

**СУЛЬФИДНАЯ, СТРОНЦИЕВАЯ
И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
ФОСКОРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ**

**Турьинского массива (Россия)
и месторождения Люлекоп (ЮАР)**

**СУЛЬФИДНАЯ, СТРОНЦИЕВАЯ
И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
ФОСКОРИТОВ И КАРБОНАТИТОВ**

**Турьинского массива (Россия)
и месторождения Люлекоп (ЮАР)**

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА ТУРЬЕГО ПОЛУОСТРОВА

Структурно-тектоническая позиция

Щелочно-ультраосновной комплекс Турьего полуострова расположен на побережье Белого моря (66° 62' СШ и 34° 44' ВД). Он уже давно привлекал внимание минералогов и петрографов. Первые сведения об его щелочных породах приводятся Е. С. Федоровым (1904, 1905). В 1911 году полуостров посетили финские геологи М. Бреннер и В. Рамсей. С тех пор здесь было выполнено много серьезных исследований. Последней наиболее важной и полной работой, посвященной петрографии, минералогии и генезису пород комплекса Турьего полуострова, можно считать монографию А. Г. Булаха и В. В. Иваникова «Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов» (1984). В ней подведены результаты исследований, начатых авторами еще в 60-х гг. Фенитовому ореолу Турьего полуострова была специально посвящена монография М. Д. Евдокимова «Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова (минеральные ассоциации и геохимические особенности)» (1982). *От научного редактора:* имеется несколько новейших публикаций о щелочных массивах Турьего полуострова (Васильева, Евдокимов, 2002; Bell et al., 1996; Dunworth and Bell, 2001, 2003; Wall, Zaitsev — eds., 2004).

Щелочно-ультраосновной комплекс Турьего полуострова тектонически приурочен к четко оформленной в виде Кандалакшского грабена части рифтовой зоны палеозойского заложения, сохранившей до настоящего времени черты рифта (*рис. 1-вкл.*). Турий полуостров орографически отвечает поднятию, отделенному от Кандалакшского грабена системой субширотных ступенчатых сбросов,

обновленных в неоген-четвертичное время. Часть их четко фиксируется в рельефе береговых обрывов. Сам полуостров является горстом, который разбит на блоки, испытавшие вертикальные движения (поднятия) с разной амплитудой смещения друг относительно друга (Булах, 1974).

Геологическое строение

В современном эрозионном срезе почти на всей территории Турьего полуострова преобладающим развитием пользуются породы Умбинского гранитоидного комплекса (нижний протерозой), трансгрессивно перекрытые в южном окончании полуострова протерозойскими гравеллитами и кварцито-песчаниками турьинской свиты. На карте Турьего полуострова, приведенной в книге М. Д. Евдокимова (1982), в крайней юго-восточной части полуострова указан тектонический блок, сложенный красноцветными песчаниками протерозойской терской свиты. Они широко представлены в виде обломков во всей пляжной зоне полуострова.

Гранитоиды, гравелиты и песчаники прорваны интрузиями щелочно-ультраосновных пород, сопровождаемыми ореолами экзоконтактовых метасоматитов, и рассечены многочисленными разновозрастными дайками щелочных лампрофиров (Булах, Иваников, 1984). Возраст Турьинского комплекса, как и подавляющего большинства комплексов Кольской щелочной провинции, укладывается в сравнительно короткий интервал 380–360 млн лет (Kramm et al, 1993).

На территории полуострова по геофизическим данным и результатам бурения достаточно надежно оконтурены три щелочных массива: Центральный — площадью около 28 км², Южный — 13 км² и Кузнаволоцкий — 1,5 км² (рис. 2-вкл.). Форма отдельных массивов неправильная, в общем эллипсовидная, осложненная многочисленными апофизами и выступами в породы рамы. Самый крупный из массивов — Центральный — как бы состоит из двух частей, соединенных узкой перемычкой: собственно Центрального (западная часть) и Летнегорского (восточная часть) массивов (Булах, Иваников, 1984).

Такая форма щелочных массивов обусловлена блоковым строением рамы вмещающих пород в период внедрения щелочной интрузии, а также более поздними неотектоническими смещениями

отдельных блоков Турьинского горста друг относительно друга. Так, основная часть Летнегорского массива и восточная часть Кузнецовского приурочены к приподнятым блокам, а почти вся площадь Центрального и Южного массивов — к опущенным тектоническим блокам. Учитывая важное значение тектонических факторов в формировании очертаний щелочных массивов Турьего полуострова и в соответствии с характером геофизических полей, большинство исследователей уже давно пришло к выводу, что все их контуры фиксируют выходы на дневную поверхность единого интрузивного тела, но с многочисленными ответвлениями. Они возникли при проникновении расплава по ослабленным зонам на границах между тектоническими блоками, оформившимися здесь и многократно подновлявшимися в ходе дизъюнктивных тектонических подвижек. На современном эрозионном срезе эти ответвления картируются как самостоятельные щелочные массивы. Предполагаемый механизм образования осуществим только в условиях относительно малой глубинности внедрения расплавов (Булах, Иваников, 1984).

В этой связи весьма интересными представляются результаты трехмерного гравитационного моделирования глубинного строения щелочных интрузий на основе современных геофизических данных (Арзамасцев и др., 1998). Данные моделирования подтверждают предположение о принадлежности всех выходов плутонических щелочных пород Турьего полуострова к единой интрузии. Судя по плотностным характеристикам пород и форме гравитационных аномалий, единая лополитообразная интрузия прослеживается до глубины 8 км, а ниже имеет подводящий канал диаметром до 3 км, погружающийся в юго-западном направлении под углом 65–70° в сторону осевой части Кандалакшской палеорифтовой структуры. При этом анализ полученных данных по форме и внутреннему строению интрузий Кольской щелочной провинции, а также положению дна магматических камер позволяет провести приближенную оценку уровня эрозионного среза.

Комплекс Турьего полуострова относится к группе щелочных интрузий (Лесная Варака, Салмагора, Африканда и др.), расположенных в южной части Кольского полуострова. Эта территория была максимально эродирована по сравнению с другими районами, поэтому здесь присутствуют интрузии с преобладанием в их разрезе ультрамафитов, сохранившие только лополитообразную форму.

Глубина эрозионного среза в этой части полуострова оценивается в 8–11 км (Арзамасцев и др., 1998).

В строении щелочных массивов Турьего полуострова принимают участие породы следующих петрографических серий (от древних к молодым), по А. Г. Булаху (1974):

1) гипербазитовой: оливиниты (нормальные и рудные — с 15–20% титанонового магнетита) и пироксениты (нормальные, рудные, щелочные);

2) ранней щелочной: мельтейгиты (нормальные, магнетитсодержащие, гранатовые) и ийолиты (нормальные, рудные, гранатовые, гранато-сланцевые);

3) турьяитовой: турьяиты (нефелино-флогопито-мелилитовые породы) и породы более простого состава — ункомпагриты, окаиты, слюдяные мелилитолиты (по номенклатуре Егорова, 1969);

4) поздней щелочной: уртиты, ийолиты, ийолит-пегматиты, уртит-пегматиты и порфириовидные мельтейгит-ийолиты;

5) карбонатитовой: породы «рудного» комплекса, карбонатиты (кальцитовые, доломито-кальцитовые и доломитовые), кварцево-кальцитовые и кварцево-флюорито-кальцитовые гидротермалиты.

Следует отметить, что главную роль в строении массивов играют породы ранней щелочной и турьяитовой серий. Подробное описание всех петрографических серий приводится в монографии Булаха и Иваникова (1984).

Строение массивов неоднородное. Опубликовано несколько геологических карт (Роненсона и Афанасьева, Булаха, Искоз-Долининой и Кочуровой, Данворт и Белла), но в них нет принципиальных различий. Наиболее показательное строение Центрального массива (рис. 3-вкл.). Он имеет трубообразную форму с крутым центрально-клиновидным падением контактов и является грубозональным. Ядро массива сложено кальцитовыми карбонатитами, которые образуют здесь почти вертикально ориентированное штокообразное тело с контактами, круто погружающимися к его центру под углами 70–80°. Это карбонатитовое тело реально представляет собой сплошную сеть взаимопересекающихся карбонатитовых жил с останцами и реликтами среди них измененных вмещающих ультраосновных и щелочных пород. Площадь поверхностного сечения «штока» около 1 км². В резко подчиненном развитии карбонатиты сопровожда-

ются фоскоритами (породами «рудного» комплекса). Внутренняя зона массива характеризуется сложным чередованием пироксени-тов, пород турьяитовой серии и различных по составу метасоматитов. Внешняя зона массива сложена породами ийолит-мельтейгитового ряда. В северной части массива весь этот комплекс прорван вертикально залегающим неким вулканической брекчии (в ней обломки различных пород заключены в ийолитах).

К северо-западу и северу от Центрального массива среди фенитов, гранодиоритов и диоритов залегают его сателлиты. В их сложении принимают участие ийолит-мельтейгиты, мелилитовые породы и карбонатиты (Булах, Иваников, 1984).

Все щелочные массивы Турьего полуострова окружены широким ореолом фенитов, развивающихся по гранодиоритам и песчаникам. Мощность зоны экзоконтактовых фенитов обычно колеблется от 0,25 до 0,5 км, местами достигает 1,5 км. Породы Центрального и Южного массивов и вмещающие их фениты рассечены дайками лампрофиров, а на Горноозерском участке Южного массива — некими так называемых оливиновых мельтейгит-порфиров.

Наиболее близким аналогом массивов Турьего полуострова в Кольской щелочной провинции является Вуориярвинский массив (Кухаренко и др., 1965; Karchevsky, Moutte, 2004). Но в нем совершенно нет мелилитовых пород.

О дайковой серии Турьего полуострова следует сказать отдельно. Выделяются три возрастные группы (Булах, Иваников, 1984; Bulakh, Ivanikov, 1996):

1) дайки измененных щелочных пикритов, мончикитов, мелилититов и карбонатитов (они соответствуют наиболее раннему этапу щелочно-ультраосновного магматизма на Турьем полуострове, их внедрение не связано с формированием щелочных массивов);

2) многочисленные дайки микромельтейгит-ийолитов, оливиновых мельтейгит-порфиров и турьитов, синхронных с формированием щелочных массивов (это дериваты щелочных интрузий); среди них особо интересны петрологически уникальные «оливиновые мельтейгит-порфиры» (рис. 4-вкл.) — полагают, что их химический состав близок к составу родоначальной магмы карбонатитоносных массивов Кольского полуострова (Кухаренко и др., 1965; Bulakh, Ivanikov, 1996);

3) дайки, которые внедрялись после окончательного становления щелочных комплексов и отвечали завершающему этапу щелочно-магматизма района (Иваников, Рухлов, 1998). Они представлены единой петрографической серией пород от оливино-мелилитовых меланефеленитов до нефелинитов и карбонатитов.

Последовательность формирования

Последовательность этапов и механизм формирования интрузий Турьего полуострова в целом типичны для каледонских щелочно-ультраосновных массивов Балтийского щита (*табл. 1*). Здесь четко проявлены та же направленность эволюции процессов глубинной магматической дифференциации, внедрений возникших расплавов в систему линейных, а затем конически-кольцевых разломов, та же последовательность первичной кристаллизации пород и их метасоматического преобразования (Булах, 1974; Афанасьев и др., 1977; Булах, Иваников, 1984).

Первым этапом формирования массивов Турьего полуострова являлось образование трещинных интрузивных тел, сложенных гипербазитами — оливинитами и пироксенитами. Они имеют северо-западное-западное простирание, совпадающее с направлением разрывов одной из главных древних систем разломов. Формирование пироксенитов сопровождалось явлениями резорбции оливинитов с образованием на их месте пород оливино-пироксенового состава. Оливиниты сохранились лишь в виде единичных, небольших по размеру (до 1 м) реликтовых тел внутри пироксенитов.

Второй этап формирования интрузий Турьего полуострова отвечает образованию пород ийолит-мельтейгитового ряда, турьяитовой серии и поздних щелочных пород. Он начался с внедрения щелочного расплава вдоль конически-кольцевых разломов и кристаллизацией из этого расплава разнообразных мельтейгитов. При этом щелочные расплавы интенсивно воздействовали на гипербазиты — площадное развитие получает метасоматическая нефелинизация пироксенитов. Последующее внедрение ийолитов также сопровождалось локальной нефелинизацией ранее сформированных нефелин-пироксеновых пород и типичных мельтейгитов.

После образования пород ийолит-мельтейгитового ряда и связанных с ними нефелиновых метасоматитов формируются породы

**Общая схема последовательности образования
основных типов пород (по: Булах, 1974, 1979; Булах, Иваников 1984;
Bulakh et al, 2004)**

| Возраст- ные группы | Интрузивные породы | Дайки и жилы | Фоскориты, карбонатиты | Флогопитоносные и другие породы | Фенитизи- рованные вмещающие породы |
|---|--------------------------------|--|---|--|---|
| Постинтрузивные автономные дайковые серии | | Фонолиты, карбонатиты, нефелиниты, щелочные лампрофиры, мелилититы | | | |
| Посткарбонатитовые | Сиениты Нефелиновые сиениты | Сиенит-порфиры Тингуаиты | | | |
| Синкарбонатитовые | | | Карбонат-кварцевые породы Доломитовые и анкеритовые карбонатиты Кальцит-доломитовые карбонатиты Кальцитовые карбонатиты Фоскориты | Рихтерит-карбонатные породы Тетраферрифлогопит-карбонатные породы | Полевошпатовые, карбонатные, и кварцевые жилы в фенитах |

Продолжение табл. 1 на стр. 20

| Возрастные группы | Интрузивные породы | Дайки и жилы | Фоскориты, карбонатиты | Флогопитоносные и другие породы | Фенитизированные вмещающие породы |
|-------------------|---|---|------------------------|--|-------------------------------------|
| Докарбонатитовые | <p>Нефелиновые пегматиты Уртиты Ийолиты</p> <p>Турьиты и мелилитолиты</p> <p>Мельтейгиты Якупирангиты</p> <p>Пироксениты Перидотиты Оливиниты</p> | <p>Ийолит-порфиры</p> <p>Оливиновые мельтейгит-порфиры</p> <p>Микро-мельтейгиты</p> | | <p>Нефелинизированные породы</p> <p>Везувиан-гроссуляр-диопсид-канкринит-шорломитовые породы</p> <p>Серии флогопитоносных пород</p> <p>Мелилитизированные породы</p> | Полевошпатовые и нефелиновые фениты |

турьяитовой серии. Они распадаются на два генетических ряда пород. Первый генетический ряд представляют окаиты и некоторые ункомпагриты, они являются продуктами непосредственной раскristаллизации щелочных магм и слагают жильные тела разных поколений с четкими прямолинейными контактами. Породы второго генетического ряда несут признаки их развития за счет резорбционного замещения пироксенитов и последующих процессов перекристаллизации возникающих пород. Таково подавляющее большинство ункомпагритов и мелилитолитов. Менее определена генетическая позиция турьяитов, они несомненно моложе по возрасту, чем мельтейгиты и ийолиты, возможно их метасоматическое развитие за счет этих пород, очевидна неоднократность их последующей перекристаллизации.

Породы турьяитовой и ийолит-мельтейгитовой серий в дальнейшем подвергались интенсивному изменению с возникновением разнообразных по минеральному составу метасоматитов — кальцито-гастингсито-диопсидовых, гранато-везувiano-диопсидовых, кальцито-канкринито-диопсидовых и др.

Завершают второй этап породы поздней щелочной серии, возникшие в результате инъекции щелочного расплава по системам расколов в более ранних по отношению к ним щелочных и ультраосновных породах.

Следует отметить, что весь набор перечисленных магматических образований наиболее исчерпывающе проявился в Центральном массиве, который, очевидно, соответствует главному телу щелочно-ультраосновного интрузива Турьего полуострова.

Третий этап формирования комплекса Турьего полуострова соответствует образованию пород карбонатитовой серии в последовательности: породы «рудного» комплекса (фоскориты), затем форстерито-кальцитовые, далее диопсидо-кальцитовые и слюдисто-кальцитовые карбонатиты, потом снова пироксено-кальцитовые карбонатиты. Еще более поздними являются анхимономинеральные кальцитовые, доломито-кальцитовые и доломитовые карбонатиты, а замыкает этот ряд образование кварц-кальцитовых гидротермалитов.

С формированием пород карбонатитовой серии также связано интенсивное метасоматическое замещение гипербазитов, щелочных и мелилитовых пород вторичными минералами (актинолитом,

рихтеритом, тетраферрифлогопитом, кальцитом и т. д.). Так возникли разнообразные метасоматиты, сложные по составу, полигенные по времени и условиям кристаллизации минералов. Часть из них в основном сформировалась до фоскоритов и карбонатитов. Таковы, например, мелкочешуйчатые слюдиты (биотитовые и тетраферрифлогопитовые). Непосредственно с образованием карбонатитов связаны явления апатитизации, ослюденения и кальцитизации вмещающих их пород. Более поздними процессами метасоматоза являются амфиболизация, тетраферрифлогопитизация, хлоритизация самих карбонатитов по зонам их расщепления и милонитизации.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАРБОНАТИТОВОЙ СЕРИИ

Карбонатитовая серия представляет собой единую генетическую группу карбонатсодержащих пород, образующихся на завершающем этапе формирования щёлочно-ультраосновных комплексов. Сам термин — породы карбонатитовой серии введен А. Г. Булахом (1974, 1979 и др.). В Турьинском массиве карбонатитовая серия проявлена максимально полно — от «пород рудного комплекса» (фоскоритов) через карбонатиты, которые играют резко преобладающую роль в этой серии, к поздним кварцево-флюорито-кальцитовым гидротермалитам (*табл. 2*).

Термин «фоскориты» кажется нам неполным, так как он введен в геологическую литературу для наименования очень специфических по минеральному составу горных пород месторождения Люлекоп в ЮАР (форстерит + апатит + магнетит + кальцит). Такими же оказалось большинство рудоносных пород Ковдорского комплекса месторождений. Но в других массивах Кольского полуострова ту же геологическую позицию, что и фоскориты, занимают и другие горные породы — без форстерита, но с диопсидом, эгирином, амфиболами, слюдой. Поэтому термин А. А. Кухаренко «породы рудного комплекса» является более широким, верным и методологически оправданным.

Более того, не стоит ли задуматься: если рудоносные палаборские и ковдорские фоскориты являются нормой, то почему же тогда все карбонатитовые массивы не содержат таких же промышленных руд? Скорее, их появление надо считать отклонением от нормы петрологического процесса. Поэтому следует рассматривать весь набор «пород рудного комплекса», по А. А. Кухаренко, чтобы попытаться выяснить, какие же аномальные петрологические

Породы фоскорит-карбонатитовой серии и стадии их формирования (Турин полуостров)

| Фоскориты | | Карбонатиты | | Кварц-карбонатные породы |
|---|--|---|---|--------------------------|
| Типы фоскоритов | Разновидности фоскоритов | Кальцитизированные фоскориты | Кальцитовые Доломитовые | |
| I стадия | | | | |
| Апатит-диолсид-магнетитовые; диолсид-магнетит-апатитовые | Диолсид-магнетитовые; магнетит-диолсидовые | Диолсид-флогопит-кальцит-магнетитовые | диолсид-флогопитовые; Диолсидовые | IV стадия |
| | Апатит-форстерит-магнетитовые; Форстерит-магнетитовые | Форстерит-флогопит-кальцит-магнетитовые | Форстерит-флогопитовые; флогопитовые | |
| | | Кальцит-тетраферрифлогопит-магнетитовые± клиногумит (после АФМ* фоскоритов) | Тетраферрифлогопитовые | |

* АФМ – апатит-форстерит-магнетитовые.

| Фоскориты | | Карбонаты | | Кварц-карбонатные породы |
|-----------------|------------------------------|--|---|--------------------------|
| Типы фоскоритов | Разновидности фоскоритов | Кальцитовые | Доломитовые | |
| I стадия | | II стадия | | IV стадия |
| | Кальцитизированные фоскориты | Кальцитовые | Доломит | |
| | Разновидности фоскоритов | Амфиболовые± Доломит | Чисто кальцитовые, эгириновые; биотитовые; эгирин-воластонитовые; мелилитовые; монтчеллитовые; гастингсит-диоксидовые | |
| | Разновидности фоскоритов | Кальцит-амфиболовые± тетраферрифлогопит± флогопит-магнетитовые (после пирксенитов и АДМ* фоскоритов) | | |
| | Разновидности фоскоритов | | Кальцит- доломитовые, доломитовые | Кварц-карбонатные породы |

* АДМ – апатит-доломит-магнетитовые.

явления приводят к формированию уникальных, нигде более в природе не повторенных промышленных руд типа фоскоритов Палабодры и Ковдора. Итак, Ковдор — это нечто нетипичное. Иначе бы на Кольском полуострове было бы около 20 ковдорских комплексных месторождений. С этими оговорками мы употребляем далее термин «фоскорит», но не в его оригинальном значении, а в качестве синонима термина «породы рудного комплекса», по А. А. Кухаренко.

Породы «рудного» комплекса (фоскориты)

Наиболее ранними образованиями в ряду пород карбонатитовой серии являются разнообразные кальцитсодержащие породы, обогащенные магнетитом (до 50–70%) и/или апатитом (5–60%). В некоторых массивах (например, в Ковдоре) они разрабатываются как комплексные редкометалльно-фосфатно-железные руды. Поэтому их называют породы «рудного» комплекса. По ведущим минералам их называют также камафоритами (корень слова собран из первых букв названий минералов ассоциации **К**альцит + **А**патит + **М**Агнетит + **Ф**ОРстерит). В зарубежной литературе для всех этих же пород используется общий термин «фоскориты». Он происходит от английского «phoscorite» и составлен по названию горнорудной компании: **Phos**(phorous) + **Cor**(poration) + **ite** (окончание слова).

Породы «рудного» комплекса, называемые нами ниже фоскоритами, обнаружены в пределах Центрального массива и в его сателлитах. Геологически фоскориты почти всегда подчинены карбонатитам: они залегают либо внутри карбонатитового ядра массива, либо в участках развития карбонатитовых жил за пределами этого ядра, во внутренних зонах Центрального массива (Булах, Иваников, 1984).

В единичных образцах керна ряда скважин нами наблюдалось развитие фоскоритов непосредственно среди пироксенитов и ийолитов. При этом сначала в пироксените в виде пятен, гнезд и жилков развиваются тонкочешуйчатые тетраферрифлогопитовые слюдиты, а затем по ним формируются гнезда и жилки магнетито-кальцитовых разновидностей фоскоритов.

Среди пород «рудного» комплекса (фоскоритов) выделяется большое число разновидностей по набору породообразующих си-

ликатов. Условно выделяются следующие группы фоскоритов: 1) с форстеритом; 2) с пироксенами и амфиболами; 3) со слюдами; 4) без силикатов. Довольно часто эти породы подвергаются кальцификации под воздействием растворов-флюидов, отделяющихся при образовании собственно карбонатитов. В результате этого возникают разновидности, переходные к карбонатитам, и в таких случаях разделение на фоскориты и карбонатиты проводится достаточно условно.

В целом минеральный состав фоскоритов очень тесно, по представлениям А. Г. Булаха (Булах, Иваников, 1984; Булах, Искоз-Долнина, 1979), связан с петрографией интрузивных пород. Так, поскольку в Центральном массиве Турьего полуострова наиболее широко развиты пироксениты и щелочные породы, а оливиниты имеют резко подчиненное значение, то преобладают здесь разновидности фоскоритов с пироксенами и амфиболами.

Главными типами фоскоритов на Турьем полуострове являются следующие:

1. Форстерито-магнетитовые с кальцитом, апатитом и флогопитом.
2. Кальцито-диопсидо-магнетитовые с флогопитом, амфиболом и апатитом.
3. Кальцито-магнетитовые с тетраферрифлогопитом.
4. Магнетито-кальцитовые.

При этом следует отметить, что каждый из перечисленных выше типов содержит несколько разновидностей, различающихся по содержанию главных и второстепенных минералов. Ниже приводится выполненная нами характеристика главных типов фоскоритов по собранной коллекции из 110 образцов и шлифов. Для большей документальности описания рядом с названиями пород указаны номера наиболее типичных образцов и фотографий.

