой абсорбции (для новообразованного флогопита n_p — оранжевый; n_m — желтый; n_g — бесцветный; $n_p > n_m > n_g$; для флогопита из исходных пород n_p — желтый; n_m — буро-коричневый; n_g — темно-коричневый; $n_p < n_m < n_g$). Одновременно с флогопитизацией пород в тех же и примыкающих к ним участках происходит их перекристаллизация с укрупнением величины зерен. Перекристаллизованный пироксен очищается от примесей, преобразуясь в почти безжелезистый диопсид. За счет железа, высвобождающегося при замещении пироксена и железистого флогопита, в породах увеличивается количество магнетита (до 12—15%). При этом происходит распад титанистого магнетита с высвобождением ильменита, замещаемого сфеном или перовскитом. Магнетит становится менее титанистым (3,0—3,8% TiO_2). Циркон неустойчив и замещается бадделентом.

По мере приближения к телам камафоритов слюдиты и существенно флогопитовые породы замещаются форстеритом. Форстерит развивается за счет флогопита сначала в виде некрупных разрозненных зерен, число и размер которых возрастает вплоть до образования очень крупнозернистых сплошных агрегатов. Одновременно происходит дальнейшая перекристаллизация магнетита и его очистка от титана (он содержит уже 0,6—0,9% TiO_2). Развивающиеся таким образом породы переходят в пегматондные магнетит-форстеритовые камафориты, которые образуют в них жиллообразные тела и участки неправильной формы. Железистость форстерита, судя по показателям преломления, уменьшается с 12—14% фаялита ($n_g = 1,695-1,700$; $n_p = 1,660-1,665$) в слюдиристо-форстеритовых породах до 5—8% фаялита ($n_g = 1,680-1,688$; $n_p = 1,645-1,655$) в пегматондных магнетит-форстеритовых породах.

Аналогичный характер изменений вмещающих пород вокруг тел камафоритов отмечается и в массиве Палабора, где камафориты залегают среди пироксенитов, флогопитизированных в

той или иной степени. Тела апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов окружены зонами пегматоидных пироксен-флогопит-оливиновых пород, возникших в результате перекристаллизации и метасоматического преобразования пироксенитов.

Таким образом, при рассмотрении месторождений камафоритов целесообразно различать следующие типы парагенезисов.

1. Парагенезисы собственно камафоритов, главнейшими из которых являются форстерит-магнетитовый, апатит-форстерит-магнетитовый и апатит-магнетитовый.

2. Парагенезисы зон кальцитизации камафоритов, развивающиеся в условиях взаимодействия камафоритов с карбонатами.

3. Парагенезисы внешних метасоматических зон, окружающих тела, сложенные собственно камафоритами.

Собственно камафоритовые парагенезисы обычно слагают четкие тела с резкими секущими контактами. Анализ строения таких тел показывает, что при их формировании главная роль принадлежит непосредственному отложению вещества в трещинных полостях и зонах повышенной трещиноватости. Поэтому характер этих парагенезисов чаще всего мало зависит от состава вмещающих пород и в различных фациальных условиях остается сравнительно постоянным.

В принципиально иных условиях формируются парагенезисы внешних зон, окружающих тела камафоритов. В формировании этих зон решающая роль принадлежит реакционному метасоматическому замещению окружающих пород, поэтому характер таких парагенезисов в значительной степени зависит от состава вмещающих пород и их развитие нередко сопровождается возникновением реакционной метасоматической зональности.

Состав и структурно-текстурные особенности камафоритов претерпевают существенные изменения под воздействием карбонатитов. Кальцитизация камафоритов под воздействием карбонатитов происходит неоднократно, и ее характер меняется на различных стадиях формирования карбонатитов.

Породообразующие минералы камафоритов и их редкометальная минерализация

Камафориты характеризуются большим разнообразием минеральных видов и разновидностей. Однако в количественном отношении среди них резко преобладает сравнительно небольшая группа минералов: магнетит, форстерит, апатит и кальцит. Эти минералы, как уже отмечалось, в тех или иных сочетаниях являются главными компонентами всех основных разновидностей камафоритов. Наряду с ними в камафоритах нередко флогопит и клиногумит. В качестве типоморфных аксессуарных редкометальных минералов следует в первую очередь указать пироксеноид, его урановую разность (гатчеттолит), бадделлит и цирконолит.

Магнетит

Содержание магнетита в камафоритах меняется от первых процентов до 90—95%. В породах, слагающих внешние реакционные зоны вокруг камафоритов (флогопитовых, форстеритовых и др.), магнетит образует более или менее равномерно рассеянную вкрапленность неправильных зерен. В форстерит-магнетитовых камафоритах — неправильные зерна и сплошные крупнозернистые массы, цементирующие округлые зерна оливина. В апатит-форстерит-магнетитовых породах магнетит присутствует чаще в виде неправильных гнезд и зерен, интенсивно корродированных апатитом, и значительно реже образует хорошо ограниченные кристаллы. Для кальцитсодержащих разновидностей камафоритов характерно развитие идиоморфных октаэдрических кристаллов магнетита, причем грани этих кристаллов в первой разновидности кальцитсодержащих камафоритов обычно пригнуты гранями ромбододекаэдра, отсутствующими на кристаллах из второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов. Размер зерен магнетита меняется от 1—2 мм до нескольких сантиметров; наиболее крупные кристаллы магнетита отмечаются в перекристаллизованных кальцитсодержащих разновидностях камафоритов и достигают 10—15 см в поперечнике.

Состав магнетита характеризуется следующими особенностями.

1. Магнетиты из форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых пород и первой разновидности кальцитсодержащих камафоритов отличаются повышенными содержаниями магния (6—9% MgO) и алюминия (до 5—6% Al₂O₃) и относятся к магномагнетитам. Содержание титана сравнительно низкое (до 1% TiO₂). Зерна магнетита в рассматриваемых породах постоянно содержат мельчайшие закономерные включения зеленой шпинели — плеонаста (фиг. 45, 46). Характер сростаний шпинели и магнетита для камафоритов Ковдорского массива детально изучен О. М. Римской-Корсаковой (1950). Шпинель образует в магнетите изометрические, часто округлые зерна, октаэдрические кристаллы, ориентированные одинаково с магнетитом, шестилучевые скелетные формы, а также жилообразные и веретенообразные выделения, ориентированные нормально октаэдрическим граням магнетита. Наблюдаются пластинчатые выделения шпинели, располагающиеся параллельно (100) и (110) магнетита и образующие тонкую решетку в последнем. Размер выделений шпинели от тысячных долей миллиметра до 0,5—1 мм. Интересно, что вдоль трещинок в магнетите наблюдаются более крупные идиоморфные зерна шпинели, вокруг которых происходит диффузионная очистка магнетита от мелких вростков шпинели (фиг. 47).

По данным О. М. Римской-Корсаковой, химический состав шпинели из магнетита Ковдорского месторождения следующий (в %): SiO₂—0,12; TiO₂—0,17; Al₂O₃—64,33; Fe₂O₃—4,58; FeO—5,23; MnO—0,15; MgO—23,32; ZnO—1,63; H₂O—0,12; п.п.п.—0,03; сумма 99,68. Нормативный состав минерала (в %): MgAl₂O₄—86; (FeMn)Al₂O₄—6,3; FeFe₂O₄—4,2; ZnAl₂O₄—3,0; Fe₂TiO₄—0,5.

2. Магнетиты из второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов, ассоциирующие с клиногумитом или хондродитом и тетраферрифлогопитом, отличаются более низким содержанием MgO (обычно не более 4%) и Al₂O₃ (не более 1—2%) и повышенным содержанием титана (от 2 до 6—8% TiO₂). Кристаллы магнетита обычно содержат неправильные и пластинчатые вросстки ильменита, ориентированные параллельно граням октаэдра (фиг. 48).

На схеме (фиг. 49) графически показаны содержания TiO₂ и MgO в магнетитах из камафоритов Ковдорского массива и массива Арбарастах. Хорошо видно, что содержания титана и магния в исследованных образцах четко разбиваются на две группы, соответствующие приведенному выше разделению магнетитов. Указанные особенности состава магнетитов, с одной стороны, несомненно, отражают тесную генетическую связь форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород (первой разновидности кальцитсодержащих камафоритов), а с другой — подчеркивают



Риг. 45. Ориентированные включения шпинели (темное) в магнетите. Толир, шлиф. Без анализатора. Увел. 60

Форма включений шпинели	Форма сечений в различных разрезах		
	$\parallel(100)$	$\parallel(111)$	$\parallel(1\bar{1}0)$

Риг. 46. Форма включений шпинели в магнетите в различных сечениях. по. о М. Римской-Корсаковой (1950)

Таблица 3

Химический состав магнетита из различных массивов

Компонент	Ковдорский				Вуориярви	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,35	0,41	0,29	0,43	—	0,49
TiO ₂	1,17	1,05	1,38	4,36	0,74	4,23
Al ₂ O ₃	2,88	3,1	2,7	0,29	3,15	Не обн.
Fe ₂ O ₃	65,57	65,96	65,77	63,62	67,24	62,75
V ₂ O ₅	0,054	0,05	0,06	0,11	0,08	0,51
Cr ₂ O ₃	0,0016	0,002	0,002	0,001	—	—
FeO	23,39	22,8	22,91	27,53	20,31	28,21
MnO	0,54	0,52	0,55	0,34	0,47	0,91
MgO	5,48	5,34	5,76	3,34	8,01	2,48
NiO	0,0015	0,001	0,002	0,002	—	—
CoO	0,014	0,016	0,014	0,20	—	—
ZnO	0,0042	0,04	0,03	0,017	—	—
CaO	0,23	0,21	0,24	0,20	—	0,50
P ₂ O ₅	0,027	0,047	0,043	0,037	—	—
H ₂ O	0,07	0,02	0,04	0,07	—	—
S	0,05	0,04	0,05	0,02	—	—
Σ	99,83	99,61	99,84	100,42	100,00	99,98

геохимическое своеобразие процесса формирования второй, более поздней разновидности кальцитсодержащих камафоритов, характеризующейся ассоциацией титанистого магнетита с клиногумитом или хондродитом и тетраферрифлогопитом. Для магнетитов из флогопит-форстеритовых пород, слагающих внешнюю реакционную зону вокруг тел камафоритов, в Ковдорском массиве характерны невысокие содержания MgO (не более 3—4%) и Al₂O₃ (не более 1—2%), а также сравнительно низкое содержание TiO₂ (около 1%). Вростки шпинели и ильменита не наблюдаются. В массиве Арбарастах, где камафориты залегают в слюдяно-пироксеновых породах, содержащих титаномагнетит, последний при перекристаллизации, флогопитизации и форстеритизации этих пород вокруг тел камафоритов постепенно освобождается от титана, становясь менее титанистым. В исходных породах магнетит содержит около 6% TiO₂, в флогопитизированных и форстеритизированных породах 2—4%, а в камафоритах 0,6—0,9% TiO₂.

В магнетите из ранних кальцитовых карбонатитов, ассоциирующих с камафоритами, обычно содержится небольшое количество примесей и их состав иногда приближается к теоретическому FeFe₂O₄. Магнетиты из поздних кальцитовых карбонатитов с клиногумитом (или хондродитом) и тетраферрифлогопитом содержат повышенные количества титана.

Турый мыс		Ессей	Арбарастах	1
7	8	9	10	
Не обн.	0,33	Не опр.	0,10	1 — магнетит из форстерит-магнетитовых пород (среднее из 11 анализов);
5,80	4,92	2,56	0,65	2 — магнетит из апатит-форстерит-магнетитовых пород (среднее из 8 анализов);
1,33	0,92	Не опр.	1,22	3 — магнетит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород (среднее из 11 анализов);
62,97	63,74	70,35	66,40	4 — магнетит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород с клиногумитом и тетраферрифлогопитом (среднее из 8 анализов); 1—4 по данным О. М. Римской-Корсаковой и А. В. Лапина;
0,14	—	—	—	5 — магнетит из форстерит-магнетитовой породы, среднее из трех анализов (данные Ю. Л. Капустина, 1971);
—	—	—	—	6 — магнетит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых пород с клиногумитом и тетраферрифлогопитом, среднее из двух анализов, данные А. В. Лапина;
26,78	28,66	23,22	20,90	7 — магнетит из апатит-магнетитовой породы с кальцитом и флогопитом, данные А. В. Лапина;
0,89	0,42	0,23	1,02	8 — магнетит из апатит-магнетитовой породы с кальцитом и тетраферрифлогопитом, данные А. В. Лапина;
2,59	1,14	1,07	6,67	9 — магнетит из апатит-магнетитовой породы, данные Э. А. Ланды (1970);
—	—	—	—	10 — магнетит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовой породы, данные А. Г. Жабина.
—	—	То же	—	
—	—	—	—	
Не обн.	0,39	Не опр.	—	
—	—	—	—	
—	—	—	—	
100,51	100,52	—	99,45	

Касаясь особенностей внутреннего строения магнетита, следует отметить, что у идиоморфных кристаллов магнетита из друз перекристаллизации в кальцитсодержащих разностях камафоритов часто отмечается зональное строение с хорошо выраженными зонами роста, не свойственное магнетиту из форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых разностей камафоритов (фиг. 50). Удельный вес магнезиальных магнетитов колеблется от 4,85 до 4,87. Магнетиты с повышенным содержанием титана характеризуются более низким удельным весом — 4,80—4,82. Параметр элементарной ячейки магнезиального и титанистого магнетита a_0 меняется в пределах 8,38—8,40 ± 0,02 Å. Точка Кюри, определенная для магнезиального магнетита из камафоритов Ковдорского массива с содержанием 6,21% MgO, равна 529°C (Барсаков и др., 1965).

Результаты химического анализа магнетитов приведены в табл. 3. Содержание элементов-примесей в магнетитах показано в табл. 4.

Повышенные содержания Nb₂O₅ и Ta₂O₅ в магнетитах из камафоритов отчасти объясняются присутствием микроскопических вростков гатчетолита и пирохлора.

Следует отметить, что при некотором сходстве минералогических и петрохимических особенностей камафоритов и ультра-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в магнетитах

Массив	Тип рудных пород	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	V ₂ O ₅
Ковдор	Форстерит-магнетитовый, апатит-форстерит-магнетитовый, кальцит-apatит-форстерит-магнетитовый	0,022 (11)*	0,014 (17)	0,0026 (16)	0,18 (31)
	Кальцит-apatит-форстерит-магнетитовый с клиногумитом и тетраферрифлогопитом	0,017 (18)	0,023 (16)	0,009 (16)	0,14 (40)
Турий мыс	Апатит-магнетитовый с кальцитом, диоксидом и флогопитом	0,0016 (1)	0,0045 (1)	0,001 (1)	0,21 (16)
	Апатит-магнетитовый с тетраферрифлогопитом	0,001 (1)	0,005 (2)	0,0003 (1)	0,54 (7)
Арбарастах	Апатит-форстерит-магнетитовый с кальцитом	0,025 (2)	0,038 (7)	0,0156 (7)	0,158 (11)
	Апатит-форстерит-магнетитовый с кальцитом и хондритом	0,050 (2)	0,068 (3)	0,003 (3)	0,142 (5)

* Здесь и далее в скобках дано число определений.

основных пород содержания элементов-примесей в этих породах существенно различаются. Это хорошо видно на примере магнетита. Магнетиты как ультраосновных пород (рудных оливинитов), так и камафоритов относятся к магнезиальной разновидности (содержание MgO в них варьирует от 5 до 8%), но отличаются высоким содержанием титана (от 6 до 12% TiO₂). По сравнению с камафоритами магнетиты из рудных оливинитов характеризуются более высокими содержаниями хрома (от 0,2 до 1% Cr₂O₃ и выше), никеля (0,10—0,25%), кобальта (0,026—0,05%) и более низкими содержаниями циркония (0,004% ZrO₂), ниобия (0,001%—0,003% Nb₂O₅), тантала (0,0001% Ta₂O₅) и ванадия (0,06% V₂O₅).

В участках и зонах поздних гидротермальных изменений, связанных с формированием доломитовых и анкеритовых карбонатитов, магнетит становится неустойчивым и замещается актинолитом, хлоритом, серпентином, карбонатами, пиритом, пирротином и другими минералами. В зоне гипергенеза магнетит иногда замещается гематитом (мартитизация), гетитом и гидрогетитом.

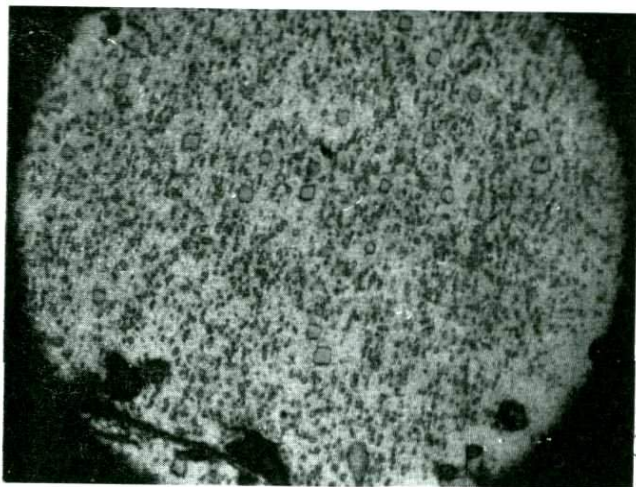
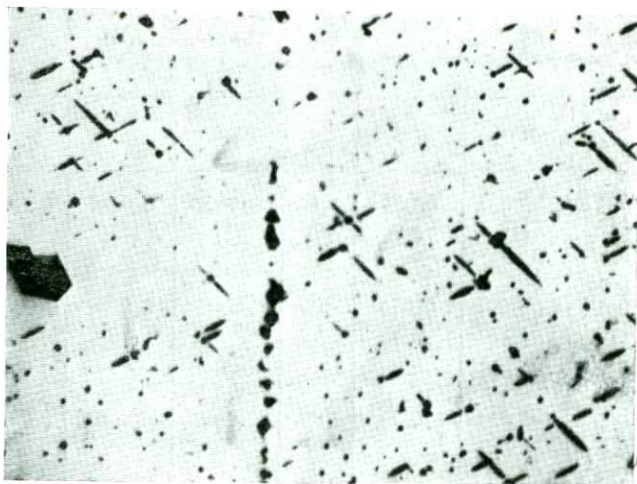
MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	ZnO	Ga	Sc ₂ O ₃	Ge ₃ O ₈
0,36 (19)	0,002 (6)	0,0037 (1)	0,014 (2)	0,08 (4)	0,0027 (5)	0,0091 (13)	0,0003—0,0003 (4)
0,56 (37)	0,001 (2)	0,009 (8)	0,015 (2)	—	—	0,0102 (10)	0,0003—0,0003 (3)
0,89 (1)	0,0037 (16)	0,02 (16)	—	—	—	—	—
0,21 (7)	0,02 (7)	0,019 (7)	—	—	—	—	—
1,13 (11)	—	—	—	—	—	0,014 (2)	—
1,01 (5)	—	—	—	—	—	0,016 (2)	—

Форстерит

Форстерит относится к характерным минералам камафоритов и широко распространен в составе реакционных метасоматических зон, окружающих тела этих пород. В форстерит-магнетитовых породах форстерит образует округлые несколько удлиненные зерна, заключенные в агрегате неправильных зерен магнетита; в апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовых породах форстерит нередко встречается в виде идиоморфных двуконечных кристаллов. Размер зерен форстерита колеблется от 1—2 мм до нескольких сантиметров.

Минерал обладает серой и темно-серой окраской, на выветрелой поверхности приобретает желтоватый оттенок. Во второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов наблюдается форстерит с зональной окраской — фиолетовым ядром и серыми краевыми частями. Фиолетовая окраска минерала обусловлена повышенным содержанием титана.

Гониометрическое изучение форстерита из камафоритов и карбонатитов Ковдорского массива, проведенное О. М. Римской-Корсаковой (1959), показало, что главными габитусными фор-



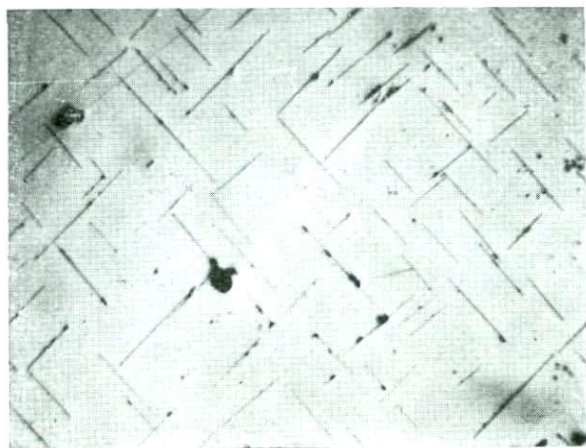
Фиг. 47. Диффузионная очистка зерен магнетита от мелких включений шпинели в связи с развигием более крупных идиоморфных зерен шпинели:

а — Ковдор, аншлиф, без анализатора, увел. 60;

б — Арбарастах, аншлиф, протравлено, увел. 40

мами на его кристаллах являются (010), (110), (111), (021) и (101). Сравнительно часто наблюдаются грани (120), (100), (130) и (001) и лишь спорадически появляются (140), (160), (180), (210), (011), (041), (211), (312), (352), (552); фиг. 51.

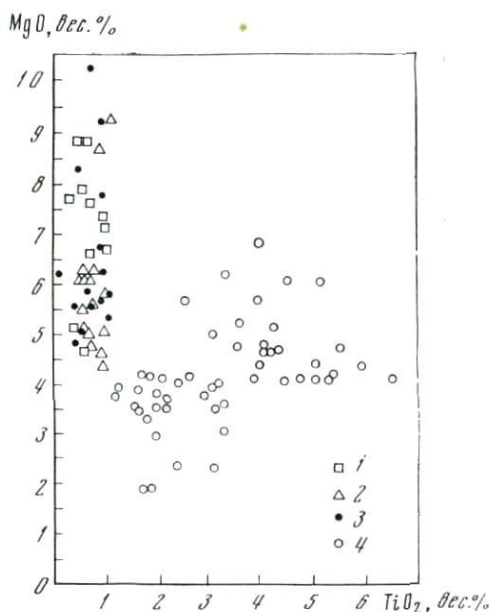
Удельный вес форстерита 3,3—3,44; оптические свойства ми-



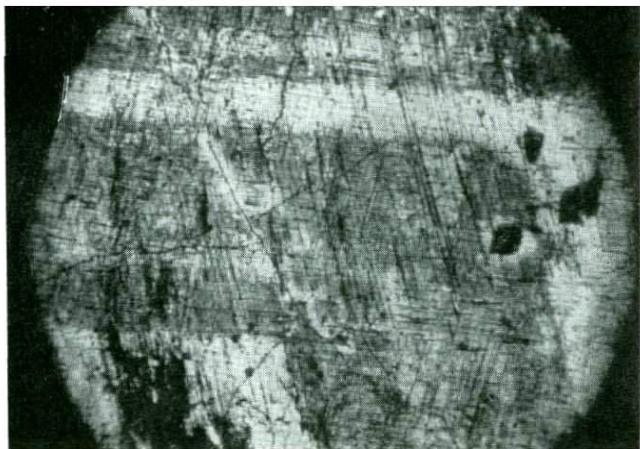
Фиг. 48. Пластинчатые вроски ильменита в магнетите из кальцитсодержащих камафоритов, Ковдор, аншлиф, без анализатора. Увел. 60

Фиг. 49. Содержание MgO и TiO_2 в магнетитах из различных типов камафоритов Ковдорского месторождения (в вес. %)

- 1 — магнетиты из форстерит-магнетитовых камафоритов;
- 2 — магнетиты из апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов;
- 3 — магнетиты из кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов;
- 4 — магнетиты из кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов с клиногумитом и тетраферрифлогопитом



нерала во всех разновидностях камафоритов идентичны: $n_k = 1,679-1,687$; $n_p = 1,644-1,650$; $2V = +85-89^\circ$, что соответствует содержанию фаялитовой молекулы 4—10%. В форстеритовых и слюдисто-форстеритовых породах, окружающих камафориты, минерал нередко имеет более железистый состав. Так, в слюдисто-форстеритовых породах массива Арбарастах



Фиг. 50. Зональное строение кристаллов магнетита из друз перекристаллизации в кальцитизированных разностях камафоритов, Арбарастах. Аншлиф. Протравлено. Увел. 3

оливин имеет состав $Fa_{12-14}Fo_{86-88}$, а в камафоритах $Fa_{5-8}Fo_{92-95}$.

Химический состав форстерита приведен в табл. 5; содержание элементов-примесей в форстерите показано в табл. 6.

В форстерите из камафоритов массива Арбарастах, кроме того, определено содержание Nb_2O_5 (0,007—0,008%) и Ta_2O_5 (0,003—0,004%).

Как и магнетиты, форстериты из камафоритов по содержанию элементов-примесей существенно отличаются от оливинов из ультраосновных пород, имеющих более железистый состав (содержание фаялитовой молекулы в последних варьируют от 9 до 14%).

Оливины из оливинитов и дунитов содержат больше хрома (0,005—0,12% Cr_2O_3), никеля (0,10—0,16%), кобальта (0,025% CoO) и несколько меньшие количества скандия (0,015% Sc_2O_3).

Если на камафориты действуют поздние гидротермальные растворы, то форстерит подвергается разнообразным изменениям: он замещается клиногумитом или хондродитом; при доломитизации камафоритов оливин замещается актинолитом, хлоритом и серпентином.

Апатит

Апатит встречается во всех разновидностях камафоритов, но особенно он характерен для апатит-форстерит-магнетитовых и апатит-магнетитовых пород, в которых этот минерал составляет 25—70%, а в отдельных участках и более. Породы с существен-

Таблица 5
Химический состав форстеритов Ковдорского массива

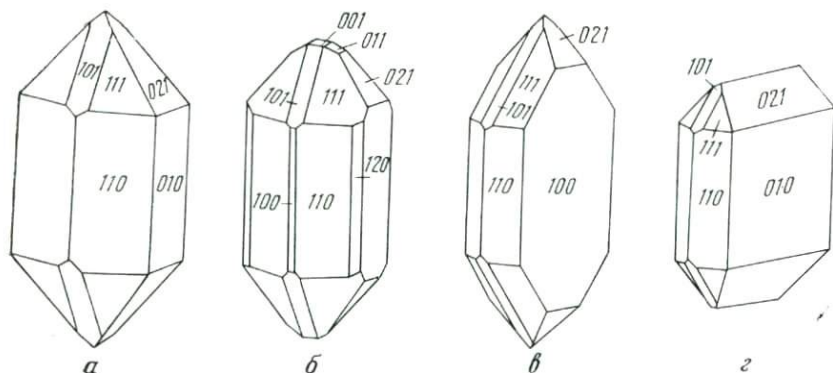
Компонент	1	2	3	4	5	
SiO ₂	39,80	41,08	41,72	40,98	40,86	
TiO ₂	Следы	—	—	0,12	0,42	
Al ₂ O ₃	0,55	—	—	0,42	—	
Fe ₂ O ₃	1,05	0,20	0,16	0,25	0,36	1 — форстерит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, аналитик Л. Гумилович; Н. Д. Соболев (1947);
FeO	4,70	4,57	3,64	8,84	9,15	
MnO	0,38	0,78	0,84	0,41	0,48	2 — форстерит из апатит-форстерит-магнетитовой породы, аналитик А. Демидова; А. А. Кухаренко и др. (1965);
MgO	51,82	53,08	53,48	48,79	48,80	
CaO	0,96	—	—	—	—	
Na ₂ O	—	—	—	—	0,08	3 — форстерит из кальцит-форстерит-магнетитовой руды, аналитик А. Демидова; А. А. Кухаренко и др. (1965);
K ₂ O	—	—	—	—	0,04	
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	4 — форстерит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовой руды, аналитик О. Алексеева; А. А. Кухаренко и др. (1965);
H ₂ O ⁺	0,83	—	—	—	—	
P ₂ O ₄	0,47	—	—	—	0,1	
Сумма	100,56	99,71	99,84	99,81	100,29	5 — фиолетовый форстерит из кальцит-apatит-форстерит-магнетитовой руды с клиногумитом и тетраферридогипситом, данные А. В. Лапина.
Mg ₂ SiO ₅	97,0	94,8	95,7	90,5	89,4	
Fe ₂ SiO ₄	3,0	4,5	3,5	9,0	10	
Mn ₂ SiO ₄	0,7	0,7	0,8	0,4	0,6	

Таблица 6
Содержание элементов-примесей в форстеритах из камафоритов Ковдорского массива

Форстерит*	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	TiO ₂	Sc ₂ O ₃	ZrO ₂	V ₂ O ₅
Из пород ФМ, АФМ и КМ I	0,004 (12)	0,002 (1)	—	0,0025 (2)	0,018 (5)	0,003 (1)	0,0021
Из пород КМ II	0,004 (8)	0,0044 (1)	0,0094 (1)	0,12— —0,40 (2)	0,023 (6)	0,0043 (3)	0,0005 —0,0007

* ФМ—форстерит-магнетитовые, АФМ — апатит-форстерит-магнетитовые камафориты; КМ I и КМ II—первая и вторая разновидности кальцитсодержащих камафоритов.