1. Форстерито-магнетитовые фоскориты с кальцитом, апатитом и флогопитом (обр. ГУ-97-46). Это массивные среднезернистые породы зеленовато-серого цвета, довольно темные (меланократовые). Текстура, как правило, пятнисто-вкрапленная, обусловленная множеством изолированных зерен магнетита и их скоплений в основной массе породы. Главными минералами фоскоритов данного типа являются форстерит (в количестве 15–20% объема породы), магнетит (около 30%) и апатит (35–40%). Они же являются наиболее

ранними минералами породы. В качестве второстепенных фаз выступают кальцит (до 10%) и флогопит (3–5%). В виде редкой мелкой вкрапленности присутствуют сульфиды (преобладает пирит, см. главу 3).

Форстерит образует зеленовато-желтоватые полупрозрачные изометричные кристаллы до 2,5 мм в поперечнике. Почти все зерна сильно трещиноваты, многие из них имеют тонкую (0,2 мм) микрозернистую зеленую флогопитовую резорбционную оторочку.

Магнетит в виде мелких (1×1,2 мм) октаэдрических черных кристалликов образует неравномерную вкрапленность в породе. Кроме того, часто встречаются крупные (до 6 мм в диаметре) метакристаллы и ксеноморфные выделения магнетита, что придает породе порфиробластовую структуру. При микроскопическом наблюдении в отраженном свете в магнетите обнаруживается присутствие ксеноморфных вростков ильменита. По некоторым зернам магнетита развивается красновато-бурый микрокристаллический агрегат позднего вторичного гематита.

Апатитовый мелкозернистый сахаровидный агрегат бесцветных или слабо зеленоватых зерен (диаметр 0,2–0,5 мм) составляет основной объем данной разновидности камафоритов.

Кальцит и флогопит являются более поздними минералами и развивались уже по магнетито-форстерито-апатитовому агрегату. Они слагают метасоматические гнезда, иногда присутствуют в виде вкрапленности зерен и прожилков. По литературным данным (Булах, Иваников, 1984), в подобных разновидностях фоскоритов в виде акцессорных минералов могут присутствовать бадделит и циркон, но в наших образцах они не отмечались.

2. Диопсидо-флогопито-кальцито-магнетитовые фоскориты с амфиболом и апатитом (обр. ГУ-97-47). Это наиболее распространенный тип фоскоритов на Турьем полуострове. При этом преобладающей является разновидность с амфиболом, апатитом и флогопитом. Эти породы имеют среднезернистое, иногда крупнозернистое, до пегматоидного сложение и характеризуются неравномерно вкрапленными текстурами из-за особенностей распределения в породе магнетита и диопсида. Наиболее характерны порфиро- и гранобластовые структуры, участки, обогащенные актинолитом, имеют сноповидную фибробластовую структуру.

Основную массу породы составляют флогопит (20–25%), магнетит (от 20 до 50%) и диопсид (10–25%). Кальцит в отдельных образцах слагает до 25% объема породы. К второстепенным компонентам относятся апатит и амфибол (в основном актинолит). Сульфиды (халькопирит и сфалерит) и бадделеит иногда присутствуют в виде единичных зерен в этих породах, и их можно отнести к аксессуарным минералам.

Цифры химического состава диопсидовых фоскоритов и их минералов приведены в *табл. 3 и 4*.

Диопсид наряду с магнетитом является наиболее ранним минералом породы. Он образует зеленые призматические уплощенные зерна размером 1,5×2,5 мм, редко до 5×7 мм. Как правило, они сильно трещиноваты.

Магнетит слагает октаэдрические кристаллы размером от 2 до 8 мм по ребру, образующие густую вкрапленность и отдельные скопления в породе. В магнетите присутствуют вроски ильменита двух типов: 1) закономерно ориентированные по плоскости (111), очень мелкие удлиненные зерна и 2) более крупные ксеноморфные выделения, хаотично распределенные по кристаллам магнетита. По-видимому, последние — это результат перекристаллизации мелких ориентированных вросков ильменита.

Флогопит является еще одним характерным ранним минералом фоскоритов данного типа. Он образует коричневатозеленые неправильные чешуйки и листочки размером 2–3 мм в среднезернистых разновидностях породы, а в участках пегматоидного строения он присутствует в виде крупных (диаметром до 15 мм) бочонковидных гексагонально-призматических кристаллов.

Апатит и кальцит в отдельных образцах слагают значительную часть объема породы. По отношению к магнетиту, диопсиду и флогопиту они являются более поздними минералами. Белые и серые полупрозрачные ромбоэдрические зерна кальцита образуют гнезда и прожилки. К ним же приурочен и бесцветный сахаровидный агрегат изометричных зерен апатита размером 0,2–0,6 мм. Исключительно редко встречаются удлиненные призматические кристаллы апатита размером 0,5×1,2 мм.

Амфибол представлен светло-зеленым актинолитом. Из всех нерудных минералов он наиболее поздний. Образует игольчатые радиально-лучистые агрегаты. Размер кристаллов 0,1×0,1×4 мм.

**Валовые анализы диопсидовых фоскоритов Турьего мыса
(масс. % для оксидов и ррп для элементов)**

| Образец | T00/09 | T00/06 | T00/07 | Образец | T00/09 | T00/06 | T00/07 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 30.22 | 12.94 | 18.72 | Rb | 10.6 | 18.5 | 8.5 |
| TiO ₂ | 1.68 | 2.38 | 3.29 | Sr | 666 | 948 | 600 |
| Al ₂ O ₃ | 1.12 | 1.28 | 0.77 | Ba | 215 | 282 | 244 |
| FeO* | 22.68 | 35.95 | 41.91 | Zr | 1839 | 2666 | 698 |
| MnO | 0.28 | 0.36 | 0.48 | Hf | 48.1 | 66.4 | 23.9 |
| MgO | 11.00 | 6.40 | 7.71 | Nb | 54.2 | 33.9 | 35.7 |
| CaO | 23.71 | 22.86 | 15.57 | Ta | 12.1 | -** | 9.9 |
| Na ₂ O | 0.20 | 0.09 | 0.47 | Th | 3.8 | 11.8 | 5.1 |
| K ₂ O | 0.36 | 0.84 | 0.28 | V | 230 | 324 | 339 |
| P ₂ O ₅ | 7.72 | 14.47 | 4.77 | Cr | 6.7 | 11.7 | 15.8 |
| п.п.п. | 1.44 | - | 1.77 | Ni | 28.9 | 61.9 | 31.9 |
| сумма | 100.41 | 97.57 | 95.74 | Cu | 523 | 806 | 198 |

* FeO — все Fe как FeO.

** Прочерк — ниже порога чувствительности.

Выборочные анализы минералов из диопсидовых фоскоритов Турьего мыса (масс. %)

| Образец | Т-00-6 | | Т-00-7 | | Т-00-3 | | Т-00-3 | | Т-00-6 | | | Т-99-23 | | Т-99-12 | | |
|----------------------------------|---------|-------|---------|-------|----------|--------|-----------------|--------|--------|----------|--------|---------|--------|---------|--------|--------|
| | Диопсид | | Диопсид | | Флогопит | | Гидроксилапатит | | | Магнетит | | Кальцит | | | | |
| № ан. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | центр | центр | край | центр | край | центр | край | центр | |
| SO ₂ | 53.22 | 53.12 | 53.04 | 40.62 | 0.41 | 0.23 | 0.33 | 0.23 | 0.23 | 0.33 | 0.22 | 0.33 | 0.22 | 0.33 | 0.22 | 0.33 |
| TiO ₂ | 0.28 | 0.40 | 0.45 | 0.72 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | 1.98 | 5.64 | 2.41 | 5.64 | 2.41 | 5.64 | 2.41 | 5.64 |
| Al ₂ O ₃ | 0.34 | 0.43 | 0.80 | 12.11 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | 0.18 | 0.07 | 0.17 | 0.07 | 0.17 | 0.07 | 0.17 | 0.07 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2.52 | 2.46 | 2.21 | - | - | - | - | - | 65.13 | 58.87 | 64.76 | 58.87 | 64.76 | 58.87 | 64.76 | 58.87 |
| FeO* | 0.82 | 1.21 | 2.04 | 5.88 | 0.04 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | 30.20 | 33.97 | 31.59 | 33.97 | 31.59 | 33.97 | 31.59 | 33.97 |
| MnO | 0.09 | 0.10 | 0.16 | 0.12 | <0.03 | 0.04 | <0.03 | <0.03 | 0.49 | 0.61 | 0.39 | 0.61 | 0.39 | 0.61 | 0.39 | 0.61 |
| MgO | 16.19 | 15.83 | 15.37 | 24.57 | <0.03 | 0.03 | <0.03 | <0.03 | 1.52 | 1.45 | 1.19 | 1.45 | 1.19 | 1.45 | 1.19 | 1.45 |
| CaO | 25.15 | 25.10 | 24.84 | 0.04 | 55.73 | 55.78 | 55.21 | 55.21 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 |
| Na ₂ O | 0.41 | 0.46 | 0.49 | 1.22 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | <0.03 | <0.03 | <0.03 | 9.43 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | - | 42.61 | 43.10 | 42.29 | 42.29 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| V ₂ O ₅ | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.35 | 0.32 | 0.28 | 0.32 | 0.28 | 0.32 | 0.28 | 0.32 |
| SnO | - | - | - | - | 0.36 | 0.36 | 0.29 | 0.29 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| ZrO ₂ | <0.03 | 0.10 | 0.22 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| BaO | - | - | - | 0.27 | 0.03 | <0.03 | <0.03 | <0.03 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| La ₂ O ₃ | - | - | - | - | 0.12 | <0.05 | <0.05 | <0.05 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ce ₂ O ₃ | - | - | - | - | 0.05 | 0.09 | 0.14 | 0.14 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Sm ₂ O ₃ | - | - | - | - | <0.05 | <0.05 | 0.24 | 0.24 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| F | - | - | - | 0.54 | 1.12 | 1.09 | 1.12 | 1.12 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| -O=F | - | - | - | 0.23 | 0.47 | 0.46 | 0.47 | 0.47 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сумма | 99.02 | 99.21 | 99.62 | 95.29 | 100.07 | 100.34 | 99.20 | 100.08 | 101.01 | 101.26 | 101.01 | 101.26 | 101.01 | 101.26 | 101.01 | 101.26 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | 57.83 |

* Соотношение Fe²⁺/Fe³⁺ рассчитывалось по стехиометрии.

3. Кальцито-тетраферрифлогопито-магнетитовые фоскориты (обр. ТУ-97-49, Т-24). Рассматриваемый тип пород характеризуется мелко-среднезернистым строением и, как правило, вкрапленно-полосчатой текстурой, связанной с неравномерным распределением зерен магнетита. Содержание магнетита достигает 50–60%, при этом в значительном количестве присутствуют кальцит (20–35%) и тетраферрифлогопит (10–30%). Собственно они и слагают основную массу породы, при этом тетраферрифлогопит придает ей лепидобластовую структуру. К второстепенным и акцессорным минералам фоскоритов данного типа могут быть отнесены апатит, ильменит, пирротин, халькопирит, циркон и пироксдор.

Магнетит образует, во-первых, неравномерно рассеянную (часто в виде полос) вкрапленность довольно мелких (1,5–2 мм) октаэдрических кристаллов, заметно укрупняющихся вокруг гнезд кальцита, а во-вторых, крупные (до 10 мм в диаметре) изометричные метазерна. Следует отметить, что вростков ильменита в магнетите из данных пород в наших образцах не наблюдается.

Тетраферрифлогопит развивается как агрегат мелких (до 1,5 мм) гексагонально-призматических зерен и мелкочешуйчатых масс красноватого цвета, совместно с магнетитом заключенный в кальцитовом матриксе.

Кальцит в виде белых непрозрачных уплощенных зерен размером 1–1,5 мм заполняет интерстициальное пространство магнетит-тетраферрифлогопитового агрегата.

Апатит, сульфиды и другие акцессорные минералы образуют единичные мелкие зерна, беспорядочно рассеянные в породе.

Кроме описанных выше, имеются еще две подразновидности этих пород.

а) Апатито-магнетитовые фоскориты с тетраферрифлогопитом (обр. ТУ-97-41) предыдущими исследователями не описывались. Эта разновидность характеризуется практически полным отсутствием кальцита и выделением тетраферрифлогопита в виде крупных (до 9 мм), зонально окрашенных гексагональных таблитчатых кристаллов. Основную массу породы при этом слагает красновато-бурый агрегат мелких (до 1 мм) гексагонально-призматических зерен апатита.

б) Кальцито-магнетитовые породы с флогопитом и апатитом (обр. ТУ-97-48) являются еще одной разновидностью кальци-

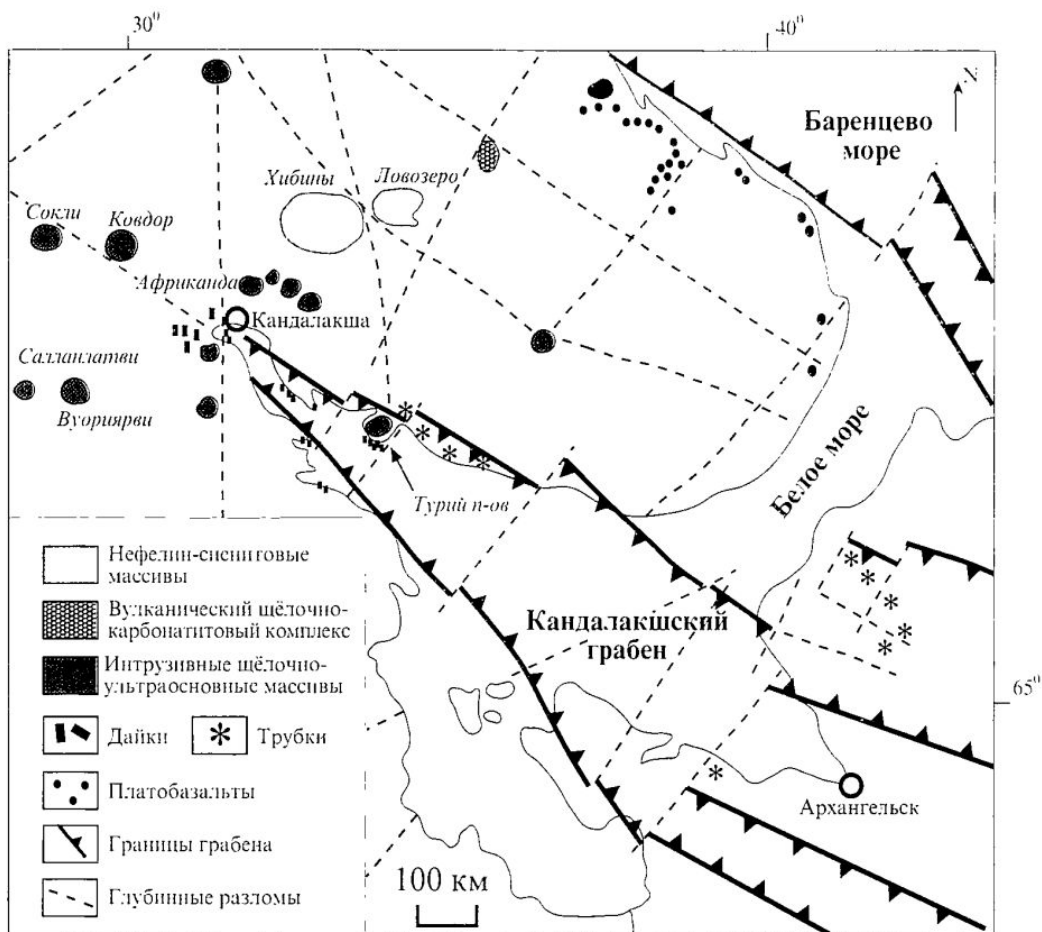


Рис. 1. Геотектоническая схема Кольского полуострова (по В. В. Иваникову, 1996)

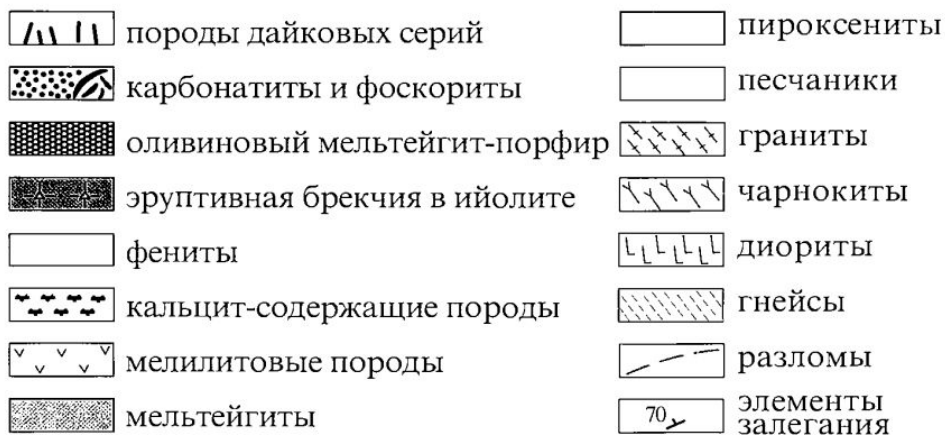
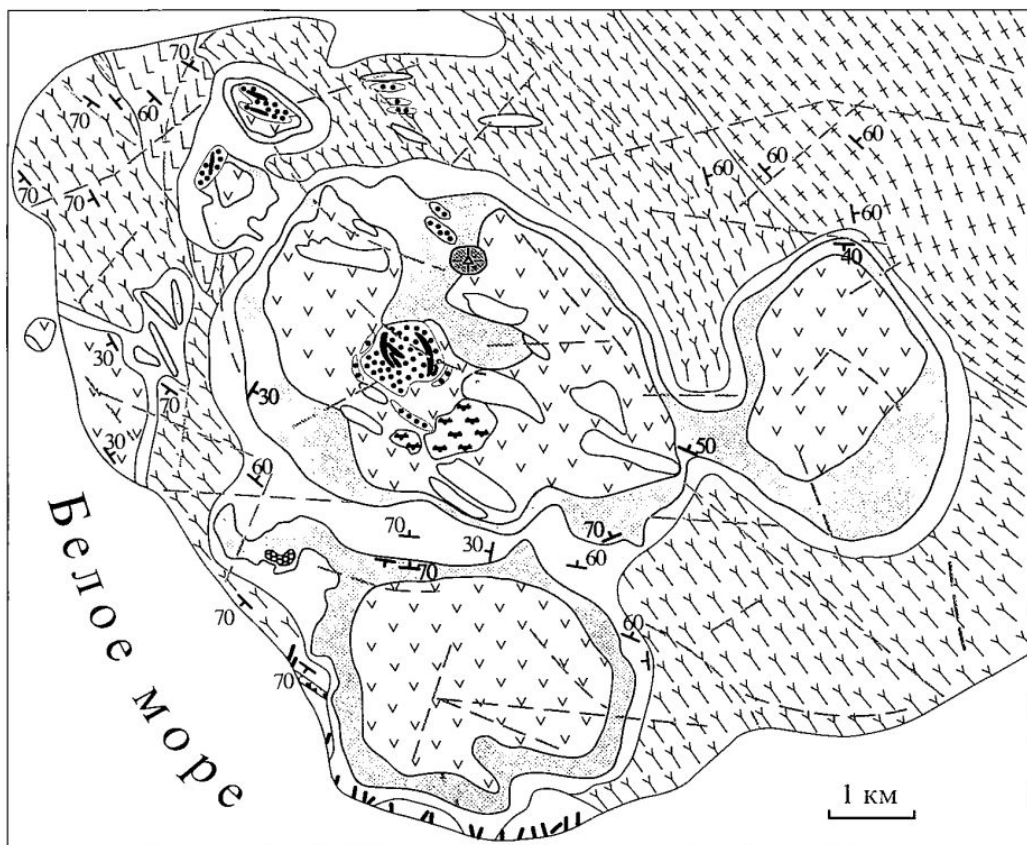


Рис. 2. Геологическое строение Турьего полуострова (по А. Г. Булаху, 1974)

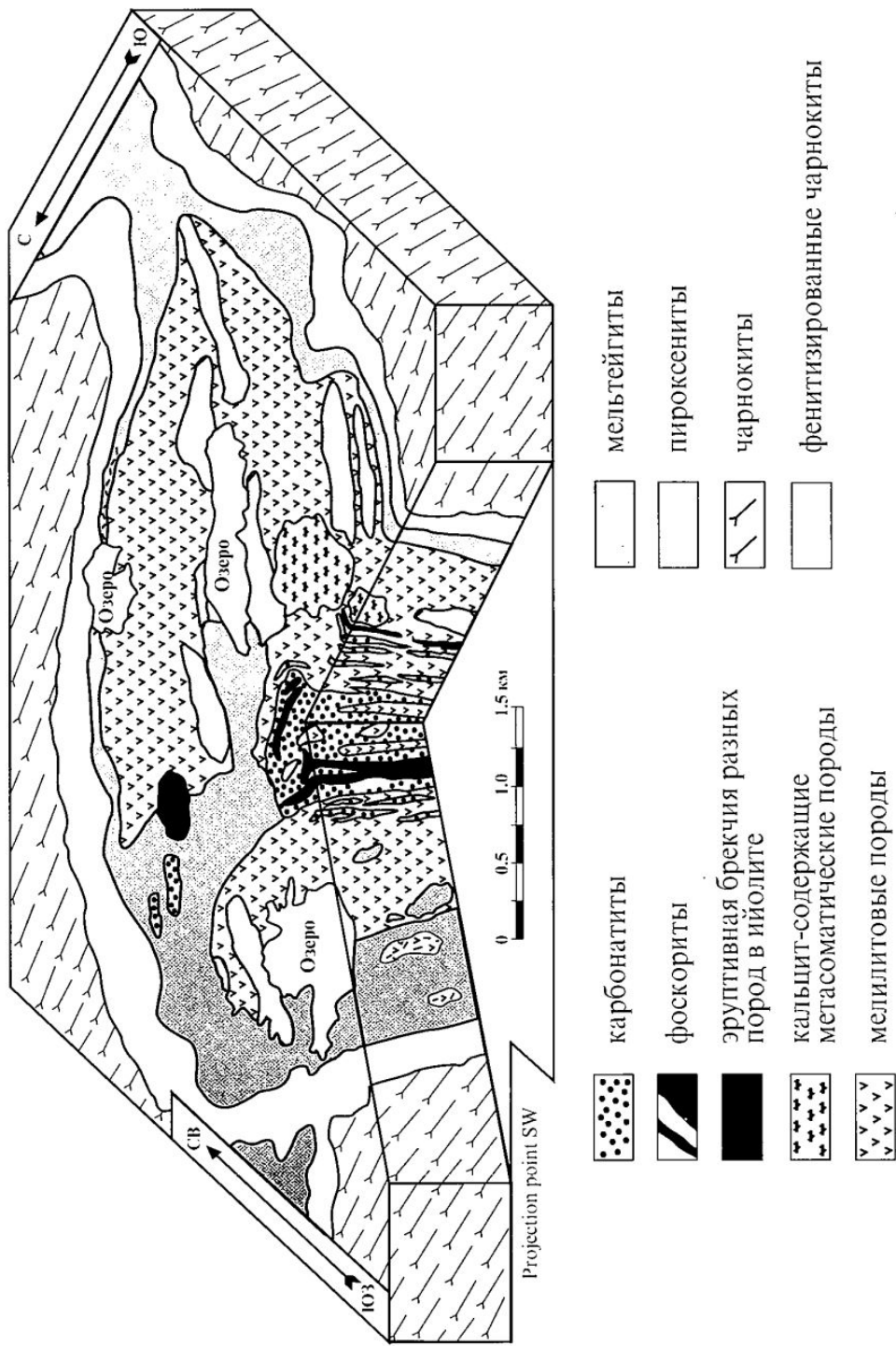


Рис. 3. Геологическое строение центрального массива (по А. Г. Булаху и И. П. Искоз-Долинной, 1975)