ным содержанием апатита нередко залегают совместно с форстерит-магнетитовыми породами и тогда для них характерен целый ряд особенностей (неоднородное строение, изменчивое содержание апатита, коррозия и замещение апатитом форстерита и магнетита и др.), указывающих на их образование в процессе апатитизации форстерит-магнетитовых пород. Во мно-



Фиг. 51. Форма кристаллов форстерита из камафоритов Ковдорского месторождения: по данным О. М. Римской-Корсаковой (1959)

тих массивах апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые породы слагают также и самостоятельные жиллообразные тела с массивным сравнительно однородным строением и выдержанным минеральным составом.

Апатит обычно образует изометрические округлые зерна и зернистые агрегаты и значительно реже встречается в виде длиннопризматических кристаллов и их радиально-лучистых сростков. Призматические кристаллы, образованные гранями гексагональной призмы ($10\bar{1}0$) и плохо развитыми гранями дипирамид, характерны для перекристаллизованных кальцитсодержащих разностей камафоритов. Изометричные зерна апатита имеют размер от 0,5 до 3—4 мм, призматические кристаллы по длине достигают 8—10 см. Минерал имеет бледно-зеленую окраску, иногда с голубоватым или желтоватым оттенком.

Удельный вес апатита 3,11—3,17. Показатели преломления $n_o = 1,638—1,644$; $n_c = 1,636—1,640$; $n_o - n_c = 0,003—0,005$. Параметры элементарной ячейки минерала, по О. М. Римской-Корсаковой (1968), составляют $a_o = 9,402—9,407 \text{ \AA}$; $c_o = 6,876—6,885 \text{ \AA}$.

Результаты химического анализа апатита приведены в табл. 7. По составу минерал относится к окси-гидроксил-фтор-апатитам. Данные о содержании стронция, бария, редких земель и фтора в апатитах приведены в табл. 8.

При поздних гидротермальных изменениях камафоритов, главным образом в зонах доломитизации, апатит часто растворяется и переотлагается в виде скрытокристаллического красноватого минерала, также относящегося к фтор-гидроксил-апатитам и имеющего состав (в вес. %): $\text{SiO}_2—0,17$; $\text{TiO}_2—\text{сл.}$; $\text{Al}_2\text{O}_3—0,16$; $\text{Fe}_2\text{O}_3—0,45$; $\text{TR}_2\text{O}_3—0,09$; FeO—0,15 ; MnO—0,10 ; MgO—0,15 ; CaO—54,15 ; SrO—0,58 ; $\text{P}_2\text{O}_5—40,19$; $\text{H}_2\text{O}^+—$

Таблица 7
Химический состав апатита из различных массивов

Компоненты	Квдор	Вуориярви	Турий мыс	Арбарастан	Есей	Чадалора
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,08	0,08	0,28	—	0,74	—
Al ₂ O ₃	0,38	0,09	0,63	—	—	0,40
Fe ₂ O ₃	0,26	—	0,32	0,10	0,28	
TR ₂ O ₃	0,19	1,24	0,39	0,44	—	
CaO	54,87	54,59	55,24	54,54	54,56	55,46
SrO	0,23	0,08	0,26	0,47	0,22	—
MnO	0,21	—	0,01	0,01	0,03	—
MgO	0,21	0,10	Не обн.	0,30	0,27	—
K ₂ O	—	—	—	0,03	0,12	—
Na ₂ O	0,19	—	—	0,23	0,20	—
P ₂ O ₅	41,42	42,48	41,63	42,12	41,51	40,47
H ₂ O ⁺	0,46	—	0,79	0,74	0,31	1,36
H ₂ O ⁻	0,10	—	—	—	—	
F	1,30	1,66	1,26	1,63	0,62	2,80
Cl	0,06	—	—	—	—	0,06
CO ₂	0,57	—	—	—	0,84	—
Нерастворимый остаток	0,07	—	—	—	—	0,12
Σ'	100,60	100,32	100,81	100,61	99,50	100,67
—O=F ₂	0,54	0,70	0,52	0,68	0,23	1,18
—O=Cl ₂	0,02	—	—	—	—	—
Σ	100,04	99,62	100,29	99,93	99,27	99,49

1—апатит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, среднее из пяти анализов, данные О. М. Римской-Корсаковой (Кухаренко и др., 1965);

2—апатит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, среднее из двух анализов, данные Ю. Л. Капустина (1971);

3—апатит из кальцит-апатит-магнетитовых

пород с флогопитом и диопсидом, данные А. В. Лапина;

4—апатит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, данные А. А. Глаголевз (1968);

5—апатит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, данные Э. А. Ланды (1970);

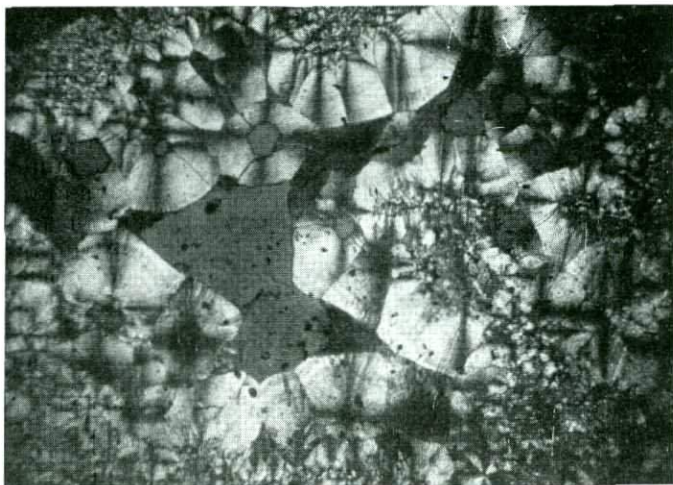
6—апатит из апатит-форстерит-магнетитовых пород (Gevers, 1949).

Таблица 8

Содержание стронция, бария, редких земель и фтора в апатитах из камафоритов Ковдорского массива

Апатит	TR ₂ O ₃	Sr	Ba	F
Из АФМ и КМІ*	0,25 (10)	0,23 (5)	0,087 (4)	0,88 (4)
Из КМІІ*	0,40 (6)	0,54 (13)	0,056 (12)	1,52 (5)

* АФМ—апатит-форстерит-магнетитовые камафориты; КМІ и КМІІ—первая и вторая разновидности кальцитсодержащих камафоритов.



Фиг. 52. Натечные почковидные агрегаты штаффелита в апатит-форстеритовой породе, Ковдор. Прозр. шлиф. Без анализатора. Увел. 3,5

1,15; H_2O — 0,03; CO_2 — 1,36; F — 0,85; сумма 99,58. Показатели преломления минерала: $n_o = 1,635$ —1,643; $n_e = 1,630$ —1,638; величина двупреломления 0,002—0,005; параметры элементарной ячейки: $a_o = 9,382$ —9,394, $c_o = 6,866$ —6,878 Å (Кухаренко и др., 1965).

В гипергенных условиях, в особенности в корках выветривания линейного типа, приуроченных к зонам дробления, апатит нередко разрушается и переотлагается в виде натечных агрегатов франколита (штаффелита) (фиг. 52). Химический состав голубовато-зеленого франколита из Ковдорского массива, по данным О. М. Римской-Корсаковой (Кухаренко и др., 1965), следующий (в вес. %): Fe_2O_3 —0,23; MgO — 0,29; CaO — 54,27; SrO—0,16; CuO—0,44; Na_2O —0,04; K_2O —0,01; P_2O_5 —38,11; F — 2,30; Cl — 0,02; CO_2 — 3,50; H_2O^+ — 2,32; сумма — 101,69; —O = F_2 = 0,96; сумма — 100,73. Формула минерала $Ca_{10}[(PO_4)_{5,43}(CO_3OH)_{0,57}]_{8,00}(Fe_{1,23}OH_{0,77})_{2,0} \cdot 0,64H_2O$. Минерал имеет удельный вес 3,053—3,075; показатели преломления $n_o = 1,616$ —1,628; $n_e = 1,612$ —1,623; $n_o - n_e = 0,004$ —0,007.

Кальцит

Кальцит — один из распространенных минералов камафоритов. Для этого минерала характерно неравномерное распределение в пределах камафоритовых тел, сложенных форстерит-магнетитовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми породами, и приуро-

ченность к зонам карбонатизации этих пород. Кальцит чаще всего встречается в виде агрегатов неправильных зерен, которые служат цементирующей массой для различных минералов (форстерита, апатита, магнетита), как правило, имеющих в таких случаях идиоморфные очертания. Для карбонатизированных камафоритов весьма характерно присутствие кальцита в виде обособленных полос и гнезд, отделяющихся от форстерит-магнетитового и апатит-форстерит-магнетитового агрегата друзовы-

Таблица 9
Химический состав кальцитов из различных пород

Компоненты	Из пород КМ I				Из пород КМ II		Из кальцитовых карбонатов			
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
CaO	54,13	54,35	54,11	53,74	54,11	53,68	55,09	53,27	54,83	54,39
MgO	1,34	0,83	1,19	1,54	0,88	1,81	0,48	1,50	0,52	0,85
MnO	0,06	0,07	0,13	—	0,08	—	0,07	0,14	0,07	0,06
FeO	—	—	—	0,504	—	0,216	—	—	—	—
SrO	0,62	0,75	0,40	—	0,82	—	0,40	0,37	0,32	0,80
BaO	0,10	0,10	0,10	—	0,10	—	0,10	0,10	0,10	0,10
Na ₂ O	0,03	0,08	0,05	—	0,12	—	0,04	0,04	0,04	0,03
K ₂ O	0,02	0,04	0,04	—	0,04	—	0,02	0,03	0,03	0,03
R ₂ O ₃ **	0,15	0,18	0,16	—	0,35	—	0,35	0,47	0,26	0,18
CO ₂	43,45	43,45	44,00	44,20	43,45	44,30	44,00	44,27	43,51	43,72
SiO ₂	0,15	0,09	0,05	—	0,38	—	0,15	0,10	0,10	0,05
P ₂ O ₅	Не обн.	0,16	0,10	—	Не обн.	—	—	0,16	Не обн.	Не обн.
H ₂ O	То же	0,12	0,05	0,21	—	0,16	—	0,10	—	0,08
Σ	100,05	100,22	100,38	100,194	100,33	100,166	100,70	100,55	99,78	100,29

* Анализы 1—3, 5, 7—10 по данным О. М. Римской-Корсаковой (Римская-Корсакова и др., 1966) и 6 — по данным А. В. Лашна.

** Включая TR₂O₃.

Таблица 10
Содержание стронция, бария и редких земель в кальцитах из камафоритов Ковдорского массива

Кальцит*	TR ₂ O ₃	Sr	Ba
Из КМ I пород	0,02	0,49 (8)	0,15 (4)
Из КМ II пород	0,07 (5)	0,7 (12)	0,16 (10)

* См. примечание к табл. 6.

ми оторочками магнетита и форстерита. Реже кальцит образует пластинчатые метакристаллы, развивающиеся в апатит-форстерит-магнетитовых породах.

Содержание кальцита в камафоритах колеблется от первых процентов до 20—30% и более. Размер зерен кальцита меняется от 1—2 до 10 мм, призматические кристаллы кальцита иногда достигают 10 см и более. Как отмечалось, при петрографической характеристике камафоритов могут быть выделены две кальцитсодержащие разновидности этих пород. В одной из них кальцит встречается в равновесной ассоциации с главными минералами камафоритов — апатитом, форстеритом и магнетитом, в другой, более поздней, — кальцит ассоциирует с клиногумитом или хондродитом, тетраферрифлогопитом и титанистым магнетитом, развивающимися за счет первичных минералов камафоритов.

Наряду с обычной белой окраской, местами в камафоритах наблюдается кальцит темно-серого и черного цвета, вероятно, обусловленного обильными включениями тонкодисперсных выделений магнетита и сульфидов. Удельный вес минерала 2,72—2,74; показатели преломления: $n_o = 1,656—1,661$; $n_e = 1,484—1,487$. Довольно часто в зернах кальцита в шлифах наблюдаются вроски доломита, по форме напоминающие графические сростания. По данным В. А. Кононовой и А. Н. Таращан (Кононова, Таращан, 1968), изучавших термолюминесценцию карбонатов Ковдорского массива, кальциты из первой разновидности кальцитсодержащих камафоритов и ранних кальцитовых карбонатитов характеризуются необычайно высокой интенсивностью свечения и по кривым термолюминесценции значительно отличаются от поздних кальцитов, ассоциирующих с клиногумитом и тетраферрифлогопитом.

Химический состав кальцита приведен в табл. 9. Содержание стронция, бария и редких земель в кальцитах показаны в табл. 10.

Флогопит

Флогопит не относится к главным минералам камафоритов, однако его минералогическая характеристика представляет интерес в связи с типоморфными парагенетическими особенностями этого минерала.

Наибольшим распространением в камафоритах и окружающих их реакционно-метасоматических породах пользуется зеленый флогопит. В Ковдорском массиве щелочные нефелин-пироксеновые породы вокруг тел камафоритов замещаются зелеными мелкочешуйчатыми слюдястыми и флогопит-форстеритовыми породами. В массиве Арбарастах, где вмещающими породами для камафоритов служат флогопит-пироксеновые породы, содержащие темно-бурый железистый флогопит ($f = 27—32$), вокруг тел камафоритов наблюдается дополнительное ослюденение ис-

ходных пород; при этом пироксен и железистый флогопит замещаются магниальным флогопитом ($f = 7-11$) с образованием слюдитов и существенно флогопитовых пород.

В собственно камафоритах зеленый флогопит появляется при ранней кальцитизации форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых пород и характерен для кальцитсодержащих разновидностей камафоритов. Содержание флогопита в этих породах колеблется от долей процента до 5—10%. Минерал образует таблитчатые или столбчатые кристаллы псевдогексагонального облика, размер которых колеблется от 1—3 мм до нескольких сантиметров. В участках с повышенным содержанием флогопита нередко наблюдаются друзовидные сростки его кристаллов. Зеленый флогопит обладает обычной схемой абсорбции ($n_g > n_p$), окраска по n_g — светло-зеленая, по n_p — почти бесцветная; показатели преломления $n_g \simeq n_m = 1,592-1,596$, $2V = 5-6^\circ$.

Удельный вес минерала 2,82. Рентгеновское исследование зеленого флогопита из камафоритов Ковдорского массива (Римская-Корсакова, Соколова, 1964) показало принадлежность его к одноосложной моноклинной политипной модификации (1M).

В участках поздней кальцитизации камафоритов, характеризующихся типоморфной ассоциацией кальцита с клиногумитом или хондродитом, апатитом и титанистым магнетитом, в отличие от рассмотренных выше случаев, пользуется развитием красно-бурый флогопит. Как и предыдущая разновидность, красно-бурый флогопит образует псевдогексагональные столбчатые и таблитчатые кристаллы. Для минерала характерна обратная схема абсорбции ($n_p > n_g$), окраска по n_g — светлая красновато-коричневая, по n_p — красновато-коричневая или кирпично-красная. Показатели преломления минерала $n_g \simeq n_m = 1,597-1,608$; $2V = 3-6^\circ$. Химический состав красно-бурых слюд изучался О. М. Римской-Корсаковой (Римская-Корсакова, Соколова, 1964), которая установила, что эти слюды характеризуются существенным дефицитом глинозема, преобладанием окисного железа над закисным, а также повышенным содержанием фтора. Недостаток алюминия в этих слюдах компенсируется трехвалентным железом, которое занимает ту же структурную позицию, что и алюминий, то есть находится в тетраэдрическом окружении атомов кислорода. Именно эти особенности и определяют приближенность красно-бурых слюд к тетраферрифлогопитам.

По данным О. М. Римской-Корсаковой и Е. П. Соколовой, тетраферрифлогопиты относятся к той же политипной модификации слюд, что и зеленые флогопиты; по некоторым рентгеновским характеристикам они являются аналогами биотитов, но отличаются от последних по соотношениям относительной интенсивности отражений от плоских сеток (005) : (004). Замещение алюминия трехвалентным железом в кремнекислородных радикалах тетраферрифлогопитов приводит к увеличению параметров эле-

Таблица 11
Химический состав слюды

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36,59	36,00	39,62	39,67	41,12	41,60	39,62	40,03	40,52
TiO ₂	0,08	0,10	0,07	0,12	0,13	0,43	0,39	0,47	0,30
Al ₂ O ₃	21,46	18,61	7,20	9,10	8,99	11,00	15,04	11,85	6,32
Fe ₂ O ₃	2,76	4,26	8,50	7,87	4,80	2,46	0,89	5,32	8,70
FeO	1,07		1,94	1,80	2,18	3,92	3,07	2,73	3,45
MnO	0,02	Не обн.	Не обн.	0,02	0,06	0,16	0,13	0,12	0,97
MgO	24,99	25,42	26,28	26,92	26,68	26,28	26,33	24,72	25,33
CaO	0,25	0,29	0,85	0,35	0,09	Следы	0,49	Не обн.	0,18
Na ₂ O	0,43	4,01	3,97	0,55	0,92	0,56	0,43	0,88	0,62
K ₂ O	8,29	9,83	10,96	9,83	10,20	9,74	9,56	8,79	9,63
H ₂ O ⁺	0,43	0,07	0,02	—	4,76	0,06	—	4,34	3,68
H ₂ O ⁻	3,80	2,18	1,41	3,37	0,74	2,97	3,68	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	0,64	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0,23	0,38
F	0,60	Не опр.	Не опр.	1,00	Не опр.	1,09	0,45	Не опр.	Не опр.
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,77	100,77	100,82	100,60	100,67	100,27	100,76	99,48	100,08
—O=F ₂	—	—	—	0,42	—	0,46	0,19	—	—
Сумма				100,18		99,81	100,56		

1 — зеленый флогопит из форстерит-магнетитовой породы с кальцитом, Ковдорский массив, данные О. М. Римской-Корсаковой; 2 — зеленый флогопит, железорудный комплекс, там же, по Г. М. Красовскому (1945); 3 — красно-бурый флогопит из железорудного комплекса, там же, по Г. М. Красовскому (1945); 4, 5 — красно-бурый флогопит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, там же, по данным О. М. Римской-Корсаковой (1964); 6 — буровато-зеленый флогопит из контакта апа-

тит-магнетитовых и пироксен-флогопитовых пород, массив Арбарастах, данные А. А. Глаголева; 7 — зеленый флогопит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, там же, данные А. Г. Харченкова; 8 — бурый флогопит из апатит-магнетитовых пород с диопсидом и кальцитом, Центральный массив, Турий мыс, данные А. В. Лапина; 9 — красно-бурый флогопит из апатит-магнетитовых пород с кальцитом, Центральный массив, Турий мыс, данные А. В. Лапина.

ментарной ячейки, особенно b_0 . Параметры элементарной ячейки зеленых флогопитов (в Å): $b = 9,24—9,26$; $c \cdot \sin \beta = 10,10—10,11$; тетраферрифлогопитов: $b = 9,25—9,30$; $c \cdot \sin \beta = 10,13—10,15$. Вхождение трехвалентного железа на место алюминия сопровождается, кроме того, смещением эндотермического эффекта на кривых нагревания слюды в область более низких температур.

Таблица 12
Содержание элементов-примесей в флогопитах

Минерал	Массив	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Be
Зеленый флогопит	Ковдор	0,001	0,028	0,005	—	0,3	0,0001
	Арбарастах	0,0007 (2)	0,036 (4)	0,0008 (2)	—	0,64	—
Буровато-красный флогопит	Ковдорский	0,002 (3)	0,051 (3)	0,005	0,085	0,3	0,0007

Минерал	Массив	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Sc ₂ O ₃
Зеленый флогопит	Ковдор	0,006	—	—	0,08 (3)	0,0002
флогопит	Арбарастах	0,015 (4)	0,012 (6)	0,003 (6)	0,42 (2)	—
Буровато-красный флогопит	Ковдорский	0,007 (4)	0,012	0,001	0,185 (3)	0,0016 (4)

В табл. 11 приведен химический состав слюды, содержание элементов примесей в флогопитах показано в табл. 12.

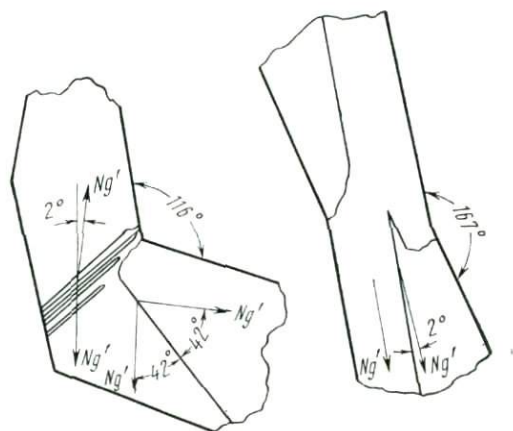
В зоне гипергенеза магнезиально-железистые слюды подвергаются гидратации, превращаясь в гидрослюды и вермикулиты.

Клиногумит, хондрит

Клиногумит и хондрит, так же как и флогопит, не относятся к числу главных минералов камафоритов; тем не менее эти минералы весьма интересны как показатели определенных генетических особенностей содержащих их разновидностей камафоритов.

В камафоритах Ковдорского массива и в окружающих их реакционно-метасоматических флогопитовых и флогопит-форстеритовых породах отмечаются три генерации клиногумита.

Клиногумит I генерации образует крупные идиоморфные порфиробласты в мелкозернистых существенно флогопитовых и флогопит-форстеритовых породах, развивающихся в результате метасоматического замещения щелочных пород вокруг тел камафоритов. Размер пластинчатых кристаллов клиногумита от 2



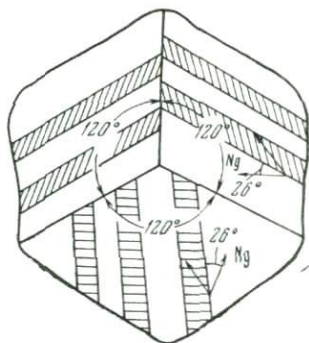
Фиг. 53. Сростки кристаллов клиногумита

а — двойникованные кристаллы в клиногумите из флогопитовых пород Ковдорского массива; прозр шлиф. Николи скрещены. Увел. 9;

б — ориентировка кристаллов клиногумита в закономерных сростках

до 6—8 мм; кристаллы часто двойникованы, для них характерны полисинтетические двойники, а также простые двойниковые сростки одиночных или полисинтетически двойникованных кристаллов (фиг. 53). Минерал имеет темно-красную окраску и плеохроирует: по n_p — золотисто-желтый, по n_m — светло-желтый, n_g — почти бесцветный; схема абсорбции: $n_p > n_m > n_g$. Показатели преломления: $n_g = 1,680—1,682$; $n_m = 1,663—1,665$; $n_p = 1,650—1,652$; (+) $2V = 74—75^\circ$.

Клиногумит II генерации широко распространен во второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов, образующейся в результате их поздней кальцитизации. В этих породах клиногумит встречается в виде неправильных выделений, каемок по пе-



Фиг. 54. Полисинтетические сростки хондродита в камафоритах Арбарастаха. Прозр. шлиф, без анализатора. Увел. 17

Фиг. 55. Тройниковые сростки полисинтетически сдвойникованных кристаллов хондродита, Арбарастах

риферии зерен оливина, скелетных пойкилобластовых зерен, растущих в промежутках между зернами других минералов. Минерал имеет красновато-оранжевую окраску и плеохроирует аналогично клиногумиту первой генерации. Показатели преломления минерала: $n_g = 1,685$; $n_m = 1,666—1,668$; $n_p = 1,654—1,660$; (+) 2V около 75° .

Клиногумит III генерации встречается в более поздних доломитовых прожилках, содержащих серпентин, которые пересекают существенно форстеритовые разности камафоритов. В таких прожилках клиногумит нередко образует правильные хорошо ограниченные кристаллы размером до 1 см, имеющие густую темно-красную окраску.

В некоторых месторождениях камафоритов наряду с клиногумитом широко распространены и другие минералы семейства гумита: хондродит, гумит и норбергит. В камафоритах массива Арбарастах минералы этого семейства представлены преимущественно хондродитом, который образует две генерации.

Хондродит первой генерации отмечается в магнетит-форстеритовых породах, где он развивается по форстериту и образует или каемки вокруг зерен, или замещает зерна полностью. В последнем случае крупные зерна форстерита замещаются агрегатом более мелких зерен хондродита (0,02—1 мм) с неправильными извилистыми очертаниями. Минерал имеет оранжево-красную окраску и отчетливо плеохроирует от почти бесцветного по n_g до интенсивного золотисто-желтого по n_p . Схема абсорбции: $n_p > n_m > n_g$. Показатели преломления: $n_g = 1,636$; $n_m = 1,610$; $n_p = 1,600$.

Т а б л и ц а 13
Химический состав клиногумита и хондрита

Компоненты	1	2	3	
SiO ₂	35,86	33,60	32,70	
TiO ₂	1,97	1,77	0,26	
Al ₂ O ₃	4,37	0,15	0,37	
Fe ₂ O ₃	1,74	0,56	0,67	
FeO	4,11	5,02	1,46	
MnO	0,41	0,77	0,38	
MgO	42,29	52,77	53,24	
CaO	4,36	0,45	3,02	
Na ₂ O	0,24	0,13	0,08	
K ₂ O	0,36	0,02	0,09	
H ₂ O ⁺	2,40	2,26	2,93	
P ₂ O ₅	—	0,54	2,09	
F	1,39	4,36	4,31	
Σ	99,50	102,17	101,60	
—O=F ₂	0,57	1,79	1,77	
	98,93	100,38	99,83	

1 — клиногумит из кальцитсодержащих камафоритов, Ковдорский массив; аналитик М. Е. Казаква, данные авторов;
2 — хондрит оранжево-красный из апатит-хондрит-магнетитовых пород, массив Арбарастах, данные А. А. Глаголева;
3 — хондрит желто-оранжевый, те же породы, данные А. А. Глаголева

Т а б л и ц а 14

Содержание фтора и элементов-примесей в клиногумите и хондрите

Минералы	TiO ₂	F	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	ZrO ₂	Sc ₂ O ₃
Клиногумит I, порфиробласты в существенно флогопитовых породах Ковдор	1,8 (2)	1,16 (1)	—	—	0,5	0,0097 (3)
Клиногумит II из кальцитсодержащих камафоритов, Ковдор	2,04 (3)	1,28 (2)	0,090 (1)	0,009 (1)	0,5	0,017 (6)
Хондрит из апатит-хондрит-магнетитовых пород, Арбарастах	1,02 (2)	4,33 (2)	0,28 (1)	0,0028 (1)	0,022 (1)	—

Хондрит второй генерации встречается в апатит-хондрит-магнетитовых породах, где этот минерал образует равномерную вкрапленность более или менее идиоморфных зерен буровато-красного или красного цвета. Размер зерен 0,5—1 мм. Для кристаллов хондрита характерны двойники и иногда тройники, в которых каждый из индивидов в свою очередь полисин-

тетически sdвойникован, причем системы двойникования расположены под углом 120° друг к другу (фиг. 54, 55). Минерал плеохроитрует аналогично первой генерации хондродита. Показатели преломления: $n_g = 1,646$; $n_m = 1,626$; $n_p = 1,616$; (+) $2V$ около $75-78^\circ$. В кальцитизированных разностях рассматриваемых пород хондродит перекристаллизовывается с укрупнением зерен, а затем приобретает более совершенную огранку.