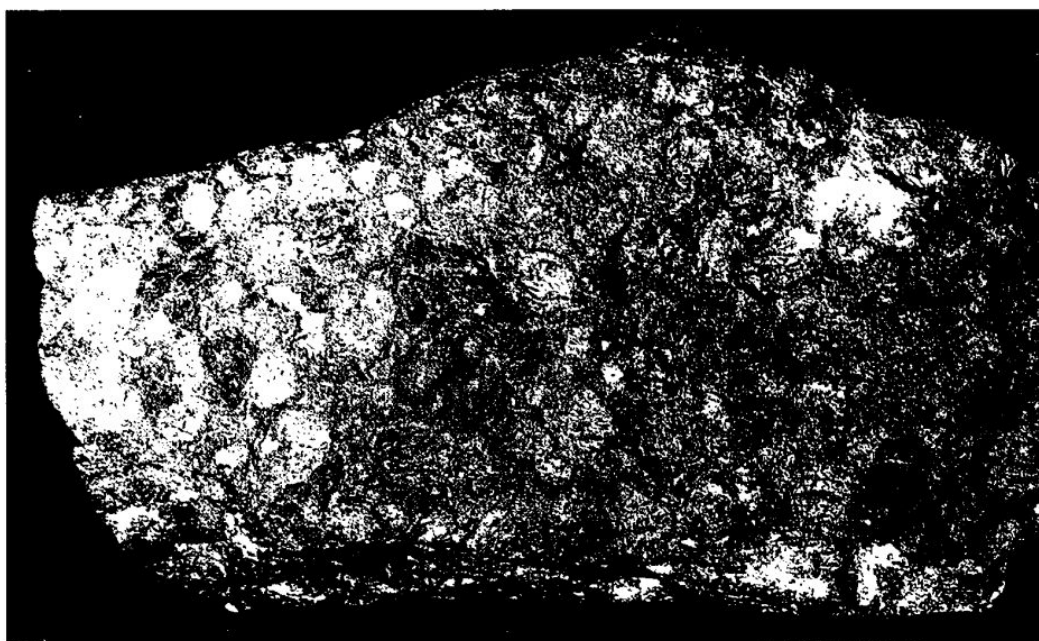


Рис. 4. Оливиновый мельтейгит.
Желтое – вкрапленники оливина. Длина образца 12 см

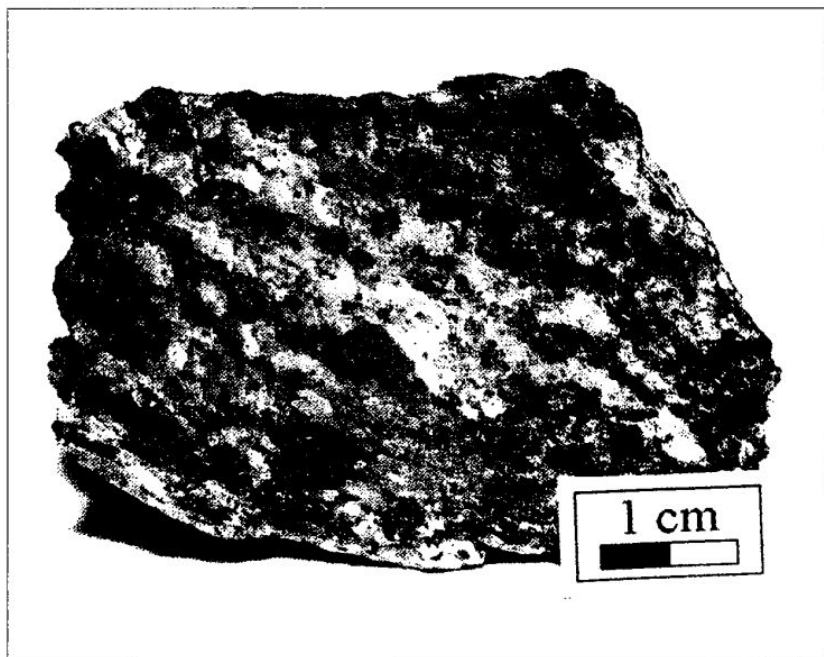


Рис. 5. Слоисто-такситовая текстура диопсидо-кальцитового карбоната

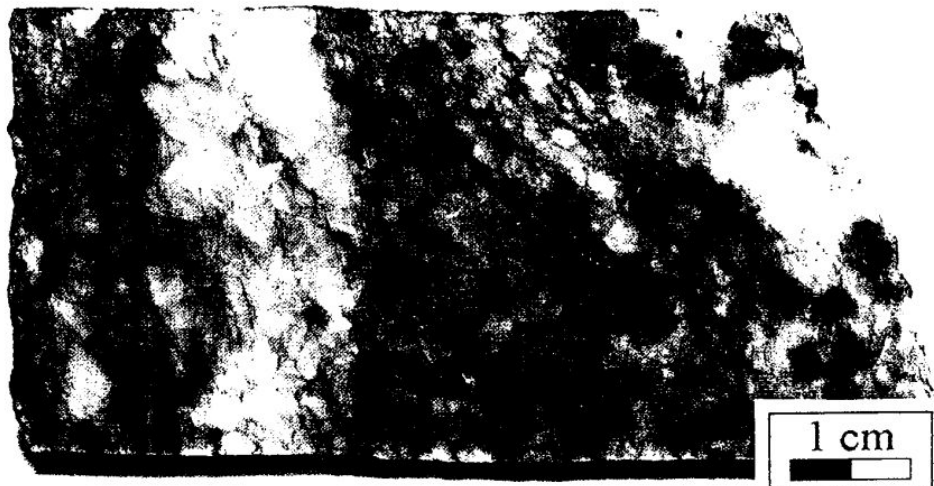


Рис. 6. Линзовидная текстура форстерит-кальцитового карбоната

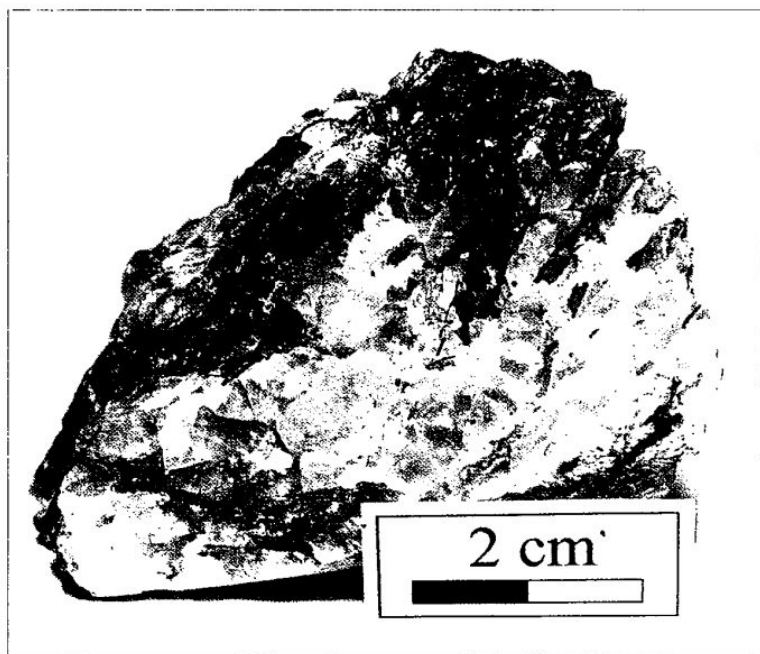


Рис. 7. Эгирин-кальцитовый карбонатит

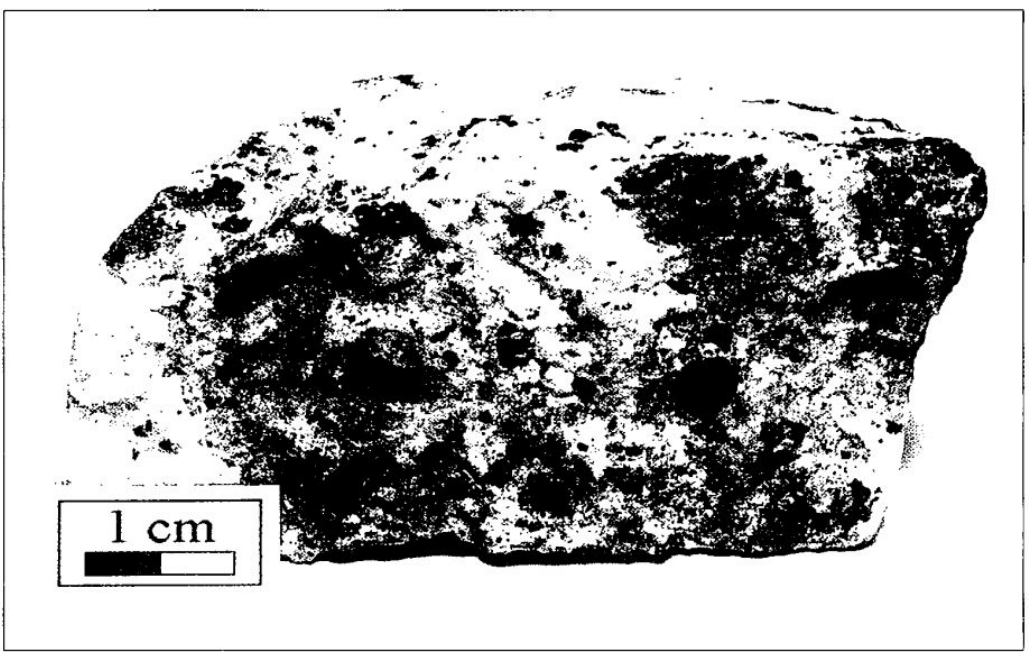


Рис. 8. Биотит-кальцитовый карбонатит с пятнистой текстурой

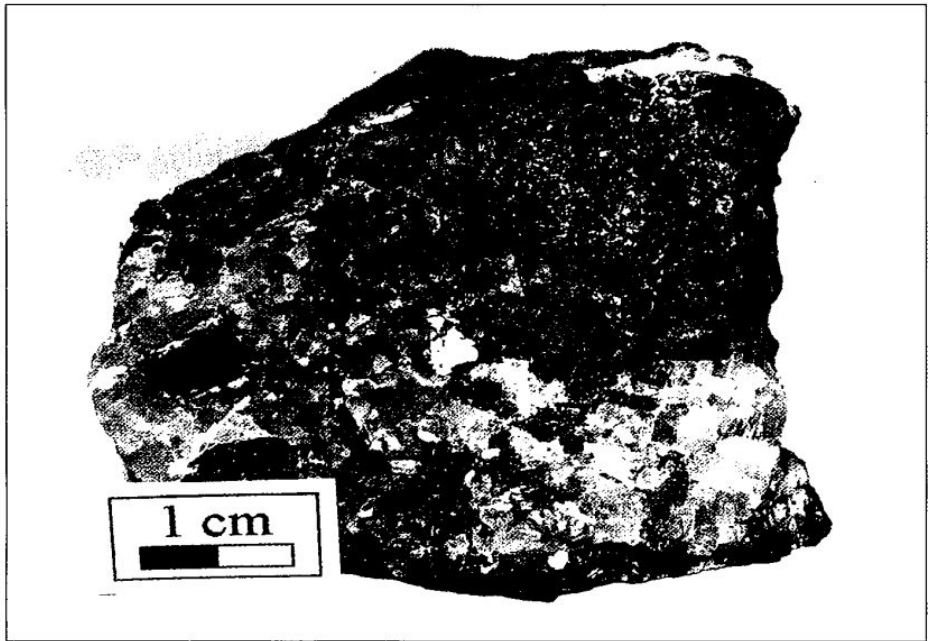


Рис. 9. Среднезернистый мелилито-кальцитовый карбонатит

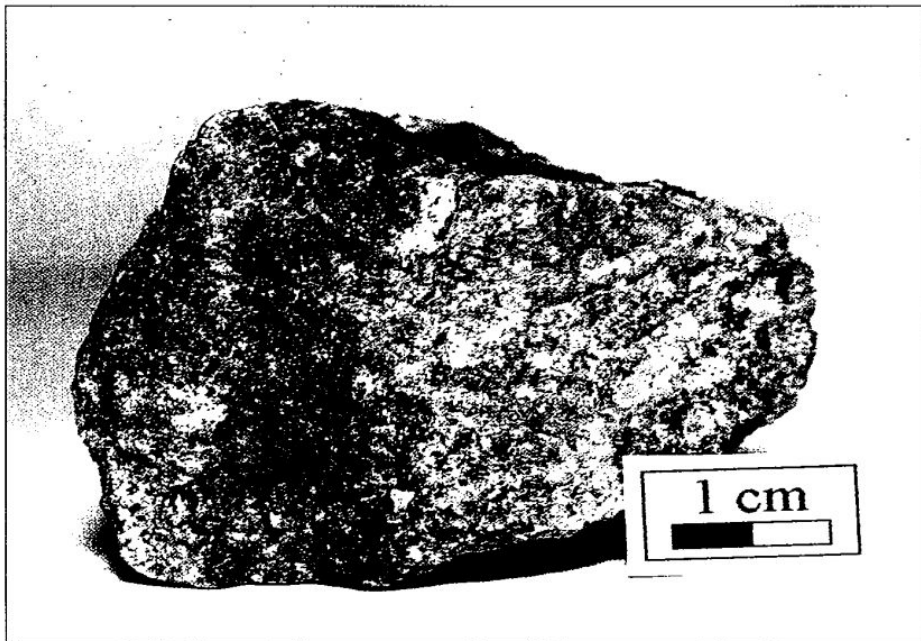


Рис. 10. Тонкие прожилки пирротина в доломитовом карбонате

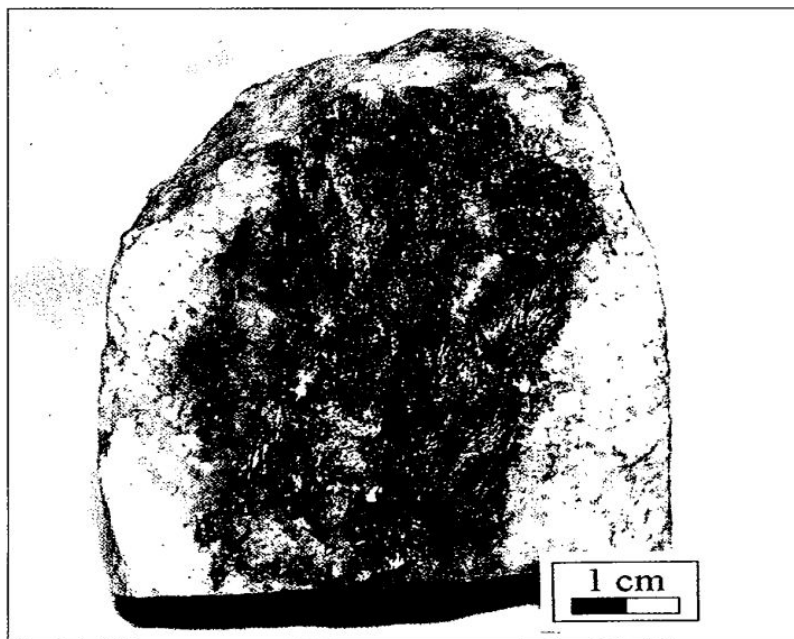


Рис. 11. Выделения сульфидов в амфиболизированном кальцитовом карбонате

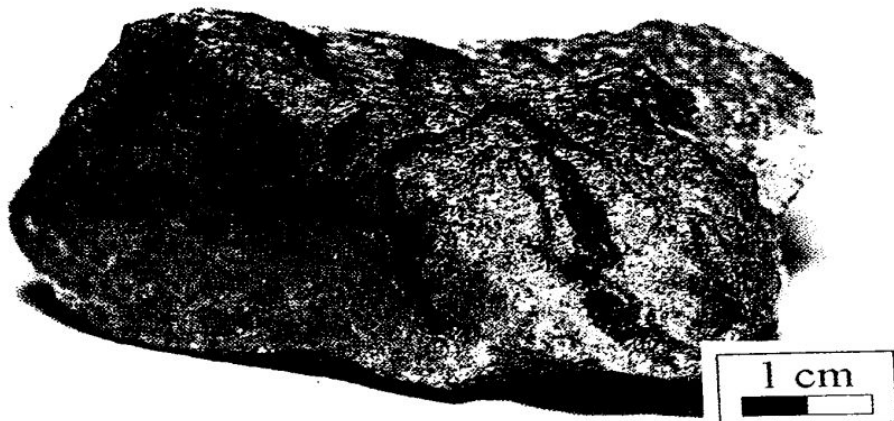


Рис. 13. Прожилки сульфидов в кварцево-флюорито-кальцитовой породе

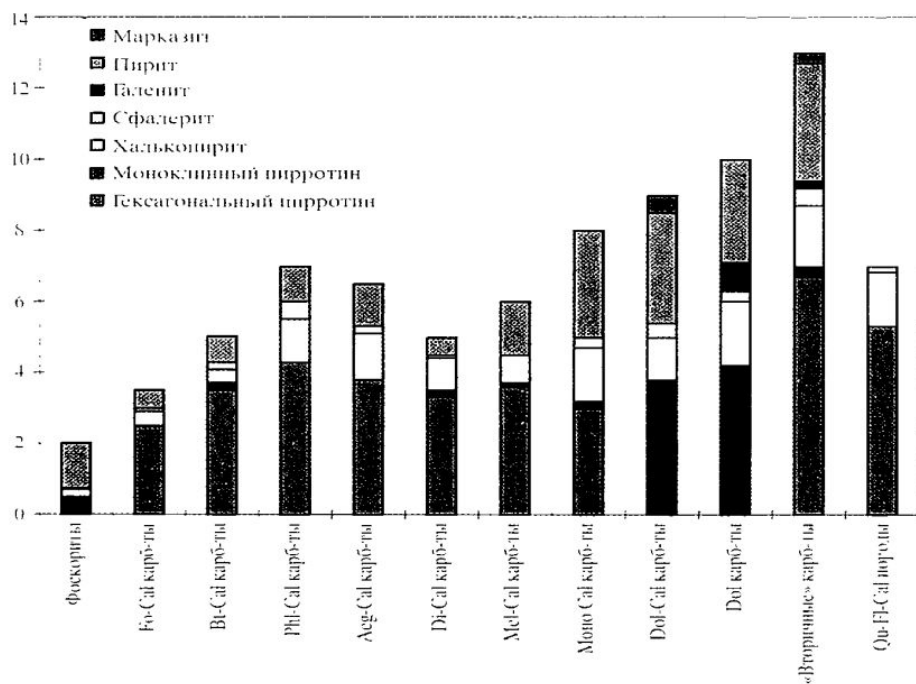


Рис. 14. Содержание сульфидов в породах карбонатитовой серии (об. %)

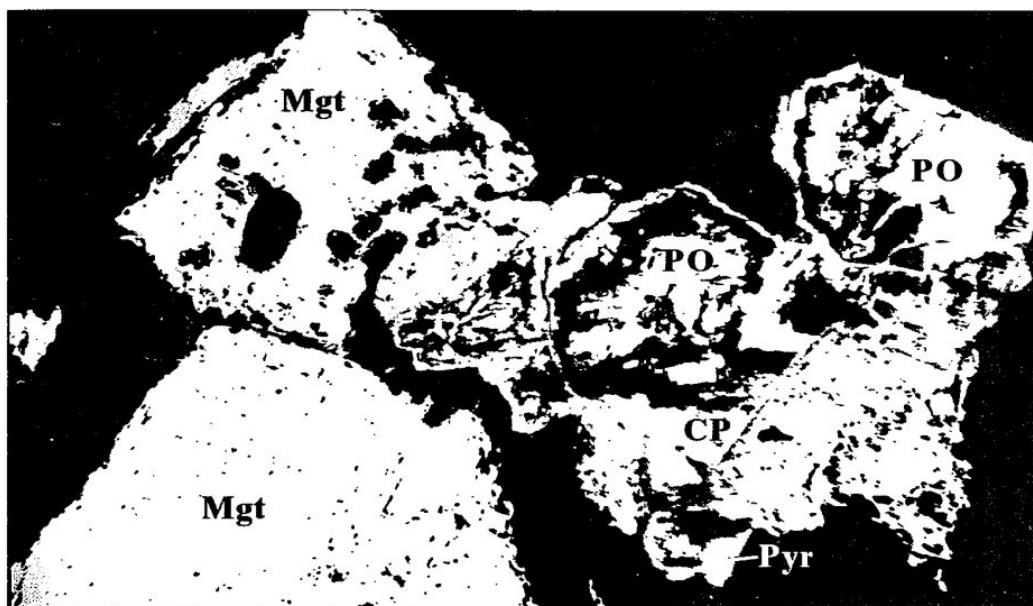


Рис. 15. Агрегат метазерен магнетита и пирротина в фоскорите (ширина поля зрения 5 мм)

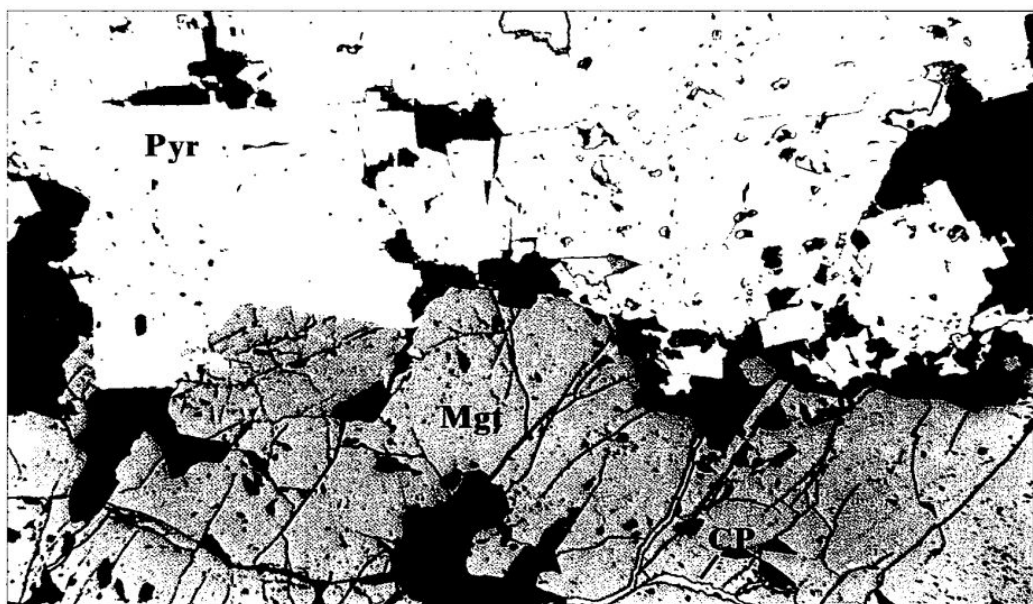


Рис. 16. Пиритовый агрегат, нарастающий на магнетит и халькопирит, выполняющий трещины в магнетите (фоскорит); (ширина поля зрения 2,5 мм)

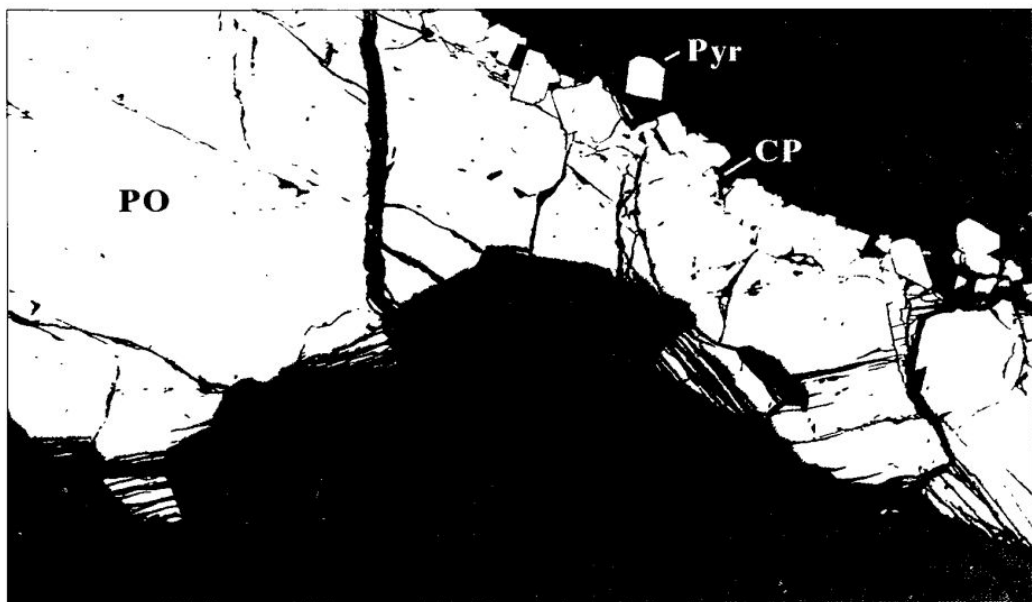


Рис. 18. Типичная сульфидная ассоциация фоскоритов: на моноклинный пирротин нарастает халькопирит, который затем сменяется кубиками пирита; (ширина поля зрения 4,5 мм)



Рис. 19. Поздний (интерстициальный) характер выделений пирротина и халькопирита во флогопито-кальцитовом карбонате; (ширина поля зрения 7 мм)