В ассоциации с хондродитом первой генерации в небольших количествах встречаются гумит и клиногумит, а с хондродитом второй генерации иногда норбергит.

Химический состав клиногумита и хондродита приведен в табл. 13.

Содержание элементов-примесей и фтора в клиногумите и хондродите показано в табл. 14.

Гатчеттолит (уран-пирохлор)

При изучении карбонатитовых месторождений был установлен ряд разновидностей акцессорного пирохлора, каждая из которых представляла различные его генерации, отличающиеся содержанием главных компонентов — ниобия, тантала, титана, урана и др. (Бородин, Назаренко, 1957; Гайдукова и др., 1962; Гайдукова и др., 1963; Кухаренко и др., 1965; Капустин, 1964; Пожарицкая 1962; Гинзбург, Эпштейн, 1968). Наиболее ранняя из них характеризуется повышенным содержанием урана и тантала и выделяется как гатчеттолит или уран-пирохлор. Именно эта генерация пирохлора и развита преимущественно в камафоритах, являющихся более ранними породами по сравнению с карбонатитами. Напротив, для карбонатитов более типичны поздние генерации — собственно ниобиевые разности пирохлора, встречающиеся в подчиненном количестве и в камафоритах. Наконец отметим, что в камафоритах обнаружен пирохлор с повышенным содержанием циркония и титана, который можно рассматривать как особую разновидность.

Гатчеттолит образует октаэдрические кристаллы, но чаще мелкие (менее 1 мм) изометричные или неправильные зерна — сростки с апатитом и бадделитом (фиг. 56). Для него наиболее типична темно-бурая (до черной) окраска и сильный смоляной блеск. Метамиктен. В связи с частым эпитаксическим нарастанием зерен гатчеттолита на кристаллы бадделита распределение гатчеттолита в породе во многом предопределяется характером распространения бадделита. В тех разностях камафоритов, где магнетит корродируется апатитом, выделения гатчеттолита часто встречаются на корродированной поверхности зерен магнетита.

Появление гатчеттолита в камафоритах тесно связано с процессом апатитизации магнетит-форстеритовых пород, но в

Таблица 15

Химический состав аксессуарных минералов группы пирохлора

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb ₂ O ₅	31,54	38,60	37,68	48,50	33,48	32,50	33,21	33,82	33,82
Ta ₂ O ₅	13,66	11,71	10,68	8,36	12,00	9,30	12,62	12,70	11,34
TiO ₂	6,64	6,96	7,00	2,70	9,47	9,00	9,39	8,81	10,05
ZrO ₂	6,34	3,40	1,17	5,10	11,10	10,95	11,05	0,98	0,78
ThO ₂	4,35	0,15	0,14	1,80	—	—	—	—	0,21
UO ₂	18,45	5,81	14,85	14,30	15,40	15,00	15,20	8,15	2,62
UO ₃		10,30		0,00		—	—	5,05	10,75
SiO ₂	0,48	0,50	1,27	—	0,34	2,46	—	—	2,03
Fe ₂ O ₃	1,56	3,31	2,95	1,42	1,30	2,01	2,32	1,33	4,87
Al ₂ O ₃	1,26	0,78	0,20	—	0,32	—	—	0,20	1,75
TR ₂ O ₃	0,25	0,19	0,20	—	1,22	1,52	1,40	Не обн.	Не обн.
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,82	0,37	0,50	Следы	0,05	—	—	0,45	0,46
MgO	0,30	0,38	0,60	0,56	0,21	—	—	—	0,35
CaO	4,82	11,40	10,82	10,50	9,91	8,99	8,43	10,40	7,73
SrO	—	—	1,96	—	—	—	—	—	1,02
BaO	—	1,23	3,00	—	—	—	—	4,00	5,75
Na ₂ O	—	0,12	0,27	3,96	3,88	3,10	2,84	0,73	0,43
K ₂ O	—	0,03	0,12	—				—	—
H ₂ O+	5,00	3,72	5,16	3,08	—	5,00	3,91	8,70	3,98
H ₂ O-	0,00	0,56	1,43	0,12				—	
F	—	0,21	—	—	0,70	—	0,48	0,35	—
PbO	—	—	0,20	—	0,47	—	—	—	—
SnO	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—
Σ	—	99,61	—	—	100,37	—	100,85	100,70	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—O=F ₂	—	0,09	—	—	0,30	—	0,20	0,15	—
Σ	95,47	99,52	99,65	100,44	100,07	99,83	100,65	100,55	100,00
Удельный вес	4,70	—	4,88	4,60	—	4,89	4,85	4,50	4,88
Аналитик	М. Е. Казакова	Г. В. Любомилова	М. Е. Казакова	И. И. Назаренко	—	А. В. Быков	—	Г. В. Любомилова	—
Автор	А. В. Лапин		Л. С. Бородин (1957)		Ю. Л. Капустин (1971)		А. В. Лапин		—

Примечание. Гатчеттолиты:

1—4 — Ковдорский массив, кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая порода с клиногумитом и тетраферрифлогопитом;

5—7 — массив Вуориярви, кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая порода с клиногумитом и тетраферрифлогопитом;

8—10 — Центральный массив, кальцит-апатит-магнетитовая порода с тетраферрифлогопитом;

11 — массив Арбарастах, кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая порода. Пироклоры;

12 — массив Арбарастах, карбонатит-кальцитовый;

10	11	12	13	14	15	16	17	18
40,43	39,24	61,34	59,24	40,91	61,34	56,00	27,92	24,12
14,00	6,65	0,37	1,00	0,42	0,93	1,08	0,42	16,10
8,32	6,55	1,88	4,52	13,38	5,35	5,11	0,68	3,38
0,43	5,65	2,12	2,58	—	0,15	4,52	30,46	29,20
—	3,02	1,52	2,56	6,15	—	—	3,02	0,55
6,64	12,90	0,88	3,44	Не обн.	0,51	—	3,96	6,50
4,82					0,16			
—	—	—	Не обн.	5,02	2,20	1,07	1,11	4,00
4,00	2,40	1,51	2,46	1,40	0,50	1,30	2,35	—
—	0,23	0,10	0,78	3,42	0,20	2,00	2,98	0,57
Не обн.	2,39	1,94	0,26	2,93	—	3,40	2,58	0,23
—	—	—	—	2,65	—	—	—	3,18
0,20	0,12	0,25	—	0,07	—	—	—	—
—	—	—	—	0,12	—	—	—	0,21
7,83	11,89	18,24	13,20	17,59	15,90	16,00	7,68	6,52
—	0,20	—	—	—	—	—	0,32	—
4,40	—	—	—	—	—	—	0,29	—
1,05	4,22	5,21	4,00	2,79	5,45	5,38	2,88	1,54
1,00	—	0,18	—	0,74	0,20	0,16	0,30	0,16
6,50	2,41	0,65	3,00	0,99	1,97	1,45	1,86	3,05
—	—	—	0,52	0,15	2,25	—	—	
0,10	3,33	5,26	3,51	2,56	4,10	4,20	1,24	0,61
—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,72	101,69	102,64	101,07	101,29	101,25	101,67	100,08	99,62
—	—	0,80	—	—	—	—	—	—
0,04	1,40	2,21	1,47	1,07	1,72	1,76	0,52	0,26
99,68	100,29	100,43	99,60	100,22	99,49	99,91	99,56	99,66
—	—	—	4,16	4,30	3,86	—	4,77	5,19
Г. В. Любомилова	И. И. Назаренко	Г. Е. Черепивская	А. В. Быкова	И. С. Разина	Г. В. Любомилова	Г. Е. Черепивская	А. Шумкова	
А. В. Лапин	Л. С. Бородин	А. Г. Жабин	А. Г. Жабин	А. В. Лапин	А. В. Лапин	А. Г. Жабин		

13 — массив Вуориярви, апатитовая порода;

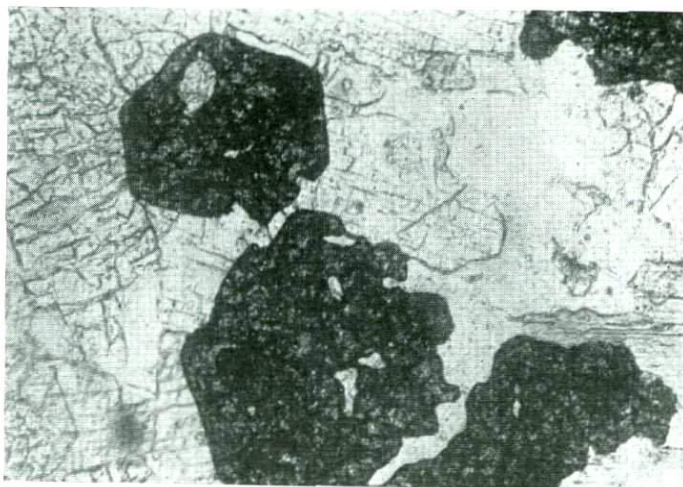
14 — Ковдорский массив, карбонатит-кальцитовый;

15 — Центральный массив, карбонатит-кальцитовый;

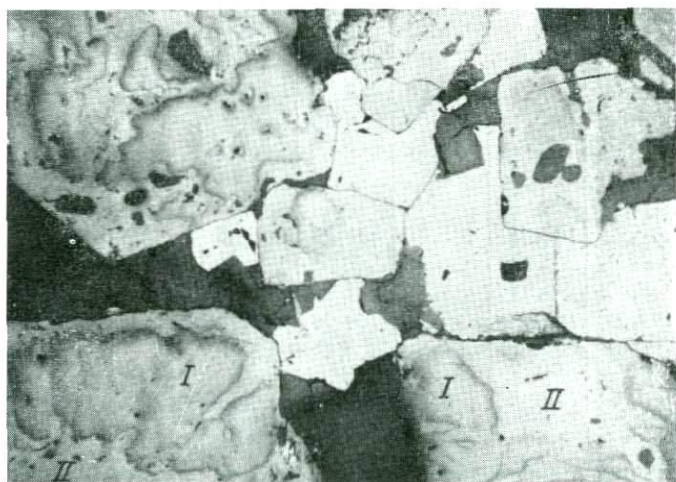
16 — массив Арбарастах, апатит-хондрит-магнетитовая порода. Цирконовые пирохлоры;

17 — массив Арбарастах, кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая порода;

18 — массив Вуориярви, гора Тухтавара, карбонатит-кальцитовый.



Фиг. 56. Идиоморфные кристаллы и неправильные зерна гатчеттолита в камафоритах Ковдорского массива. Прозр. шлиф, без анализатора. Увел. 36



Фиг. 57. Неоднородные, зональные зерна пирохлора в камафоритах Вуориярви. Хорошо видно наличие в каждом кристалле пирохлора двух разновидностей (I и II), обладающих различным рельефом и отражательной способностью. Аншлиф, без анализатора. Увел. 150. (белое — пирротин. По А. Г. Жабину)

некоторых массивах повышенное содержание гатчеттолита характерно для карбонатизированных разностей камафоритов. Так, например, в Ковдорском массиве вкрапленность аксессуарного гатчеттолита появляется лишь в линейных крутопадающих зонах, вдоль которых происходит карбонатизация (поздняя кальцитизация) камафоритов. При дальнейшей карбонатизации гатчеттолит может замещаться обычным красно-бурым пирохлором. Зерна такого пирохлора отличаются неоднородным зональным строением и содержат ядра более темного гатчеттолита (фиг. 57).

Химический состав гатчеттолита приведен в табл. 15.

Пирохлор

Собственно пирохлор представлен октаэдрическими кристаллами величиной до 1—1,5 мм и, как уже отмечалось, нередко замещает гатчеттолит. Как в шлифах, так и на изломе отличается от гатчеттолита более светлой окраской — от светло-бурой и желтой до красно-бурой, а также более слабым блеском: от стеклянного до смолистого.

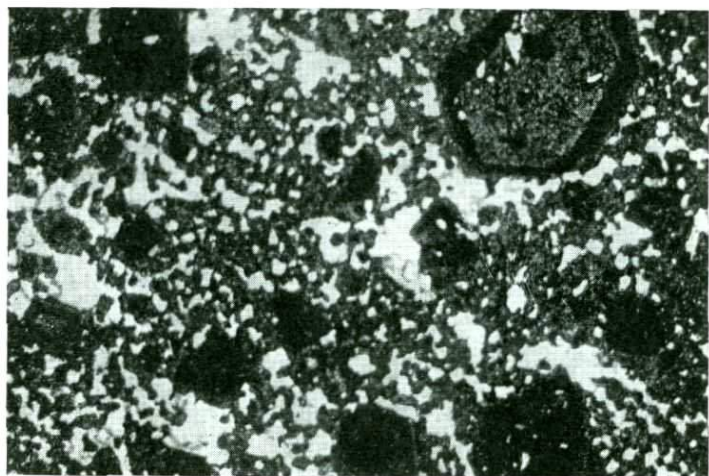
Химический состав пирохлора приведен в табл. 15.

Характерной особенностью распределения пирохлора в камафоритах можно считать его локализацию в промежутках между выделениями главных породообразующих минералов. Внутри кристаллов магнетита, форстерита и апатита практически нет вкрапленности пирохлора. При этом большая часть кристаллов пирохлора нарастает на поверхность зерен магнетита.

Подобное распределение пирохлора свидетельствует о начале его кристаллизации после того, как основной текстурный рисунок породы уже был сформирован. Поскольку кальцит-апатитовый агрегат часто «цементирует» зерна магнетита и форстерита и пирохлор сосредоточен внутри этого агрегата, можно допустить тесную парагенетическую связь пирохлора с апатитом или с апатитом и кальцитом одновременно, но не с форстеритом и магнетитом.

Приведенные данные свидетельствуют о первичном характере пирохлоровой минерализации: нет жилков пирохлора, рассекающих кристаллы магнетита, форстерита и апатита, нет «цепочек» метакристаллов, нет полос вкрапленности, которые были бы несогласны с общим текстурным рисунком агрегата породообразующих минералов.

В связи с выяснением взаимоотношений гатчеттолита и пирохлора в существенно апатитовых породах несомненный интерес представляют своеобразные пирохлор-апатитовые жилы, встреченные в зоне фенитов массива Арбарастах и детально изученные А. Г. Жабиным, по данным которого и дается следующее ниже описание.



Фиг. 58. Строение апатит-пироксенового агрегата. Видны крупные «вкрапленники» темного пироксена, окруженные «сеткой» более светлого пироксена. Прозр. шлиф, без анализатора. Увел. 17 (по А. Г. Жабину)

Особенностью жил является их чрезвычайно простой минеральный состав: они сложены только пироксеном и апатитом. Количественные соотношения между ними варьируют, но обычно пироксен незначительно преобладает. Известны также и почти мономинеральные пироксеновые жилки мощностью 2—5 см. Апатит-пироксеновый агрегат рассекается тонкими (0,1—0,5 мм) короткими жилками с темно-фиолетовым флюоритом и кальцитом, а также собственно кальцитовыми жилками.

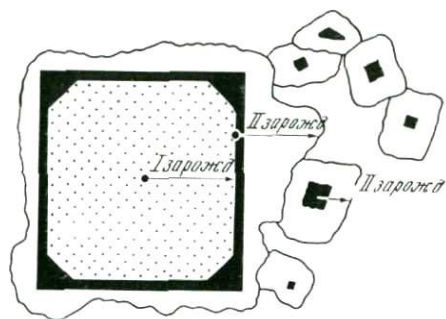
Макроскопически в рудном агрегате хорошо видны равномерно распределенные редкие относительно крупные (0,2—1,5 мм) кристаллы — вкрапленники черного пироксена, погруженные в светло-желтый агрегат пироксена и апатита.

На рисунке (фиг. 58) изображено внутреннее строение апатит-пироксенового агрегата из такой жилы. Видны более крупные и редкие кристаллы темного гатчеттолита (I генерация), соединенные друг с другом извилистым «каркасом» пироксена более светлого оттенка (II генерация). Апатит цементирует пироксеновый агрегат.

Как следует из приведенных иллюстраций (см. фиг. 57, 58), очень характерны темные гатчеттолитовые ядра или отдельные внутренние зоны в пироксенах самых разных парагенезисов и генераций. Следует учитывать, что подобные гатчеттолитовые ядра и внутренние зоны часто имеют незначительный объем по сравнению с объемом полного кристалла. Поэтому химический анализ последнего будет, соответственно, пропорционален объе-

му ядра и периферии, то есть будет приближаться к составу обычного пирохлора. В апатит-пирохлоровых жилах массива Арбарастах «ядро» и «периферия» кристаллизовались в виде отдельных индивидов, соответствующих двум последовательным зарождениям.

В конце процесса выделения кристаллов пирохлора I генерации (гатчеттолит) на них выросла непрозрачная зона; момент кристаллизации этой зоны совпал с началом нуклеации в жильном пространстве многочисленных мелких кристаллов пирохлора светлой разновидности II, рост которых, соответственно, начался с кристаллизации темных ядер: темные зоны в пирохлоре I (периферия) и в пирохлоре II (ядра) синхронны (фиг. 59).



Фиг. 59. Схема последовательности зарождения различных генераций пирохлора в апатит-пирохлоровых жилах Арбараста
По А. Г. Жабину

Кристаллизация апатита непосредственно связана с кристаллизацией пирохлора, и он также кристаллизуется в виде двух генераций: апатит I выделялся одновременно с пирохлором I (включен в среднюю зону пойкилитически и не «пересекает» темную зону), апатит II выделялся после кристаллизации зерен пирохлора II («цементирует» его, но не нарушает его внутреннее зональное строение).

Нахождение подобных апатит-пирохлоровых жил показывает, что при формировании в ультраосновных-щелочных карбонатных комплексах могут возникать такие условия, когда может происходить обособление существенно апатитовых фракций с более высоким содержанием ниобия, чем в карбонатах.

Циркониевый пирохлор

Эта разновидность пирохлора была обнаружена в нескольких участках существенно апатитовых камафоритов из массивов Вуориярви и Арбарастах. По внешнему виду минерал сходен с гатчеттолитом и представлен темно-бурыми кубическими или октаэдрическими кристаллами величиной до нескольких миллиметров. Метамиктен, но после прокалывания дебаеграмма соответствует дебаеграмме пирохлора. Отличается высоким содер-

жанием циркония, а также титана и тантала (см. табл. 15).

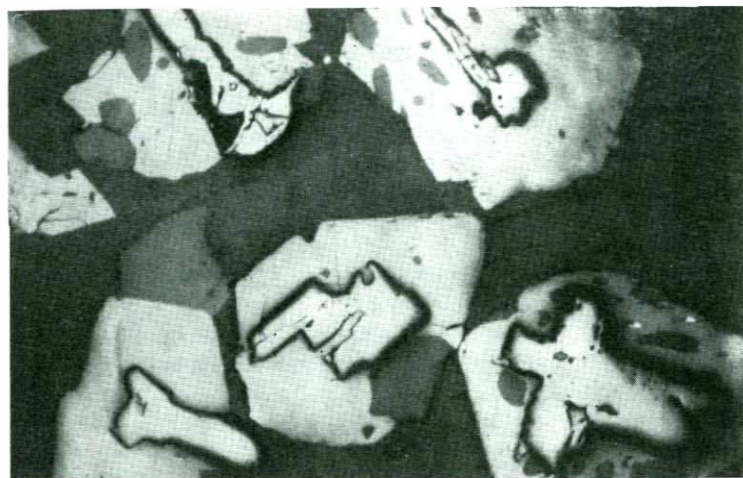
В массиве Вуориярви циркониевый пирохлор встречается в виде отдельных маломощных зон вкрапленности в апатитовых разностях камафоритов, где отсутствуют другие минералы циркония и ниобия. В массиве Арбарастах минерал приурочен к тем участкам, где с камафоритами контактируют карбонатиты. Подобные контактовые зоны часто имеют значительную мощность, и для них характерна сопряженность процессов растворения и перекристаллизации камафоритов. Характерна тесная ассоциация циркониевого пирохлора и бадделита с образованием эпитаксических сростков, где относительно более крупные кристаллы пирохлора нарастают на ребра пластинчатых кристаллов бадделита, нередко полностью обрастая их (фиг. 60, 61).

В одном случае наблюдались четкие индукционные грани между бадделитом и пирохлором, что может свидетельствовать о наличии интервала одновременного роста у этих двух минералов. Закон взаимной ориентировки оказался идентичным для подобных сростков пирохлора и бадделита, описанных ранее Н. З. Евзиковой (1960) для Гулинских карбонатитов: параллельно граням (100) и (110) бадделита располагаются соответственно грани (100) и (110) пирохлора.

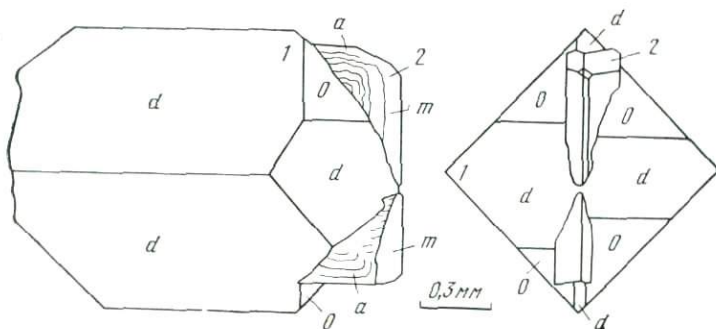
Широкое распространение закономерных нарастаний пирохлора на бадделит в камафоритах массива Арбарастах свидетельствует как о выдержанной последовательности кристаллизации этих минералов, так и о возможной каталитической роли бадделита, на котором возникают центры кристаллизации минералов с решетками флюоритового типа.

Как следует из сравнения данных химических анализов (табл. 15), возникновение существенно танталовых, урановых и циркониевых разностей связано со значительным усложнением состава пирохлора и отступлением от его общей формулы $(Ca, Na) Nb_2O_6F$. Это усложнение является результатом гетеровалентного изоморфизма, затрагивающего все структурные группы ионов в молекуле пирохлора (Бородин, Назаренко, 1957). При анализе этих замещений было показано, что в условиях процессов природного минералообразования не реализуется изоморфный ряд пирохлор — микролит. Этот вывод справедлив и для процесса формирования камафоритов.

Из табл. 15 видно, что увеличение содержания тантала в молекуле пирохлора до 12—16% хотя и сопряжено с уменьшением количества ниобия, но идет параллельно с ростом концентрации других катионов группы «В» — титана и циркония. При этом усложняется и состав катионов группы «А», прежде всего за счет значительного возрастания содержания урана, отчасти тория и в еще меньшей степени — редких земель. Эти замещения согласуются со сделанным ранее выводом о том,



Фиг. 60. Эпитаксические сростки циркониевого пирохлора с бадделемтом (светлый). Арбарастах. Аншлиф, без анализатора. Увел. 64 (а) и 70 (б)
По А. Г. Жабину



Фиг. 61. Эпитаксические сростки циркониевого пирохлора и бадделейта. Арбарастах. Чертеж по Б. В. Чеснокову.
 1 — пирохлор: o {111}, d {110}; 2 — бадделейт: a {101}, m {110}

что «усложнение состава пирохлора при вхождении в его решетку титана, урана, тория и редких земель обычно сопровождается увеличением содержания кальция за счет уменьшения содержания тория (Бородин, Назаренко, 1957).

Говоря об усложнении состава пирохлора, следует, однако, подчеркнуть определенную разницу в поведении тантала и циркония.

Концентрация первого из них возрастает вполне постепенно — от 1 до 16%. Напротив, появлению циркониевой разности пирохлора соответствует заметный скачок в содержании циркония — от нескольких процентов сразу до 30%. Этот скачок скорее всего связан с двойственной структурной позицией циркония — возможностью его вхождения в число катионов не только группы «В», но и «А». Так, например, пересчет анализа 10 приводит к следующей формуле: $(Ca_{0,62}Na_{0,41}Zr_{0,55}TR_{0,07}U_{0,06}Th_{0,07})_{1,76} (Nb_{0,96}Zr_{0,55}Al_{0,25}Fe_{0,13}Ti_{0,04}Si_{0,08}) [O_{6,24}(OH)_{0,17}F_{0,29}]_{7,00}$.

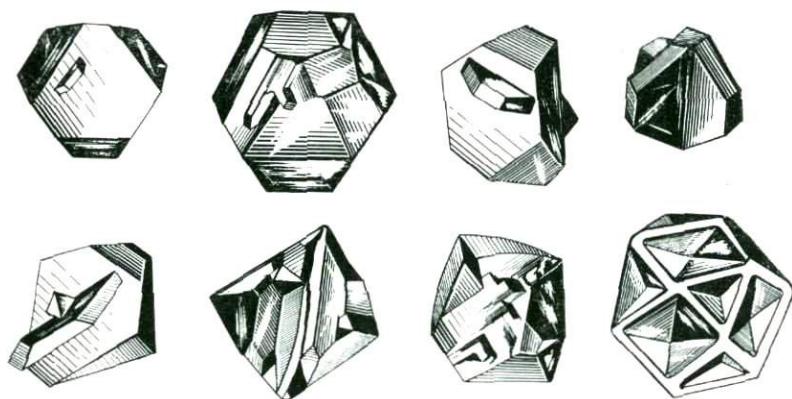
Таким образом, по химическому составу циркониевый пирохлор можно считать переходным минералом к ниобоцирконолиту (циркелиту), в котором атомы циркония выведены из группы «В». Принципиальное различие в составе этих минералов, как будет показано далее, заключается в существенно большем содержании титана в ниобоцирконолите.

Ниобоцирконолит (циркелит)

Ниобоцирконолит является ниобиевой разностью цирконолита ($CaZrTi_2O_7$), обнаруженного первоначально в пироксенитах из комплексных массивов Кольского полуострова и Алдана (Бородин и др., 1956; Бородин и др., 1960). Позднее было уста-

новлено, что разность цирконолита, содержащая до 16—25% Nb_2O_5 , широко распространена в различных карбонатитовых месторождениях СССР. К ниобоцирконолиту, вероятно, должен быть отнесен минерал из Якупиранги, названный циркелитом (Дэна и др., 1951), где содержание ZrO_2 (~49%) явно завышено за счет пропущенного при анализе ниобия.

Ниобоцирконолит представлен нередко пластинчатыми кристаллами, величиной до нескольких миллиметров, обычно образующими поликристаллические сростки — розетки, кубы и кубооктаэдры с неровными ступенчатыми гранями (фиг. 62). Цвет темно-бурый до черного, с сильным металлическим блеском. В шлифах красно-бурый. Большею частью метамиктен, но иногда встречаются и анизотропные кристаллические выделения, обнаруживающие зональное строение (Капустин, 1964). Характерные рентгенограммы, идентичные первично-кристаллическим разностям, могут быть получены только при нагревании выше $1000^\circ C$. При меньших температурах рекристаллизация метамиктных разностей приводит к появлению кубических фаз со структурой пирохлора (Бородин и др., 1960). Химический состав минерала (табл. 16) достаточно сложен. При общем соответствии типовой формуле собственно у цирконолита ($AZrB_2O_7$) значительная часть ведущего катиона группы «А» — кальция может быть замещена редкими землями, железом, ураном и торием. Так и титан, представляющий в основном группу «В» в цирконолите, замещается в ниобоцирконолите ниобием, отчасти танталом, железом, алюминием. Количество циркония при этом остается довольно постоянным (около 30% ZrO_2). С увеличением содержания ниобия возрастает удельный вес минерала — от 4,2 до 4,6 и выше (Капустин, 1964).