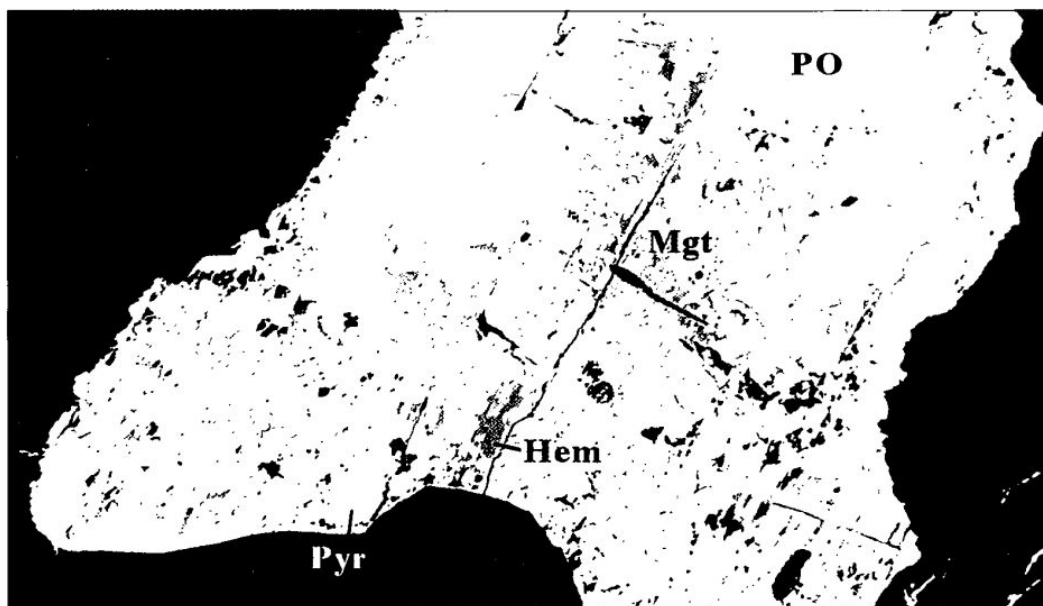


Рис. 20. Замещение пирротина пирит-магнетит-гематитовым агрегатом во «вторичных» кальцитовых карбонатитах; (ширина поля зрения 2,5 мм)

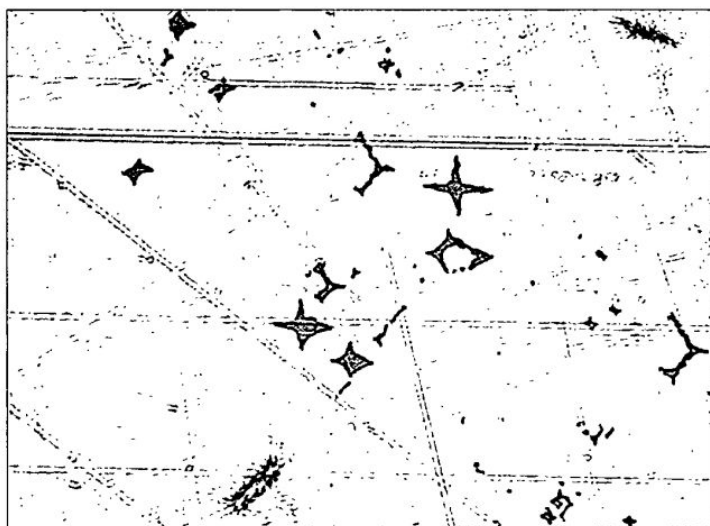


Рис. 21. Сфалеритовые «звездочки» в халькопирите (флюгопито-кальцитовый карбонатит); (ширина поля зрения 500 мкм)

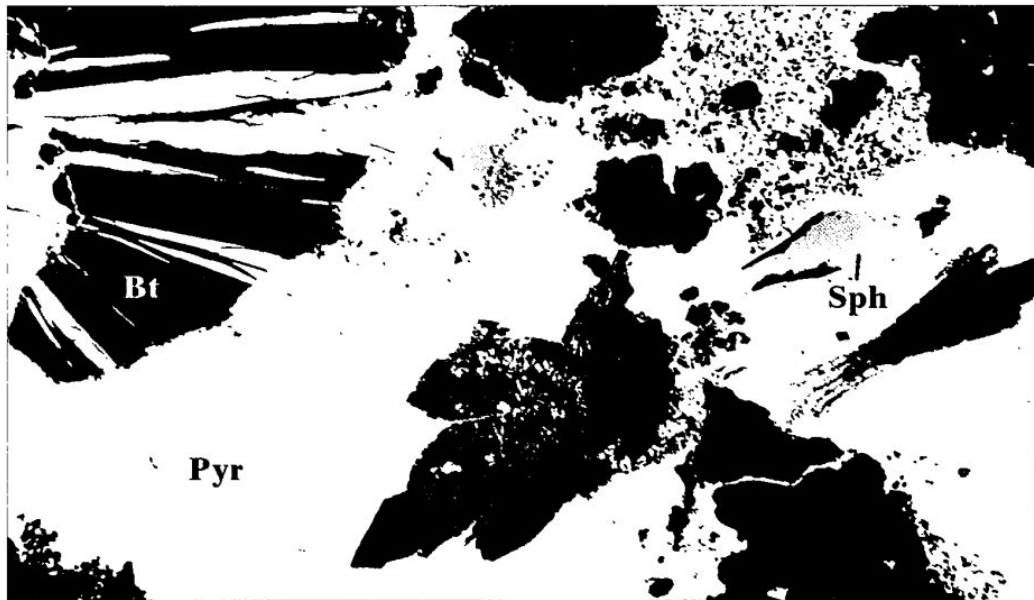


Рис. 22. Сидеронитовая структура биотито-кальцитового карбоната, обусловленная развитием метасоматического агрегата пирита; (ширина поля зрения 7 мм)



Рис. 23. Ксеноморфные зерна халькопирита и метакристаллы пирита во флогопито-кальцитовом карбонате; (ширина поля зрения 4,5 мм)

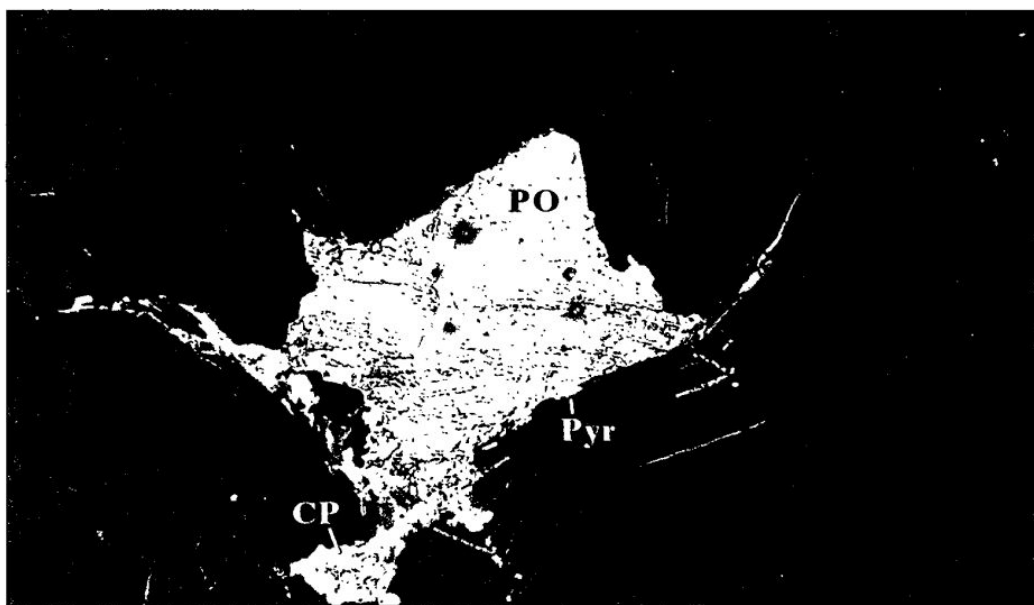


Рис. 24. Сульфидный агрегат, инъецированный по трещинам спайности претерпевшего деформацию флюорита (флюорито-кальцитовый карбонатит); (ширина поля зрения 7,5 мкм)



Рис. 25. Агрегат идиоморфных зерен гексагонального пирротина в мелилито-кальцитовом карбонатите; (ширина поля зрения 7,5 мм)

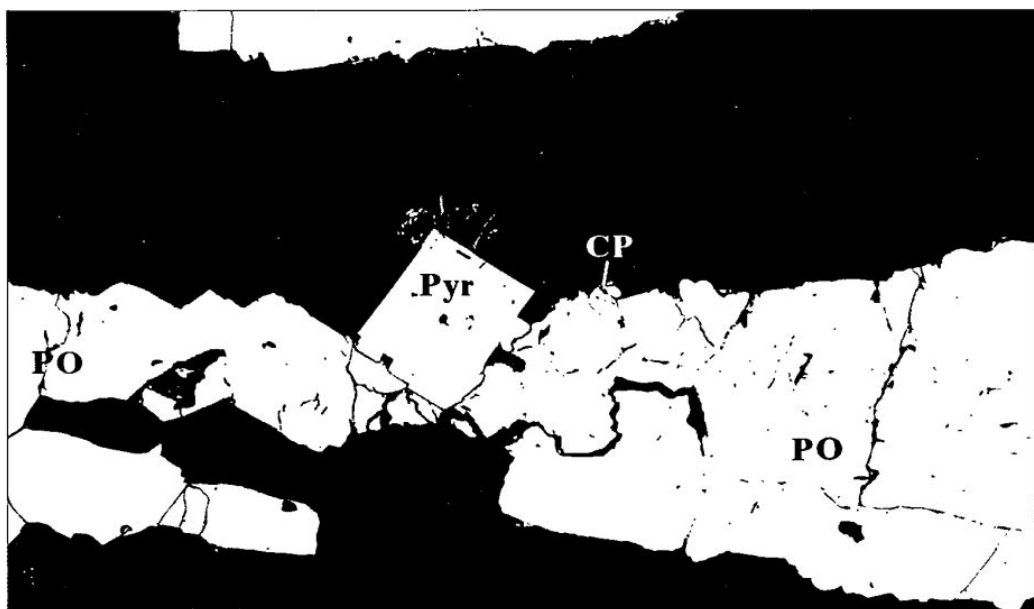


Рис. 26. Типичные пирротин-халькопирит-пиритовые срастания (пирротин – самый ранний, пирит – последний) в доломитовом карбонатите; (ширина поля зрения 7,5 мм)

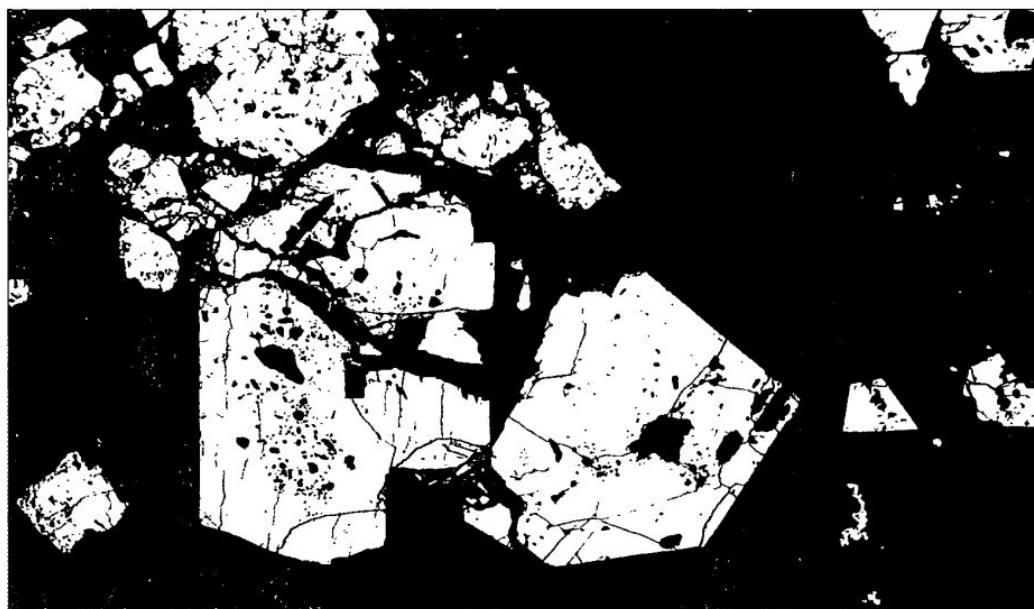


Рис. 27. Метакристаллы пирита в амфиболизированном кальцитовом карбонатите; (ширина поля зрения 7,5 мкм)

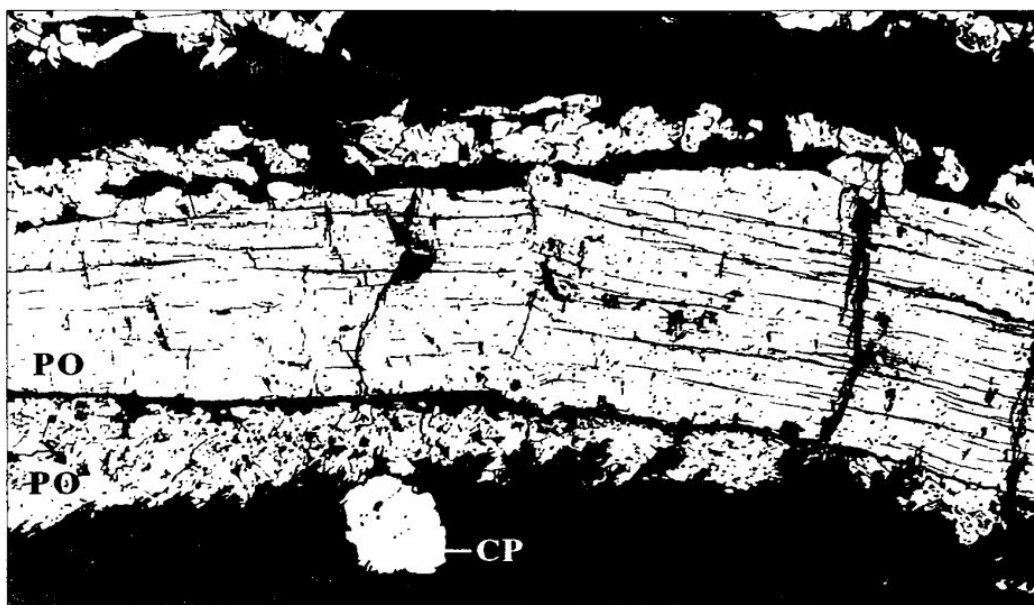


Рис. 28. Типичный пирротинный прожилок в кварцево-флюорито-кальцитовых породах; (ширина поля зрения 7,5 мм)

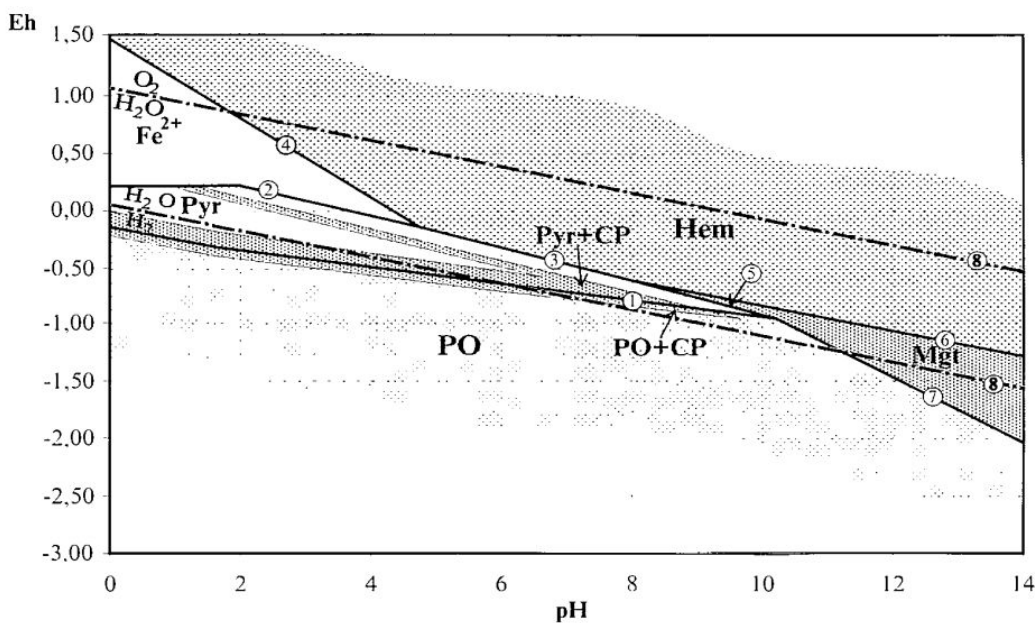


Рис. 37. Соотношение областей устойчивости оксидов и сульфидов железа в гидротермальных условиях при $T = 300 \text{ }^\circ\text{C}$ и 3 кбар общего давления при условии, что $a_{\text{Fe}} = a_{\text{Cu}} = 10^{-4}$, $a_{\text{S}} = 10^{-3}$

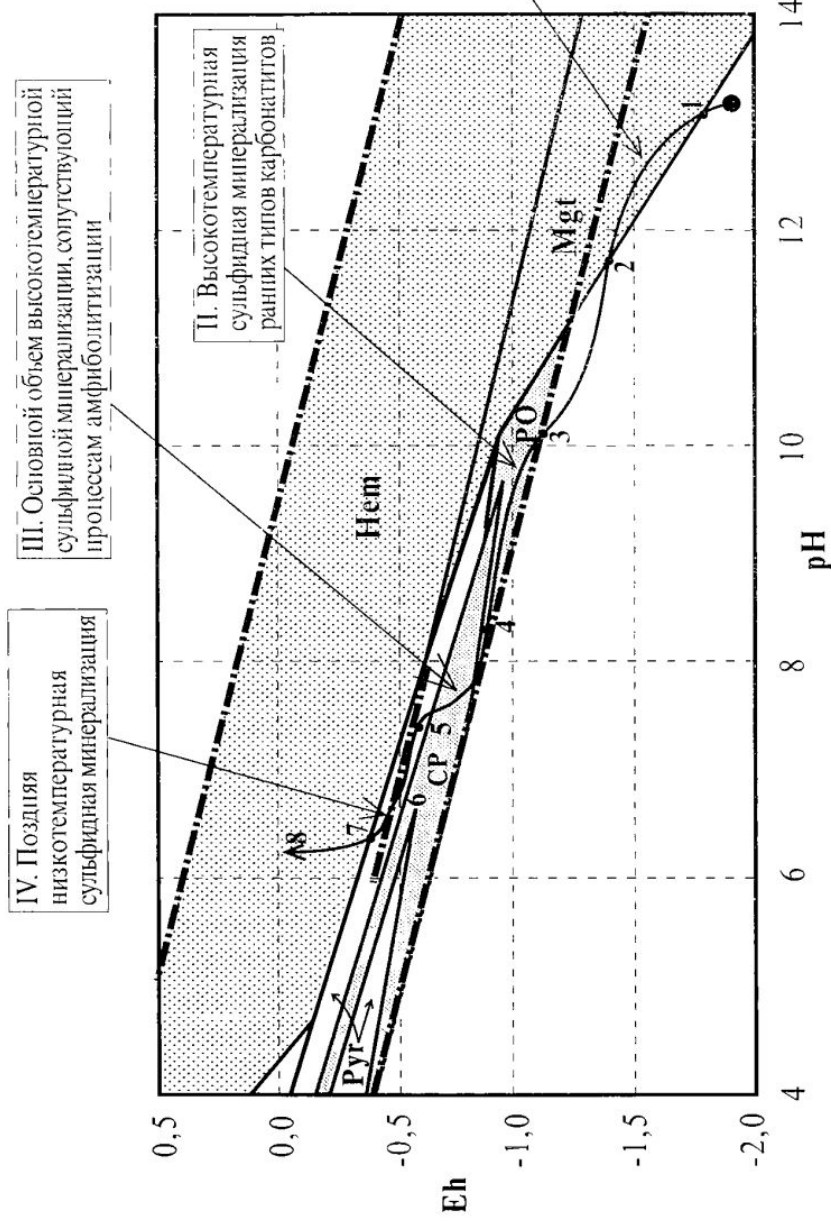


Рис. 39. Модель смены условий образования сульфидной минерализации в породах карбонатитовой серии Турьего полуострова

то-магнетитовых фоскоритов с тетраферрифлогопитом. Характерная особенность этой разновидности состоит в том, что в ней развит флогопит в количестве 10–15%. Тетраферрифлогопит здесь тоже присутствует, он нарастает почти на все серовато-зеленые чешуйки и кристаллы флогопита.

4. Магнетито-кальцитовые фоскориты (обр. ТУ-97-42, 43, БГ 1/200). Эта разновидность фоскоритов не имеет самостоятельного развития. Как правило, это либо небольшие участки перекристаллизации в описанных выше типах фоскоритов, либо это магнетито-кальцитовый агрегат, образующий тонкие жилы и гнезда в тетраферрифлогопитовом слюдите, который, в свою очередь, развивается по пироксенитам и ийолитам. Количественные соотношения магнетита и кальцита в этих породах варьируют очень широко, но обычно магнетит преобладает. Магнетит образует октаэдрические кристаллы размером до 4 мм и бесформенные сплошные массы, заключенные в мелкозернистый кальцитовый агрегат.

Карбонатиты

По возрасту все карбонатиты образовались после пород «рудного» комплекса. Ни разу не было отмечено рассечение карбонатитов фоскоритами. Нам, как и всем предыдущим исследователям Турьего полуострова (А. Г. Булах, Б. В. Афанасьев), ни разу не удалось наблюдать признаков ритмической последовательности 1. Фоскорит+карбонатит → 2. Фоскорит+карбонатит → ... → п. Фоскорит+карбонатит, которая была указана А. В. Лапиным для фоскоритов и карбонатитов Себляврского массива (Лапин, 1979). Надо сказать, что при планомерном просмотре всего керна во все годы работ на Себлявском массиве эти взаимоотношения не были задокументированы (А. Г. Булах и др., 1958, 1961, 1965, 1975, 1978).

Классификация карбонатитов Турьего полуострова проводится на основе минералого-петрографических признаков с учетом возрастных соотношений между карбонатитами разного состава. Вслед за предыдущими исследователями нами выделяются следующие типы (от ранних к поздним): кальцитовые, кальцито-доломитовые и доломитовые карбонатиты.

Наиболее распространены и разнообразны кальцитовые карбонатиты. Они различаются по характеру темноцветных минералов

(силикатов). В зависимости от наложенных процессов встречаются тетраферрифлогопитизированные, амфиболизированные и хлоритизированные участки. Наиболее интенсивно названные процессы проявились в зонах рассланцевания карбонатитов. Породы в таких зонах характеризуются специфическими структурами и особой минерализацией, что в принципе позволяет выделять их как отдельную разновидность карбонатитов.

Следует добавить, что в карбонатитах практически всех типов иногда встречаются реликтовые и равновесно перекристаллизованные минералы вмещающих пород (мелилит, нефелин, канкринит, шорломит и др.), а иногда и целые фрагменты этих пород.

1. Диопсидовые кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-51, 54, 62, Т-37, Т-177/130). Предыдущими исследователями (Булах, Иваников, 1984) описывались две текстурные разновидности диопсидо-кальцитовых карбонатитов: породы с трахитоидной и с такситовой текстурами. Породы первой разновидности не оказались представленными в наших образцах, поэтому их описание дается по литературным данным (Булах, Иваников, 1984). Отмечается, что породы с трахитоидной текстурой достаточно редки. Они слагают линзовидные и жилоподобные тела мощностью 2–10 м. Эти карбонатиты имеют равномерную зеленовато-серую окраску, в них пунктирно-цепочечно (параллельно контактам жил) распределены мелкие (2–3 мм) зеленые призматические кристаллы пироксена. Кроме главных минералов — кальцита (50–60%) и диопсида (20–30%), — в состав этой разновидности входят также магнетит, вторичный флогопит и амфиболы (актинолит и тремолит), слагающие вместе около 10% объема породы.

Такситовые разновидности диопсидо-кальцитовых карбонатитов распространены значительно шире, чем трахитоидные. Эти породы состоят из участков существенно различного состава (мелано- и лейкократовых), которые так расположены друг относительно друга, что придают породе либо шлирово-такситовую, либо слоисто-такситовую текстуру (*рис. 5-вкл.*). Основной объем рассматриваемых пород сложен кальцитом (45–70%, а в осевых частях жил — до 95%), диопсидом (10–15%), флогопитом (5–20%) и вторичным (по пироксену) амфиболом (до 15%). Встречаются также хлоритизированные разновидности пород, в которых содержание хлорита достигает 20% их объема. К второстепенным и аксессуарным мине-

ралам относятся апатит, магнетит, тетраферрифлогопит и сульфиды.