Фиг. 62. Поликристаллические сростания ниобоцирконолита (циркелита по А. Г. Булаху и др., 1960)

Таблица 16

Химический состав и свойства аксессуарных минералов группы цирконолита-ниобоцирконолита

Компоненты	Цирконио-цирконолит						Ниобоцир			
	Бразилия	Цейлон	Африканда			Албартсах	Алдан	Себьярви	Вуориярви	
			3	5	5				6	7
Nb ₂ O ₅	—	—	2,50	3,26	2,86	4,25	13,65	11,25	16,17	24,40
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,09	1,75	1,50	0,87	1,24
TiO ₂	14,95	29,50	27,50	31,69	29,91	32,25	22,04	11,25	24,30	16,00
ZrO ₂	52,89	30,73	35,26	32,84	31,17	35,75	32,32	33,42	27,68	28,73
HfO ₂	—	—	0,45	—	—	—	—	0,64	0,35	—
TiO ₂	7,31	20,44	5,57	0,58	0,46	0,37	2,5	2,73	4,25	3,50
U ₃ O ₈	1,40	1,06	0,76	1,53	1,75	0,10	0,86	0,96	0,56	—
SiO ₂	—	—	2,90	2,05	4,50	0,18	0,76	1,23	0,30	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,03	1,04	2,23	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	—	5,83	5,49	4,60	3,44	3,39	4,81	6,48	3,48
TR ₂ O ₃	2,73	3,76	3,77	6,22	6,00	3,36	4,62	6,10	4,58	2,84
FeO	7,72	4,07	—	—	0,36	2,85	4,53	3,19	2,51	5,24
MnO	—	0,03	—	0,06	0,13	0,13	0,32	—	—	0,26
MgO	0,22	2,34	—	0,45	0,50	0,53	0,43	—	0,62	0,21
CaO	10,79	6,87	12,01	11,05	10,79	12,03	11,28	10,22	8,51	10,00
(Sr, Ba)O	—	0,38	0,21	0,34	—	—	—	0,21	0,97	—
Na ₂ O	—	—	—	0,37	0,46	—	0,19	—	—	0,96
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	0,30
H ₂ O	1,02	0,40	3,13	3,35	5,66	1,67	1,38	3,59	2,16	2,88
Сумма	99,03	99,58	99,69	100,31	100,19	99,22	100,12	98,85	100,32	100,04
Аналитик	G. T. Prior	G. S. Blake	E. A. Isaeva	И. И. Назаренко			К. А. Дорофеева	Е. А. Исаева	Ю. Н. Квилович	А. В. Быкова
Автор	E. Hus-ska, G. T. Prior, 1895	G. S. Blake, H. Smith, 1913	A. G. Булах и др., 1960	Л. С. Бородин и др., 1960			В. С. Гайдукова и др., 1962	А. Г. Булах и др., 1960	Ю. Л. Капустин, 1964	Ю. Л. Капустин, 1964
Цвет	Черный		Бурый			Черный				
Состояние			Метамиктный							
Удельный вес	4,741	4,72	4,23	4,02	4,23					

1 — якупирангиты (?); 2 — россыли камафоритов (?); 3, 4, 5 — амфиблизированные прорксениты; товые породы; 21 — карбонатиты.

КОНОЛИТ										
Вуориярви		Ковдор						Центральный		Восточная Сибирь
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
24,84	22,47	21,45	24,81	25,17	25,79	20,88	14,30	21,59	20,49	24,11
2,00	0,43	2,08	2,74	2,04	1,50	1,17	1,40	—	0,002	—
18,19	18,30	14,86	16,32	16,43	17,71	13,94	21,90	22,27	17,88	14,08
25,00	27,35	32,94	28,40	27,80	24,92	31,56	33,80	30,18	29,74	34,39
—	—	—	—	0,30	0,22	0,30	—	—	—	—
2,90	2,72	3,21	2,51	0,49	0,71	1,17	2,80	—	—	2,05
0,40	—	1,82	3,90	3,20	3,37	2,70	Нет	—	—	2,51
—	—	0,15	—	—	1,11	—	0,38	0,37	0,41	—
—	0,70	3,47	—	—	0,21	—	0,46	Следы	0,30	0,04
1,11	2,72	2,88	3,46	3,30	—	10,33	6,69	5,07	4,75	1,08
4,00	3,71	3,06	2,79	2,75	2,50	1,17	1,30	1,29	1,38	1,40
6,00	5,37	4,00	2,02	4,00	7,08	3,70	0,87	5,33	10,13	5,56
0,38	—	0,41	—	0,37	0,50	0,38	0,27	0,01	0,02	0,64
—	0,36	1,07	—	—	—	—	0,38	Следы	0,25	0,70
11,00	9,59	5,44	10,12	9,90	11,02	11,01	10,43	9,70	10,71	10,71
—	0,83	0,20	—	—	—	—	0,04	0,08	0,09	0,06
1,40	0,94	0,71	1,83	1,82	1,98	0,75	0,35	0,34	0,61	0,52
—	0,52	0,18	0,44	—	—	0,20	—	Следы	Следы	—
2,48	3,30	2,72	1,13	1,78	1,58	—	3,58	3,53	3,43	2,62
100,05	99,31	99,65	100,47	99,42	100,37	99,31	98,95	99,99	100,10	100,47
И. И. Назаренко	А. В. Быкова	Т. Н. Бурова	Г. Н. Любопытсва	Г. Н. Любопытсва	М. Е. Казакова	М. Е. Казакова		Л. И. Полупанова		
Л. С. Бородин и др., 1960	А. А. Кухаренко и др., 1965	Ю. Л. Капустин, 1964	Ю. Л. Капустин	А. В. Лапин			В. С. Гайдукова и др., 1962			
Черный		Черный		Темно-бурый						
Метамиктный	Кристаллический	Метамиктный								
4,31	4,38	4,32					4,33	4,25		

6 — флогопитизированные прорксениты; 7—10 — карбонатиты; 11—19 — камафориты; 20 — апатиты

Как уже отмечалось, по валовому химическому составу к ниобцирконолиту близок циркониевый пирохлор. Однако принципиальные структурные различия этих минералов обуславливают и различный характер изоморфных замещений, равно как и вариаций в содержании главных компонентов. Как было установлено в результате специальных кристаллохимических исследований (Пудовкина, Пятенко, 1964), при близости структуры цирконолита к структуре пирохлора первый из них имеет моноклинную, а не кубическую симметрию, хотя отклонения от последней невелики. Соответственно можно допускать большую степень упорядоченности катионов в структуре цирконсилита и ниобцирконолита. Как следует из предыдущего, в пирохлорах Nb, Zr и Ti принадлежат к одной структурной группе («В»), и их соотношения могут широко варьировать. В цирконолите и ниобцирконолите содержание циркония относительно постоянно, а количество ниобия может возрастать за счет титана.

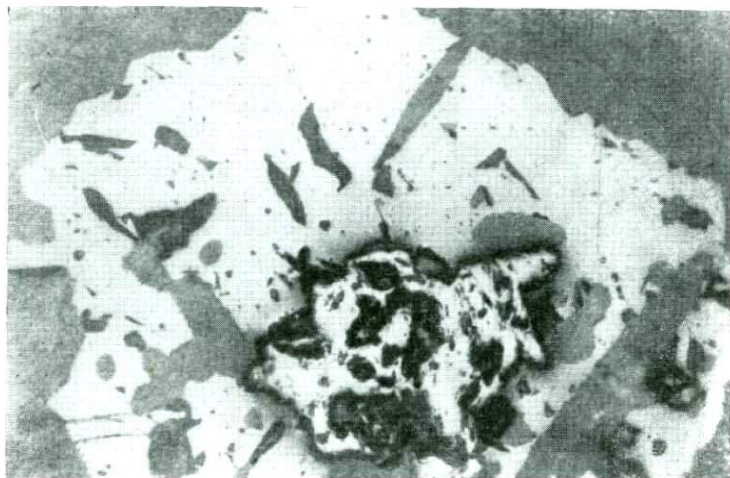
Таким образом, состав ниобцирконолита может быть производным и от пирохлора в результате увеличения количества циркония и титана за счет ниобия и кальция, и от цирконолита — путем увеличения числа атомов ниобия при сокращении содержания циркония и титана. Переход от пирохлора к цирконолиту заключается, в общем, в замене группы (ОН) и «F» на «O», в переводе части катионов «А» в группу «В» или неупорядоченном распределении части атомов между указанными группами и может быть иллюстрирован рядом схем изоморфизма со следующими условными названиями:

$\text{CaNb} \rightarrow (\text{Ce}, \text{U}) \text{Ti}$	бетафитовая
$\text{NaNb} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \text{Ti}$	ильменитовая
$\text{CaNb}_2 \rightarrow 3\text{Ti}$	рутиловая
$\text{CaNb}_2 \rightarrow 3\text{Zr}$	бадделентовая
$\text{NaNb}_2(\text{OH}) \rightarrow \text{ZrTi}_2\text{O}$	цирконолитовая
$\text{Ca}_3\text{Nb}_2 \rightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}_2$	титаномагнетитовая
$\text{NaNb} \rightarrow \text{CaTi}$	перовскитовая

Обычно реализуются только какие-либо две-три схемы из указанных выше. Вероятность того или иного типа изоморфных замещений зависит не только от относительной концентрации Nb, Zr и Ti, но и от активности катионов группы «А» и величины окислительно-восстановительного потенциала (соотношения $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Возможность сохранить структурную индивидуальность пирохлора или цирконолита определяется, видимо, соотношениями: $\text{Zr} + \text{Ti} \gg \text{Nb}$ (для ниобцирконолита и цирконолита) и $\text{Nb} \geq \text{Ti} + \text{Zr}$ (для пирохлора).

Хотя ниобцирконолит можно считать одним из типоморфных минералов карбонатитовых месторождений, его появление закономерно связано с камафоритами: минерал более характе-

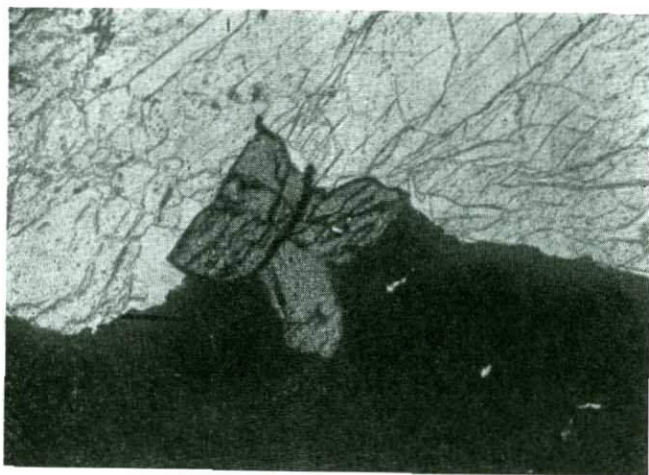


Фиг. 63. Реликт бадделейта (светлое) в ниобоцирконолите; темно-серое — апатит. Вуориярви, Неске-вара. Аншлиф, без анализатора, увел. 56

рен для тех массивов, где присутствуют камафориты или встречаются в виде реликтов в ранних карбонатитах (например, в многочисленных месторождениях Восточной и Южной Африки, где развиты только карбонатиты, ниобоцирконолит не встречен). Выделения ниобоцирконолита чаще всего приурочены к участкам карбонатизации камафоритов там, где они контактируют с карбонатитами. Наряду с этим ниобоцирконолит наблюдается и в существенно апатитовых разностях камафоритов (апатитизированных форстерит-магнетитовых породах). Обычна ассоциация ниобоцирконолита с гатчеттолитом и бадделейтом. При этом кристаллы ниобоцирконолита часто нарастают на корродированные выделения пироклора и бадделейта (фиг. 63). По-видимому, основная масса ниобоцирконолита возникает за счет обоих этих минералов: $(Ca, Na)_2(Nb, Ti)_2O_7 + ZrO_2 \rightarrow CaZr(Ti, Nb)_2O_7$.

Бадделейт

Бадделейт является характерным аксессуарным минералом камафоритов. Образует хорошо ограниченные пластинчатые или призматические кристаллы, уплощенные по (100) и вытянутые по (001), реже он встречается в виде изометричных или неправильных зерен. Одиночные кристаллы бадделейта сравнительно редки, значительно более распространены двойники с различными плоскостями срастания. Кристаллы бадделейта часто нарастают на поверхность зерен магнетита (фиг. 64).



Фиг. 64. Нарастание кристаллов бадделейта на магнетит в форстерит-магнетитовой руде, Ковдор. Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 17

Морфология кристаллов бадделейта детально изучена О. М. Римской-Корсаковой и И. Б. Динабург (1964). Наиболее распространенные формы одиночных кристаллов и двойников бадделейта показаны на фиг. 65 и фиг. 66.

Цвет бадделейта светло-коричневый или темно-коричневый, иногда с красноватым оттенком. Для минерала характерна зональная окраска с более густо окрашенными внутренними частями зерен или с чередованием узких зон, различающихся интенсивностью окраски. В шлифах иногда заметен плеохроизм в бурых тонах. Удельный вес бадделейта составляет 5,5—5,7 для светло-коричневой и 5,7—5,9 для темно-коричневой разновидности.

Минерал двуосный, оптически отрицательный $c:n_p = 10-12^\circ$. Показатели преломления и угол оптических осей минерала приведены в табл. 17 (по Ю. Л. Капустину, 1964). Химический состав бадделейта из камафоритов в различных месторождениях сравнительно постоянен (табл. 18). Формула минерала близка к теоретической ZrO_2 .

В табл. 19 приведены содержания ниобия, тантала и гафния в бадделейтах.

В Ковдорском массиве отчетливо устанавливается зависимость содержания ниобия, тантала гафния, а также величины отношения $ZrO_2:Nb_2O_5$ в бадделейтах от типа их парагенезиса. Например, бадделейты из форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых камафоритов и ранних кальцитовых карбонатитов в среднем содержат 0,27% Nb_2O_5 и 0,096%

Таблица 17
Оптические свойства бадделита

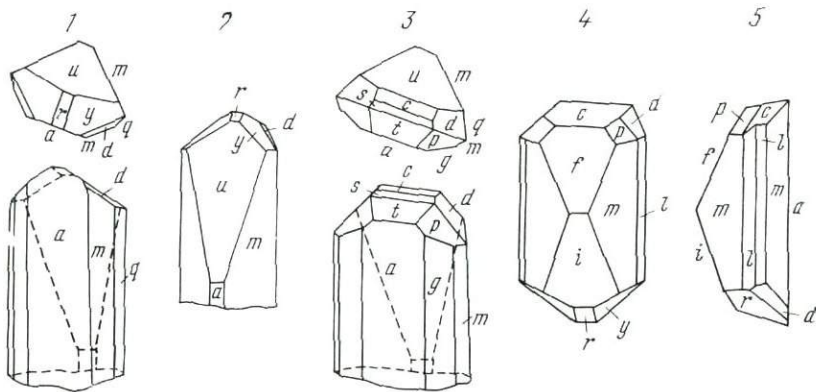
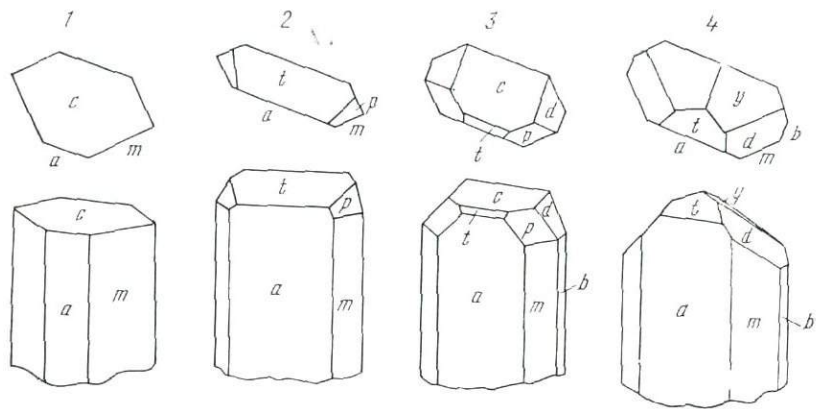
Свойства	Вуориярви		Ковдорский		Саллан-латва	Южная Африка, Палабора	Бразилия
	коричневый	темно-коричневый	коричневый	темно-коричневый	коричневый	коричневый	коричневый
$2V$	27	31	30	31	25	30	30
n_q	2,28	2,41	2,30	2,44	2,35	2,243	2,20
n_m	2,21	2,38	—	2,40	—	2,236	2,19
n_p	2,14	2,21	2,15	2,22	2,19	2,136	2,13

Таблица 18
Химический состав бадделита из различных массивов

Компоненты	Ковдорский			Вуориярви	Турий мыс	Палабора
	1	2	3	4	5	6
ZrO ₂	94,50	97,01	96,81	96,28	96,40	95,20
HfO ₂	2,20	1,10	0,93	2,4	—	—
SiO ₂	0,91	0,47	0,57	0,16	0,48	0,06
TiO ₂	0,07	Следы	Следы	—	0,50	1,65
Ta ₂ O ₅	—	0,11	0,09	} 0,84	} 0,97	—
Nb ₂ O ₅	—	0,37	0,29			
Fe ₂ O ₃	0,25	0,17	0,57	0,12	0,18	2,10
TR ₂ O ₃	—	0,10	0,10	—	Не сби.	—
CaO	0,70	0,37	0,70	—	0,58	0,80
MgO	—	—	—	—	0,20	0,64
MnO	—	—	—	—	Не сби.	0,23
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,67
H ₂ O ⁻	—	0,13	0,20	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,19	0,10	—	—	—
С у м м а	99,89	99,96	100,36	99,40	99,61	99,20

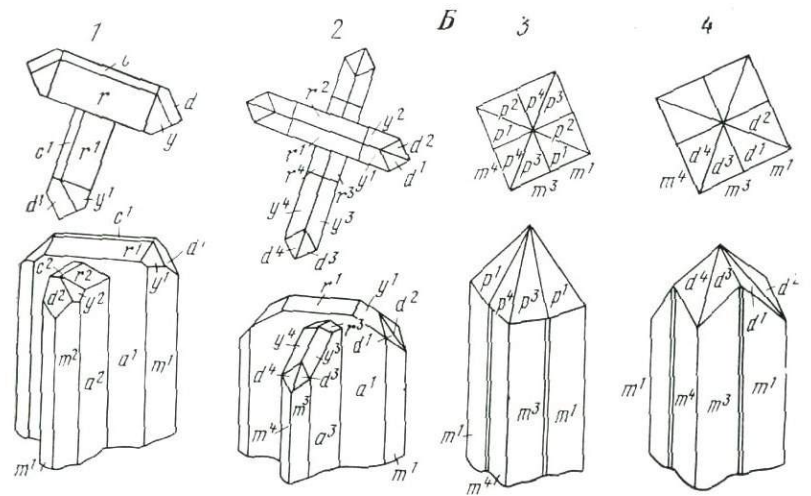
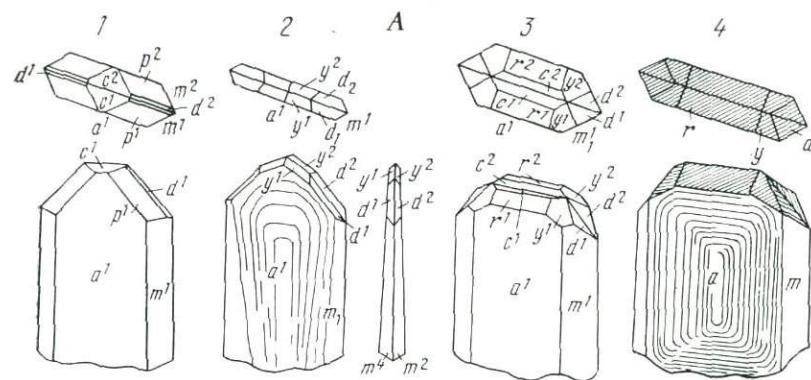
1—3. — бадделит из апатит-форстерит-магнетитовых пород: 1 — данные А. В. Лапина; 2, 3 — данные О. М. Римской-Корсаковой (1964); 4 — бадделит из апатит-форстерит-магнетитовых пород, данные Ю. Л. Капустина

(1964); 5 — бадделит из кальцит-анатит-магнетитовых пород с диоксидом и флогопитом, данные А. В. Лапина; 6 — бадделит из апатит-форстерит-магнетитовых пород (Russel, 1954).



Фиг. 65. Форма кристаллов бадделейта

1 — наиболее простые одиночные кристаллы бадделейта: a — (100); b — (010); c — (001); d — (011); m — (110); p — (111); t — (102); y — (112);
 2 — кристаллы бадделейта с более редкими формами: t — (201); g — (210); l — (301); l — (120); q — (230); r — (102); u — (702); s — (103); l — (102); y — (112). По О. М. Римской-Корсаковой (1964)



Фиг. 66. Двойники бадделейта: А — по 100. Б — крестообразный двойник прорастания по (110); / — четверники по (100) и (110) — 2, 3, 4. В — коленчатые и крестообразные двойники по (101)

a — (100); c — (001); d — (011); m — (110); p — (111); r — (102); s — (103); y — (112). По О. М. Римской-Корсаковой (1964)

Таблица 19

Содержание ниобия, тантала и гафния в баделейтах

Тип породы	Массив	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	HfO ₂	Автор
Апатит-форстерит-магнетитовый	Ковдорский	0,280	0,092	3:1	2,30	А. В. Лапин
Кальцит-форстерит-магнетитовый	»	0,260	0,092	3:1	2,10	»
Карбонатит с форстеритом и флогопитом	»	—	—	—	2,20	»
Кальцит-apatит-форстерит-магнетитовый	»	0,219	0,054	4:1	—	»
Апатит-форстерит-магнетитовый	»	0,420	0,07	6:1	0,30	Ю. Л. Капустин
То же	»	0,26	0,02	13:1	0,44	»
»	»	0,28	0,12	2,3:1	2,45	С. М. Римская-Корсакова (1964)
»	»	0,28	0,12	2,3:1	2,30	»
Кальцит-apatит-форстерит-магнетитовый	»	0,29	0,12	2,4:1	2,10	»
Апатит-форстерит-магнетитовая порода с гумитом и тетраферрифлогопитом	»	1,746	0,274	6:1	0,70	А. В. Лапин
То же	»	0,588	0,266	2,4:1	1,86	»
»	»	2,96	0,508	5,8:1	1,10	»
»	»	1,368	0,23	5:1	—	»
»	»	0,8	0,3	2:7	0,94	»
»	»	1,5	0,5	3:1	1,15	»
»	»	1,10	0,5	2,2:1	0,6	»
»	»	1,6	0,6	2,7:1	0,8	»
»	»	1,6	0,6	2,7:1	0,85	»
»	»	1,3	0,4	3,2:1	0,7	»
»	»	1,4	0,3	4,7:1	0,7	»
»	»	0,8	0,4	2:1	—	»
»	»	0,5	0,2	2,5:1	0,7	»
»	»	0,7	0,5	1,4:1	—	»
»	»	0,8	0,4	2:1	—	»
Апатит-форстерит-магнетитовый	Вуориярви	0,60	0,09	7:1	0,64	Ю. Л. Капустин
То же	»	0,48	0,06	8:1	0,81	»
Актинолит-оливин-кальцитовый с магнетитом	»	3,00	1,6	1,9:1	2,50	О. М. Римская-Корсакова (1964)
Форстерит-магнетитовый	Арабарастах	0,58	0,21	2,6:1	—	А. Г. Харченк в
Форстерит-магнетитовый с клиногумитом	»	1,38	0,25	5,5:1	—	А. Г. Жабни
Апатит-магнетитовая порода с хондронитом	»	1,20	0,042	28:1	0,70	»

Ta_2O_5 , а бадделита из камафоритов и карбонатитов с клиногумитом и тетраферрифлогопитом — 1,25% Nb_2O_5 и 0,40% Ta_2O_5 .

Соответственно, в бадделитах из первых трех типов пород содержание HfO_2 обычно составляет 2,10—2,40% при величине отношения $ZrO_2 : HfO_2$ около 45, а бадделиты из карбонатитов с тетраферрифлогопитом обычно содержат около 0,7—0,8% HfO_2 при величине отношения $ZrO_2 : HfO_2$ около 115.

Кроме указанных элементов бадделит содержит акцессорные редкие земли, уран, торий, титан и некоторые другие элементы. Для него характерно также присутствие повышенных количеств скандия (до 0,10%).

Бадделит является более ранним минералом по отношению к пирохлору и ниобцирконолиту. Пирохлор нередко закономерно нарастает на кристаллы бадделита. При процессах актинолитизации пород, а также при развитии в них парагенезиса клиногумита и тетраферрифлогопита происходит частичное замещение бадделита ниобиевым цирконолитом. При доломитизации пород бадделит замещается цирконом (Вуориярви). В гипергенных условиях устойчив.

Ильменит

Ильменит — характерный акцессорный минерал второй разновидности кальцитсодержащих камафоритов, образующийся в результате поздней кальцитизации пород. Ильменит ассоциирует в этих породах с клиногумитом и тетраферрифлогопитом. В участках, обогащенных тетраферрифлогопитом, содержание ильменита нередко повышается до 10—15% и более. Ильменит присутствует в виде пластинчатых вростков в магнетите, а также самостоятельных выделений.

Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии и образует пластинчатые кристаллы черного цвета, размер которых в апатит-магнетитовых породах обычно не превышает первых миллиметров, а в ассоциирующих с ними карбонатитах нередко достигает 3—5 см. Спайность у минерала не выражена, блеск металлический, черта буровато-черная. В прозрачных шлифах слабо просвечивает красновато-бурый цвет. Удельный вес минерала 4,64—4,70.

Химический состав ильменита из кальцит-тетраферрифлогопит-apatит-магнетитовых пород Центрального массива Турьего мыса (в вес. %): Nb_2O_5 —1,11; Ta_2O_5 —0,09; TiO_2 —49,77; MgO —3,36; MnO —1,59; FeO —33,47; Fe_2O_3 —10,56; Al_2O_3 —0,50; сумма 100,45 (аналитик М. А. Мачихина). Минерал характеризуется повышенным содержанием ниобия, тантала, а также магния и марганца.

Урановый ториапит, ториапит

Урановый ториапит ассоциирует с камафоритами и карбонатами в массиве Палабора (Russel et al., 1954; Foster, 1958), а аксессуарный ториапит встречается в зонах апатитизированных оливинитов в Ковдорском массиве (Кухаренко и др., 1965).

Урановый ториапит обычно образует идиоморфные кубические кристаллы, а также неправильные и прожилковидные выделения. Кристаллы имеют размер от 0,1 до 0,6 мм в поперечнике и часто содержат включения апатита и кальцита. Удельный вес минерала $9,1 \pm 0,3$. Параметр элементарной ячейки для образца с поверхности $a_0 = 5,582 \pm 0,003 \text{ \AA}$, для образца, взятого с глубины, $a_0 = 5,588 - 5,591 \pm 0,003 \text{ \AA}$. Химический состав уранового ториапита из Палаборы (вес. %): UO_2 — 17,73; ThO_2 — 66,49; PbO — 10,67; TR_2O_3 — 5,11 (обр. 1) и UO_2 — 26,65; ThO_2 — 55,82; PbO — 13,40; TR_2O_3 — 4,12 (обр. 2).

Наиболее крупные кристаллы уранового ториапита обнаруживают отчетливое зональное строение: ядра кристаллов относительно обогащены ураном и обладают светлыми желто-коричневыми внутренними рефлексами; краевые зоны обогащены торием и характеризуются красновато-коричневыми внутренними рефлексами. По приближенным оценкам отношение $\text{UO}_2 : \text{ThO}_2$ при переходе от внутренних частей кристаллов к краевым изменяется от 1 : 2 до 1 : 3.

Ториапит из апатитовых пород Ковдорского массива (Кухаренко и др., 1965) образует мелкие кристаллы, выросшие в апатит, не превышающие 0,2—0,3 мм в поперечнике. Кристаллы имеют октаэдрическую, кубоктаэдрическую, реже более сложную огранку; их облик чаще изометрический, реже, вследствие неравномерного развития отдельных граней — толстотаблитчатый или столбчатый. Цвет минерала красновато-коричневый, блеск сильный — алмазный, реже — жирный. Минерал прозрачен, изотропен, $N = 2,14 \pm 0,01$, удельный вес около 9,1.

Спектральным анализом (В. А. Галибин, ЛГУ) в минерале установлено присутствие следующих элементов (вес. %): $\text{Th} > 10$; Ca — 1, Y — 0,6; Mn и Zr — 0,3; Si и Fe — 0,1; Pb — 0,03; Al , Mg и Sc — 0,01. В кислотах не растворяется. Сильно радиоактивен. Дебаграмма показывает наличие кубической решетки типа CeO_2 с параметром a_0 около 6,60 Å.