Диопсид образует хорошо ограненные зеленые призматические кристаллы размером от 0,5 до 4 мм по длинной оси. Обычно они вместе с другими темноцветными минералами (амфиболом, хлоритом, магнетитом и сульфидами) образуют скопления (пятна, зоны и полосы) в краевых частях карбонатитовых жил. Значительно реже встречается равномерно рассеянная вкрапленность кристаллов диопсида в кальцитовой массе. При микроскопическом наблюдении отчетливо видно, что многие зерна диопсида замещаются волокнистым агрегатом тончайших игольчатых кристаллов *актинолита* (плеохроирует от зеленого по *Ng* до желтого по *Np*).

Кальцит имеет разнообразные формы выделения в описываемых карбонатитах. В центральных частях жил и в лейкократовых участках карбонатита кальцит образует агрегат крупных (до 5 мм) уплощенных прозрачных, нередко прорастающих друг друга зерен. Структура таких участков гранобластовая, мозаично-сотовая, нередко наблюдаются сочленения зерен под 120° . Для меланократовых зон характерен мелкозернистый агрегат мелких (до 1,5 мм) серых непрозрачных изометричных зерен кальцита.

Флогопит почти всегда присутствует в диопсидо-кальцитовых карбонатитах. Чаще всего он образует небольшие разрозненные зеленые чешуйки и таблички размером 1–2 мм в поперечнике в меланократовых зонах карбонатита, но иногда в центральных, существенно кальцитовых зонах карбонатитовых жил встречаются крупные короткостолбчатые гексагонально-призматические кристаллы флогопита с диаметром табличек 9 мм.

Тетраферрифлогопит отмечен в небольшом количестве как поздний вторичный минерал по флогопиту.

Апатит образовывался позже кальцита. Его сахаровидный агрегат очень мелких (до 0,7 мм) округлых бесцветных зерен слагает небольшие шпирь и прожилки, тяготеющие к меланократовым зонам карбонатита.

Магнетит и сульфиды встречаются в виде единичных, довольно крупных (до 6 мм) ксеноморфных зерен и агрегатов в интерстициях между зернами кальцита. Присутствие ильменитовых вростков в магнетите не отмечается, подробнее о сульфидах см. в главе 3.

2. Форстеритовые кальцитовые карбонатиты (обр. с форстеритом — ТУ-97-69, Т-34; с монтичеллитом — ТУ-97-50, 68, 76, ТУ-98-30.0, 31, *рис. 6-вкл.*). Встречаются довольно редко — единичные жилы отмечены в единственной скважине (скв. 23), где они тесно ассоциируют с флогопито-кальцитовыми и диопсидо-кальцитовыми карбонатитами.

Они представляют собой темно-серые мелко- и среднезернистые породы с полосчатой, реже однородной массивной текстурой. Полосчатость рассматриваемых карбонатитов вызвана чередованием существенно кальцитовых полос и меланократовых полос, состоящих в основном из форстерита, монтичеллита и апатита. Мощность и тех и других полос может быть от 0,2 до 6 см. В зависимости от этого порода имеет либо отчетливую тонкополосчатую текстуру, либо неяснополосчатую вплоть до линзовидной (*рис. 6-вкл.*). Структуры этих пород достаточно разнообразны. Массивные разновидности форстерито-кальцитовых карбонатитов имеют, как правило, гранобластовую сотовую структуру, реже — порфиробластовую, обусловленную существенно более крупными размерами зерен форстерита и монтичеллита по отношению к другим минералам. Полосчатые же разновидности характеризуются гломеробластовыми и гранобластовыми мозаичными структурами.

Основной объем породы составляют кальцит и форстерит, а в некоторых разновидностях роль форстерита выполняет монтичеллит. Совместное нахождение форстерита и монтичеллита в наших образцах не наблюдалось. К второстепенным минералам относятся апатит, флогопит, магнетит и сульфиды (см. главу 3). В качестве редких и аксессуарных минералов присутствуют клиногумит, серпентин, тетраферрифлогопит, ильменит и перовскит. По литературным данным (Булах, Иваников, 1984), в качестве аксессуарных минералов здесь также встречается бадделлит. Следует отметить, что в целом минеральный состав карбонатитов неоднороден, особенно у полосчатых разновидностей.

Форстерит образует в карбонатитах короткостолбчатые округлые кристаллы с неровными гранями, а также ксеноморфные изометричные зерна и их скопления. Размер зерен чаще всего небольшой — 1,5–2,5 мм, но встречаются разновидности форстерито-кальцитовых карбонатитов, где размер кристаллов форстерита

достигает 10 мм. Почти все зерна форстерита сильно трещиноваты, по ним развивается хондродит и другие минералы группы гумита. Цвет неизмененного форстерита зеленовато-серый, измененные же зерна, как правило, бурые или светло-коричневые.

Монтичеллит присутствует в виде хорошо ограненных короткостолбчатых кристаллов размером 2–7 мм по длинной оси. Они имеют серовато-желтый или светло-коричневый цвет и всегда взаимопараллельно ориентированы. Довольно часто у кристаллов монтичеллита наблюдается тонкая (0,3–0,6 мм) светло-зеленая кайма, состоящая из тонкочешуйчатого флогопита. Она «бронирует» зерна монтичеллита и предотвращает их резорбцию кальцитовым агрегатом.

Кальцит представлен мелко-среднезернистым агрегатом серых и бесцветных полупрозрачных аллотриоморфных зерен, который составляет основной объем породы. Он заполняет промежутки между выделениями форстерита, флогопита и магнетита. Кальцит, несомненно, образовывался позже этих трех минералов, но раньше чем апатит, сульфиды и вторичные минералы (гумит, хлорит и т. д.).

Флогопит и *магнетит* — это характерные второстепенные минералы форстерито-кальцитовых карбонатитов. Редкие темно-зеленые чешуйки и пластинчатые кристаллы (до 3 мм) флогопита вместе с ксеноморфными зернами и кристаллами магнетита приурочены к форстеритовым полосам и скоплениям в карбонатитах. Флогопит часто по периферии замещается тетраферрифлогопитом, а по магнетиту развивается микрозернистый красно-бурый гематитовый агрегат.

Апатит образуется после кальцита в форстерито-кальцитовых карбонатитах. Для него характерны желтоватые или розовые прозрачные вытянутые гексагонально-призматические кристаллы и удлиненные ксеноморфные зерна размером от 0,1×0,4 мм до 0,7×2 мм. В полосчатых текстурных разновидностях карбонатитов зерна апатита ориентированы параллельно друг другу и образуют тонкие струйчатые агрегаты, прихотливо ветвящиеся, но всегда развивающиеся по границам зерен кальцита.

Перовскит встречается в монтичеллитовых разновидностях карбонатитов в виде единичных мелких кубических и кубоктаэдрических кристалликов, заключенных в кальцитовом агрегате. Размер

таких кристалликов от 0,7 до 2,5 мм по ребру. Цвет черный, в крупных кристаллах наблюдается зональность.

3. Флогопитовые кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-38, 39, 40, 60, 63, 66, 101, ТУ-98-12 и Т-180). Флогопито-кальцитовые карбонатиты имеют наибольшее распространение среди кальцитовых карбонатитов (Булах, Иваников, 1984). Для них характерно большое разнообразие текстур и структур, но обычно это лейкократовые средне-крупнозернистые породы с однородной или пятнистой текстурой и лепидогранобластовой структурой. Значительно более редко встречаются пегматоидные разновидности и флогопито-кальцитовые карбонатиты с петельчатой текстурой. Во всех этих случаях текстура карбонатита определяется характером распределения флогопита в породе. Главными минералами рассматриваемых карбонатитов являются кальцит (от 60 до 90% общего объема породы) и зеленый флогопит, количество которого колеблется от 5 до 20%, но в участках с пегматоидным строением флогопит может составлять до 65%. В качестве второстепенных минералов постоянно присутствуют апатит, магнетит, сульфиды (см. главу 3), биотит и тетраферрифлогопит. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон и SR-REE минералы (в основном анкилит).

Иногда в флогопито-кальцитовых карбонатитах встречаются реликты измененных щелочных пород. Как правило, такие реликты имеют изометричные очертания, а их размер может достигать 15 см в поперечнике. Они практически всегда окружены флогопитовыми оторочками, причем чешуйки и таблички флогопита в таких оторочках расположены преимущественно перпендикулярно контурам реликтов.

Флогопит образует мелкочешуйчатые сплошные агрегаты, пластинки и короткопризматические кристаллы с размером в поперечнике от 2,5 мм до 2,5 см. Кристаллы и листочки флогопита нередко бывают разъедены кальцитовым агрегатом, кроме того, иногда по ним развивается красновато-коричневый тетраферрифлогопит. В некоторых образцах наблюдалось полное замещение флогопита тетраферрифлогопитом.

Кальцит в виде изометричных слабоуплощенных непрозрачных зерен размером от 1,5 до 4 мм слагает основную массу карбонатита. В ней неравномерно распределены все остальные минералы, присутствующие в флогопито-кальцитовых карбонатитах.

Apatit в рассматриваемых карбонатитах встречается довольно редко в виде небольших гнезд и тонких интерстиционных прожилков, состоящих из агрегата мелких ($< 0,8$ мм) изометричных бесцветных прозрачных зерен. Иногда встречаются единичные мелкие, хорошо ограненные длиннопризматические кристаллы апатита чуть розоватого оттенка. Их размер также не превышает 1,5–2 мм. *Циркон* встречается в виде светло-коричневых идиоморфных октаэдрических зерен размером до 2×3 мм. *Анкилит* и *стронцианит* образуют идиоморфные зерна размером до 200 мкм, срастающиеся с агрегатом зерен пирита (см. главу 3).

4. Эгирино-кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-54, 57, 65, 70, Т-50/93, ТУ-98-15; *рис. 7-вкл.*). Эгирино-кальцитовые карбонатиты встречаются достаточно редко. Макроскопически это лейкократовые мелко-среднезернистые породы с полосчатой текстурой из-за неравномерного послойного распределения эгирина в кальцитовом агрегате. Структура основной массы карбонатитов гранобластовая мозаичная, а на участках, обогащенных тетраферрифлогопитом, — лепидогранобластовая.

Главными минералами этих карбонатитов являются пироксен (эгирин), слагающий до 5–15%, и кальцит — до 65–70% объема породы. К характерным второстепенным минералам относятся тетраферрифлогопит, амфибол, хлорит, магнетит и апатит. К редким минералам в эгирино-кальцитовых карбонатитах можно отнести сульфиды — пирротин, халькопирит, сфалерит и пирит (см. главу 3), а также SR-REE минералы — стронцианит и анкилит, которые в виде мельчайших идиоморфных зерен (до 70 мкм) присутствуют в кальцитовом агрегате. Следует отметить, что в некоторых образцах присутствуют идиоморфные призматические зерна нефелина, всегда окруженные тонкой микрозернистой флогопитовой каймой. Наличие таких кайм ясно указывает на реликтовую природу нефелиновых зерен в данных карбонатитах.

Эгирин встречается в виде единичных мелких (0,3×0,4×1,2 мм) удлинено-призматических до игольчатых темно-зеленых кристаллов. Они заключены в кальцитовом агрегате. В крупнозернистых разновидностях породы хорошо видно, как игольчатые кристаллы эгирина насквозь пронизывают агрегаты прозрачных зерен кальцита.

Кальцит представлен в рассматриваемых карбонатитах, как минимум, двумя генерациями. Кальцит первой генерации образует белые полупрозрачные уплощенные лапчатые зерна размером 2–5 мм, агрегат которых и выполняет основной объем породы. Вторая генерация — это тонкие прожилки в основном агрегате, состоящие из мелких ксеноморфных серых зерен кальцита.

Магнетит и апатит в небольших количествах постоянно присутствуют в эгирино-кальцитовых карбонатитах. Их мелкие (не более 2 мм) изометричные ксеноморфные единичные зерна равномерно распределены по породе, не образуя сколько-нибудь значительных скоплений. При микроскопическом наблюдении обнаруживается еще присутствие *ильменита*, который выполняет трещины в зернах магнетита, а также образует тонкие каймы вокруг магнетитовых зерен.

Тетраферрифлогопит, амфиболы и хлорит часто развиваются по зонам рассланцевания и трещиноватости эгирино-кальцитовых карбонатитов, придавая породе в таких участках отчетливую полосчатую текстуру. Тетраферрифлогопит образует сыпь мелких (менее 1 мм) гексагональных таблитчатых зерен, амфиболы представлены волокнистыми агрегатами игольчатых зерен бесцветного тремолита и зеленоватого актинолита, а хлорит присутствует в виде салатно-зеленых корок, почковидных агрегатов и присыпок в пустотах и трещинах в карбонатите. Кроме этого, из вторичных минералов присутствует гематит, развивающийся как продукт окисления пирротина.

5. Биотитовые кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-61, 59, ТУ-98-16; *рис. 8-вкл.*). Макроскопически они представляют собой светло-серые лейкократовые средне- и крупнозернистые породы с однородной либо полосчатой и пятнистой текстурой. Последние возникают за счет скопления чешуек биотита в виде расплывчатых полос и за счет пятнистых обособлений в породе вторичных минералов. Неравномерное распределение биотита, апатита и других поздних минералов в основной кальцитовой массе придает породе гломеробластовую структуру, а амфиболизированные участки породы имеют фибробластовую структуру. Для рассматриваемых карбонатитов часто характерно присутствие реликтов щелочных пород. Размеры этих реликтов могут достигать 9 см², как правило, они имеют очень причудливые формы. Реликты щелочных пород

почти всегда сильно канкринитизированы, а в поздних пустотах выщелачивания развивается натролитовый агрегат.

Кальцит и биотит являются главными минералами рассматриваемых карбонатитов. Содержание кальцита составляет от 65 до 95% объема породы, а содержание биотита колеблется в интервале от 5 до 15%. К числу второстепенных минералов можно отнести апатит, магнетит, актинолит, тетраферрифлогопит и хлорит. К акцессорным минералам относят сульфиды — пирротин, халькопирит, сфалерит и пирит (см. главу 3). Следует отметить, что, помимо своих собственно-карбонатитовых новообразованных минералов, в породе могут присутствовать реликтовые эгирин, апатит и магнетит, заимствованные из вмещающих щелочных пород.

Кальцит образует массивный агрегат уплощенных лапчатых полупрозрачных зерен размером от 0,5 до 3 мм. Этот агрегат составляет основной объем породы, и в нем заключены все остальные минералы.

Биотит представлен мелкочешуйчатым агрегатом (размер чешуек < 1 мм) и единичными таблитчатыми гексагонально-призматическими кристаллами размером до 7 мм. Кристаллы биотита часто замещаются вторичным тетраферрифлогопитом. Именно к мелкочешуйчатым биотитовым скоплениям приурочены мелкозернистый сахаровидный агрегат зерен апатита и ксеноморфные выделения сульфидов.

Магнетит образует довольно крупные (до 6 мм) октаэдрические зерна и ксеноморфные выделения. Магнетит «чистый», ильменитовых вростков в нем не наблюдается. В целом распределен по породе достаточно равномерно.

Амфиболизированные участки биотито-кальцитовых карбонатитов содержат светло-зеленый тонкоиглольчатый агрегат кристаллов актинолита размером 0,5×0,2×3 мм. Лучистые и волокнистые агрегаты актинолита образуют скопления в виде размытых полос толщиной до 3,5 см. К этим полосам также могут быть приурочены скопления магнетита и сульфидов.

6. Мелиито-кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-98-32, 34, 36, рис. 9-вкл.). Карбонатиты этого типа встречаются исключительно редко и занимают специфическое положение в карбонатитовом комплексе Турьего полуострова. Они наблюдались в сателлите Центрального массива среди пород турьяитовой серии (скв. 64).

Геологические и петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что эти породы метасоматически развиваются по турьяитам, почти нацело замещая последние (Булах, Иваников, 1984). Довольно часто в карбонатитах встречаются реликты сильно измененных турьяитов. В целом мелилито-кальцитовые карбонатиты состоят из кальцита (20–35% объема породы), срastaющего с перекристаллизованными выделениями мелилита, диопсида, граната и магнетита. Характерными второстепенными минералами можно назвать флогопит, монтичеллит, перовскит и пирротин. Макроскопически это меланократовые породы с пятнистой текстурой и гетеро- и пойкилобластовой структурой.

Мелилит присутствует в виде идиоморфных призматических кристаллов размером до 4,5×7 мм или в виде крупных среднезернистых агрегатов (до 4 см в поперечнике), состоящих из ксеноморфных изометричных зерен. Неизмененные зерна мелилита имеют пепельно-серый цвет и жирный блеск, но чаще всего мелилит достаточно сильно изменен и имеет зеленовато-серый, голубовато-серый цвет и слабый матовый блеск.

Диопсид, монтичеллит и флогопит — типичные минералы турьяитов, встречаются в карбонатитах в зонах, подвергшихся перекристаллизации, в виде довольно крупных (до 4×6 мм) идиоморфных изолированных зерен или их скоплений, заключенных в кальцитовой массе.

Магнетит образует крупные (до 5 мм в диаметре) изометричные метазерна, почти всегда окруженные тонкой (0,5–1,2 мм) каймой граната (шорломита), а иногда снаружи еще и каймами монтичеллита и кальцита, что придает породе очковую структуру.

Перовскит на отдельных участках образует достаточно густую вкрапленность черных кубических и кубоктаэдрических кристаллов размером до 1,5 мм по ребру. При этом кристаллы перовскита могут быть заключены как в кальцитовом агрегате, так и внутри новообразованных идиоморфных зерен мелилита. Некоторые зерна перовскита имеют отчетливую зональность, природе и происхождению которой следует посвятить отдельное исследование.

Кальцит слагает крупнозернистый агрегат уплощенных лапчатых полупрозрачных зерен, который заполняет промежутки между

перекристаллизованными минералами турьяитов, а также активно корродирует еще сохранившиеся реликты турьяитов.

Как отмечали предыдущие исследователи, по направлению к осевой зоне жил описываемые породы сменяются типичными флогопито-кальцитовыми карбонатитами (Булах, Иваников, 1984).

7. Кальцитовые (мономинеральные) карбонатиты (обр. ТУ-97-55, 58, 79, Т-16). Мономинеральные кальцитовые карбонатиты встречаются сравнительно редко. Обычно это маломощные жилы, пересекающие другие породы карбонатитового комплекса. Внешне это, как правило, крупнозернистые белые или светло-серые породы с однородной текстурой и гранобластовой мозаичной структурой (иногда в виде совсем тонких жилок встречаются мелкозернистые разновидности кальцитовых карбонатитов). Кальцит составляет от 90 до 100% объема породы, которая может также содержать небольшое количество апатита (до 5%), магнетита и сульфидов (до 3%) тетраферрифлогопита (до 5%) и REE-карбонатов (до 1%).

Кальцит. Его выделения довольно разнообразны в описываемых карбонатитах. Он может образовывать идиоморфные, слегка уплощенные зерна, иногда прорастающие друг друга. Размер таких зерен порой достигает 4×9×12 мм. Они почти всегда бесцветны, часто прозрачны. А другая наиболее распространенная форма выделения кальцита — это агрегат непрозрачных серых ксеноморфных лапчатых зерен, размер которых составляет 1,5–4 мм в поперечнике.

Все второстепенные минералы (*апатит, тетраферрифлогопит, магнетит* и т. д.) могут присутствовать в виде редкой равномерной вкрапленности очень мелких зерен (до 1 мм в диаметре). Апатит образует округлые зерна, тетраферрифлогопит — чешуйки и таблитчатые кристаллики, магнетит и сульфиды — изометричные ксеноморфные зерна. Все они размещаются в интерстициях кальцитового агрегата и, по-видимому, являются более поздними минералами по отношению к кальциту. Единичные мельчайшие (до 30 мкм) изометричные зерна анкилита были обнаружены в ходе электронно-микроскопического изучения сульфидной минерализации в образцах кальцитовых карбонатитов. Подробное исследование REE-минералов не входило в задачи данной работы.

8. Доломито-кальцитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-74, Т-27). Доломито-кальцитовые и собственно доломитовые карбонатиты возникли уже после кальцитовых карбонатитов. Встречаются они в виде небольших жил, пересекающих все разновидности кальцитовых карбонатитов.

Доломито-кальцитовые карбонатиты представляют собой среднезернистые белые, иногда слегка желтоватые породы, в которых на карбонаты приходится 85–95% объема. Причем кальцит, как правило, преобладает над доломитом (в среднем соотношение 2:1). Второстепенными минералами в этих карбонатитах являются сульфиды (см. главу 3), магнетит, тетраферрифлогопит, апатит, барит и циркон. В небольшом количестве может присутствовать флюорит. Текстура доломито-кальцитовых карбонатитов однородная, массивная, структура агрегата карбонатов гранобластовая, а в местах скопления сульфидных выделений — гломеро- и пойкилобластовая.

Кальцит образует сплошной агрегат, состоящий из изометричных ксеноморфных непрозрачных зерен размером до 2,5 мм. Непрозрачность и замутненность кальцитовых зерен объясняется присутствием пылевидной вкрапленности сульфидов и магнетита.

Доломит, по всей видимости, развивался уже по сформированному кальцитовому агрегату. Он образует от тончайших (0,1×0,3 мм) ксеноморфных зерен, равномерно распределенных в интерстициях кальцитового агрегата, до линз, тонких жил и скоплений довольно крупных (до 4 мм) ксеноморфных зубчатых зерен.

Тетраферрифлогопит и апатит присутствуют соответственно в виде единичных мелких неправильных листочков и округлых зерен, пойкилитово включенных в кальцито-доломитовом агрегате.

Барит образует желтые прозрачные с жирным блеском идиоморфные зерна размером до 1,5 мм, тесно срастающиеся с сульфидными выделениями.

Циркон был отмечен в ряде образцов в форме довольно редкой равномерной вкрапленности розовато-коричневых октаэдрических кристалликов. Размер самых крупных кристалликов не превышал 1,3 мм по ребру.

9. Доломитовые карбонатиты (обр. ТУ-97-73, 82, 90, 102, Т-176/194, ТР-10, 13). Доломит составляет от 80 до 100% объема пород этого

типа. Поэтому рассматриваемые карбонатиты имеют белый, розоватый или желтоватый цвет и массивную однородную текстуру (рис. 10-вкл.). Структура породы гранобластовая, иногда гетерогранобластовая, с бухтообразно изрезанными очертаниями отдельных зерен. Характерными второстепенными минералами являются магнетит и сульфиды, которые обычно образуют рассеянную вкрапленность мелких (диаметром до 1,5 мм) изометричных зерен. Однако иногда магнетит встречается в виде октаэдрических метазерен размером до 2 мм по ребру, а сульфиды образуют тонкие прожилки в доломитовой массе. В сростании с сульфидными были отмечены единичные мелкие зерна барита. Из поздних минералов могут присутствовать апатит и гидроокислы железа.

Доломит образует агрегат мелких (не более 1,5 мм) непрозрачных ксеноморфных взаимопрорастающих друг друга зерен, среди которых встречаются единичные зерна доломита значительно более крупного размера (до 3 мм). Последние как раз и обуславливают гетерогранобластовую структуру породы. Значительно реже встречаются среди доломитовых карбонатитов участки, сложенные агрегатом довольно крупных (до 5 мм) серых «замутненных» уплощенных зерен доломита.

10. Процессы вторичного преобразования кальцитовых карбонатитов (обр. ТУ-97-72, 77, 78, 83). Практически во всех вышеописанных типах карбонатитов (за исключением доломито-кальцитовых и доломитовых) нами отдельно оговаривались особенности их разновидностей, подвергшихся процессам амфиболизации, тетраферрифлогопитизации и хлоритизации. Это действительно важно, и ниже будет приведено несколько общих замечаний, касающихся этих «вторичных» разновидностей карбонатитов.

Процессы амфиболизации, тетраферрифлогопитизации и хлоритизации проявились особенно интенсивно в зонах милонитизации и расщепления карбонатитов. Причем, как показывают минералого-петрографические наблюдения, развитие этих процессов шло последовательно.

Прежде всего происходило образование амфиболов (актинолит-тремолита и иногда рихтерита), которые замещали форстерит, диопсид и другие силикаты в карбонатитах. При этом возникали «вторичные» разновидности карбонатитов с полосчатой текстурой и фибробластовой структурой. Процесс амфиболизации сопровож-

дался появлением циркона, ильменита и значительных скоплений апатита и сульфидов (*рис. 11-вкл.*).