Сульфиды меди

В большинстве месторождений камафориты не содержат сколько-нибудь значительных скоплений сульфидов меди, и наиболее распространенным сульфидным минералом в них является пирротин, постоянно сопровождающийся количественно подчинен-

ным халькопиритом. Последний выделяется позже пирротина, развиваясь по трещинкам и с периферии его зерен.

Однако в массиве Палабора камафориты и карбонатиты несут промышленное медное сульфидное оруденение, отчетливо позднее по отношению к магнетитовой стадии. Наиболее распространенным рудным минералом является здесь халькопирит, широко развиты также халькозин, борнит, кубанит, валлернит и некоторые другие минералы (Foster, 1958).

Халькопирит образует пластинчатые зерна, двойнивающиеся по нескольким законам. Выделяются двойниковые сростки типа «олеандрового листа», соответствующие более высокотемпературной форме халькопирита, и прямолинейные пластинчатые сростки (более низкотемпературная форма). Минерал имеет ясную спайность по (111) и менее четкую по (201). В качестве продуктов распада твердого раствора в халькопирите отмечаются включения сфалерита и пентландита. Борнит встречается в виде мирмекитоподобных прорастаний с халькопиритом или более поздних выделений, замещающих халькопирит. Валлернит образует кристаллы с хорошо выраженной спайностью по (001) размером от 1 мк до нескольких сантиметров. Минерал резко анизотропный. Под влиянием внешнего давления кристаллы валлернита испытывают трансляции параллельно (001), что вызывает уменьшение их отражательной способности.

Халькозин и ковеллин образуются в качестве вторичных минералов, развивающихся вдоль трещинок в сульфидных медных минералах.

Геохимические особенности камафоритов**Ниобий и тантал**

Ниобий и тантал постоянно содержатся в камафоритах, а в некоторых разновидностях камафоритов концентрации тантала и ниобия могут превышать таковые в карбонатитах. Содержание этих элементов значительно увеличивается по мере образования поздних разновидностей камафоритов. От разновидности к разновидности изменяется соотношение ниобия и тантала: в наиболее ранних разновидностях эти элементы целиком (или частично) рассеяны в виде изоморфной примеси в силикатных, циркониевых и титановых минералах и в магнетите, а в более поздних разновидностях они концентрируются в основном в собственных минералах — пирокхлоре (и гатчеттолите) и ниобоцирконолите.

Основным минералом-носителем ниобия и тантала является пирокхлор, образование которого в различных массивах связано с разными стадиями формирования камафоритов. Так, например, в Ковдорском массиве пирокхлор (гатчеттолит) появляется только вместе с кальцит-клиногумитовыми камафоритами в ассоциации с ниобоцирконолитом и ильменитом. В массивах Вуориярви и Арбарастах этот минерал возникает раньше, уже на стадии апатит-магнетит-форстеритовых камафоритов, в ассоциации с ниобоцирконолитом. И в массиве Вуориярви и в массиве Арбарастах вслед за первой происходит образование последующих генераций пирокхлора, сильно отличающихся друг от друга соотношением ниобия и тантала (табл. 20). Ранние генерации пирокхлора содержат повышенные количества тантала (6—12%) и всего до 42% Nb_2O_5 при отношении Ta_2O_5 : Nb_2O_5 меньше, чем 1 : 10. Более поздние пирокхлоры характеризуются относительной стабильностью количеств ниобия и тантала (56—59% и 1—2% соответственно) и низким соотношением их, равным 1 : 30—1 : 60. Наиболее ранняя генерация пирокхлора в магнетит-apatит-хондродитовых породах массива Арбарастах сохранилась лишь в виде реликтов, наблюдаемых как густоокрашенные ядра в центре зерен более позднего светлого пирокхлора. Следующие генерации пирокхлора сопряжены с образованием кальцитовых камафоритов, причем среди них более

ранняя образована пирохлором с соотношением ниобия и тантала, равным 1 : 6 — 1 : 11, поздняя — пирохлором с соотношением 1 : 30 — 1 : 60. Первая из этих разновидностей пирохлоров является составной частью кальцит-магнетит-форстеритовых камафоритов, вторая — кальцит-магнетит-хондритовых.

Ниобоцирконолит в массивах Ковдорском и Вуориярви образуется и существует одновременно с пирохлором, в массиве Арбарастах предшествует пирохлору, возникшая за счет перекристаллизации цирконолита исходных форстеритовых и флогопитовых пород при их апатитизации и исчезает с образованием магнетит-хондрит-апатитовых камафоритов. В составе ниобоцирконолита может содержаться 16—27% Nb_2O_5 и до 2,8% Ta_2O_5 , так что он играет существенную роль в общем балансе этих элементов в породе. В массивах Вуориярви и Ковдорском при смене апатитовых камафоритов кальцитовыми отношение $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ незначительно увеличивается, главным образом за счет увеличения в минерале количеств ниобия. Относительные количества пирохлора и ниобоцирконолита в породе широко варьируют. В различных участках, пространственно весьма близких, преобладает то один, то другой минерал, хотя в целом их количества приблизительно одинаковы. С глубиной содержания ниобия и тантала в пирохлоре и цирконолите не изменяются.

Бадделент является минералом, который присутствует во всех разновидностях камафоритов и обладает высокими содержаниями ниобия и тантала, лежащими в пределах 0,3—2,2% для пятиоксида ниобия и 0,04—0,25 для пятиоксида тантала (табл. 21). Поведение ниобия и тантала при переходе от ранних разновидностей камафоритов к более поздним характеризуется постепенным увеличением в составе бадделента содержания ниобия при постоянном (Арбарастах) или возрастающем содержании тантала (Ковдорский и Вуориярви). В связи с этим отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ в бадделентах из разных массивов изменяется неодинаково: в массиве Арбарастах постепенно возрастает, в Вуориярви — падает, в Ковдорском остается постоянным. Магнетит всегда концентрирует в виде изоморфной примеси весомую долю имеющегося в породе ниобия и тантала, что вызвано повышенными содержаниями этих элементов (табл. 21) и большими количествами самого магнетита в породе. В его составе может содержаться 0,01—0,08% Nb_2O_5 и 0,002—0,02% Ta_2O_5 , что во многом может быть обусловлено наличием микроскопических вростков пирохлора и цирконолита.

Заметную роль в общем балансе ниобия и тантала в породах может играть ильменит с содержаниями этих элементов 0,7—1,9 и 0,04—0,5% соответственно; иногда заметную роль играют реликтовые сфен и перовскит, если их количество достаточно велико. Сравнительно много ниобия содержится в кли-

Таблица 20

Содержания пятиокисей ниобия и тантала в минералах из камафоритов

Минерал	Порода	Массив	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	Авторы
Пирохлор I генерации	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	Ковдорский	38,30	9,30	4,5:1	А. В. Лапин (31) *
То же	Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	42,61		8:1	А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)
»	То же	»	41,07	10,58	3,9:1	Ю. Л. Капустин (5)
Пирохлор II генерации	Апатитовая	»	59,24	1,00	59:1	А. Г. Жабин (1)
То же	Апатит-магнетит-форстеритовая	»	59,02	1,95	30:1	Ю. Л. Капустин (2)
»	То же	»	57,24	2,15	27:1	А. А. Кухаренко и др. (2)
»	Кальцит-апатит-форстеритовая	»	33,48	12,00	8,8:1	Л. С. Бородин (1)
»	Магнетит-хондрит-апатитовая	Арбарастах	59,37	1,52	39:1	А. Г. Жабин, А. Г. Харченков (2)
Пирохлор-циркониевый	Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовая	»	29,46	0,81	36:1	То же (2)
То же	То же	»	42,72	6,48	6,6:1	Супрунов, А. Г. Харченков (1)
»	Кальцит-магнетит-хондрит-апатитовая	»	56,61	1,77	32:1	То же (1)
Ниобцирконолит	Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	16,17	0,87	19:1	Кухаренко и др., 1965 (1)
»	Кальцит-магнетит-форстеритовая	»	25,92	1,20	22:1	Л. С. Бородин, 1960 (2)
»	Апатит-форстеритовая	Ковдорский	21,25	2,08	11:1	Кухаренко и др., 1965 (1)
»	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	23,27	1,89	13:1	А. В. Лапин (9)
Ильменит	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	1,21	0,179	6,8:1	А. В. Лапин (7)
Форстерит	Апатит-магнетит-форстеритовая	Арбарастах	0,007	0,0035	2:1	А. Г. Харченков (2)
Клиногумит	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	Ковдорский	0,090	0,009	10:1	А. В. Лапин (1)

Минерал	Порода	Массив	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	Авторы
Хондродит	Магнетит-хондродит-апатитовая	Арбарастах	0,28	0,0028	100:1	А. Г. Харченков (1)
Флогопит	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	Ковдорский	0,012	0,001	12:1	А. В. Лашин (1)
»	Магнетит-форстеритовая	Арбарастах	0,005	0,0017	3:1	А. Г. Харченков (2)
»	Апатит-магнетит-форстеритовая	»	0,014	0,0059	2,3:1	То же (3)
»	Магнетит-хондродит-апатитовая	»	0,005	0,0005	10:1	То же (1)

* Здесь и далее в таблицах в скобках дано количество определений.

ногумите и хондродите (0,09 и 0,28% Nb₂O₅) при таких же содержаниях тантала (0,009 и 0,003 Ta₂O₅), как и в других силикатных минералах (менее 0,015% Nb₂O₅ и менее 0,006% Ta₂O₅). При отсутствии в породе собственных минералов тантала и ниобия расчет баланса для этих элементов апатит-магнетит-форстеритовой разновидности камафоритов показывает, что основное количество ниобия (до 57%) концентрируется в цирконолите, около 5% — в бадделенте, 31% — в магнетите и всего 7% — в форстерите и флогопите. Распределение тантала резко отличается: его главные количества сосредоточены в магнетите (57%) и бадделенте (24%) и совсем немного приходится на долю остальных минералов (14% в форстерите и флогопите и только 5% в цирконолите). Соотношение Nb₂O₅:Ta₂O₅ для большинства этих минералов удерживается на уровне 2:1—3:1, но за счет того, что это отношение в цирконолите значительно выше, для породы в целом оно повышается до 6:1.

При появлении пирохлора большая часть ниобия и тантала концентрируется именно в нем. Так, в хондродит-апатитовых камафоритах массива Арбарастах на долю пирохлора приходится до 71% Nb и 73% Ta. Остальные количества входят в состав хондродита (23% Nb₂O₅ и 12% Ta₂O₅) и магнетита (6% Nb₂O₅ и 14% Ta₂O₅) и только около 1% этих элементов оказывается в бадделенте и флогопите.

В кальцит-клиногумит-магнетитовых камафоритах Ковдорского массива в гатчетолите сосредоточено до 81% Nb₂O₅ и 74% Ta₂O₅ от общего их количества, содержащегося в породе. Значительно меньше приходится на долю цирконолита (соответственно 8 и 3%) и магнетита (7 и 10%), и практически не имеют значения те количества, которые содержатся в клиногу-

Таблица 21

Содержания пятиокиси ниобия и тантала в бадделитах и магнетитах из камафоритов

Порода	Массив	Бадделент			Авторы
		Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ :Ta ₂ O ₅	
Апатит-форстерит-магнетитовая	Ковдорский	0,30	0,084	3,6:1	А. В. Лапин (2)*, Ю. Л. Капустин (2)*, А. А. Кухаренко, 1965 (1)
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	0,28	0,094	3,0:1	А. В. Лапин (4); А. А. Кухаренко, 1965 (1)
Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	1,25	0,412	3,0:1	А. В. Лапин (15)
Магнетит-форстеритовая	Арбастах	0,56	0,21	2,7:1	А. Г. Жабин, А. А. Харченков (1)
Апатит-форстерит-магнетитовая	»	1,38	0,25	5,5:1	То же
Магнетит-хондрит-апатитовая	»	1,81	0,22	8,2:1	«
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	2,20	0,22	1,0:1	Э. Л. Супрунов, А. Г. Харченков (1)
Кальцит-магнетит-хондрит-апатитовая	»	1,20	0,042	29:1	А. Г. Жабин (1)
Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	0,54	0,08	6,8:1	Ю. Л. Капустин (2)
Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовая	»	3,0	1,6	1,9:1	О. М. Римская-Корсакова (1)

* Количество определений.

мите (3 и 1%) и бадделенте (1 и 2%). В тех участках, где гатчетолит количественно резко подчинен Nb-цирконолиту, доля последнего в общем балансе ниобия и тантала существенно увеличивается и составляет до 40—50% Nb₂O₅ и до 5—10% Ta₂O₅.

Оценки характера статистического распределения (частот проб) в зависимости от относительной концентрации пятиокси ниобия, вида зависимостей между содержаниями ниобия и тантала и оценка характера распределения ниобия в породах с различными содержаниями апатита, полученные для основных разновидностей камафоритов на одном из массивов, показывают, что образование тантало-ниобиевой минерализации происходило в меняющихся условиях и определялось рядом факторов. Это положение может быть иллюстрировано графиками зависимости между содержаниями Nb и Ta для камафоритов, карбонатитов и пироксенитов.

Порода	Массив	Магнетит			Авторы
		Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ :Ta ₂ O ₅	
Апатит-форстерит-магнетитовая	Ковдорский	0,009	0,0022	4,1:1	А. В. Лапин (7)
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	0,011	0,0028	4,0:1	А. В. Лапин (9)
Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,024	0,0090	3,6:1	А. В. Лапин (17)
Магнетит-форстеритовая	Арбастах	0,040	0,022	1,8:1	А. Г. Жабин, А. Г. Харченков (1)
Апатит-форстерит-магнетитовая	»	0,013	0,0055	2,4:1	То же (1)
Магнетит-хондрит-апатитовая	»	0,064	0,0031	21:1	» (2)
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	0,056	0,0028	20:1	» (2)
Кальцит-магнетит-хондрит-апатитовая	»	0,076	0,0020	38:1	» (1)

Величины отрезков 0—1, углы наклона отрезков 1—2 и значения максимумов для различных разновидностей не совпадают, что должно объективно отражать особенности условий, при которых происходило образование в породах соответствующих содержаний тантала и ниобия.

Интерпретацию графиков можно произвести, учитывая следующее обстоятельство. При кристаллизации минералов количества ниобия и тантала в породе должны были пройти все последовательные значения, начиная от нуля и кончая наблюдаемыми (то есть цифрами опробования).

Поэтому полученный график можно рассматривать как путь нарастания количеств ниобия и тантала во времени. Следовательно, есть основание считать, что образование тантало-ниобиевых минералов в породах идет по единой схеме.

1. В начальный отрезок времени происходит образование существенно танталовой разности (отрезок 0—1).

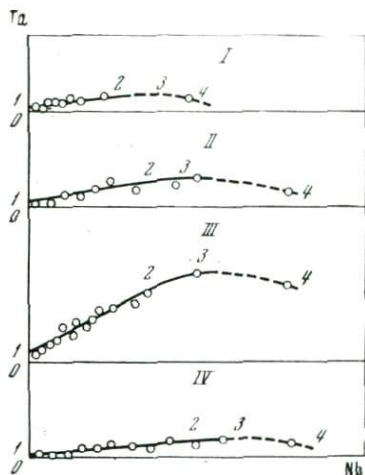
При построении графиков все значения содержаний ниобия для каждого вида пород были распределены по интервалам в порядке их возрастания. Для каждого интервала выводилось среднее содержание тантала и сравнивалось с соседним интервалом.

Как видно на фиг. 67, графики, отражающие зависимость между содержаниями ниобия и тантала, обладают общими свойствами. На каждом из них можно выделить следующие отрезки.

1. Отрезок 0—1. Совпадает с положительной ветвью оси ординат (ось содержаний тантала).

2. Отрезок 1—2. Представляет собой приблизительно прямую линию, наклонную по отношению к координатным осям.

3. Отрезок 2—3—4. Выражается кривой, имеющей максимум в точке 3 и нисходящую ветвь в направлении увеличения значений по оси абсцисс.



Фиг. 67. Графики зависимостей между содержаниями Nb и Ta в пироксенитах (I), магнетит-форстеритовых (II), кальцит-апатит-форстерит-магнетитовых породах (III) и кальцитовых карбонатах (IV)

2. В последующем кристаллизуется минерал с некоторым стабильным отношением ниобия к танталу (отрезок 1—2).

3. Еще позднее образуется минерал с резким преобладанием ниобия (отрезок 2—3).

4. В конечный этап должно происходить не только образование существенно ниобиевых разностей, но и частичная экстракция тантала из уже образованного минерала в раствор (нисходящий участок кривой 3—4, соответствующий уменьшению абсолютных количеств тантала в породе).

Полученный вывод подтверждается теми фактами, что существенно танталовые пироксены имеют в среднем размер до 0,2—0,5 мм, существенно ниобиевые — до 1—2 мм и более, то есть размеры кристаллов соответствуют длительности их роста; зональные пироксены имеют темное «танталовое» ядро и более светлую краевую часть, соответствующую ниобиевой разности минерала.

Из рассмотрения графиков вытекает ряд очевидных следствий.

1. Малые отношения ниобия к танталу имеют место в породах лишь в случае не очень больших абсолютных содержаний ниобия. Поэтому все типы пород с высокими содержаниями ниобия будут содержать только пироксены с малым количеством тантала.

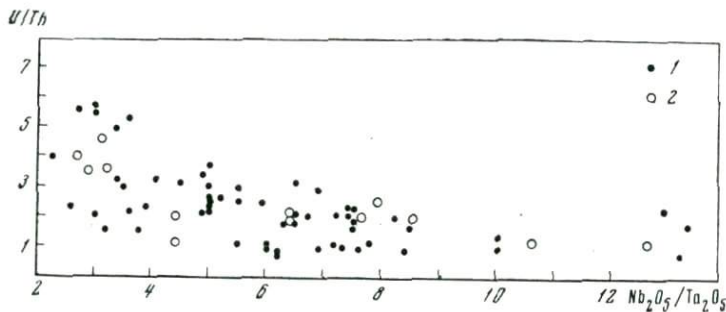
2. В связи с образованием в ранних породах танталовых разновидностей минералов с течением времени в растворе должно происходить относительное обогащение ниобиевым компонентом. Если этот вывод распространить на эволюцию раствора в течение всего времени формирования месторождения, то ниобий-танталовое отношение должно возрастать

в породах от ранних к молодым, что особенно показательно для ряда пироксенит — камафорит — карбонатит; в пироксенитах отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ равно 3—5, в камафоритах — 5—25, в карбонатитах — 60—80 и более.

3. Раннее осаждение танталовых соединений может привести к эффекту его относительно большего рассеяния по пороодообразующим минералам, чем ниобия. Это вызывается следующим. Поскольку кристаллохимические свойства ионов ниобия и тантала весьма близки, то в случае образования минерала в несколько стадий или последовательного образования нескольких минералов более ранние будут сравнительно обогащены танталом как, например, ранние генерации магнетита и бадделента в массиве Арбарастах (см. табл. 21). Так как образование собственных тантало-ниобиевых минералов происходит чаще всего в заключительные периоды времени, то они будут обладать более высоким отношением количеств ниобия к танталу. Если этот вывод применить к эволюции растворов при фильтрации их через породы, то станет понятным резкое преобладание собственных ниобиевых разновидностей минералов, образованных в заключительные этапы рудообразования.

Характерной особенностью камафоритов, содержащих минералы с повышенными количествами тантала, является и повышенное содержание в них урана (табл. 22). Между ураном и танталом существует прямая корреляционная связь ($r_{\text{выч.}} = 0,63$; $r_{\text{кр.}} = 0,18$), которая обусловлена едиными минеральными формами нахождения этих элементов в камафоритах. Отношение среднего содержания тантала к среднему содержанию урана, определенное для камафоритов с гатчеттолитом, остается близким к единице не только для камафоритов в целом, но и для единичных проб.

Прямая корреляционная связь устанавливается также для содержаний тантала и тория, хотя она проявлена менее отчетливо, вследствие значительных различий величины отноше-



Фиг. 68. График зависимости между величинами отношений U/Th и Ta_2O_5/Nb_2O_5 в камафоритах (2) и карбонатитах (1)

Таблица 22

Содержание урана и тория в акцессорных минералах из камафоритов

Минерал	Массив	Порода	U	Th	Ta ₂ O ₅
Гатчеттолит	Ковдорский	Кальцит-клиногумит-апатит-магнетитовая	11,69	2,09	8,91—10,50
Уран-пирохлор	Вуориярви	Кальцит-апатит-форстеритовая	13,58	—	10,20—12,00
Пирохлор	»	Магнетит-апатитовая	0,22	2,25	0,85—1,00
»	»	Апатит-магнетит-форстеритовая	0,12	3,62	1,85
»	Арбарастах	Магнетит-апатит-хондритовая	0,16	1,24	0,92—1,08
Циркониевый пирохлор	»	Кальцит-магнетит-форстеритовая	3,96	3,02	0,69—0,81
Уран-пирохлор	»	То же	12,90	3,02	5,64—6,55
Ниобоцирконолит	Ковдорский	Кальцит-клиногумит-апатит-магнетитовая	2,61	0,69	1,33—1,57
»	»	Форстерит-магнетит-апатитовая	1,51	2,82	1,77—2,08
»	Вуориярви	То же	0,42	3,15	1,22—1,43
»	»	Кальцит-апатит-форстеритовая	—	2,35	0,35—0,41

ния тантала и тория в главных минералах-носителях этих элементов — гатчеттолите и ниобоцирконолите.

Прямая корреляционная связь существует также для пар ниобий — уран, ниобий — торий, и, как следствие, между величинами отношений U/Th и Ta₂O₅/Nb₂O₅ (фиг. 68). Увеличение отношения U/Th сопровождается увеличением отношения Ta₂O₅/Nb₂O₅.

Наряду с отмеченными геохимическими особенностями в камафоритах из некоторых месторождений установлено также наличие линейной, близкой к функциональной положительной связи между содержаниями железа и титана ($r_{\text{выч.}}=0,92$; $r_{\text{кр.}}=0,57$). Интересно, что в отдельных месторождениях в участках камафоритов, содержащих гатчеттолит и ниобоцирконолит и приуроченных к зонам поздней кальцитизации пород, сопровождающейся появлением клиногумита и тетраферрифлогопита, отмечается повышенное содержание титана и устанавливается нали-

U : Th	U : Ta	Авторы
5,6:1	1,3:1	Ю. Л. Капустин (2); А. В. Лапин (6); Е. М. Эгштейн (1)
20:1	1,3:1	Л. С. Бородин (1)
1:10	1:3,9	А. Г. Жабин (1)
1:30	1:1,5	А. А. Кухаренко и др. 1965 (2)
1:6,8	1:5,7	А. Г. Харченков (1)
1,3:1	5,7:1	А. Г. Жабин (1)
4,3:1	2,3:1	Л. С. Бородин, И. И. Назаренко, 1957 (1)
3,8:1	2,0:1	А. В. Лапин (3)
1:1,9	1:1,2	А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)
1:7,5	1:2,9	Л. С. Бородин, 1960 (1); А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)
1:20	1:3	Л. С. Бородин (1)

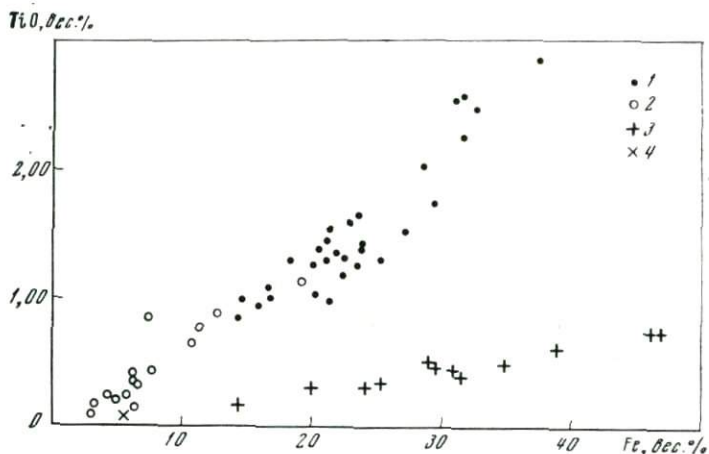
чие определенной зависимости между содержаниями Nb и Ta, с одной стороны, и Ti — с другой. Как видно из фиг. 69, в таких участках наблюдается также изменение характера корреляционной связи между содержаниями Fe и Ti (изменение коэффициентов регрессии или скорости изменения содержания Ti в зависимости от изменения содержания Fe).

Для оценки зависимости содержания ниобия от количества фосфора в камафоритах, — если предположить, что перенос ниобия осуществлялся фосфатными комплексами, — рассматривались наиболее насыщенные апатитом разновидности. Для этого они были разбиты на четыре группы с содержаниями апатита: менее 5%; 5—10%; 10—20% и более 20%. В связи со сложным характером распределения частот были построены изолинии равных частот на общем графике распределения

частот в породах с разными содержаниями апатита (фиг. 70). При изменении количества апатита в породах линии, ограничивающие область частот величиной более 0,200, не обнаруживают тенденции к увеличению количества ниобия вслед за увеличением апатита, показывая отсутствие или почти полное отсутствие связи. Несмотря на увеличение количества апатита с 5 до 20% количества ниобия остаются примерно на одном уровне, что свидетельствует о независимости осаждения фосфатного и ниобиевого компонентов раствора и несвязанности ниобия и фосфора в едином комплексе.

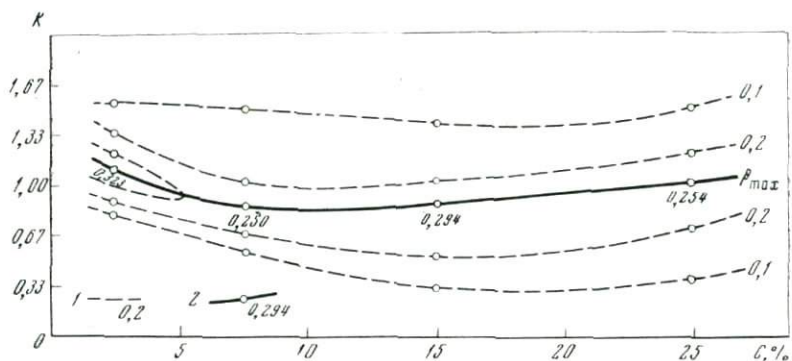
Аналогично устанавливается и отсутствие зависимости между содержаниями тантала и фосфора в камафоритах, что служит дополнительным аргументом для доказательства того, что привнос тантала и ниобия осуществляется, очевидно, не в фосфатной форме.

Однако существенно, что кальцит-клиногумит-апатит-магне-



Фиг.69. Графики зависимости между содержаниями Fe и TiO_2 в различных разновидностях камафоритов и карбонатитов

- 1 — кальцитосодержащие камафориты с клиногумитом, тетраферрифлогопитом и акцессорными гатчеттолитом и ниобоцирконолитом;
- 2 — кальцитовые карбонатиты поздние с клиногумитом, тетраферрифлогопитом и акцессорными пирохлором и ниобоцирконолитом;
- 3 — камафориты форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит апатит-форстерит-магнетитовые;
- 4 — кальцитовые карбонатиты ранние



Фиг. 70. График распределения частот для относительных концентраций ниобия (K) в зависимости от содержания апатита (C) в породах

- 1 — изолинии частот и их значения;
- 2 — линия максимальных частот и значения частот;

$$K = \frac{\text{содержание Nb в пробах}}{\text{среднее содержание Nb в породах}}$$

титовые, камафориты, содержащие тетраферрифлогопит, с которыми нередко связаны повышенные концентрации ниобия и тантала, так же как и поздние кальцитовые карбонатиты, характеризуются более высоким содержанием фтора по сравнению с обычными камафоритами и ранними кальцитовыми карбонатитами, соответственно.

Если учесть, что в клиногумитовых камафоритах содержание апатита (или P_2O_5) в среднем несколько ниже, чем в обычных камафоритах, или остается на том же уровне, то становится очевидным, что формирование клиногумитовых камафоритов происходит в условиях присутствия в растворах избыточного количества фтора, который не может быть полностью связан с фосфором в апатите, а фиксируется в других фторсодержащих минералах — клиногумите и тетраферрифлогопите.

Это дает основание заключить, что преобладающей формой переноса тантала и ниобия в растворах, формирующих клиногумитовые камафориты, являются комплексные соединения типа $K^2 [TaO_2F_3]$ или $K[TAO_2F_2]$ или $K_2[NbO_2F_3]$ или $K[NbO_2F_2]$.