Затем проявились процессы тетраферрифлогопитизации, в ходе которых тетраферрифлогопит замещал биотит и флогопит, а кроме этого в виде мелкочешуйчатого агрегата развивался по ослабленным зонам самого карбонатита. Большое содержание слюдистых минералов в породе придавало ей лепидобластовую структуру, а особенности распределения этих минералов обуславливали полосчатую либо петельчатую текстуру. При этом также отмечается некоторое обогащение карбонатитов сульфидами.

Еще более поздними являлись процессы наложенной хлоритизации. Они, как правило, уже не сопровождались появлением особой минерализации, а, наоборот, вели к упрощению минерального состава карбонатитов, вплоть до образования практически двуминеральных кальцит-хлоритовых пород.

И, наконец, следует сказать еще об одном наложенном процессе — выщелачивании карбонатитов с образованием небольших (диаметром до 1,5 см) полостей и «дырок», почти всегда заполненных минералами поздних гидротермальных стадий. Процесс выщелачивания карбонатитов проявлен очень локально (вдоль тектонически ослабленных зон) и в весьма небольших объемах. В качестве примера можно привести разновидность флогопито-кальцитовых карбонатитов, которая имела буквально «пористый» вид из-за большого количества пустот диаметром от 1 до 7 мм, заполненных щетками гексагонально-призматических кристалликов розового апатита, золотистыми лучисто-сноповидными агрегатами гематита, почками сидерита и пентагондодекаэдрическими кристалликами пирита (*рис. 12*). Обычно в таких полостях еще присутствуют минералы из группы цеолитов (натролит, шабазит и эдингтонит).

Кварцево-флюорито-кальцитовые гидротермалиты

По текстурным особенностям и набору главных и второстепенных минералов выделяется довольно большое число разновидностей кварцево-кальцитовых пород. Нами рассматривалась лишь одна такая разновидность (обр. ТУ-97-100; *рис. 13-вкл.*), которая содержала в своем составе значительное количество сульфидов.

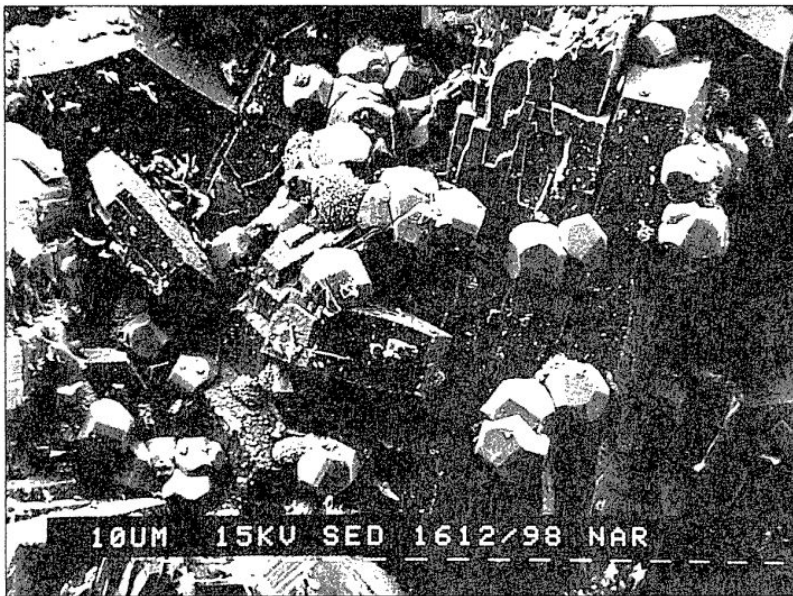


Рис. 12. Кристаллы пирита, нарастающие на гексагонально-призматические кристаллы апатита в поздних пустотах выщелачивания в кальцитовых карбонатах

Внешне она представляет собой мелкозернистую серую породу с небольшим рыжеватым оттенком из-за тонкой сыпи гематитовых зерен. Порода имеет линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленная наличием тонких (мощностью до 2 мм) сульфидных линз и прожилков и гломеробластовую структуру. Главными минералами являются кальцит (70–75%), кварц (10–15%) и сульфиды (5–10%). В небольшом количестве почти всегда присутствуют гематит и флюорит (описание сульфидов см. в главе 3).

Кальцит образует серый массивный агрегат, состоящий из непрозрачных мелких (до 1,3 мм) ромбоэдрических зерен с неровными краями. В этом агрегате пойкилитово заключены округлые полупрозрачные желтоватые зерна *кварца* диаметром до 1,5 мм.

Флюорит присутствует в описываемой породе в форме небольших округлых гнезд размером 1,5–2,5 мм в поперечнике.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Вводные замечания

Подавляющее большинство опубликованных работ по щёлочно-ультраосновному комплексу Турьего полуострова не касаются характера сульфидной минерализации комплекса и проблем ее генезиса. Пожалуй, единственной публикацией, посвященной собственно сульфидной минерализации комплекса, является статья А. Г. Булаха, М. Д. Евдокимова, Н. С. Рудашевского «Особенности распределения Ni и Co в ультраосновных щелочных горных породах и карбонатитах Турьего полуострова (Мурманская область)» (Булах и др., 1975). В ней наиболее интересно описание пентландита из пород карбонатитовой серии. К сожалению, нам не удалось повторить этой находки, и мы не смогли исследовать этот минерал заново.

Сульфиды являются сквозными минералами в массивах Турьего полуострова. Их присутствие отмечается практически во всех выделяемых типах пород комплекса, хотя основной их объем связан с карбонатитами. Все эти обстоятельства побудили автора к детальному изучению характера сульфидной минерализации как возможного источника новой информации о процессах образования карбонатитов и их рудоносности. Данное исследование осуществлялось по образцам пород, собранных автором в период полевой исследовательской практики, проходившей на Турьем полуострове в июле–августе 1997 года, а также по образцам из коллекций В. Н. Яковенчука, Б. В. Афанасьева, И. С. Анисимова и музея МГРЭ (г. Апатиты). Исследование состояло, во-первых, в выявлении сульфидных минералов и изучении их генетических взаимоотношений,

а во-вторых, в установлении характера эволюции химических условий их образования. В основу данной работы легли результаты изучения более сотни образцов. Помимо традиционных методов исследования (оптико-микроскопических, рентгенометрических, диагностического окрашивания карбонатов и диагностического травления в кислотах), широко использовалась электронная микроскопия (электронный микроскоп Camscan-4 с энергодисперсионным анализатором Link AN-10000).

Общие особенности сульфидной минерализации

В щёлочно-ультраосновных массивах Турьего полуострова сульфиды относятся к числу второстепенных минералов, и их содержание в среднем не превышает десятых долей объемных %. Лишь в некоторых породах карбонатитовой серии, в апомельтейгитовых метасоматитах эндоконтактной зоны Южного массива и в некоторых разновидностях фенитов, отмечаются повышенные концентрации сульфидов (до 5–13%). Причем наибольшее разнообразие сульфидной минерализации было установлено именно в фенитах и метасоматитах, где описаны пирротин, троилит, кобальтпентландит, макинавит, пирит, халькопирит, кубанит, джерфишерит, сфалерит, галенит и молибденит (Булах и др., 1975; Евдокимов, 1982). Породы карбонатитовой серии до настоящего времени не изучались детально на предмет их сульфидной минерализации. Именно они и являются объектом данного исследования.

Пирротин наиболее распространен в породах карбонатитовой серии (за исключением фоскоритов), причем в его агрегатах методом магнитной суспензии установлены гексагональная (магнитная) и моноклинная модификации. Халькопирит и пирит встречаются реже, а такие сульфиды, как сфалерит, галенит и марказит, присутствуют исключительно редко, в основном в виде микрозерен. Общий перечень сульфидов в породах карбонатитовой серии приведен в *таблице 5*, а на *рисунке 14-вкл.* показано содержание сульфидов в данных породах.

Прежде чем переходить к описанию сульфидов, следует подчеркнуть две главные закономерности в характере сульфидной минерализации. Во-первых, при микроскопическом наблюдении за морфологией зерен сульфидов и взаимоотношениями их между собой становится очевидной неодновременность выделения сульфидов.

Отчетливо намечается следующая возрастная закономерная смена сульфидов: гексагональный пирротин → халькопирит-1, сфалерит-1 → моноклинный пирротин, халькопирит-2, сфалерит-2, галенит → пирит, марказит.

Во-вторых, каждой разновидности пород карбонатитовой серии характерен строго определенный набор сульфидов. В соответствии с характером присутствующей сульфидной минерализации мы подразделяем все породы карбонатитовой серии на 4 группы: 1) фоскориты; 2) ранние карбонатиты, которые еще можно разделить на две подгруппы; 3) поздние карбонатиты и 4) кварцево-флюорито-кальцитовые гидротермалиты. Представляется рациональным дать описание сульфидов отдельно для каждой из этих групп.

Сульфиды фоскоритов

Почти во всех типах фоскоритов в количестве от 0,5 до 2 об. % присутствуют моноклинный пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и пирит.

Моноклинный пирротин. Это наиболее ранний сульфид фоскоритов, но в целом он развит в них весьма незначительно. Встречается в виде единичных, очень мелких (до 0,8 мм) ксеноморфных метазерен и их агрегатов (*рис. 15-вкл.*). Часто пирротин нарастает на зерна магнетита или замещает их по трещинам. В разновидностях фоскоритов, переходных к карбонатитам, моноклинный пирротин образует пластинчатые (веретенообразные в сечении) зерна размером 1,2×0,3 мм, форма которых обусловлена, по-видимому, сильно развитыми гранями пинакоида {0001} в комбинации с подчиненными гранями гексагональной призмы.

Пирротин имеет заметное двуотражение $R = 36-41\%$ ($\lambda = 546$ нм, ПООС-1, эталон Si) и микротвердость, колеблющуюся в пределах 290–330 кг/мм² (ПМТ-3, нагрузка 20 г). Химический состав близок к стехиометрическому, присутствия Co, Ni и других халькофильных элементов не наблюдается (*табл. 6*, анализы № 1–4).

В некоторых зернах отмечено замещение пирротина по трещинам и по периферии пиритовым агрегатом, но в целом в фоскоритах эти вторичные процессы изменения пирротина проявлены слабо.

Халькопирит. Образует мелкие ксеноморфные интерстициальные выделения между зернами магнетита, апатита, флогопита

Химический состав сульфидов железа и меди (масс.%). Турий полуостров

| Тип породы | № анализа* | Минерал | Fe | S | Cu | Co | Сумма | Формула | № образца |
|------------------------------|------------------------------|--------------|--------------|-------|-------|------|--------|---------------------------------|--------------|
| Фоскориты | 1 | Пирротин (m) | 60,93 | 38,57 | 0,00 | 0,00 | 99,50 | $Fe_{0,91}S$ | TY-97-44 |
| | 2 | Пирротин (m) | 59,42 | 40,65 | 0,00 | 0,00 | 100,06 | $Fe_{0,84}S$ | TY-97-44 |
| | 3 | Пирротин (m) | 60,89 | 39,72 | 0,00 | 0,00 | 100,61 | $Fe_{0,88}S$ | TY-97-48 |
| | 4 | Пирротин (m) | 60,47 | 39,60 | 0,00 | 0,00 | 100,07 | $Fe_{0,86}S$ | TY-97-48 |
| | 5 | Халькопирит | 30,71 | 35,23 | 34,30 | 0,00 | 100,24 | $Cu_{0,98}Fe_{1,00}S_2$ | TY-97-43 |
| | 6 | Халькопирит | 30,62 | 35,07 | 34,74 | 0,00 | 100,43 | $Cu_{1,00}Fe_{1,00}S_2$ | TY-97-45 |
| | 7 | Халькопирит | 33,23 | 34,97 | 31,87 | 0,00 | 100,07 | $Cu_{0,92}Fe_{1,09}S_2$ | TY-97-44 |
| | 8 | Халькопирит | 30,33 | 34,81 | 34,80 | 0,00 | 99,94 | $Cu_{1,01}Fe_{1,00}S_2$ | TY-97-42 |
| | 9 | Халькопирит | 35,31 | 35,12 | 28,85 | 0,00 | 99,28 | $Cu_{0,83}Fe_{1,16}S_2$ | TY-97-42 |
| | 10 | Пирит | 47,15 | 53,14 | 0,00 | 0,00 | 100,29 | $Fe_{1,02}S_2$ | TY-97-43 |
| | 11 | Пирит | 45,74 | 53,68 | 0,00 | 0,00 | 99,42 | $Fe_{0,96}S_2$ | TY-97-45 |
| Ранние (1 п/гр) карбонаты | 12 | Пирит | 46,47 | 53,45 | 0,00 | 0,00 | 99,92 | $Fe_{1,00}S_2$ | TY-97-45 |
| | 13 | Пирротин (h) | 62,54 | 36,90 | 0,00 | 0,35 | 99,79 | $(Fe_{0,97}Co_{0,01}h)_{0,98}S$ | TY-97-59 |
| | 14 | Халькопирит | 30,77 | 35,25 | 33,88 | 0,00 | 99,90 | $Cu_{0,97}Fe_{1,00}S_2$ | TY-97-59 |
| | 15 | Пирит | 46,23 | 53,84 | 0,00 | 0,00 | 100,07 | $Fe_{0,98}S_2$ | TY-97-60 |
| | 16 | Пирит | 45,81 | 54,06 | 0,00 | 0,00 | 99,87 | $Fe_{0,97}S_2$ | TY-97-61 |
| | Ранние (2 п/гр) карбонаты | 17 | Пирротин (h) | 63,12 | 36,95 | 0,00 | 0,00 | 100,07 | $Fe_{0,98}S$ |
| 18 | | Пирротин (h) | 62,92 | 37,40 | 0,00 | 0,00 | 100,32 | $Fe_{0,97}S$ | TY-97-57 |

* Анализы выполнены на электронном микроскопе Samscap-4, оснащенном энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000. Условия анализа: 20 кВ, 2 нА, экспозиция – 40 с.

| Тип породы | № анализа | Минерал | Fe | S | Cu | Co | Сумма | Формула | № образца | |
|-------------------|--------------------------|--------------|--------------|-------|-------|-------|--------|-----------------------------------|-------------------------|-----------|
| Поздние карбонаты | 19 | Пирротин (m) | 60,18 | 39,80 | 0,00 | 0,00 | 99,98 | $Fe_{0,97}S$ | TV-97-65 | |
| | 20 | Халькопирит | 31,63 | 35,12 | 33,75 | 0,00 | 100,50 | $Cu_{0,97}Fe_{1,03}S_2$ | TV-97-65 | |
| | 21 | Халькопирит | 30,16 | 35,07 | 34,76 | 0,00 | 99,99 | $Cu_{1,00}Fe_{0,99}S_2$ | TV-97-65 | |
| | 22 | Пирит | 45,98 | 53,55 | 0,00 | 0,00 | 99,53 | $Fe_{0,99}S_2$ | TV-97-57 | |
| | 23 | Пирротин (m) | 60,54 | 38,81 | 0,00 | 0,00 | 99,35 | $Fe_{0,90}S$ | TV-97-74 | |
| | 24 | Пирротин (m) | 61,06 | 38,38 | 0,00 | 0,00 | 99,44 | $Fe_{0,91}S$ | TV-97-74 | |
| | 25 | Пирротин (m) | 59,65 | 40,13 | 0,00 | 0,35 | 100,12 | $(Fe_{0,98}Co_{0,01}S)_{0,86}S$ | TV-97-74 | |
| | 26 | Пирротин (m) | 60,44 | 39,67 | 0,00 | 0,00 | 100,11 | $Fe_{0,88}S$ | TV-97-58 | |
| | 27 | Пирротин (m) | 60,41 | 39,70 | 0,00 | 0,00 | 100,11 | $Fe_{0,87}S$ | TV-97-55 | |
| | 28 | Пирротин (m) | 60,79 | 39,56 | 0,00 | 0,00 | 100,35 | $Fe_{0,88}S$ | TV-97-53 | |
| | 29 | Халькопирит | 31,11 | 35,18 | 33,56 | 0,00 | 99,85 | $Cu_{0,96}Fe_{1,02}S_2$ | TV-97-74 | |
| | 30 | Халькопирит | 30,14 | 34,66 | 33,98 | 0,00 | 98,78 | $Cu_{0,99}Fe_{1,00}S_2$ | TV-97-58 | |
| | 31 | Пирит | 46,98 | 52,78 | 0,00 | 0,00 | 99,76 | $Fe_{1,02}S_2$ | TV-97-74 | |
| | 32 | Пирит | 44,65 | 53,30 | 0,00 | 1,45 | 99,40 | $(Fe_{0,96}Co_{0,03}S)_{0,99}S_2$ | TV-97-58 | |
| | 33 | Пирит | 45,10 | 52,99 | 0,00 | 1,32 | 99,41 | $(Fe_{0,96}Co_{0,03}S)_{1,01}S_2$ | TV-97-74 | |
| | 34 | Пирит | 46,32 | 53,62 | 0,00 | 0,00 | 99,94 | $Fe_{0,99}S_2$ | TV-97-78 | |
| | 35 | Пирит | 46,36 | 53,68 | 0,00 | 0,00 | 100,04 | $Fe_{0,99}S_2$ | TV-97-78 | |
| | 36 | Пирит | 46,86 | 53,92 | 0,00 | 0,00 | 100,78 | $Fe_{1,00}S_2$ | TV-97-83 | |
| | Cu-Fe-Cal гидротермалиты | 37 | Пирротин (h) | 63,89 | 36,38 | 0,00 | 0,00 | 100,27 | $Fe_{1,01}S$ | TV-97-100 |
| | | 38 | Пирротин (h) | 62,18 | 37,03 | 0,00 | 0,00 | 99,21 | $Fe_{0,96}S$ | TV-97-100 |
| | | 39 | Халькопирит | 30,18 | 35,06 | 34,68 | 0,00 | 99,92 | $Cu_{1,00}Fe_{0,99}S_2$ | TV-97-100 |

и других нерудных минералов. В тех случаях, когда халькопирит встречается совместно с пирротинном, отчетливо виден более поздний характер халькопирита — он всегда нарастает на зерна пирротина (рис. 15-вкл.).

Во всех типах пород карбонатитовой серии халькопирит демонстрирует постоянство своих основных физических свойств: значение R колеблется в пределах 45,0–46,5%, а микротвердость составляет 190–200 кг/мм². Химический состав халькопирита также отличается простотой и постоянством (см. табл. 6, анализы № 5–9).

Сфалерит. В фоскоритах устанавливается только микроскопически. Образует равновесные сростания с халькопиритом. Встречается в основном в виде мельчайших (до 0,1 мм) изометричных зерен, заключенных в халькопиритовом агрегате. Самостоятельные зерна сфалерита наблюдаются исключительно редко. На фоне халькопирита мелкие включения сфалерита выделяются низкой отражательной способностью, изотропны. В составе сфалерита отмечается присутствие Fe до 10,09 масс. % и Cu до 6,93 масс. % (табл. 7, анализы № 1–3).

Галенит. Присутствует в виде единичных редких зерен размером до 20×30 мкм, всегда тесно сростающихся с халькопиритом. Микротвердость составляет 74 кг/мм² (нагрузка 20 г), а отражательная способность варьирует от 41,3 до 43,2%. Химический состав отвечает практически чистому стехиометрическому галениту (Pb — 86,59%; S — 13,35%) (Verwoerd, 1986).

Тесные сростания халькопирита, сфалерита и галенита указывают, на наш взгляд, на их близодновременное образование и позволяют нам выделять их в качестве единой равновесной ассоциации.

Пирит. Во всех без исключения породах карбонатитовой серии пирит является поздним сульфидом. В фоскоритах он заметно преобладает над всеми другими сульфидами. Благодаря высокой кристаллизационной способности пирит, несмотря на то, что кристаллизуется последним, часто образует идиоморфные кубические зерна и метакристаллы размером до 1 мм (рис. 15-вкл., 16-вкл.). Но наибольшим распространением в фоскоритах пользуются ксеноморфные интерстициальные агрегаты пирита, которые часто содержат пойкилитовые включения зерен халькопирита и других ранних сульфидов. Размер агрегатов пирита может достигать 3×5 мм. Часто также пирит образует каймы вокруг зерен магнетита. Кроме

Химический состав сфалерита (в масс. %). Турий полуостров

| Тип породы | № анализа* | Fe | S | Zn | Cu | Сумма | Формула | Номер образца |
|------------------------------|------------|-------|-------|-------|------|--------|---|---------------|
| Фосфориты | 1 | 10,09 | 32,81 | 52,51 | 3,68 | 99,09 | $(Zn_{0,77}Fe_{0,16}Cu_{0,05})_{1,02}S$ | ТУ-97-42 |
| | 2 | 8,76 | 33,41 | 56,31 | 1,47 | 99,95 | $(Zn_{0,83}Fe_{0,15}Cu_{0,02})_{1,00}S$ | ТУ-97-42 |
| | 3 | 7,78 | 33,17 | 52,13 | 6,93 | 100,01 | $(Zn_{0,77}Fe_{0,13}Cu_{0,11})_{1,01}S$ | ТУ-97-43 |
| Ранние (1 п/гр) карбонаты | 4 | 19,08 | 33,19 | 47,69 | 0,00 | 99,96 | $(Zn_{0,70}Fe_{0,32})_{1,02}S$ | ТУ-97-59 |
| | 5 | 19,26 | 33,04 | 47,54 | 0,00 | 99,84 | $(Zn_{0,71}Fe_{0,32})_{1,03}S$ | ТУ-97-61 |
| Ранние (2 п/гр) карбонаты | 6 | 19,86 | 33,67 | 46,41 | 0,00 | 99,94 | $(Zn_{0,68}Fe_{0,34})_{1,02}S$ | ТУ-97-57 |
| | 7 | 6,89 | 32,98 | 58,74 | 1,36 | 99,97 | $(Zn_{0,87}Fe_{0,11}Cu_{0,02})_{1,00}S$ | ТУ-97-65 |
| Поздние карбонаты | 8 | 9,88 | 32,59 | 57,42 | 0,00 | 99,89 | $(Zn_{0,84}Fe_{0,17})_{1,01}S$ | ТУ-97-78 |
| | 9 | 9,69 | 33,03 | 57,22 | 0,00 | 99,94 | $(Zn_{0,85}Fe_{0,17})_{1,02}S$ | ТУ-97-73 |

* Прим.: анализы выполнены на электронном микроскопе Camebax-4, оснащенном энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000. Условия анализа: 20 кВ, 2 нА, экспозиция – 40 с.

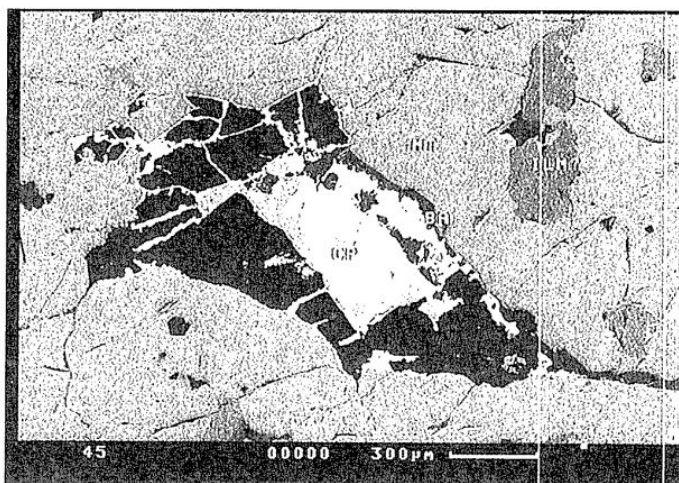


Рис. 17. Поздние выделения барита, нарастающие на агрегаты сульфидов и магнетита в фоскорите

этого, как уже отмечалось ранее, в незначительном объеме проявлено замещение моноклинного пирротина колломорфным агрегатом позднего пирита.

Свойства пирита из фоскоритов обычные. Микротвердость, измеренная для идиоморфных зерен кубического габитуса, составляет 1238–1300 кг/мм² (ПМТ-3, нагрузка 50 г). Химический состав прост и постоянен (см. табл. 6, анализы № 10–12).

Заканчивая описание сульфидной минерализации фоскоритов, нельзя не упомянуть о довольно широком распространении барита в этих породах. Барит является более поздним минералом по отношению ко всем сульфидам, и поэтому очень часто наблюдаются трещины выполнения и каймы барита вокруг зерен сульфидов и магнетита (рис. 17-вкл.). Это интересный и важный факт, указывающий на возрастание активности кислорода в процессе развития пород карбонатитовой серии (см. главу 4).

Сульфиды ранних карбонатитов

Ранние кальцитовые карбонатиты по характеру сульфидной минерализации можно разделить на две подгруппы.

В первую подгруппу пород мы объединили форстерито-кальцитовые, биотито-кальцитовые и флогопито-кальцитовые карбонатиты

ты. Это действительно наиболее ранние по времени образования разновидности карбонатитов комплекса Турьего полуострова. Все они содержат относительно *высокотемпературную* ассоциацию сульфидов: гексагональный пирротин, халькопирит и сфалерит, образующий структуры распада в халькопирите. В них также присутствует поздний пирит. Моноклинный пирротин встречается в этих породах лишь в качестве вторичных изменений по гексагональному пирротину. В среднем содержание сульфидов в породах рассматриваемой группы составляет 2–7% от общего объема породы.

Гексагональный пирротин. Резко преобладает среди остальных сульфидов ранних карбонатитов. Образует довольно крупные (до 3×7 мм) интерстиционные агрегаты, состоящие из ксеноморфных зерен размером от 0,5 до 1,5 мм (*рис. 18-вкл., 19-вкл.*). Наблюдение за характером взаимоотношений между зернами гексагонального пирротина и другими сульфидами отчетливо указывает на то, что пирротин является самым ранним минералом в сульфидной ассоциации. По-видимому, диапазон физико-химических условий устойчивости гексагонального пирротина очень узок, поскольку почти во всех его зернах по трещинам и по краям развивается микророзернистый агрегат моноклинного пирротина, а вслед за ним и пирита. В отдельных зернах этот процесс замещения гексагонального пирротина получает площадное развитие, и тогда, помимо моноклинного пирротина и пирита, в продуктах изменения появляется гематит (*рис. 20-вкл.*).

В отраженном свете гексагональный пирротин имеет характерный «кремовый» цвет и хорошо заметное двуотражение $R = 35,0\text{--}41,7\%$. Микротвердость варьирует в довольно широких пределах — от 220 до 270 кг/мм². В химическом составе постоянно отмечается примесь Co, но содержание которой крайне незначительно (до 0,3 вес. %) и находится ниже предела чувствительности энерго-дисперсионного анализатора (см. табл. 6, анализ № 13). Примеси Ni, Ag и других элементов микроразондовым методом не установлено.

Халькопирит. Как правило, халькопирит сопровождает агрегаты зерен пирротина, образуясь позже него и развиваясь по периферии его выделений (см. *рис. 18-вкл.*). Реже халькопирит встречается в виде самостоятельных ксеноморфных зерен размером 0,1–0,5 мм (в исключительных случаях до 2,5 мм). Как отмечалось ранее, физи-

ческие и химические свойства халькопирита из разных пород карбонатитовой серии различаются крайне незначительно (см. табл. 6, анализ № 14).

Сфалерит. Выделяются две генерации минерала. Сфалерит 1-й генерации образует микроскопические звездчатые и крестообразные выделения в халькопирите (рис. 21-вкл.), представляющие собой результат распада твердого раствора (Рамдор, 1962). Размер таких выделений не превышает 20 мкм. Сфалерит 1-й генерации встречается *только в первой подгруппе* ранних карбонатитов.

Сфалерит 2-й генерации представлен довольно крупными (до 1,5 мм) гипидиоморфными и ксеноморфными зернами, сопровождающимися халькопиритовые выделения (как в фоскоритах), а также часто пойкилитово заключенные в поздний пиритовый агрегат (рис. 22-вкл., 23-вкл.). Сфалерит этой генерации имеет отражательную способность $R = 16,8-18,0$ и микротвердость 200–220 кг/мм². Данные химического состава сфалерита 1-й и 2-й генераций приведены в табл. 7 (анализы № 4, 5 и 6, 7 соответственно).

Пирит. В ранних карбонатитах пирит развит довольно широко. Формирует как отдельные изолированные метакристаллы размером до 1 мм по ребру (см. рис. 23-вкл.), так и сплошные метасоматические интерстиционные агрегаты (см. рис. 22-вкл.), которые придают породе сидеронитовую структуру. Размер таких агрегатов может достигать 5×8 мм. Не вызывает сомнения то, что пирит образовывался самым последним из всех сульфидов, и эта ситуация неизменна во всех породах карбонатитовой серии. Химический состав пирита близок к стехиометрическому (см. табл. 6, анализы № 15–16).

Во вторую подгруппу ранних карбонатитов входят эгирино-кальцитовые, диопсидо-кальцитовые, мелилито-кальцитовые и все «вторичные» разновидности карбонатитов. Последние являются наиболее богатыми по содержанию в них сульфидов (до 13 об. %) среди всех остальных пород карбонатитовой серии. Все они сопровождаются *высоко-среднетемпературной* сульфидной минерализацией, представленной гексагональным пирротином, халькопиритом и сфалеритом 2-й генерации. А кроме этого, в них присутствует моноклинный пирротин (в качестве продуктов изменения гексагонального пирротина) и, как и во всех типах пород карбонатитовой серии, поздний пирит.

Гексагональный пирротин. Характерной особенностью гексагонального пирротина этой группы пород является то, что наряду с интерстициальными ксеноморфными агрегатами (рис. 24-вкл.), встречаются гипидиоморфные зерна и кристаллы с хорошо развитыми гранями гексагональной призмы (рис. 25-вкл.). Размер таких зерен небольшой, как правило, не превышает 0,1 мм в диаметре. Иногда можно отчетливо увидеть, что это метазерна, рост которых происходил в твердой среде.

Помимо этого, в этих карбонатитах отсутствуют халькопирит-сфалеритовые структуры распада, а в остальном характер сульфидной минерализации и свойства сульфидов полностью аналогичны описанным для сульфидов ранних карбонатитов. Здесь повторяется ситуация, когда пирротин, халькопирит и сфалерит (2-й) образуют единую ассоциацию, для которой характерны гипидиоморфные и ксеноморфные интерстициальные структуры, а пирит образует поздние метакристаллы и сплошные метасоматические массы сидеронитовой структуры. Данные микрозондового анализа сульфидов приведены в табл. 6 и 7.

Сульфиды поздних карбонатитов

Это одни из наиболее обогащенных сульфидами пород в карбонатитовой серии Турьего полуострова. В них входят монакальцитовые, доломито-кальцитовые и доломитовые. Содержание сульфидов в них может достигать участками 9–10 объемных %. Для них характерно присутствие моноклинного пирротина, халькопирита 2-й генерации, сфалерита 3-й генерации, галенита, пирита и марказита. То есть наблюдается та же низкотемпературная ассоциация сульфидов, что и в фоскоритах (см. ранее).

Моноклинный пирротин. Из всех сульфидов он наиболее распространен в рассматриваемой группе пород. Образует мельчайшие (размером не более 0,8 мм) кристаллики гексагонального габитуса, тонкие пластинчатые зерна и крупные интерстиционные агрегаты ксеноморфных зерен, слагающие линзы и прожилки толщиной до 6×20 мм. Крупные ксеноморфные зерна моноклинного пирротина часто вначале по периферии и по трещинам, а затем и по всей площади подвергаются интенсивному замещению микрозернистым колломорфным пиритом, а также марказитом, новообразованным магнетитом и гематитом.

Физические свойства неизмененного пирротина обычны: $R = 34,3\text{--}37,5\%$, микротвердость $280\text{--}310 \text{ кг/мм}^2$. На участках, затронутых вторичными изменениями, эти показатели резко снижаются. Данные о химическом составе минералов приведены в табл. 6 (анализы № 23–28).

Халькопирит, сфалерит и галенит образуют взаиморавновесную ассоциацию. Ксеноморфные зерна халькопирита практически всегда приурочены к краям пирротинового агрегата (*рис. 26-вкл.*). Физические свойства халькопирита удивительно выдержаны по всем типам пород карбонатитовой серии. Размер халькопиритовых выделений составляет от 0,2 до 1,5 мм. К ним и приурочены всегда мелкие (до 0,1 мм в диаметре) изометричные зерна сфалерита и галенита. Химические составы всех этих сульфидов приведены в табл. 6 и 7.

Пирит. В поздних карбонатитах, так же как и во всех предыдущих группах пород, помимо колломорфных вторичных масс по пирротину встречаются идеальные кубические и пентагондодекаэдрические кристаллы, метакристаллы и сплошные метасоматические агрегаты пирита (*рис. 26-вкл, 27-вкл.*). Существенных отличий от пирита вышеописанных групп пород он не имеет (см. табл. 6, анализы № 31–36).

Следует подчеркнуть, что, как и в фоскоритах, в поздних карбонатитах широко проявлено нарастание барита на агрегаты сульфидов. Барит образует каймы вокруг сульфидов и магнетита, выполняет трещины в них. Подобные взаимоотношения менее характерны для ранних карбонатитов — в них барит развит слабо.

Сульфиды кварцево-флюорито-кальцитовых гидротермалитов

Сульфидная минерализация этих пород полностью аналогична по набору минералов и характеру их взаимоотношений таковой в ранних карбонатитах второй подгруппы: здесь присутствуют в количестве до 5–7 об. % гексагональный пирротин, халькопирит и сфалерит 2-й генерации, отсутствует только пирит. По-видимому, образование сульфидов в ранних карбонатитах второй группы и в этих кварцево-флюорито-кальцитовых гидротермалитах осуществлялось в одно и то же время, при одних и тех же условиях. Более поздние процессы, приводившие

к образованию пирита во всех разновидностях фоскоритов и карбонатитов, слабо затронули кварцево-флюорито-кальцитовые породы, вероятно, поскольку они находятся на некотором удалении от центра массивов. Поэтому мы и не наблюдали здесь пиритовой минерализации.

Следует подчеркнуть необычную морфологию агрегатов сульфидов в кварцево-кальцитовых породах (рис. 28-вкл.). Сульфиды в них (в основном пирротин) слагают тонкие прожилки мощностью 1,5–2 мм и протяженностью до нескольких сантиметров. По видимому, эти породы испытали небольшие пластические деформации, результат которых зафиксировался в плавных изгибах трещин отдельности и двойниках деформации в пирротиновом агрегате. А кроме того, краевые части агрегатов сульфидов подверглись дроблению с образованием тонких кристаллокластических оторочек (см. рис. 28-вкл.).

Предварительные обобщения

Завершая этот раздел фактического описания сульфидов, можно подчеркнуть некоторые очевидные закономерности (они отражены на рис. 29):

| | Ранняя (высокотемпературная) сульфидная минерализация | Поздняя (низкотемпературная) сульфидная минерализация | Окисление пирротина |
|----------------|---|---|---------------------|
| Гекс. пирротин | | | |
| Мон. пирротин | | | |
| Халькопирит | | | |
| Сфалерит | | | |
| Галенит | | | |
| Пирит | | | |
| Марказит | | | |

Рис. 29. Последовательность образования сульфидов в породах карбонатитовой серии Турьего полуострова

1. Наиболее ранними образованиями среди пород карбонатовой серии являются фоскориты. Изначально сульфиды в них не образуются (высоко- и среднетемпературная сульфидные ассоциации отсутствуют). Сульфиды появляются в них лишь в ходе поздних наложенных процессов — мы наблюдаем, как зерна магнетита сильно резорбируются кальцитом, появляются тетраферрифлогопит, амфибол и *низкотемпературная* сульфидная минерализация — моноклинный пирротин, халькопирит (2-й генерации), сфалерит (3-й) галенит и пирит (1-й генерации).

2. Для ранних карбонатитов и первой, и второй подгрупп характерно присутствие сингенетичной *высокотемпературной* сульфидной минерализации — это гексагональный пирротин + халькопирит-сфалеритовые агрегаты (со структурами распада — в породах первой группы, и без них — во второй). Впоследствии в ходе наложенных процессов появлялся поздний пирит и оксиды железа. Образование сульфидов непременно сопутствовало вторичным изменениям (амфиболитизации, тетраферрифлогопитизации) более ранних разновидностей карбонатитов и камафоритов.

3. Кварцево-флюорито-кальцитовые гидротермалиты также несут довольно *высокотемпературную* сульфидную ассоциацию (гексагональный пирротин, халькопирит 1-й генерации, сфалерит 2-й генерации).

4. Поздние карбонатиты сопровождаются «богатой» собственной (моноклинный пирротин, халькопирит 2-й генерации, галенит, сфалерит 3-й генерации) и поздней наложенной (пирит, марказит) *низкотемпературной* сульфидной минерализацией.

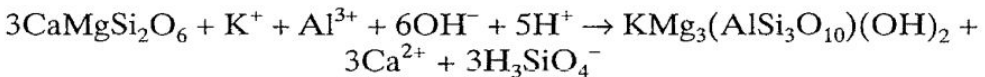
Таковы основные черты сульфидной минерализации пород карбонатитовой серии комплекса Турьего полуострова и непосредственно вытекающие из наблюдений очевидные выводы об их некоторых генетических особенностях.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Общая схема образования пород карбонатитовой серии

Прежде чем приступить к обсуждению условий формирования парагенезисов сульфидов, следует обрисовать общую схему образования пород карбонатитовой серии и тенденции изменения физико-химических условий среды минералообразования в ходе этого процесса. Система $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ традиционно используется в качестве модели для парагенетического анализа процессов образования карбонатитов. Расчет параметров формирования кальцита, апатита и других минералов рассматриваемой системы можно найти в работах А. Г. Булаха и И. П. Искоз-Долининой (1979, 1975, 1979), Л. К. Пожарицкой и др. (1970) и некоторых других. Основываясь на результатах этих работ и собственных термодинамических построениях, покажем общий ход образования пород карбонатитовой серии.

Наиболее ранними в ряду пород карбонатитовой серии являются фоскориты и предшествующие им реакционно-метасоматические флогопитовые слюдиты, развивающиеся по пироксенитам и щелочным породам комплекса (см. главу 2). Даже качественный анализ реакции типа



указывает на щелочные условия протекания такого процесса при участии в качестве активных компонентов H_2O , K_2O и Al_2O_3 . Выполненные А. Г. Булахом и И. П. Искоз-Долининой (1975, 1979) расчеты показали, что такая реакция будет идти в сильно щелочных условиях ($\text{pH} > 9$) и при ведущей роли анионов H_2PO_4^- .

Образование собственно фоскоритов, по литературным данным (Булах, 1979; Кухаренко и др., 1965), происходило в щелочных условиях при температуре в интервале от 600 до 450°C. Эти значения получены в результате многочисленных работ по изучению газожидких включений, экспериментального моделирования и химико-теоретических расчетов.

Спор о магматическом и метасоматически-гидротермальном происхождении карбонатитов возник с самого начала изучения этих пород и продолжается до сих пор. Не касаясь в данной работе этой глобальной проблемы, покажем общее развитие карбонатитов щелочно-ультраосновного комплекса Турьего полуострова от ранних разновидностей к поздним.

Главными минералами карбонатитов являются (в общем виде) форстерит, диопсид, тремолит, доломит и кальцит, а состав большинства разновидностей карбонатитов определяется вариациями содержания в них трех инертных компонентов — CaO, MgO и SiO₂. С помощью этой ставшей уже классической системы можно представить последовательность смены разновидностей карбонатитов в среде, где CO₂ и H₂O играют определяющую роль в смене одних парагенезисов минералов другими.

На *рис. 30* дана качественная диаграмма зависимости минерального состава карбонатитов от активности H₂O и CO₂ в системе. Расчеты выполнены с использованием известных методов (Булах, Кривовичев, 1985; Булах и др., 1995). Уравнения моновариантных равновесий и положение соответствующих им линий на диаграмме приведены в *табл. 8*. Порядок смены минеральных ассоциаций от ранних карбонатитов к поздним указан стрелкой на диаграмме: смена ранних форстеритсодержащих парагенезисов амфиболовыми разновидностями и, наконец, кальцито-доломитовой ассоциацией происходит при непрерывном возрастании активностей CO₂ и H₂O в системе. Это хорошо согласуется с минералого-петрографическими наблюдениями.

Что касается условий щелочности среды карбонатитообразования, то здесь существуют многочисленные свидетельства того, что от ранних форстерито-кальцитовых к слюдисто-кальцитовым и более поздним доломитовым карбонатитам идет неуклонное снижение щелочности среды. На это указывают прямые минералогические наблюдения (сокращается количество минералов, содержащих в своем

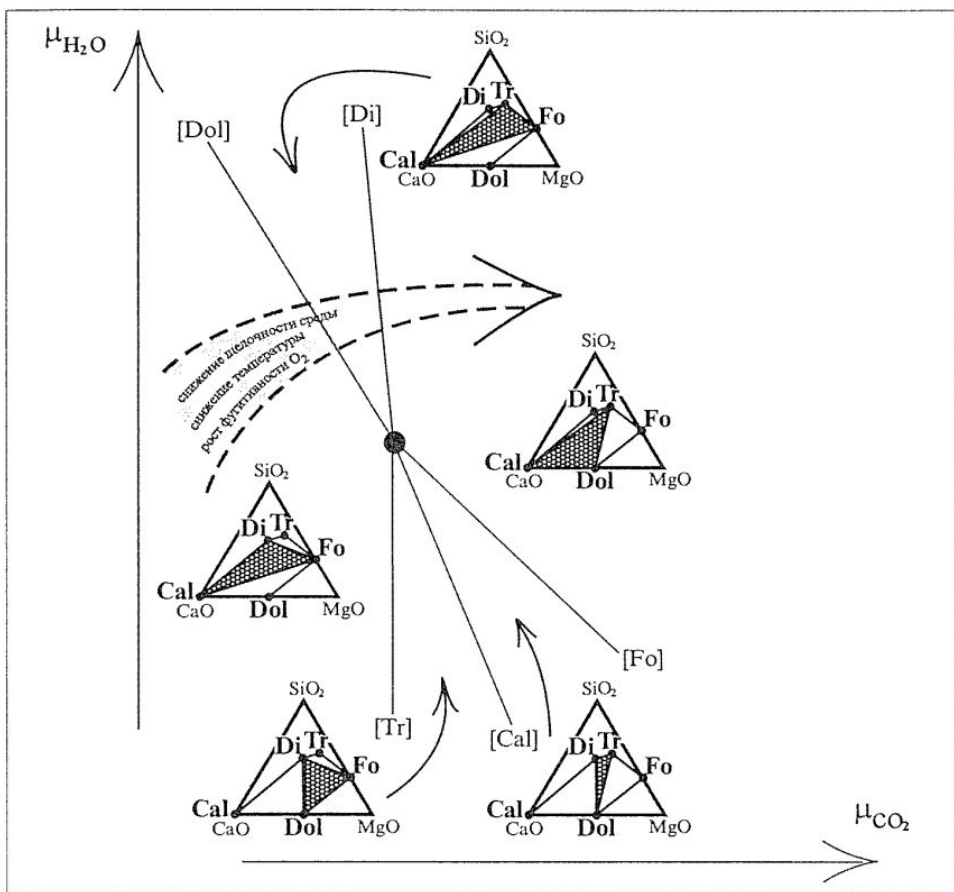


Рис. 30. Эволюция условий образования пород карбонатитовой серии

составе Na и K; кальцит сменяется доломитом, для которого характерны менее щелочные условия образования; возрастают отношения Nd/La и Ce/La в карбонатах и апатите; появляется кварц в поздних кварцево-карбонатных породах) и различные химико-теоретические расчеты (возрастает потенциал ионизации минералов — энергетическая кислотно-основная характеристика, предложенная В. А. Жариковым, свидетельствующая о снижении щёлочности среды и т. д.) (Багдасаров, Орлова, 1970; Карчевский, 1996; Пожарицкая и др., 1970; Чернышёва, 1981).

Температуры условий образования карбонатитовых комплексов Кольского полуострова отвечают, по литературным данным, интерва-

Уравнения реакций и положение линий моновариантных равновесий для качественной диаграммы зависимости минеральных парагенезисов карбонатитов от химических потенциалов воды и углекислого газа

| № реакции* | Уравнение реакции | Линия | tg α | α, град |
|------------|---|-------|------|---------|
| 1 | $6 \text{ Fo} + 13 \text{ Di} + 10 \text{ CO}_2 + 4 \text{ H}_2\text{O} = 4 \text{ Tr} + 5 \text{ Dol}$ | [Cal] | -2,5 | -68 |
| 2 | $2 \text{ Fo} + 11 \text{ Di} + 5 \text{ CO}_2 + 3 \text{ H}_2\text{O} = 3 \text{ Tr} + 5 \text{ Cal}$ | [Dol] | -1,7 | -59 |
| 3 | $4 \text{ Di} + \text{ Dol} + \text{ CO}_2 + \text{ H}_2\text{O} = 3 \text{ Cal} + \text{ Tr}$ | [Fo] | -1,0 | -45 |
| 4 | $8 \text{ Fo} + 13 \text{ Cal} + 9 \text{ CO}_2 + \text{ H}_2\text{O} = \text{ Tr} + 11 \text{ Dol}$ | [Di] | -9,0 | -84 |
| 5 | $2 \text{ Fo} + 4 \text{ Cal} + 2 \text{ CO}_2 = 3 \text{ Dol} + \text{ Di}$ | [Tr] | 4 | 90 |

* Fo – форстерит – $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$; Di – диопсид – $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$; Dol – доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

** Tr – тремолит – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$; Cal – кальцит – CaCO_3 .

лам 450–350°С для ранних и от 300°С и менее для поздних карбонатов (Афанасьев и др., 1977; Капустин, 1965; Кухаренко и др., 1965).

Такова общая последовательность развития физико-химических условий в процессе формирования пород карбонатитовой серии. В ходе данной работы нами были проведены некоторые уточнения отдельных моментов этой схемы. Они касались: 1) условий образования магнетита из фоскоритов, определенных с использованием магнетит-ильменитового геотермометра; 2) определения давления при образовании ранней сульфидной минерализации по сфалерит-пирротиновому геобарометру; 3) определения температур и давлений образования поздних карбонатов по доломит-кальцитовым парагенезисам. Ниже приводится их описание.

Геотермобарометрия процесса

Магнетит-ильменитовый геотермометр. Характерной особенностью магнетита из наиболее распространенного типа фоскоритов (кальцито-диопсидо-магнетитового с флогопитом, амфиболом и апатитом) является присутствие закономерно ориентированных по плоскости (111) пластинчатых вrostков ильменита (*рис. 31*),

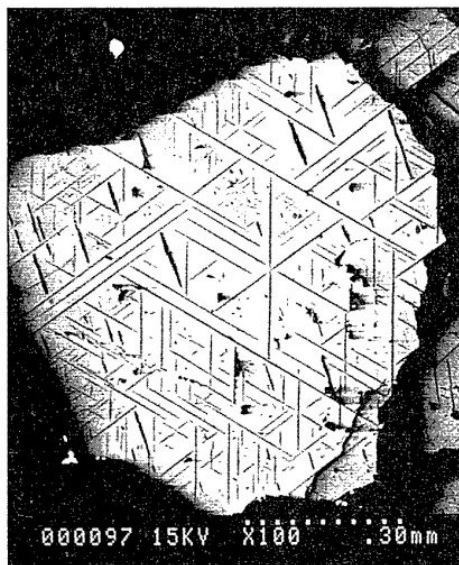


Рис. 31. Магнетит из фоскоритов с закономерно ориентированными пластинчатыми вrostками ильменита (структуры распада ульвошпинелевого твердого раствора)

которые, как показали работы Баддингтона и Линдсли (1964), представляют собой результат субсолидного распада магнетит-ульвошпинелевого твердого раствора. Этими авторами было установлено, что с помощью таких сосуществующих пар титанистого магнетита и ильменита можно проводить одновременно определение температуры и фугитивности кислорода при образовании этих структур распада. На *рис. 32* показаны составы сосуществующих магнетит-ульвошпинели (тонкие линии) и ильменит-гематита (толстые линии) в зависимости от температуры и фугитивности кислорода. Фактически, чтобы определить условия образования магнетит-ильменитовых структур, необходимо пересчитать содержание Ti в магнетите на ульвошпинелевый минал, а содержание Fe в ильмените — на гематитовый минал. Пересечение соответствующих им линий на диаграмме термометра даст искомые значения температуры и фугитивности кислорода.

Усредненные (по четырем анализам) химические составы магнетита и ильменита, образующих структуры распада, приведены в *табл. 9*, а в *табл. 10* показан пересчет масс. % на молекулярные %. Таким составам магнетита и ильменита соответствуют условия образования $\approx 580^\circ C$ и $\lg f_{O_2} \approx -21,5$. Это важное определение, оно отвечает условиям кристаллизации основного объема фоскоритов комплекса Турьего полуострова и характеризует начальные условия образования пород карбонатитовой серии.