Взаимодействие фтористо-углекислых растворов с апатит-форстерит-магнетитовыми рудами, обладающими повышенной основностью, сопровождается нейтрализацией растворов, снижением концентрации фтора, который связывается в клиногумите, тетраферрифлогопите и других минералах, и, как следствие этого, разрушением фтористых комплексов и выпадением тантала и ниобия в виде собственных минералов — гатчеттолита и ниобиевого цирконолита.

Цирконий и гафний

Во всех разновидностях камафоритов постоянно наблюдаются повышенные содержания циркония, основная часть которого сосредоточена в собственных минералах циркония — бадделите и цирконолите. В отдельных случаях в камафоритах может присутствовать и циркон. В составе перечисленных минералов цирконий составляет до 70—90% от всего количества этого минерала в породах, и, в связи с этим, валовое содержание циркония в наибольшей мере определяется количеством этих минералов в составе камафоритов. Остальная часть циркония рассеивается в качестве изоморфной примеси среди силикатов, магнетита и пироклора.

Среднее содержание циркония в камафоритах почти на порядок выше, чем в карбонатитах. В магнетит-форстеритовых, апатит-магнетит-форстеритовых, магнетит-хондродит-апатитовых породах количества циркония достигают максимальных значений, быстро убывая при последующей карбонатизации этих пород как за счет частичного растворения, так и за счет простого разубоживания пород кальцитом. Гистограммы распре-

Таблица 23

Средние содержания циркония в минералах из камафоритов

Минерал	Порода	Массив	Содержание ZrO_2	Авторы
Бадделит	Апатит-магнетит-форстеритовая	Ковдорский	95,65	О. М. Римская-Корсакова, 1964 (1); А. В. Лапин (1)
»	Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовая	»	97,01	О. М. Римская-Корсакова, 1964 (1)
»	То же	»	94,80	А. А. Кухаренко и др., 1965 (10)
»	Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	96,28	Ю. Л. Капустин (1)
»	Кальцит-апатит-магнетитовая	»	96,11	Л. С. Бородин (1)
»	Кальцит-форстерит-магнетитовая	Арбарастан	86,50	Э. А. Супрунов, А. Г. Харченков (1)
Цирконолит	Апатит-магнетит-форстеритовая	Ковдорский	32,94	А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)
»	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	31,86	А. В. Лапин (1)
Нибоцирконолит	То же	»	25,14	То же
»	Форстерит-апатит-магнетитовая	Вуориярви	26,34	Л. С. Бородин и др., 1960 (1)
»	То же	»	28,01	А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)
»	Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	23,91	Л. С. Бородин и др., 1960 (2)
Пирохлор	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	Ковдорский	6,30	Ю. Л. Капустин (2); А. В. Лапин (1)
»	Апатит-форстерит-магнетитовая	Вуориярви	2,74	А. Г. Жабин (1); А. А. Кухаренко и др., 1965 (2)
»	То же	»	2,28	А. А. Кухаренко и др., 1965 (5)
»	Магнетит-хондродит-апатитовая	Арбарастан	4,52	А. Г. Харченков (1)
»	Кальцит-хондродит-апатитовая	»	2,74	То же
Уранипирохлор	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	Ковдорский	4,15	А. В. Лапин (3)
»	Кальцит-форстерит-магнетитовая	Арбарастан	5,65	Л. С. Бородин (1)
»	Кальцит-апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	11,10	То же

Окончание табл. 23

Минерал	Порода	Массив	Содержание ZrO_2	Авторы
Цирконовый пирохлор	Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	Арбарастан	30,46	А. Г. Жабин (1)
Магнетит	Форстерит-магнетитовая, в том числе с апатитом и кальцитом	Ковдорский	0,022	А. В. Лапин (11)
»	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,017	То же (18)
»	Магнетит-хондродит-апатитовая	Арбарастан	0,051	А. Г. Жабин, А. Г. Харченков (2)
»	Кальцит-форстерит-магнетитовая	»	0,024	То же (2)
»	Кальцит-хондродит-магнетитовая	»	0,046	» (1)
»	Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	0,017	А. Г. Жабин (3)
Ильменит	То же	»	>0,5	А. В. Лапин (1)
Клиногумит	»	»	>0,5	То же
Хондродит	Магнетит-хондродит-апатитовая	Арбарастан	0,022	А. Г. Харченков (1)
Форстерит	Форстерит-магнетитовая, в том числе с апатитом и кальцитом	Ковдорский	0,018	А. В. Лапин (5)
»	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,023	То же
»	Магнетит-апатит-форстеритовая	Арбарастан	0,020	А. Г. Харченков (1)
Флогопит	Форстерит-магнетитовая, в том числе с апатитом и кальцитом	Ковдорский	0,006	А. В. Лапин (3)
»	Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,007	А. В. Лапин (4)
»	Апатит-магнетит-форстеритовая	Арбарастан	0,013	А. Г. Харченков (3)
»	Кальцит-хондродит-апатитовая	»	0,013	То же (1)

ления частоты проб в зависимости от содержания циркония в камафоритах имеют по два максимума частот, соответствующих значениям содержания в исходных и карбонатизированных разновидностях, то есть в апатит-форстерит-магнетитовых и в кальцит-форстерит-магнетитовых и кальцит-клиногумит-магнетитовых камафоритах.

Бадделит присутствует во всех разновидностях камафоритов, причем его максимальные количества сосредоточены в апа-

тит-магнетит-форстеритовых породах, где он ассоциирует с цирконолитом и иногда реликтовым цирконом. Для апатит-магнетит-форстеритовых пород массивов Арбарастах и Вуориярви присутствие цирконолита является обычным, в Ковдорском массиве он в основном появляется позднее в ассоциации с пироксеном (гатчеттолитом) при образовании кальцит-клиногумит-магнетитовых камафоритов. В массивах Вуориярви и Ковдорском цирконолит входит в состав кальцитовых камафоритов, в то время как в массиве Арбарастах он исчезает с образованием магнетит-хондрит-апатитовых пород и в некоторых случаях замещается кальцитом при кальцитизации магнетит-форстеритовых пород.

Содержания циркония в бадделейтах остаются весьма устойчивыми независимо от того, в какой породе произошло его образование. Для разных массивов они изменяются более заметно,

Таблица 24

Средние содержания гафния в бадделейтах и цирконолитах из камафоритов

Порода	Массив	Содержания HfO ₂	Отношение ZrO ₂ :HfO ₂	Авторы
Бадделейт				
Апатит-форстерит-магнетитовая	Ковдорский	2,04	45	А. В. Лапин (1); О. М. Римская-Корсакова, 1964 (3)
То же	»	2,37	40	А. А. Кухаренко и др., 1965 (2)
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	1,77	98	А. В. Лапин (2); О. М. Римская-Корсакова, 1964 (1); А. А. Кухаренко и др., 1965 (5)
То же	»	2,23	40	
Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,91	115	А. В. Лапин (11)
Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуориярви	2,40	40	Ю. Л. Капустин, 1934 (1)
Актинолит-форстерит-кальцитовая	»	2,50	35	О. М. Римская-Корсакова, 1964 (1)
Апатит-магнетит-хондритовая	Арбарастах	0,70	120	А. Г. Жабин (1)
Кальцит-форстерит-магнетитовая	»	2,02	43	Э. А. Супрунов, А. Г. Харченко (1)
Цирконолит				
Кальцит-форстерит-магнетитовая	Ковдорский	0,60	60	А. А. Кухаренко и др., 1955 (2)
Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	0,28	110	А. В. Лапин (4)
Форстерит-магнетит-кальцитовая	Вуориярви	0,48	79	А. А. Кухаренко и др., 1965 (1)

находясь в пределах 86,5—97,0% ZrO_2 (табл. 23). Содержания гафния в бадделитах заметно снижаются по мере перехода от апатитовых камафоритов к кальцитовым, что в абсолютных цифрах выражается для этих пород уменьшением количеств окиси гафния с 2,4 до 0,9% и особенно наглядно иллюстрируется увеличением отношения $ZrO_2 : HfO_2$ с 40 до 100—120.

В ниобоцирконолитах содержание окиси циркония изменяется в более широких пределах, причем максимальные количества (до 32,9%) присущи цирконолитам ранних камафоритов и снижаются до 24—25% в поздних, кальцитовых. Содержание HfO_2 в ниобоцирконолитах массивов Вуориярви и Ковдор составляет около 0,28—0,6% (табл. 24) при $ZrO_2 : HfO_2 = 60—110$.

Более или менее значительные содержания ZrO_2 присущи пироклорам (2—4%) и особенно уранпироклорам, где они повышаются до 5—11%. Наиболее высокие содержания ZrO_2 , как отмечалось ранее, в циркониевых пироклорах. В остальных минералах камафоритов, где цирконий присутствует как изоморфная примесь, содержания циркония не превышают сотых долей процента, что, при постоянном наличии в камафоритах собственных минералов циркония, позволяет считать их долю в общем балансе циркония несущественной. Содержания окиси циркония изменяются в магнетитах в пределах 0,01—0,06%, в форстеритах остаются на уровне около 0,02%, в слюдах варьируют от 0,002 до 0,017%.

Редкие земли

Лантаноиды и иттрий не образуют в составе камафоритов самостоятельных минералов, распределяясь в качестве изоморфной примеси между породообразующими минералами. Существенная часть этих элементов сосредоточена в апатите, который является для них основным минералом-концентратором. В его составе может содержаться до 85% общего количества редких земель, присутствующих в породе, как это видно, например, из приводимых ниже цифр (в %):

Общее содержание TR_2O_3 в камафорите	0,12
Содержание TR_2O_3 в апатите породы	0,40
Количество апатита в породе	26
Содержание TR_2O_3 в породе за счет апатита	0,10
Доля редких земель в апатите	0,85
Доля редких земель в остальных минералах	0,15

Карбонатизированные разности камафоритов обычно содержат меньше редких земель, поскольку кальцит, замещающий апатит, относительно беднее редкоземельными элементами.

В связи с изменяющимися условиями минералообразования и различиями в уровнях содержания редких земель в минера-

Таблица 25
Состав редких земель (в % к сумме) в породах

Порода	Массив	Автор	La	Ce	Pr	Nd
Апатит-магнетит-форстеритовая	Ар5а-растах	Ю. А. Славутский, Э. А. Супрунов, А. Г. Харченко (?)	19,3	40,0	5,3	27,0
Форстерит-хондрит-апатитовая	»	То же (10)	16,5	39,9	7,0	26,2
Кальцит-магнетит-форстеритовая	»	» (4)	15,4	39,5	6,2	26,0
Кальцит-форстерит-хондритовая	»	» (10)	28,4	36,8	7,5	14,0
Среднее для камафоритов	»	» (31)	20,7	39,0	6,6	22,3
Среднее для карбонатитов с магнетитом, форстеритом, хондритом	»	» (12)	22,4	40,5	5,6	20,8
Апатит-магнетит-форстеритовая	Вуори-ярви	А. Г. Жабин (1)	14,4	47,0	5,2	24,3
Кальцит-апатитовая	»	То же (1)	21,0	44,6	5,9	21,2
Среднее для камафоритов	»	» (2)	17,7	45,8	5,6	22,7
Карбонатит с магнетитом и форстеритом	»	Ю. Л. Капустин, 1965 (3)	18	49	7	19
Апатит-форстерит-магнетитовая	Ковдорский	А. В. Лапин (1)	25,0	43,5	5,3	20,1
Кальцит-апатит-форстерит-магнетитовая	»	» (1)	27,8	43,9	4,7	18,6
Кальцит-апатит-клиногумит-магнетитовая	»	» (2)	13	41	5	28
Среднее для камафоритов	»	» (4)	19,7	42,3	5	23,4
Карбонатит с форстеритом	»	» (1)	20,6	51,6	3,8	19,2

лах-носителях, их количества остаются непостоянными, изменяясь в пределах следующих значений: апатит 0,3—0,8%, кальцит 0,02—0,07, перовскит, пирохлор, цирконолит 0,2—3,4, бадделит 0,10—0,15, магнетит и силикатные минералы — менее 0,01%. Содержания редких элементов в апатитах и кальцитах постепенно снижаются от форстерит-магнетитовых пород к кальцит-клиногумитовым.

По относительному содержанию индивидуальных элементов камафориты близки к карбонатитам, обладая таким же селективно цериевым составом редких земель. Суммарное количество четырех первых лантаноидов всегда составляет более 90%

Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y/STR
3,5	1,4	2,4	—	0,9	—	—	—	—	—	1:41
4,0	1,5	4,9	—	1,3	—	—	—	—	—	1:38
6,7	2,1	3,6	—	1,0	—	—	—	—	—	1:39
6,1	1,1	3,3	0,2	2,3	—	—	—	—	—	1:43
4,8	1,4	3,6	0,1	1,5	—	—	—	—	—	1:40
4,1	2,9	3,2	—	0,8	—	—	—	—	—	1:46
3,6	0,9	2,3	0,2	1,5	0,2	0,2	—	0,1	—	
3,5	0,4	2,0	0,3	1,2	—	—	—	0,1	—	
3,5	0,6	2,1	0,3	1,4	0,1	0,1	—	0,1	—	
3	0,3	2	0,6	1,5	0,1	0,3	—	0,2	—	
2,3	0,3	2,3	0,2	0,8	—	0,2	—	—	—	
1,8	0,5	1,8	—	0,7	—	0,2	—	—	—	
6	1	6	—	—	—	—	—	—	—	
4,0	0,7	4,0	—	—	—	—	—	—	—	
2,0	0,5	1,7	—	0,6	—	—	—	—	—	

всей суммы редких земель при суммарном содержании лантаноидов иттриевой группы, не превышающем 2,5%, и среднем отношении иттрия к сумме лантаноидов меньшем, чем 1:35 (табл. 25). Количество каждого из элементов в камафоритах последовательно уменьшаются в следующем порядке: $Ce > Nd \approx La > Pr > Sm > Gd \approx Y > Dy > Er$, который в кальцитовых карбонатитах таков же, за исключением пары $La > Nd$. В пределах отдельных разновидностей камафоритов относительные содержания большинства элементов остаются примерно на одном уровне, хотя и наблюдаются отклонения от него для различных месторождений; например, относительное содержание церия в

Табл
Состав редких земель в апа

Массив	Порода	Относительные содержания эл					
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Ковдорский	Апатит-магнетит-форстеритовая	18,2	47,2	5,1	19,3	4,0	1,5
»	То же	18,6	44,8	5,3	20,3	4,1	3,1
»	»	18	48	5	19	4	1
»	»	22,5	44,9	—	22,4	3,6	1,8
»	»	22,9	43,3	4,0	19,6	2,7	—
»	Кальцит-форстерит-магнетитовая	19,5	47,5	5,8	20,6	2,3	1,7
»	Кальцит-клиногумит-магнетитовая	20,9	46,9	5,3	21,3	2,6	0,9
»	»	20,0	46,4	5,2	21,1	2,9	1,9
»	Апатит-магнетитовая	19,4	44,3	5,4	21,3	3,1	2,7
»	В среднем для пироксенита	16,9	47,1	4,6	22,3	3,2	—
»	камафорита	19,1	47,4	5,3	20,1	3,1	1,3
»	форстеритового карбоната	25,1	39,9	3,0	21,8	5,8	0,8
Вуориярви	Магнетит-форстеритовая	18	48	4	20	3	1
»	Пироксенит	19,5	42,8	7,4	23,5	3,4	0,5
»	Карбонатит ранний	18	48	7	20	4	0,4
Арбарастах	Хондродит-апатитовая	14,6	43,6	6,0	26,2	4,4	—
»	Кальцит-хондродит-апатитовая	18,2	41,7	6,0	26,5	3,0	1,9
»	Пироксенит	19,7	44,7	4,9	24,6	2,6	0,3
»	Карбонатит форстерит-хондродитовый	18,0	41,8	7,5	23,6	2,7	1,8
»	В среднем для камафорита	16,4	42,6	6,0	26,4	3,7	1,0

ица 26
титах из различных пород

элементов в % к ΣTR								$\Sigma TR_2 O_3$ %	Авторы
Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
2,3	0,2	0,7	0,2	0,2	0,1	0,2	—	0,50	А. В. Лапин (3)
—	—	—	—	0,1	—	0,1	—	0,20	О. М. Римская-Корсакова и др. 1968 (1)
3	0,2	1	0,2	0,3	0,1	0,2	—	0,60	(+3,6% Y) Ю. Л. Капустин, 1966 (3)
1,6	—	0,4	—	0,9	—	0,1	—	0,22	А. С. Кириллов, Р. И. Рыжова, 1968 (1)
3,1	3,4	0,9	—	0,1	—	—	—	0,23	(1,8% Y) И. Т. Расс, 1968 (7)
—	2,4	—	—	0,1	—	0,1	—	0,32	О. М. Римская-Корсакова и др. 1968 (1)
1,0	0,5	0,6	—	0,1	—	0,1	—	0,35	(+2,4% Y) А. В. Лапин (4)
—	—	—	—	0,3	—	0,2	—	0,46	О. М. Римская-Корсакова и др. 1968 (1)
—	—	—	—	0,3	—	—	—	0,25	(+2,0% Y) То же (3) (+3,4% Y) И. Т. Расс, 1968 (2)
2,6	—	3,1	—	0,1	—	0,1	—	0,61	Ю. Л. Капустин, 1966 (3); А. В. Лапин (7); О. М. Римская-Корсакова и др., 1968 (3)
1,8	0,8	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	—	0,44	
4,2	—	0,2	—	0,9	—	0,1	—	0,17	А. С. Кириллов и Р. И. Рыжова, 1968 (3) (+1,3% Y)
4	0,5	1	0,2	0,1	—	0,2	—	0,83	Ю. Л. Капустин, 1966 (4)
2,1	0,3	0,4	—	—	—	0,1	—	1,00	Л. С. Бородин, 1960 (1)
1,4	0,1	0,5	0,1	0,2	—	0,3	—	0,63	Ю. Л. Капустин, 1966 (4)
3,8	—	1,4	—	—	—	—	—	0,43	А. Г. Харченков (1)
1,5	—	1,1	—	—	—	—	—	0,31	То же (1)
2,2	0,2	0,7	—	0,1	—	—	—	0,86	А. А. Глаголев, А. Г. Харченков (2)
2,7	0,2	1,7	—	—	—	—	—	0,13	А. Г. Харченков (1)
2,6	—	1,3	—	—	—	—	—	0,37	

Таблица 27

Содержания и состав редких земель в кальцитах из камафоритов

Массив	Породы	Относительные содержания в % к ΣTR														Содержание TR_2O_3 , %	Авторы
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu		
Ковдорский	Кальцит-форстерит-магнетитовая	21,5	44,0	4,7	24,6	2,3	—	1,0	—	1,0	—	0,6	—	—	—	0,02	А. В. Лалин (1)
	» Кальцит-клиногумит-магнетитовая	22,9	53,2	3,3	17,6	1,4	0,3	1,1	—	0,4	—	—	—	—	0,04	А. В. Лалин (3)	
	» Карбонатит форстеритовый	24,6	44,9	5,2	17,2	2,5	2,0	—	—	0,4	—	0,2	—	0,1	—	0,13	А. С. Кириллов, Р. И. Рыжова, 1958 (4) (3,0% Y)
	» Карбонатит клиногумитовый	22,5	50,0	3,7	18,2	2,0	0,3	1,6	—	0,6	—	0,1	—	—	—	0,06	А. В. Лалин (1)
Вуориярви	Карбонатит ранний	18	49	5	18	3	0,2	3	0,3	0,1	0,1	0,2	—	0,2	—	0,07	Ю. Л. Капустин, 1965 (4)
	» То же	20,6	42,4	5,3	20,2	3,3	3,3	—	—	0,4	—	0,3	—	0,2	—	0,25	А. С. Кириллов, Р. И. Рыжова, 1968 (2) (4,0% Y)
Арбастах	Кальцит-хондрит-форстеритовая	21,9	43,7	7,3	19,5	4,8	—	1,5	—	1,2	—	—	—	—	—	0,04	А. Г. Харченков (1)
	» Карбонатит форстеритовый	23,8	40,0	7,4	19,3	3,0	1,5	3,6	—	1,4	—	—	—	—	—	0,07	То же
		Содержания и состав редких земель в пирохлоре из камафоритов															
»	Кальцит-магнетит-апатитовая	9	49	8,1	26	4,3	0,5	1,6	0,2	0,7	0,2	0,3	—	0,1	—	2,88	Л. С. Бродин, 1954 (1)

Таблица 28

Значения отношений Nd:La в породах и минералах массивов с камафоритами

Порода	Арбарастах				Вуориярви			Ковдорский				
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	5	
Пироксенит	1,54	1,25	—	88	—	1,21	—	—	—	—	1,31	
Камафорит	1,08	(1,62)	0,87	40	1,28	1,11	—	—	1,06	0,95	0,92	
Карбонатит	0,97	1,31	0,81	46	1,06	1,11	1,00	0,67	0,86	0,75	0,88	

1 — Отношение Nd:La в породе, 2 — в апатите, 3 — в кальците, 4 — $\Sigma TR:Y$ в породе, 5 Nd:La в апатите по данным И. Т. Расс (Расс, 1968). В скобках дано значение для хондрит-апатитов в породе.

камафоритах массива Вуориярви равно 46%, Арбарастах — 39%, а в Ковдорском 42% (см. табл. 25).

Различия в соотношении лантаноидов для большей части разновидностей камафоритов не существенны. Лишь кальцит-хондритовые камафориты массива Арбарастах и кальцит-клиногумитовые камафориты Ковдорского массива обнаруживают существенные отклонения от остальных разновидностей по соотношению Nd:La. В остальных случаях количество неодима больше, чем лантана, и этим камафориты отличаются от карбонатитов (Nd:La > 1 для камафоритов, Nd:La < 1 для кальцитовых карбонатитов); для кальцит-клиногумитовых и кальцит-хондритовых камафоритов, напротив, характерно даже более резкое преобладание лантана над неодимом, чем в карбонатитах (Nd:La = 0,5—1,0 в этой разновидности камафоритов и Nd:La = 0,8—1,0 в кальцитовых карбонатитах).

Так, например, относительное содержание отдельных лантаноидов в апатите и кальците для каждого из массивов выдерживается примерно на одном и том же уровне (табл. 26, 27), причем для апатита отношение Nd:La равно или превышает единицу (исключая данные А. А. Кухаренко и И. Т. Расс, что, несомненно, связано со спецификой определения элементов), а для кальцита отношение Nd:La за редкими исключениями меньше единицы (см. табл. 27).

В ряду пород пироксенит — камафорит — карбонатит величина отношения Nd:La постепенно снижается и, хотя апатит и кальцит обнаруживают ту же тенденцию, но выражена она менее закономерно. В целом это отношение является достаточно показательным для иллюстрации изменений в составе пород и минералов в зависимости от среды их образования (табл. 28).

Предпочтительное осаждение неодима по сравнению с лантаном вызвано, очевидно, понижением щелочности раствора, содержащего эти элементы, в результате его взаимодействия с вмещающими породами.

Преобладание относительных количеств лантана над неодимом в кальцит-клиногумит-хондродитовых камафоритах и карбонатитах может быть следствием двух причин. Во-первых, их образование происходило в заключительные стадии процесса, когда раствор уже был обогащен лантаном и содержал пониженные концентрации неодима. Во-вторых, образование клиногумита и хондродита свидетельствует о повышенной концентрации в растворах кислотных компонентов и в связи с этим обратным соотношением диссоциированных количеств лантана и неодима по сравнению с более щелочными растворами.

Примерно в таком же соответствии с отношением $Nd : La$ находится и отношение $Y : \Sigma TR$, значение которого возрастает вдвое при переходе от пироксенитов к камафоритам и карбонатитам.

Геолого-экономическая характеристика камафоритов

Камафориты являются важным промышленным типом месторождений целого ряда полезных ископаемых. С ними связаны крупные запасы фосфорных, железных, медных и других руд, пригодных для самостоятельного рентабельного освоения промышленностью, а также значительные запасы редкометалльных циркониевых и тантало-ниобиевых руд, переработка которых в комплексе с другими полезными компонентами существенно повышает эффективность освоения камафоритовых руд. Благодаря высокой комплексности сырья, а также ряду других достоинств, облегчающих добычу и переработку камафоритовых руд, рудный комплекс в камафоритах является одним из наиболее перспективных объектов промышленного освоения по сравнению с другими рудными объектами карбонатитовых массивов.

Контрастность физических свойств полезных минералов, входящих в состав камафоритов, а также сравнительно простые и апробированные схемы их разделения и извлечения благоприятствуют получению из камафоритовых руд целого ряда высококачественных концентратов. Такие полезные минералы, как магнетит и апатит, составляют основной объем поступающих в переработку пород. В целом ряде месторождений к числу главных минералов камафоритов относятся форстерит, флогопит и кальцит, также имеющие большие перспективы практического использования. При достаточно полном извлечении полезных минералов камафоритов процент утилизации породы достигает весьма высоких значений.

Камафоритовые руды, как правило, сосредоточены в пределах выходящих на поверхность сплошных крупных тел, характеризующихся большими запасами и довольно постоянными средними содержаниями компонентов. Это облегчает оконтуривание рудных тел в процессе их разведки и позволяет применять высокопроизводительные системы открытой разработки месторождений. В связи с тем, что камафориты обладают сравнительно невысокой механической прочностью и пониженной устойчивостью к выветриванию, при благоприятных условиях на них развиваются мощные рыхлые коры выветривания; при этом, как

правило, происходит частичное удаление кальцита и продуктов разложения форстерита и обогащение коры рудными компонентами.

В настоящее время в различных странах, в том числе в СССР, функционируют и сооружаются предприятия по переработке камафоритовых руд. Целый ряд месторождений имеет хорошие перспективы промышленного освоения в будущем. Продукцией предприятий, перерабатывающих камафориты, могут быть магнетитовые, апатитовые, сульфидные, медные и редкометалльные концентраты — бадделеитовый, пироклоровый и ниобцирконолит-гатчеттолитовый. Характеристика полезных компонентов камафоритов и возможных путей их использования приведена в табл. 29.

Для удобства описания характеристика комплексных камафоритовых месторождений дается нами для каждого из главнейших видов сырья в отдельности.

Магнетитовые месторождения

Магнетит — главный породообразующий минерал камафоритов и важнейший полезный компонент этих пород. Магнетитовые месторождения, связанные с камафоритами, обычно обладают сравнительно небольшими запасами (сотни миллионов тонн руды), но характеризуются высокими содержаниями железа и хорошей обогатимостью. В настоящее время в Советском Союзе эксплуатируется лишь одно месторождение данного типа — Ковдорское, промышленная отработка которого начата в 1962 г. Из зарубежных месторождений следует отметить месторождение Палабора (ЮАР), где магнетит извлекается как попутный продукт на медном и апатитовом рудниках; добыча магнетитового концентрата может здесь достигнуть 2,5—3 млн. т в год. На коренных месторождениях камафоритов, кроме того, могут возникать промышленные месторождения россыпного типа. Примером может служить месторождение Сукулу, в котором магнетит извлекается попутно из апатитовых элювиальных россыпей.

По минеральному составу в Ковдорском железорудном месторождении выделяются следующие основные типы камафоритовых железных руд: форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые. По текстурным особенностям различаются вкрапленные, пятнистые, полосчатые и массивные руды. Содержание железа в рудах в среднем более 30%, кремнезема около 8, окиси магния 10—18, окиси кальция 10—14, двуокиси титана 0,4—0,8, окиси марганца около 0,3%. Сера и фосфор, относящиеся к вредным примесям, содержатся в количествах 0,1—0,5% S и 3—6% P₂O₅.

Таблица 29

Полезные компоненты камафоритов и возможные пути их использования

Вид сырья	Химическая формула	Области возможного применения	Месторождения
Магнетит	Fe_3O_4	В чугунолитейном и сталелитейном производствах	Ковдор, СССР; Палабора, ЮАР
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3F$	Для производства магниезаменных плавленых фосфатов (содержание P_2O_5 в концентратах более 25%) и двойного суперфосфата (содержание P_2O_5 в концентратах не ниже 36—38%, содержание Mg не более 2%)	Ковдор, Есей, Арбарастан, СССР; Палабора, ЮАР
Форстерит	Mg_2SiO_4	В производстве огнеупоров	Ковдор, Арбарастан, Вуориярви, СССР
Кальцит	$CaCO_3$	В производстве извести и для изветкования кислых почв	То же
Флогопит*	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	Для электроизоляционных изделий, в строительстве	Арбарастан, СССР
Вермикулит*	$[(H_2O)_x(Mg, Ca, Al, Fe, Mg)_z \cdot (Si, Al, Fe)_t] \cdot O_{20} \cdot (OH)_4$	Для изделий высокотемпературной и огнезащитной изоляции, в промышленности и гражданском строительстве, в гидропонике и др.	Палабора, ЮАР
Халькозин	Cu_2S	Производство меди; сернокислотное производство	То же
Борнит	Cu_5FeS_4		
Бадделейт	$(Zr, Hf, Sc)O_2$	Производство высококачественных огнеупоров типа банкор-33, чистой двуокиси циркония и металлического циркония; извлечение скандита, гафния	Палабора, ЮАР; месторождения СССР
Пирихлор	$(Na, Ca)_2Nb_2O_6(F, OH)$	Производство металлического ниобия	То же
Гатчеттолит	$(Na, Ca, U)_{2-x}(Nb, Ta, Ti)_2O_6(F, OH)$		
Ниобиевый цирконолит	$(Ca, Na, U)Zr(Ti, Nb, Ta, Fe)_2O_7$	Производство металлического тантала и ниобия	»

* В зонах метасоматического взаимодействия камафоритов с окружающими породами.

Поскольку магнетитовые концентраты не могут быть полностью очищены от апатита (содержание фосфора в концентратах составляет 0,2%), руды относятся к фосфористому типу.

Химический состав магнетитов из руд Ковдорского и других месторождений приведен в табл. 3. Магнетит в рудах обычно представлен магниезаменной малотитанистой разновидью, содержание MgO в магнетите из месторождений Ковдор, Вуориярви и Арбарастан составляет 5—9%, а количество магниезоферритового компонента меняется от 15 до 35%. Содержание титана в магнетитах, как правило, не превышает 1—2%, в некоторых месторождениях в рудах отмечается магнетит с повышенным содержанием титана (до 3—6% TiO_2) и пластинчатыми вростками ильменита. Распространенность титанистого магнетита в рудах в большинстве случаев относительно невелика и ограничивается участками кальцитизированных руд, содержащих клиногумит или хондрит. Однако в некоторых ме-

сторожениях, в частности в Центральном массиве Турьего мыса (СССР) и в Палаборе (ЮАР), титаномагнетит, содержащий до 6—8% TiO_2 , является основной разновидностью в камафоритовых рудах. В месторождении Палабора титаномагнетит составляет $\frac{1}{3}$ в добыче магнетитового концентрата, в то время как остальные $\frac{2}{3}$ приходятся на малотитанистый магнетит из карбонатитов. Магнетит содержит до 3—4% и более глинозема, который может входить в индивидуализированную шпинелевую фазу (плеонаст), образующую мельчайшие закономерные включения в магнетите. Благодаря перечисленным особенностям состава магнетита содержание железа в мономинеральном магнетитовом концентрате составляет в среднем 62,5% (Ковдор).

Содержания элементов-примесей в магнетитах из различных месторождений камафоритов приведены в табл. 4. В целом магнетиты из данного генетического типа месторождений характеризуются повышенными концентрациями циркония, ниобия, тантала, скандия и иногда содержат значительные количества марганца и ванадия.

Как мы уже отмечали, железорудные месторождения рассматриваемого типа не отличаются крупными масштабами, однако при их экономической оценке следует учитывать комплексный характер камафоритовых руд, содержащих апатит, бадделит, гатчеттолит и другие полезные компоненты. Извлечение попутных компонентов существенно повышает эффективность освоения железорудных месторождений, снижая себестоимость основной продукции. Значение других полезных компонентов камафоритов может быть настолько велико, что в ряде месторождений магнетит становится попутным компонентом при извлечении из камафоритов апатита, меди или редкометаллических минералов.

Апатитовые месторождения

Камафориты представляют один из наиболее перспективных генетических типов апатитовых месторождений. Наиболее крупным из разрабатываемых зарубежных месторождений апатита, связанных с камафоритами, является Палабора (Восточный Трансвааль, ЮАР); подробная геолого-экономическая характеристика этого месторождения дана Т. Динсом (Динс, 1969). Запасы фосфорных руд Палаборы очень значительны и сосредоточены главным образом в камафоритах и в меньшей мере — в карбонатитах и пироксенитах. Камафориты, представляющие собой существенно апатитовую породу с титаномагнетитом, серпентинизированным оливином и подчиненными количествами вермикулита и кальцита, залегают вокруг карбонатитового ядра Лулекоп в пределах зоны шириной до 120 м, которая постепенно переходит в пироксениты. Среднее содер-

жание P_2O_5 в рудах составляет 10%. С 1956 г. компанией «Фосфат Дивелопмент Корпорейшн» было добыто 10 млн. т руды со средним содержанием 25% апатита. Производительность составляет 500 тыс. т апатитового концентрата в год; дополнительные количества извлекаются при разработке медных руд. Концентрат, полученный после флотации, содержит более 36% P_2O_5 (87% апатита) и имеет состав: SiO_2 —0,88%; TiO_2 —0,13; Al_2O_3 —0,42; Fe_2O_3 —0,76; CaO —52,4; MgO —1,6; MnO —0,03; ZrO_2 —0,06; CuO —0,08; P_2O_5 —36,3; F —3,2; H_2O —0,04%; сумма 99,41%.

Извлечение апатита из карбонатов путем флотации затруднено, поэтому экономически выгоднее переработка камафоритов и апатитизированных пироксенитов, где запасы гораздо больше, чем в камафоритах, но содержания P_2O_5 ниже (6—8%). Запасы только одного из участков пироксенитов, разведанного на глубину 10 м, были оценены в 39 млн. т при среднем содержании 6% P_2O_5 . Предполагалось начать его разработку в 1967 г.

В СССР высокие перспективы для промышленного освоения в качестве апатитовых руд имеют камафориты в массивах Ковдор, Арбарастах, Ессей, Вуориярви, Центральном массиве Турьего мыса. Сравнительно невысокие содержания апатита в камафоритах Ковдора, где в среднем содержится около 6% P_2O_5 , компенсируются его большими запасами и относительно устойчивым распределением. Учитывая, что апатит входит в состав перерабатываемых железных руд и может извлекаться попутно, в Кольском филиале АН СССР был разработан способ получения апатита из хвостов, остающихся после магнитной сепарации. Технология обогащения предусматривает получение апатитового концентрата с содержанием 24,1% P_2O_5 при извлечении, не превышающем 69% от содержания P_2O_5 в хвостах обогатительной фабрики. При обогащении руд с глубинных горизонтов месторождения были получены апатитовые концентраты с содержанием 30% P_2O_5 при извлечении 72—92% от содержания P_2O_5 в немагнитной фракции (Карасева, Гешенкот, 1966).

Основное затруднение встречается разделение кальцита и апатита. В связи с этим более перспективными как апатитовые руды, вероятно, окажутся камафориты Арбарастахского месторождения, которые содержат сравнительно небольшое количество кальцита при более высоких средних содержаниях апатита (11% P_2O_5) и более значительных, чем в Ковдорском месторождении, его запасах. Но наиболее благоприятны в этом отношении камафориты массива Ессей, в котором в кольцевом теле апатит-магнетитовых пород, залегающем среди карбонатов, сосредоточены запасы апатита в 128 млн. т (при расчете на глубину 100 м) при среднем содержании P_2O_5 в рудах

14%, а максимальном содержании 26,2% (Егоров, 1968). Апатит является здесь количественно преобладающим минералом камафоритов (25—70%), содержание магнетита составляет 25—55%, кальцит и другие минералы присутствуют в резко подчиненном количестве.

Химические составы апатита из различных месторождений камафоритов приведены в табл. 7. По составу минерал относится к оксигидроксил-фтор-апатитам. Из второстепенных компонентов характерно присутствие в апатите значительной примеси стронция (до 0,5% SrO), а также редкоземельных элементов цериевой группы (в среднем от 0,2 до 1,24% TR_2O_3). В связи с этим следует обратить внимание на перспективность извлечения редких земель из апатитовых концентратов.

Сульфидные месторождения меди

Хотя присутствие спорадической вкрапленности сульфидов (пирротина, халькопирита, пирита) характерно для большинства месторождений камафоритов, в настоящее время в связи с этими породами известно лишь одно сульфидное месторождение меди, которое имеет, однако, весьма крупные масштабы. Запасы медных руд в месторождении Палабора (ЮАР) сосредоточены в пределах рудного тела, включающего центральный шток карбонатитов площадью 160×600 м со средним содержанием 1% меди и окружающую зону камафоритов, где качество руд хуже (0,5% Cu). Сульфидная минерализация образована в две стадии, более поздние по отношению к магнетиту. Для ранней стадии, пользующейся развитием в камафоритах и полосчатых карбонатитах, характерны борнит и халькозин, для более поздней, развитой в карбонатитовом ядре — халькопирит, кубанит, валлернит, пирротин и др. Общие запасы сульфидных медных руд составляют 315 млн. т со средним содержанием 0,69% Cu. Руды прослежены на глубину до 915 м. Плавильный завод и рудник были пущены «Палабора Майнинг Компани» в 1966 г. Их ежегодная производительность составляет в настоящее время 70—80 тыс. т меди. При переделе медных концентратов попутно извлекаются золото и серебро.

В связи с организацией медного рудника, который разрабатывает камафориты и карбонатиты, предполагается объединить переработку медных и апатитовых концентратов. Тогда при выплавке меди будет производиться серная кислота, необходимая для суперфосфатного производства.

Попутным продуктом переработки медных руд являются магнетитовые концентраты, ежегодная добыча которых достигает 1,8 млн. т, а также уранторианит и бадделентовые концентраты.

Бадделитовые месторождения

Бадделит является характерным акцессорным минералом камафоритов и его попутное извлечение при переработке камафоритовых руд весьма рентабельно. Как было отмечено выше, бадделитовые концентраты получаются попутно на медно-апатитовом руднике Палабора (ЮАР), разрабатывающем камафоритовые руды. Производство бадделитовых концентратов с содержанием ZrO_2 , равным 95%, составляет здесь до 2 тыс. т в год. Добыча бадделита в дальнейшем должна возрасти, когда рудник будет работать с полной производительностью.

Химический состав бадделита из различных камафоритовых месторождений приведен в табл. 18. По составу минерал близок к чистой двуокиси циркония, но содержит существенную примесь ниобия, тантала и гафния (см. табл. 19). Содержание двуокиси гафния в бадделите из некоторых камафоритовых месторождений превышает 2%, что позволяет рассматривать бадделит в качестве потенциального источника гафния. Кроме указанных элементов бадделит содержит примесь редких земель, урана, тория, титана и некоторых других элементов. Для него характерно также присутствие повышенных количеств скандия (до 0,10—0,12% Sc_2O_3); благодаря этому бадделит может представлять практический интерес как источник скандия. Следует отметить, что необычно высокие содержания скандия установлены и в главных минералах камафоритов — форстерита (до 0,04% Sc_2O_3) и магнетита (до 0,0124% Sc_2O_3); это свидетельствует о повышенной скандиеносности камафоритов в целом (Борисенко, Лапин, 1971).

Тантало-ниобиевые месторождения

В последние годы камафориты выдвинулись в число перспективных промышленных типов тантало-ниобиевых месторождений. Минералы тантала и ниобия (гачеттолит, Nb-цирконолит, пироксид) обычно распределяются в камафоритах менее равномерно, чем бадделит, и их концентрация зависит как от особенностей внутреннего строения тел камафоритов, так и от взаимодействия камафоритов с карбонатами. В последнем случае камафориты являются благоприятной средой для осаждения тантала и ниобия, и при их кальцитизации наблюдается тенденция к избирательной концентрации тантала (Лапин, Коган, 1972).

Пироксид отмечается не во всех месторождениях камафоритов; в тех месторождениях, где он присутствует в повышенных количествах, этот минерал тяготеет к локальным участкам и зонам, обогащенным апатитом, ассоциация с которым для него

весьма характерна. Показательно в этом отношении появление в некоторых месторождениях самостоятельных апатит-пироклоровых жил, в которых пироклор обычно количественно незначительно преобладает над апатитом. Нахождение таких апатит-пироклоровых жил показывает, что в карбонатитовых комплексах возникают условия, когда может происходить обособление существенно апатитовых фракций с гораздо более высоким по сравнению с карбонатитами содержанием ниобия.

Однако наибольший интерес в отношении тантало-ниобиевого оруденения камафоритов представляют участки и зоны кальцитизированных камафоритов, обогащенные гатчеттолитом и характеризующиеся высоким отношением $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$ (от 1:10 до 1:3). Эти участки обладают повышенной радиоактивностью и, в отличие от пироклоровых руд, характерной урановой природой активности. Гатчеттолит нередко ассоциирует с ниобиевым цирконолитом. При переработке руд возможно выделение этих минералов в совместный концентрат. Для зон, обогащенных гатчеттолитом, типоморфна ассоциация кальцита, апатита и магнетита с тетраферрифлогопитом, клиногумитом, ильменитом и некоторыми другими минералами.

Слюдоносность камафоритов. Хотя сами камафориты не содержат слюды, соответствующей промышленным кондициям, в некоторых месторождениях зоны их метасоматического взаимодействия с вмещающими породами характеризуются повышенной флогопитоносностью (Арбарастах, СССР). При гидратации флогопита в поверхностных условиях в подобных зонах образуются месторождения вермикулита (Палабора, ЮАР).

При проведении поисково-разведочных работ в районах, перспективных в отношении камафоритов, особенно эффективны геофизические методы, которые с успехом используются и при поисках карбонатитов. В первую очередь следует рекомендовать сочетание магнитометрического и радиометрического методов, поскольку камафориты сопровождаются значительно более интенсивными (по сравнению с карбонатитами) магнитными аномалиями и обладают повышенной ($U > Th$) радиоактивностью.

О генезисе камафоритов

Уже на первых этапах детального геологического изучения комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов в 40-е и 50-е годы камафориты обычно выделялись в качестве особой генетически автономной группы пород, хотя при этом и выдвигались различные предположения об их генезисе.

Так, на примере Ковдорского массива Н. А. Волотовской (1958) достаточно подробно были обоснованы представления о магматическом или пневматолитовом происхождении отдельных разновидностей камафоритов (апатито-оливиновых пород и магнетитовых руд). Участок этих пород, по Н. А. Волотовской, представляет собой сложное тело, сформировавшееся в несколько подфаз: «В первую из них зона разлома была заполнена своеобразной ультраосновной магмой, давшей начало мелкозернистым оливиновым, апатит-оливиновым и слюдяно-оливиновым¹ породам. После застывания этой магмы ... началось периодическое поступление рудного материала, образовавшего ряд рудных жил и линзовидных тел... господствующим распространением пользуются руды апатит-оливиновые. На отдельных участках они обогащаются кальцитом в виде мелких зерен или небольших гнезд... смежные члены рудной серии переходят друг в друга постепенно, тогда как между крайними членами ее, то есть относительно высокотемпературными апатито-оливиновыми и относительно низкотемпературными существенно кальцитовыми рудами, границы уже резкие».

Н. А. Волотовская приходит к следующим выводам.

«Образование магнетитовых руд различного типа, по-видимому, связано с кристаллизацией остаточного рудного материала, отделившегося от силикатной части магмы... Судя по высокому содержанию апатита, кальцита и местами флогопита, формирование данного месторождения шло при участии громадного количества летучих. Среди них главную роль играли CO_2 , H_2O , P_2O_5 и F» (Волотовская, 1958).

¹ В соответствии с современными данными правильнее называть эти породы форстеритовыми.

Позднее, исходя, в общем, из тех же геологических данных, А. А. Кухаренко и др. (1965) пришли к несколько иным выводам: «...среди них (камафоритов — Л. Б.) могут быть выделены три главных типа, перечисленные в порядке последовательности возникновения:

1) флогопит-апатит-форстеритовые (с той или иной примесью магнетита);

2) флогопит-апатит-магнетитовые (с переменным содержанием кальцита);

3) флогопит-магнетит-кальцитовые породы (с апатитом), являющиеся переходным звеном между рудами (то есть камафоритами.— Л. Б.) и карбонатитами...

Наиболее ранними в рассматриваемом комплексе являются флогопит-апатит-форстеритовые породы, возникшие непосредственно в процессе замещения ийолитов-мельтейгитов и гипербазитов и отложения материала в участках брекчирования последних... Наиболее устойчивыми компонентами этих пород являются магнезиально-железистые слюды, нередко сохраняющиеся в виде мелких гнезд и реликтовых кристаллов на месте подвергшихся замещению пироксенитов и мельтейгитов...». Как отмечает А. А. Кухаренко, более поздние существенно магнетитовые породы встречаются в виде гнезд в флогопит-апатит-форстеритовых породах или образуют в них субпараллельные жилы и сеть взаимнопересекающихся и ветвящихся тончайших жилок. «При этом ранее возникшие породы не только подвергаются замещению, но нередко перекристаллизовываются с образованием поясно-зональных текстур, состоящих из грубозернистых агрегатов форстерита, магнетита, реже флогопита, апатита и кальцита. Такие текстуры свидетельствуют о неполноте замещения форстерита магнетитом и флогопитом и об устойчивости некоторой части форстерита в парагенезисе с названными минералами... В еще более позднюю стадию возникают флогопит-магнетит-кальцитовые руды, содержащие постоянную примесь апатита и местами переходящие в существенно апатитовые породы. Форстерит и флогопит в них обычно присутствуют в качестве реликтовых минералов... В участках перекристаллизации магнетит и флогопит оказываются устойчивыми в ассоциации с кальцитом... Явление дистектики магнетит—шпинель (в парагенезисе с форстеритом) указывает на температуру выделения магнетита в интервале 650—600°... Температура в 600° С может быть принята как верхний возможный предел формирования флогопит-апатит-форстеритовых пород¹... Нижний предел

¹ К сходному выводу пришли Е. А. Чернышева и Г. С. Гармашева (1969) при изучении титаномагнетита из камафоритов. По их данным, высокотитанистые магнетиты в камафоритах и ранних карбонатитах, судя по содержанию ультрашпинелевого компонента, выделялись при 600° и аналогичны титаномагнетитам из ультрабазитов и других интрузивных магматических пород.

может быть намечен согласно экспериментальным данным Боуэна и Таттла (1950), нашедших, что наименьшая температура равновесного сосуществования форстерита с водным паром находится в широком диапазоне давлений, целиком перекрывающем глубину формирования изученных массивов, и составляет 430°C ... Приблизительно те же значения дают определения температуры образования описываемых пород методом массового разрушения газово-жидких включений в апатитах, форстерите и магнетите: $400\text{—}450^{\circ}\text{C}$ для апатита, $450\text{—}500^{\circ}\text{C}$ для форстерита и $350\text{—}550^{\circ}\text{C}$ для магнетита... Фазовое состояние минералообразующей среды при указанной температуре ($450\text{—}600^{\circ}\text{C}$) отвечает, очевидно, надкритическому флюиду...»

Источником рудогенных элементов для всего комплекса рассматриваемых пород «в значительной мере могли служить те массы Mg, Fe, Si, Ca, которые высвобождались в зонах мелилитизации гипербазитов на контактах их с щелочными интрузиями и во внутренней части массивов — в процессе флогопитизации оливинитов и пироксенитов под воздействием поступающих из этих интрузий эманаций и растворов».

Более подробно представления о метасоматическом генезисе апатит-форстерит-магнетитовых и других камафоритов были рассмотрены в работах А. А. Глаголева (1962, 1965). По мнению А. А. Глаголева, все типы камафоритов формируются в течение единого процесса — апатитизации пироксенитов, ийолитов и других пород. При этом возникает метасоматическая зональность в виде сопряженных пространственно зон метасоматической колонки — от передовой зоны форстерит-флогопит-магнетит-apatитовых пород к тыловым — магнетит-apatитовым и апатитовым зонам. Этим зонам предшествует зона мономинеральных флогопитовых метасоматитов.

Карбонатиты, по А. А. Глаголеву, являются более поздними образованиями, хотя пространственно нередко приурочены к камафоритам и могут замещать их. Поэтому допускается, что значительная часть редкометального оруденения в карбонатитах является унаследованной или связана с реликтами камафоритов. Принципиальное отличие одних пород от других лишь в режиме активности CO_2 и P_2O_5 , чем обусловлена смена вполне подвижных минералов (apatита кальцитом) и сходство редкометальных парагенезисов.

Из других генетических представлений можно отметить выводы Г. Рассела и других (Russel et al., 1954) о происхождении апатит-форстерит-магнетитовых пород — «фосфоритов» Лулекопа. Основываясь на интрузивных взаимоотношениях фоскоритов как с внешним кольцом пегматоидных оливин-биотит-пироксеновых пород, так и с внутренним ядром карбонатитов, эта группа исследователей пришла к выводу о магматическом происхождении фоскоритов. Согласно гипотезе А. Холмса, допускает

ется, что фоскориты и карбонатиты представляют две последовательные интрузии из одного общего очага карбонатитовой магмы. Внедрению «фоскоритовой магмы» (обогащенной фосфором карбонатитовой магмы) предшествовало реакционное взаимодействие богатых летучими фракциями исходной карбонатитовой магмы с силикатными породами, в результате чего возникли оливин-биотит-пироксеновые породы.

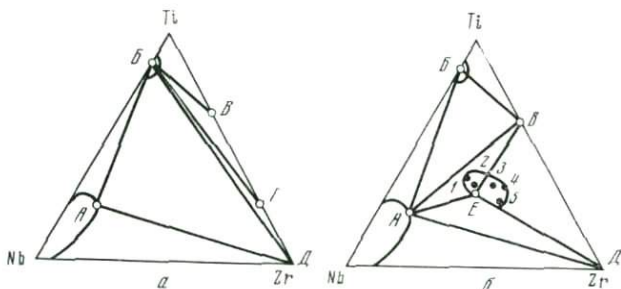
При сопоставлении изложенных выше взглядов о магматическом интрузивном (Н. А. Вологовская, Г. Рассел и др.) и существенно метасоматическом генезисе камафоритов (А. А. Кухаренко и др.) с учетом приведенных нами в предыдущих главах данных нетрудно сделать вывод о том, что в своей основе эти генетические суждения близки и достаточно правдоподобны. Их различия, очевидно, связаны с генетической спецификой камафоритов, их «двойственным» генезисом: возможностью появления как в виде инъекционных (интрузивных) тел, так и участков высокотемпературных метасоматитов, особенно в зонах брекчирования предшествующих пород.

Вместе с тем, путем сравнения данных по всем комплексным массивам, где встречены камафориты, можно прийти к ряду дополнительных генетических выводов.

1. Общим для всех местонахождений камафоритов — как интрузивных и жильных, так и метасоматических — следует считать парагенезис апатит + магнетит + форстерит при подчиненном значении кальцита. Наличие флогопита в указанных породах является спецификой некоторых массивов, например Ковдорского, и в одних случаях обусловлено реликтовой природой этого минерала, возникающего в процессе метасоматоза щелочных и ультраосновных пород, а в других — более поздним развитием флогопита в связи с карбонатизацией камафоритов, сопровождающейся частичным замещением форстерита и магнетита слюдой.

2. Появление камафоритов в тех комплексных массивах, где отсутствуют ийолиты, турьяиты и другие щелочные породы (Палабора, Дорова и др.), не позволяет рассматривать их как непосредственный продукт обменных метасоматических реакций с заимствованием («перелопачиванием») всей массы Са, Mg, Fe и Si из предшествующих пород. В то же время нельзя не отметить, что в тех случаях, когда можно считать второстепенной роль метасоматических процессов в формировании серий камафоритов, последние представлены существенно апатитовыми разностями и относительно обеднены Mg, Fe и Si.

3. Хотя кальцит входит в число главных парагенезисов камафоритов, его большая часть при сонахождении камафоритов и карбонатитов может быть привнесена из карбонатитов. При их взаимодействии с камафоритами (процессы метасоматоза и перекристаллизации) образуются вторичные парагенезисы каль-



Фиг. 71. Диаграмма парагенезисов минералов Nb, Ti и Zr

a — фации малой глубинности; *б* — фации средней глубинности; А — уранпирохлор; Б — дизаналит; В — цирконолит; Г — кальцитрит; Д — бадделент; Е — ниобоцирконолит (1—5 состав образцов ниобоцирконолита из различных районов Советского Союза)

цита с форстеритом, апатитом, флогопитом и магнетитом. Возникающие таким путем кальцитовые (кальцитизированные) разновидности камафоритов можно рассматривать как переходные к собственно карбонатитам породы.

Апокамафоритовые меланократовые карбонативы, обогащенные апатитом, магнетитом и флогопитом, отличаются от собственно интрузивных кальцитовых карбонатитов более сложным характером редкометальной минерализации, определяющейся сочетанием как повышенных концентраций ниобия и тантала, так и титана и, особенно, циркония. Именно ассоциация циркониевых минералов — ниобоцирконолита («циркелита»), бадделента, циркониевого пирохлора с уран-пирохлором (гатчеттолитом) характерна для карбонатизированных камафоритов и меланократовых карбонатитов в условиях фаций малой и средней глубинности (фиг. 71).

Было показано, что устойчивость парагенезисов перечисленных выше минералов, ассоциирующих с кальцитом, зависит от изменения давления CO_2 , являющейся вполне подвижным компонентом. Поскольку эти же минералы типоморфны и для камафоритов, то, очевидно, сделанный выше вывод в значительной степени справедлив для камафоритов. Соответственно, подобно карбонатитам, и в случае камафоритов может быть использован треугольник $\text{Ca} - \text{Zr}(\text{Ti}) - \text{Nb}(\text{Ta})$ для выяснения состава парагенезисов редкометальных минералов (Бородин, 1965).

Однако следует оговориться, что в связи с меньшим количеством свободной P_2O_5 (привносимой в основном в связанном виде — в составе апатита) можно ожидать, что не все реакции вытеснения кальциевых минералов апатитом будут реализованы.

Кроме того, широкие колебания в составе ниобцирконолита, циркониевого пирохлора и гатчеттолита будут приводить к тому, что не только трех-, но и двухминеральные парагенезисы будут вытесняться каким-либо одним из перечисленных трех минералов. Таким образом, в условиях относительно высоких содержаний Zr и Ti может быть устойчив лишь ниобцирконолит. При повышенной концентрации всех трех компонентов — Nb, Zr и Ti — может быть устойчив либо ниобцирконолит, либо циркониевый пирохлор или ниобцирконолит в парагенезисе с уранипирохлором. Наконец, при относительно высокой концентрации ниобия (а также тантала) будет стабилен лишь пирохлор переменного состава. В относительно глубинных ассоциациях к перечисленным минералам могут добавляться бескальциевые соединения — бадделит и ильменит. В существенно апатитовых камафоритах, как и в карбонатитах, обычно отсутствуют такие кальциевые минералы, как диопсид и другие моноклинные пироксены — главные породообразующие минералы вмещающих камафориты ультрабазитов и щелочно-ультраосновных пород.

Формированию всех разновидностей камафоритов сопутствует появление широких ореолов метасоматического изменения окружающих ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. При этом имеет место следующая зональность.

1. Ийолиты	Флогопитовая зона	Форстеритовая зона	Камафориты
2. Пироксениты		I. Форстеритовая зона II. Флогопит-диопсидовая (форстеритовая) зона	

Таким образом, характер метасоматических изменений вокруг тел камафоритов зависит от состава окружающих пород, но вместе с тем в различных по составу породах эти изменения равно могут интерпретироваться как проявления магниевого метасоматоза. Растворы, вызывающие метасоматические изменения, очевидно, отличаются повышенной щелочностью и характеризуются калиевой спецификой, отчетливо проявляющейся при изменении алюмосиликатных пород.

Исходя из изложенного выше, главные и типоморфные компоненты камафоритов в первом приближении могут быть разделены на три группы:

- 1) ювенильные P_2O_5 , CO_2 , CaO ; Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , ZrO_2 ;
- 2) заимствованные из вмещающих пород «in situ»: SiO_2 , Al_2O_3 ;
- 3) заимствованные из ультраосновных пород в процессе восходящего движения растворов и переотложенные в камафоритах и окружающих их метасоматических породах (MgO , частично TiO_2 , ZrO_2 , FeO и Fe_2O_3).

Наиболее существенные особенности формации камафоритов (вещественный состав и способ образования, взаимоотношения с карбонатитами и другими породами комплексных массивов и т. д.) могут быть объяснены, исходя из допущения о потоке (колонне) фосфатно-карбонатных растворов, «дренирующих» очаги щелочного магматического расплава и вызывающих сопряженные метасоматические преобразования пород на различных вертикальных уровнях. Колонна растворов дифференцирована в пространстве (в каждый момент времени фосфатные растворы обогащают верхние и фланговые части поднимающейся колонны) и времени (на данном вертикальном уровне прохождение фосфатных растворов опережает поступление карбонатных растворов).

Восходящее движение фосфатно-карбонатных растворов через породы ранних этапов формирования комплексных массивов (ультрабазиты и др.) сопровождается возникновением вертикальной метасоматической зональности, обусловленной последовательной по вертикали сменой процессов вытеснения и осаждения оснований (MgO , FeO и др.) с образованием камафоритов. На наиболее глубоких уровнях фильтрация растворов через остаточный щелочной расплав сопровождается связыванием кальция в молекулы апатита и кальцита и приводит к магматической дифференциации (ликвации) с обособлением апатит-магнетитовой, а затем карбонатитовой фракций.

Эти представления, основанные на геологических наблюдениях, находят определенное подтверждение и в результатах, выполненных за последние годы экспериментальных исследований. Так, например, Филпотсом была показана возможность отделения эвтектических магнетит-apatитовых расплавов от силикатных (Philpotts, 1967). При этом состав апатит-магнетитовой эвтектики близок к составу нельсонитов, для которых, как подчеркивает автор, сохраняется весьма постоянное соотношение апатита (примерно 1/3 породы) и магнетита или других окислов (примерно 2/3 породы). В случае же избытка апатитовой составляющей в ходе этих экспериментов обособлялась анхимономинеральная (apatитовая) жидкость, всплывающая в силикатном расплаве. По аналогии с бессемеровским процессом предполагается, что наличие в магме повышенной концентрации щелочей резко повышает несмесимость силикатной и апатитово-рудной фракций расплава.

При исследованиях Уайли и Биггара (Wyllie, 1966) была установлена возможность раннего выделения апатита в системе $CaO - CaF_2 - P_2O_5 - CO_2 - H_2O$, которая в свою очередь соответствует богатой фосфором карбонатитовой жидкости, отделившейся от щелочно-ультраосновного расплава.

Как следует из геологических данных, полного разделения апатитовой и карбонатитовой (кальцитовой) фракций не про-

исходит. Поэтому в составе камафоритов обычно присутствует то или иное количество первичного кальцита. В то же время, при взаимодействии ранних карбонатитов с вмещающими силикатными породами (пироксениты и др.) могут возникать мало-мощные реакционные зоны (часто до 1 см), сложенные апатитом и магнетитом. Для них характерен и форстерит — продукт реакции десиликации пироксена при взаимодействии пироксенитов с карбонатитовым расплавом — раствором. Следует подчеркнуть, что практически постоянная малая мощность подобных реакционных зон не зависит от мощности (нередко десятки метров) примыкающих к ним тел карбонатитов, фиксируя, в сущности, лишь окаймляющую первоначальную трещину — зону тектонически нарушенной (поддробленной) породы. Поэтому нет оснований объединять подобные зоны реакционных околожильных изменений и примыкающие к ним инъекционные карбонатиты в единую метасоматическую колонку, где собственно карбонатиты как тыловая зона постепенно разрастаются путем замещения фронтальных апатит-магнетит-форстеритовых зон (Гинзбург, Эпштейн, 1968).

Апатит-магнетитовые породы встречаются не только в составе щелочно-ультраосновных массивов. Они широко известны в связи с магматическими комплексами нормальной или пониженной щелочности — ультраосновными, габброидными, сиенитовыми и др. Пожалуй, по геологическим особенностям к камафоритам наиболее близки существенно апатитовые породы, приуроченные к массивам анортозитов. Как и камафориты, они могут содержать минералы группы оливина. В то же время между ними устанавливаются и существенные различия. В первую очередь отметим более высокое, чем в камафоритах, содержание титана и, соответственно, образование апатит-ильменитовых и апатит-рутиловых пород. Подобные породы получили название нельсонитов. Первоначально нельсонитом была названа порода (Петрографический словарь, 1963), состоящая преимущественно из ильменита (58%), апатита (31%) и рутила (9%). Затем этот термин был распространен на породы, в которых главным рудным минералом является магнетит (магнетитовый нельсонит) или рутил (рутиловый нельсонит). Очевидно, что в совокупности все эти породы представляют другую рудную апатитовую формацию — формацию нельсонитов.

Генетическая связь нельсонитов с магмами пониженной щелочности, бедными редкими элементами, является причиной отсутствия в их составе редкометалльных минералов, свойственных камафоритам. Оливин в нельсонитах отличается гораздо большей железистостью, а кальцит в них отсутствует.

Тесная генетическая связь камафоритов и карбонатитов, полное сходство их геохимической, в первую очередь редкометалльной, специфики позволяют считать, что исходным источником

фосфатных (апатитовых) растворов — расплавов, как и карбонатитовых магм, скорее всего были ювенильные эманации, концентрирующие также и редкие элементы (Бородин, 1965, 1966). Как было показано недавно¹, в условиях подкорового магмообразования возможен случай специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями. Эта отгонка, являющаяся частью общего процесса дегазации мантии (Виноградов, 1959), вероятнее всего сопряжена с серией фазовых превращений, возможных при конвективном перемещении вещества мантии. Подобные превращения связаны с изменением изоморфных соотношений между петрогенными элементами в условиях перехода от высоких давлений к более низким и распадом метастабильных смешанных фаз — структурных аналогов оливина, шпиннели и ильменита. Характерной чертой этих фаз, обусловленной сближением радиусов катионов и анионов в зонах В и С мантии, можно считать широкую изоморфную смешимость не только между кремнием, магнием и железом, но и между элементами из ближайшего окружения кремния по периодической системе — углеродом, бором, фосфором, а на границе между верхней и нижней мантией — также водородом и азотом (Neuhauser, 1968).

Не трудно видеть, что именно эти элементы-соседи кремния определяют состав ювенильных эманаций: прежде всего наличие таких компонентов, как CO_2 , P_2O_5 , вода и водород. Однако геохимическая миграция высвобождающихся элементов будет различна. Одни из них не удерживаются мантией (азот, водород), другие (углерод, фосфор, бор) — образуют сополимеры с кремнием (Летников, 1968) и высвобождаются позднее либо в составе остаточных, богатых летучими щелочных магм, либо в виде самостоятельных фракций, сопровождающих формирование базальтовых и ультраосновных расплавов.

Принципиальная схема взаимодействия ювенильных щелочно-карбонатных эманаций с глубинными базальтовыми магмами, положенная нами в основу гипотезы образования карбонатитов, может быть распространена и на камафориты (Бородин, 1963, 1966). Поскольку апатит является более высокотемпературным минералом, чем кальцит, его выделение может быть обусловлено не только реакциями обменного разложения молекулы Са-плагноклаза и пироксена, но и непосредственным связыванием ионов Са в магматических базальтоидных расплавах.

¹ Доклад Л. Н. Овчинникова, Л. С. Бородина, В. В. Ляховича «Геохимия магматических пород» на IV Всесоюзном петрографическом совещании в г. Баку в 1969 г.

На основании приведенных в предыдущих главах данных по геологии, составу и генетическим особенностям камафоритов можно прийти к следующим основным выводам.

1. Камафориты входят в состав комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов в качестве самостоятельной серии генетически родственных эндогенных фосфатно-силикатных и фосфатно-силикатно-карбонатных пород, содержащих высокие концентрации ряда рудных и редкометаллических минералов. Для минерального состава камафоритов характерным является парагенезис апатит + магнетит + форстерит при подчиненном значении кальцита.

2. В процессе формирования комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов камафориты занимают вполне определенное место — после этапа интрузивной и метасоматической деятельности, когда возникают разнообразные существенно нефелиновые, флогопитовые и другие щелочные породы, но до заключительного этапа, с которым связано появление сложного комплекса интрузивных и метасоматических карбонатитов. Поэтому в составе камафоритов проявляются многие характерные черты как щелочных пород, так и карбонатитов (повышенная концентрация щелочей наряду с высоким содержанием кальция, магния, железа, фосфора, а также редких элементов — ниобия, тантала, циркония).

3. Специфическое положение камафоритов как образований, переходных от щелочных пород к карбонатитам, определяет и основные особенности их генезиса. Подобно карбонатитам, в одних и тех же комплексных массивах камафориты могут быть встречены как в виде интрузивных тел (дайки и жилы апатит-магнетитовых пород), так и в виде метасоматических образований. Последние локализуются в тектонически ослабленных зонах, где могут быть широко проявлены процессы дробления предшествующих ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород. Появление здесь камафоритов сопровождается интенсивными процессами калиево-магнезиального метасоматоза, что обуславливает пространственную сопряженность с ними зон

флогопитовых и флогопит-форстеритовых пород, в свою очередь замещаемых камафоритами.

Обычно к этим же зонам приурочены последующие кальцитовые карбонатиты, воздействие которых на камафориты выражается в их кальцитизации, что приводит к возникновению переходных от камафоритов к карбонатитам кальцит-апатит-форстеритовых, кальцит-апатит-магнетитовых и других кальцитизированных разновидностей камафоритов. При интенсивной кальцитизации возникают обогащенные апатитом и магнетитом апокамафоритовые фации карбонатитов.

4. Исходя из особенностей генезиса, петрогенные элементы камафоритов могут быть разделены на две группы. К первой из них принадлежат CaO , P_2O_5 , CO_2 , а также Nb_2O_5 , Ta_2O_5 и некоторые другие элементы-примеси, имеющие глубинное происхождение и связанные с ювенильными (подкоровыми) эманациями. Во вторую группу входят элементы, заимствованные камафоритами из ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород — MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , частично FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 . В качестве существенно апатитовых образований камафориты сопоставимы с другими формациями апатитовых пород, первичным источником которых являются глубинные базальтовые, щелочно-базальтовые и щелочные магмы.

5. С формацией камафоритов, как и с карбонатитами, могут быть связаны весьма перспективные типы промышленных месторождений ряда полезных ископаемых, характеризующихся крупными запасами апатита, магнетита, а также медных (сульфидных) и редкометалльных минералов, что при возможности их комплексного извлечения позволяет рассматривать камафориты как высокорентабельные руды.

Редкометалльное оруденение в камафоритах представлено Та-содержащим гатчеттолитом, Nb-цирконолитом, пирохлором и бадделейтом. Особого внимания заслуживают участки и зоны камафоритов, обогащенные гатчеттолитом и характеризующиеся высоким отношением $\text{Ta}:\text{Nb}$ (до 1:3). Последнее обстоятельство дает основание выделить камафориты в качестве нового перспективного типа танталовых месторождений.

- Антонов Л. Б.** Перспективная оценка апатитоносности ультращелочных пород Кольского полуострова. В сб. «Основные проблемы развития комбината «Апатит». Апатиты, 1971.
- Афанасьев Б. В.** Комплексные месторождения Ковдорского и Vuoriajärvi-вского массивов и перспективы использования апатитовых руд. В сб. «Основные проблемы развития комбината «Апатит». Апатиты, 1971.
- Богдасаров Ю. А.** Особенности распределения редкометаллической минерализации в некарбонатных метасоматитах щелочно-ультраосновных массивов. Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
- Бородин Л. С.** О перовскитовом оруденении в массиве Vuoriajärvi.— Геология рудн. местор., 1959, № 5.
- Бородин Л. С.** О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования.— Геохимия, 1960, № 6.
- Бородин Л. С.** Генезис карбонатитовых месторождений и их геологическая связь с массивами ультраосновных — щелочных пород. В кн. «Международный геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол.». Пробл. 15. Изд-во АН СССР, 1960.
- Бородин Л. С.** К петрографии и генезису массива Vuoriajärvi. Труды ИМГРЭ. Изд-во «Наука», 1962, вып. 9.
- Бородин Л. С.** Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР, серия геол. Изд-во АН СССР, 1963, № 8.
- Бородин Л. С.** Карбонатитовые месторождения редких элементов. В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 3. Изд-во «Наука», 1965.
- Бородин Л. С.** Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. В кн. «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». Изд-во «Наука», 1965.
- Бородин Л. С.** Петрология нефелинопироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Автореферат докторской диссертации. М., 1966.
- Бородин Л. С., Лапин А. В.** Камафориты как источник комплексного редкометаллического сырья (геолого-экономический обзор). В сб. «Редкие элементы и экономика, вып. 7, 1972.
- Бородин Л. С., Лапин А. В.** Закономерности формирования и рудоносность апатит-магнетитовых пород из щелочно-ультраосновных комплексов. Краткие тезисы к конференции «Метасоматизм и рудообразование», 1972.
- Бородин Л. С., Назаренко И. И.** Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в молекуле $A_2B_2X_7$.— Геохимия, № 4, 1967.
- Бородин Л. С., Назаренко И. И., Рихтер Т. Л.** О новом минерале цирконолите — сложном окисле типа AB_3O_7 .— Докл. АН СССР, 1953, т. 110, № 5.
- Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И.** Особенности химического состава и распределение тита-

- номагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
- Бородин Л. С., Быкова А. В., Капитонова Т. А., Пятенко Ю. А.** Новые данные о цирконолите и его ниобиевой разновидности.— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Бородин Л. С., Жабин А. Г., Лапин А. В., Харченко А. Г.** Рудоносность и генезис камафоритов. Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов». Алмата, 1969.
- Барсанов Г. П., Колесников Л. В., Сергеева Н. Е.** Зависимость точки Кюри природных ферритов-шпинеллидов от их химического состава. В сб. «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.
- Боуэн Н. П., Таттл О. Ф.** Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Булах А. Г.** О циркелите и цирконолите из карбонатитов Кольского полуострова.— Зап. Всес. минер. об-ва 1963, вып. 2.
- Булах А. Г., Ильинский Г. А., Кухаренко А. А.** Циркелит из месторождений Кольского п-ва.— Записки Всес. минер. об-ва, 1960, вып. 3.
- Виноградов А. П.** Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Волотовская Н. А.** Ковдорский массив.— Геология СССР. Госгеолтехиздат, 1958, т. 27.
- Волотовская Н. А.** Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатных пород массива Вуориярви.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 3—4.
- Гайдукова В. С., Здорик Т. В.** Геологическое строение и минералогическо-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гайдукова В. С., Полупанова Л. И., Столярова Т. И.** Гатчеттолиты из карбонатитов Сибири. В сб. «Минеральное сырье», 1963, вып. 7.
- Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М.** Карбонатитовые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных месторождений». Изд-во «Недра», 1968.
- Глаголев А. А.** Пример метасоматической зональности вокруг апатитомагнетитовых пород и карбонатитов.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Глаголев А. А.** Роль апатитизации в формировании железорудного и флогопитового месторождений массива Ковдор (Кольский п-ов.).— Геол. рудн. местор. 1965, № 3.
- Глаголев А. А.** Петрология щелочно-ультраосновного массива Арбарастах. Изд. ИГЕМ АН СССР, 1965.
- Глаголев А. А.** Апатитоносность массива Арбарастах. В сб. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.
- Джонсон Р. Л.** Карбонатитовые комплексы Шава и Дорова. В кн. «Карбонатиты». Изд-во «Мир», 1969.
- Динс Т.** Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. В кн. «Карбонатиты». Изд-во «Мир», 1969.
- Дмитриев Д. Н., Шатилов С. В., Булах А. Г.** Новые данные о геологии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Кольский полуостров).— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 6.
- Доронин Н. А., Комаров О. К., Сафронов Е. К., Чистов Л. Б., Барсукова Н. С., Афанасьев Б. В.** Минеральный состав и проблема переработки баделентового концентрата.— Научн. труды ГИРЕДМЕТ, XXXV, М., 1971.
- Дэна Дж. Д.** Система минералогии. т. 1, 2-й полум. ИЛ, 1951.
- Евзиков Н. З.** Об ориентированном нарастании и изменении облика кристаллов пиррохлора.— Записки Всес. минер. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 5.
- Егоров Л. С.** К вопросу о происхождении флогопит-оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах.— Геология рудн. местор., 1964, № 4.
- Егоров Л. С.** Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных-щелочных пород. В сб. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.
- Егоров Л. С., Ланда Э. А.** Генетические типы эндогенной апатитовой минерализации в комплексах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Краткие тезисы к конференции «Матасоматизм и рудообразование». Л., 1972.
- Ефимов И. А., Косинцева Л. Г.** Апатит, слюды, гидрослюды и вермикулит в массивах Красномайского ультраосновного щелочного ком-

- плекса (Северный Казахстан). В сб. «Химическое и горнорудное сырье Казахстана». Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1968.
- Жабин А. Г.** Первично-магматический кальцит в ийолит-порфире.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Жабин А. Г.** Кальцит магматического генезиса.— Записки Всес. минер. об-ва, 1967, № 3.
- Жабин А. Г.** Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха, Якутия.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Жабин А. Г., Харченков А. Г.** Карбонатитовый комплекс Арбарастаха, Якутия. Изд. ИМГРЭ, 1968.
- Журавлева Л. Н.** Редкометалльные минералы апатит-магнетитовых руд. В сборнике кратких сообщений по минералогии и геохимии. ВИС, вып. 1, 1970.
- Здорик Т. Б.** Эволюция редкоземельной минерализации в карбонатитах на примере одного из месторождений Восточной Сибири.— Геол. месторожд. ред. элемен. Изд-во «Недра», 1966, вып. 30.
- Капустин Ю. Л.** Акцессорная редкометалльная минералогия карбонатитов Кольского полуострова. В кн. «Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964.
- Капустин Ю. Л.** Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах.— «Геохимия», 1966, № 11.
- Капустин Ю. Л.** Геолого-петрографические особенности и минералогия карбонатитов Кольского полуострова. Автореферат дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-мин. наук, ИМГРЭ, 1969.
- Капустин Ю. Л.** Минералогия карбонатитов. Изд-во «Наука», 1971.
- Карасева Т. П., Гершенкоп А. Ш.** Флотация апатита из руд Ковдорского месторождения. В сб. «Обогащение полезных ископаемых Кольского полуострова». Изд-во «Наука», М.—Л., 1966.
- Карпов Р. В.** Сырьевая база апатитовой промышленности Кольского полуострова и перспективы ее расширения. В сб. «Основные проблемы развития комбината «Апатит». Апатиты, 1971.
- Кириллов А. С., Рыжова Р. И.** К геохимии редкоземельных элементов в карбонатитах Карело-Кольской провинции. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 3. ЛГУ, 1968.
- Колотухина С. Е.** Геология месторождений редких элементов Южной Америки. Изд-во «Наука», 1968.
- Кононова В. А., Таращан А. Н.** О термоминеральности карбонатов из карбонатитов. В сб. «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 3.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П.** Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
- Ланда Г. А.** Магнетит-apatитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных-щелочных магматических комплексов. В сб. «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири», НИИГА, Л., 1970.
- Лапин А. В.** О скарноподобных образованиях в Ковдорском массиве. В сб. «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов». М., 1965.
- Лапин А. В.** Петрология ультрабазитов и щелочных пород в массивах Ковдор и Бор-Урях. Автореферат диссертации. М., 1966.
- Лапин А. В.** Геологические особенности и минеральные парагенезисы апатит-магнетитовых пород и карбонатитов Центрального массива на Турьем полуострове (Карело-Кольская провинция). Краткие тезисы к конференции «Метасоматизм и рудообразование». Л., 1972.
- Лапин А. В., Коган Р. И.** Применение статистической теории однородностей для установления геохимических особенностей процесса рудообразования на одном из редкометалльных карбонатитовых месторождений. В сб. «Эндеогенные редкометалльные месторождения и методы их исследования». Изд. ИМГРЭ, 1972.
- Летников Ф. А.** Особенности магмообразования на различных термодинамических уровнях земной коры. В сб. «Кора и верхняя мантия Земли». Изд-во «Наука», 1968.
- Ниобий и тантал. Сборник статей. ИЛ, 1960.

- Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.** Геохимия магматических пород. В кн. «Материалы IV Всесоюз. петрографич. совещ.», Баку, 1969.
- Петрографический словарь Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Э. А. Струве. ГОНТИ, 1963.
- Пожарицкая Л. К.** Минералого-петрографические особенности карбонатитов. В кн. «Геология месторождений редких элементов», Госгеол-издат, 1962, вып. 17.
- Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М.** О физико-химических условиях образования карбонатитов. В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Пожарицкая Л. К., Эпштейн Е. М.** Петрохимические особенности процесса образования карбонатитов. В сб. «Происхождение щелочных пород» (Труды 3-го Всес. петрографич. совещ.). Изд. «Наука», 1964.
- Пожарицкая Л. К., Павлинский Г. В., Развозжаева Э. А., Самойлов В. С.** О циркелите одного из карбонатитовых массивов. В сб. «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1966.
- Пудовкина З. В., Пятенко Ю. А.** Рентгенографическое исследование цирконолита и его синтетического аналога. Рентгеногр. минерал. сырья. Сб. 4. Изд-во «Недра», 1964.
- Пятенко Ю. А.** О некоторых количественных соотношениях в структурах, производных от типа флюорита.— Журн. структ. химии, 1963, т. 4, № 5.
- Пятенко Ю. А., Пудовкина З. В.** О метрике решетки кристаллов $\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$.— Кристаллография, 1964, т. 9, вып. 1.
- Расс И. Т.** Редкоземельные элементы в пироксенах и апатитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива.— Геохимия, 1968, № 9.
- Римская-Корсакова О. М.** К вопросу о закономерных сростаниях шпинели с магнетитом.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1950, ч. 79, № 3.
- Римская-Корсакова О. М.** Кристаллографическое изучение форстерита из карбонатитов и магнетитовых руд Ковдорского массива (Кольский полуостров). В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1.
- Римская-Корсакова О. М.** К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения (Кольский полуостров). В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. 1. Изд. ЛГУ, 1963.
- Римская-Корсакова О. М.** Апатитоносность Ковдорского массива. В сб. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.
- Римская-Корсакова О. М., Динабург И. Б.** Багделит в массивах ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 1. Изд. ЛГУ, 1964.
- Римская-Корсакова О. М., Соколова Е. П.** О железисто-магнезиальных слюдах с обратной схемой адсорбции.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 4.
- Римская-Корсакова О. М., Краснова Н. И., Быкова З. В.** Отчет о минералогических исследованиях, проведенных на Ковдорском массиве ультраосновных щелочных и карбонатных пород в 1955—1966 г. Изд. ЛГУ, 1966.
- Семенов Е. И., Кочемасов Г. Г., Быкова А. В.** Циркелит и розенбушит в тейгитзах Ловозерского массива.— Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1963, вып. 15.
- Стоялов С. П.** Арбастахский массив ультраосновных и щелочных пород.— Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И.** Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Изд-во «Недра». Л., 1969.
- Чернышева Е. А., Гармашева Г. С.** О титаномагнетитах из карбонатитов. «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 3.
- Шейнманн Ю. М.** Некоторые особенности размещения провинций ультраосновных-щелочных пород. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А.** Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация, серия геол. месторожд. редких элем., вып. 12—13. Госгеолтехиздат, 1961.

- Шувалова В. З., Поршнев Г. И., Ланда Э. А. Карбонатитовый массив Есей. В сб. «Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири». НИИГА, Л., 1970.
- Элштейн Е. М. О генезисе Ковдорских апатит-магнетитовых руд. В сборнике кратких сообщений по минералогии и геохимии.—Труды ВИМС. Изд-во «Недра», 1970, вып. 1.
- Blake G. S., Smith H. On varieties of zirkelite from Ceylon.—*Min. Mag.*, 1913, v. 11, N 77.
- Branco J. I. R. *Pirocloro uranifero em Tapira, município de Sacramento*. M. G.—*Anais. Acad. Brasil. cienc.*, 1956, v. 28, N 3.
- Brandt I. W. *Geologie van'n gebied Noordoos Transvaal*. Unpublished dissertation, the University of Stellenbosch, 1948.
- Davies K. A. The phosphate deposits of the eastern province, Uganda.—*Econ. Geol.*, 1947, v. 42, N 2.
- Du Toit A. L. The genesis of the pyroxenite—apatite rocks of Palabora, Eastern Transvaal.—*Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1931, v. 34.
- Foster I. F. *Paragenetical ore mineralogy of the Loolekop—Phalabora carbonatite complex*. Eastern Transvaal.—*Trans. Proceed. Geol. Soc. South Africa*, 1958, v. 61.
- Gevers M. A. *Vermiculite at Loolekop, Palabora, North East Transvaal*.—*Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1949, v. 51.
- Guimaraes D. A. Report on the niobium (columbium) ore deposits of Barreiro, Araxa, Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, 1955.
- Guimaraes D. A. *Columbio em Barreiro, Araxa, M. G.*—*Engenharia, miner e metalurgia*, 1958, v. 28, N 168.
- Hackman V. W., Wilkman W. W. *Geologisk översiktskarta över Finland, Beskrifning till bergartskartan*. Geol. kom., Sekt. D6, Kuolajarvi, 1926.
- Hiemstra S. A. *Baddeleite from Palabora Eastern Transvaal*.—*Amer. Miner.*, 1955, v. 40, N 3—4.
- Hodder R. W. *Alkaline rocks and niobium deposits near Nemegas, Ontario*.—*Geol. Surv. Canada, Paper* 57—8, 1958.
- Hussak D. E., Prior G. T. *Lewesite and zirkelite, two new Brazilian minerals*.—*Min. Mag.*, 1895, v. 11, p. 80.
- Johnson R. L. *The geology of the Doroa and Shawa carbonatite complex Southern Rhodesia*.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1961, v. 64.
- King B. C., Sutherland D. S. *Alkaline rocks of eastern and southern Africa, parts I—III*. *Sci. Progr.*, 1960, v. 48.
- Leonardos O. H. *Carbonatitos com apatita e pirocloro no estrangeiro e no Brasil*.—*Engenharia, miner. e metalurgia*, 1956, v. 23, N 136.
- Lombard A. F., Word-Able N. M., Bruce R. W. *The exploration and main geological features of the copper deposit in carbonatite at Loolekop, Palabora Complex, Geol. Soc. S. Africa, Johannesburg*, 1964.
- Neufhaus A. *Über Phasen und Materialzustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen (Ergebnisse der modernen Hochdruck—Hochtemperatur—Forschung zum Geochemischen Erdbild)*.—*Geol. Rundschau*, 1968, Bd. 57, H. 3.
- Parsons G. E. *Niobium Bearing Complexes East of the Lake Superior Ontario*. *Dept. of Mines, Geol. Report*, 1961, N 3.
- Philpotts A. R. *Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks*.—*Econ. Geol.*, 1967, v. 62, N 3.
- Ramsay W. u Nyholm E. T. *Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajarvi*.—*Bull., Comm. Geol. de Finlande*, 1895, N 1.
- Russel H. D., Hiemstra S. A., Graeneveld G. J. *The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal*.—*Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa*, 1954, v. 57.
- Strauss C. A., Truter F. C. *The alkali complex at Spitzkop, Sekukuniland, Eastern Transvaal*.—*Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1951, v. 53.
- Wyllie P. J. *Experimental studies of carbonatite problems: the origin and differentiation of carbonatite magmas*.—*Carbonatites*, Ed. O. I. Tuttle, G. Gittinns, 1966.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
30	7 сл.	периодиты	периодиты
163	6 сл.	«фосфоритов»	«фоскоритов»

Дополнение к подрисовочной подписи фиг. 12 (стр. 32):

1 — белое (незалитые линзы); *2* — черное; *3* — черные треугольники; *4* — прерывистая сетка; *5* — прямоугольная сетка; *6* — крестики на фоне прямоугольной сетки; *7* — крестики.

Зак. 1385

1 р. 08 к.

1192



ИЗДАТЕЛЬСТВО . НАУКА .