Таблица 9

**Химический состав магнетита и ильменита (масс. %)
(усредненные данные по четырем анализам)**

| | Mgt | Ilm |
|--------------------------------|-------|-------|
| TiO ₂ | 7,7 | 52,4 |
| Fe ₂ O ₃ | 55,2 | 5,8 |
| Al ₂ O ₃ | 0,2 | — |
| V ₂ O ₃ | 0,1 | — |
| FeO | 35,0 | 37,3 |
| MgO | 0,9 | 2,8 |
| MnO | 0,9 | 1,7 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 |

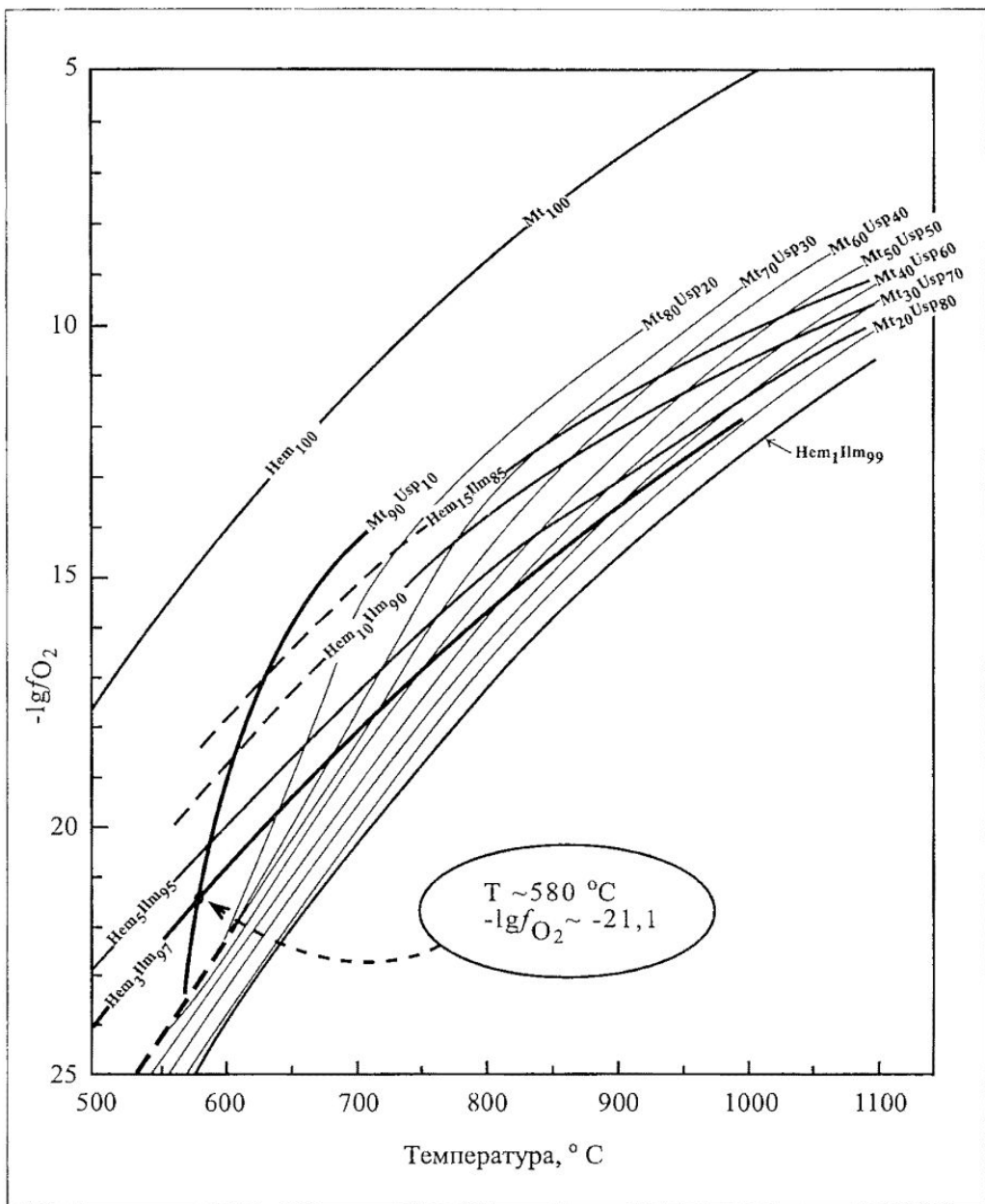


Рис. 32. Диаграмма магнетит-ильменитового геотермометра (по Баддингтону и Линдсли)

**Порядок пересчета масс. % на молекулярные %
и вычисление содержания ульвошпинелевого минала
в магнетите и гематитового минала в ильмените**

| | Массовые % | Молекулярные % | |
|--------------------------------|------------|----------------|---------------------------------------|
| | Магнетит | | |
| TiO ₂ | 7,7 | 10,08 | } Mgt ₉₀ Usp ₁₀ |
| Fe ₂ O ₃ | 55,5 | 36,35 | |
| FeO | 36,8 | 53,37 | |
| | Ильменит | | |
| TiO ₂ | 52,4 | 51,48 | } Hem ₃ Ilm ₉₇ |
| Fe ₂ O ₃ | 5,8 | 2,85 | |
| FeO | 41,8 | 45,67 | |

Сфалерит-пирротиновый геобарометр (по Хатчисону и Скотту).

Содержание FeS в сфалерите, сосуществующем с гексагональным пирротинном, изменяется в зависимости от давления (рис. 33). В результате многочисленных исследований был выявлен ряд ограничений в применении этого метода геобарометрии. Их кратко можно сформулировать следующим образом: 1) использовать только сфалерит в парагенезисе с гексагональным пирротинном и пиритом (поскольку достижение сфалеритом нового состояния равновесия путем направленной наружу диффузии FeS во время охлаждения происходит легче, когда сфалерит находится в контакте с пирротинном, а не с более устойчивым пиритом); 2) избегать зерен сфалерита, которые содержат в своем составе медь или находятся в контакте с халькопиритом; 3) выбирать в качестве индикаторов давления сфалериты, наиболее богатые FeS (Крейг, Воган, 1983; Таланцев, 1981; Hutchison, Scott, 1981).

Все эти требования удовлетворяют некоторые зерна сфалерита из ранних карбонатитов (см. табл. 7, анализы № 5–7). Их составам по диаграмме на рис. 53 соответствует давление в интервале 3,5–3 кбар (это отвечает глубине примерно 8–9 км). Это, безусловно, важные цифры, они указывают на глубинное происхождение, по крайней мере, ранних порций сульфидной минерализации.

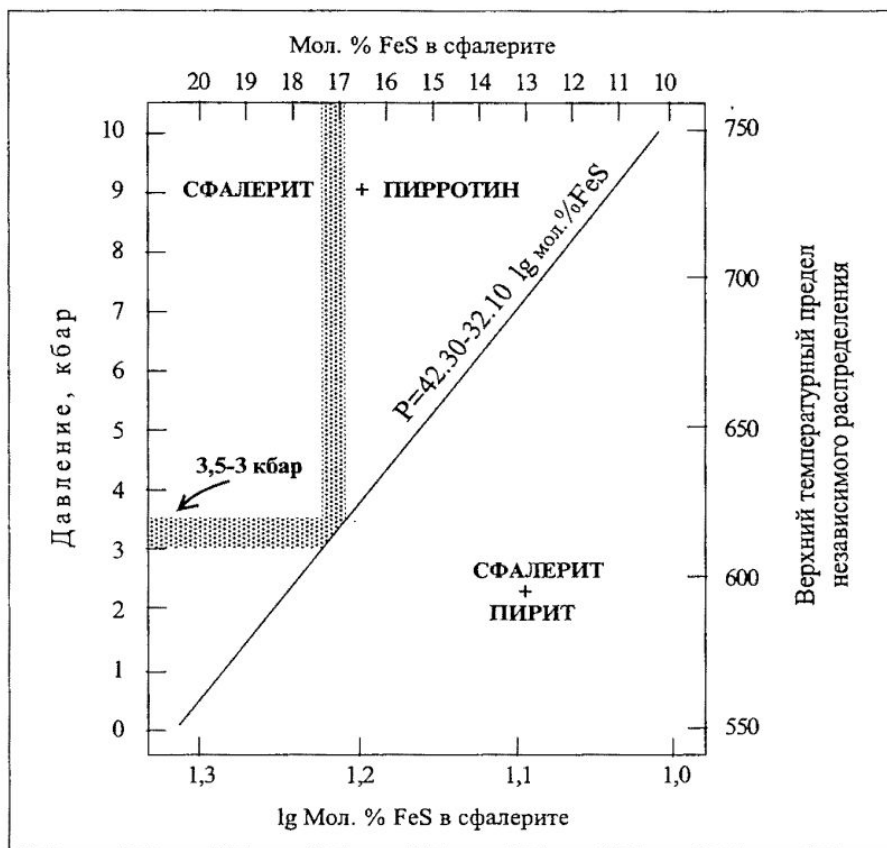


Рис. 33. Диаграмма сфалеритового геобарометра (по Хьютчисону и Скотту)

Доломит-кальцитовый геотермобарометр (по А. С. Таланцеву).

Этот метод основан на том, что магнезиальность кальцита, образующегося совместно с доломитом, и потому, как это принимается — предельно насыщенного изоморфной примесью MgCO_3 , весьма существенно зависит от температуры и давления, при которых кристаллизовался кальцит. При этом автором этого термобарометра было учтено, что примесь сидеритового, родохрозитового и стронцианитового компонентов в кальците сказывается на значениях температуры и давления, получаемых с использованием этого геотермобарометра (Таланцев, 1981).

С целью определения температуры и давления образования равновесно сосуществующих кальцита и доломита в поздних доломито-

кальцитовых карбонатитах была выполнена серия микронзондовых анализов на электронном микроскопе Самеса SX-50 (условия проведения анализов: напряжение 20 кV, сила тока 10 нA, эксп. 80 с.). Результаты этих анализов приведены в *табл. 11*. Вычисленные по ним приведенная магнизиальность кальцита (Mg'_k) и коэффициент соотношения железистости сосуществующих кальцита и доломита (k_{Fe}) указывают на образование доломито-кальцитовых карбонатитов комплекса Турьего полуострова в интервале 250–300°C при давлении 2,5–3 кбар (*рис. 34*).

Итоговые значения температуры и давления. Таким образом, было получено три реперных определения температур и давлений в процессе формирования пород карбонатитовой серии. Они позволяют так очертить диапазон условий, в которых, вероятно, происходило образование сульфидной минерализации:

- $T = 500\text{--}580^\circ\text{C}$, $\lg f_{O_2} = -21,5$ — образование фоскоритов — сульфидной минерализации нет;
- $P = 3\text{--}3,5$ кбар, $T \geq 300\text{--}250^\circ\text{C}$ — образование ранней сульфидной минерализации (происходило до формирования поздних доломито-кальцитовых карбонатитов);

Таблица 11

Результаты химического анализа (масс. %) породобразующих карбонатов из доломито-кальцитовых карбонатитов

| Номер парагенезиса | Минерал | CaO | MgO | FeO | MnO | Сумма | Mg'_k * | k_{Fe} ** |
|--------------------|---------|-------|-------|------|------|-------|-----------|-------------|
| 1 | Кальцит | 54,14 | 0,26 | 1,52 | 0,35 | 56,27 | 0,008 | 0,233 |
| | Доломит | 29,26 | 18,11 | 6,52 | 0,39 | 54,28 | | |
| 2 | Кальцит | 54,18 | 0,32 | 1,78 | 0,00 | 56,28 | 0,010 | 0,255 |
| | Доломит | 28,41 | 17,89 | 6,79 | 0,19 | 53,28 | | |
| 3 | Кальцит | 53,45 | 0,37 | 1,98 | 0,10 | 55,90 | 0,012 | 0,276 |
| | Доломит | 29,61 | 17,12 | 7,05 | 0,12 | 53,90 | | |

* Mg'_k — приведенная магнизиальность кальцита, вычисленная по формуле:
 $Mg'_k = Mg_k / (1 + 11,5 Fe_k + 5 Fe_k^2 + 550 Fe_k^3 + 8 Mn_k - 50 Mn_k^2)$, где Mg_k , Fe_k и Mn_k — молекулярные количества Mg, Fe и Mn в кальците по данным хим. анализов.

** k_{Fe} — соотношение железистостей сосуществующих кальцита и доломита.

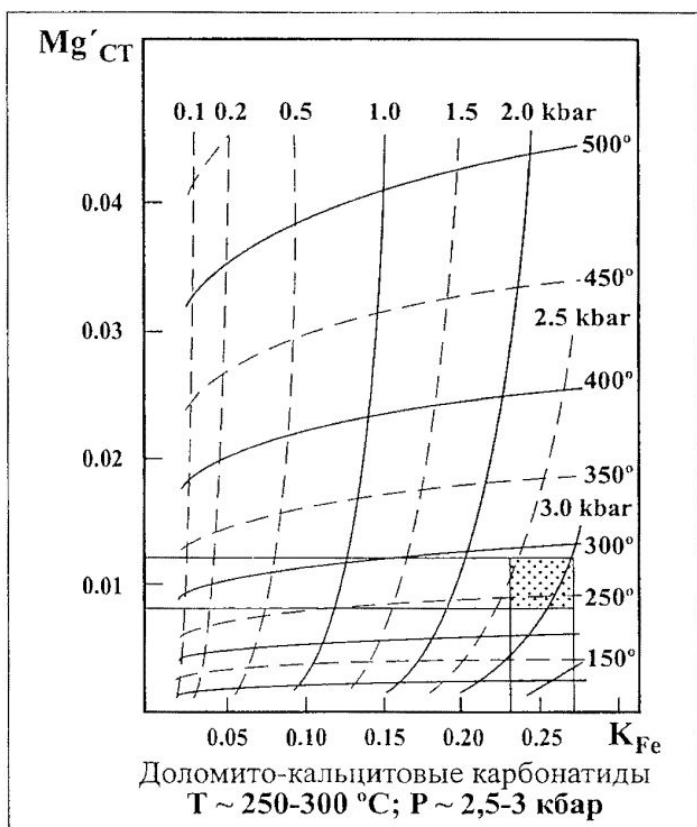


Рис. 34. Диаграмма доломит-кальцитового геотермобарометра (по Таланцеву)

- $T \leq 250^\circ\text{C}$ — образование поздней сульфидной минерализации (происходило после формирования поздних доломито-кальцитовых и доломитовых карбонатов).

Физико-химические условия образования сульфидов

Малое разнообразие сульфидов и оксидов среди рудных минералов в породах карбонатитовой серии значительно упрощает проведение расчета физико-химических условий образования для реальных наблюдаемых парагенезисов. Составы большинства рудных минералов (сульфиды и оксиды) в породах карбонатитовой серии Турьего полуострова могут быть представлены в системе $\text{Fe-O}_2\text{-S}_2$.

Прежде всего удобно рассмотреть взаимоотношения между сульфидами и оксидами железа с помощью диаграммы парциальных давлений O_2 и S_2 (рис. 35). Термодинамические расчеты минеральных равновесий выполнены по известным методикам (Гаррелс, Крайст, 1968; Булах, Кривовичев, 1985). Необходимые термодинамические константы и уравнения реакций приведены в табл. 12 и 13.

Рассмотрим соотношение полей устойчивости минералов при $550^\circ C$ и $P_{общ} = 3$ кбар (см. рис. 35). Эти условия отвечают начальным этапам формирования пород карбонатитовой серии, образованию магнетита в фоскоритах. Магнетит существует только в условиях крайне низкого парциального давления кислорода. Реакция № 3 (магнетит-гематит) является буферной, она отвечает пороговому значению P_{O_2} , выше которого будет образовываться гематит. Для рассматриваемых условий положение линии этой реакции на

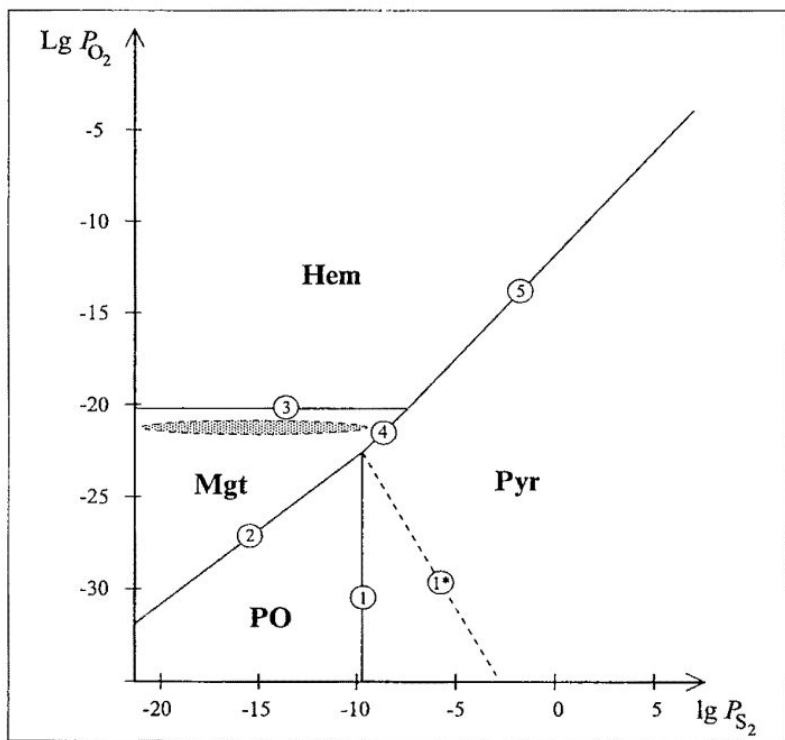


Рис. 35. Поля устойчивости оксидов и сульфидов железа как функция парциального давления S_2 и O_2 при $550^\circ C$ и 3 кбар общего давления

**Термодинамические константы компонентов, участвующих
в реакциях в системе Fe-S₂-O₂ при 550 °С и 3 кбар общего
давления**

| Компонент | Формула | Обозначение | -ΔZ ₈₂₃ (Дж/моль) | -Δс _n (Дж/моль·град) |
|--------------|----------------------------------|-------------|---------------------------------|------------------------------------|
| Пирротин | Fe _{1-x} S | PO | 139749 | 6745,81 |
| Пирит | FeS ₂ | Pyr | 222569 | 23240,42 |
| Магнетит | FeFe ₂ O ₄ | Mgt | 1117760 | 28466,34 |
| Гематит | Fe ₂ O ₃ | Hem | 819107 | 30541,91 |
| Кислород (г) | O ₂ | | 117019 | 9315,41 |
| Сера (г) | S ₂ | | 211153 | 1171,80 |

Таблица 13

**Уравнения реакций и их термодинамические константы для
диаграммы зависимости полей устойчивости оксидов и сульфидов
железа как функции парциального давления S₂ и O₂ при 550 и 350 °С
и 3 кбар общего давления**

| № реак- ции | Минералы | Уравнение реакции | 550°С | | 350°С | |
|-------------------|----------|---|-------------------------------|--------|-------------------------------|--------|
| | | | ΔZ _{реакции} (Дж) | lg K | ΔZ _{реакции} (Дж) | lg K |
| 1 | PO-Pyr | FeS + 0,5 S ₂ = FeS ₂ | -61420 | +3,79 | -77120 | +6,32 |
| 2 | Mgt-PO | FeFe ₂ O ₄ + 1,5 S ₂ = 3 FeS + 2 O ₂ | +528677 | -33,74 | +552849 | -46,59 |
| 3 | Mgt-Hem | 2 FeFe ₂ O ₄ + 0,5 O ₂ = 3 Fe ₂ O ₃ | -163292 | +10,33 | -172588 | -28,84 |
| 4 | Mgt-Pyr | FeFe ₂ O ₄ + 3 S ₂ = 3 FeS ₂ + 2 O ₂ | +344418 | -22,37 | +321490 | -27,63 |
| 5 | Hem-Pyr | 2 FeS ₂ + 1,5 O ₂ = Fe ₂ O ₃ + 2 S ₂ | -284043 | +18,36 | -271856 | +23,23 |

рис. 35 отвечает $P_{O_2} = 10^{-20,6}$. Заштрихованная область в поле устойчивости магнетита соответствует условиям P_{O_2} , определенным для магнетита из фоскоритов при помощи магнетит-ильменитового геотермометра (см. выше). При увеличении парциального давления серы поле магнетита сужается и расширяются поля устойчивости пирротина и пирита. Однако отсутствие в фоскоритах сингенетичных магнетиту сульфидов свидетельствует о том, что при $P_{O_2} = 10^{-20,6} - 10^{-21,1}$ парциальное давление серы не превышало $\approx 10^{-6}$, то есть условия продолжали соответствовать устойчивости магнетита.

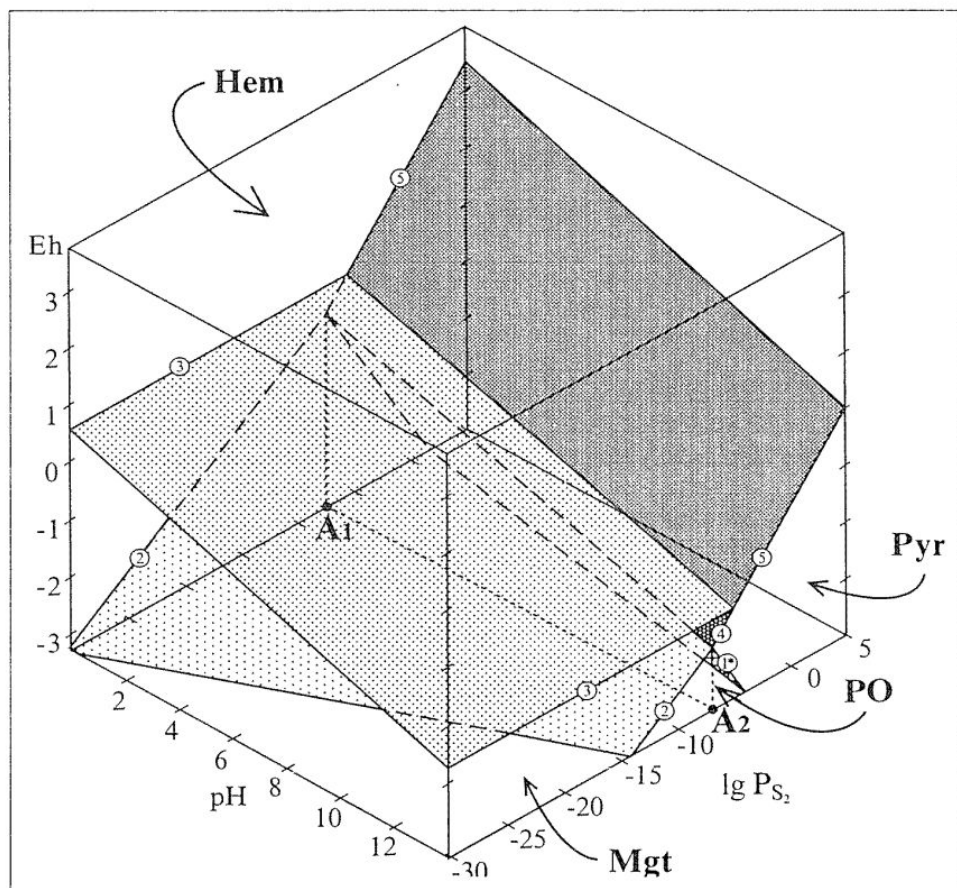
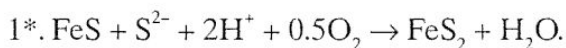
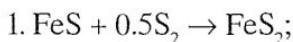


Рис. 36. Соотношение областей устойчивости оксидов и сульфидов Fe как функции Eh, pH, и $\lg P_{S_2}$ при 550 °C и 3 кбар общего давления

Чтобы учесть влияние изменения кислотности-щелочности среды на устойчивость оксидов и сульфидов железа, нами была рассчитана трехмерная диаграмма в координатах Ps_2 , Eh и pH (рис. 36). Как видно, плоскость Eh- Ps_2 этой диаграммы аналогична описанной выше диаграмме PO_2 - Ps_2 (см. рис. 35). Это объясняется тем, что парциальное давление кислорода и окислительно-восстановительный потенциал являются взаимосвязанными параметрами (Коржинский, 1963). Необходимо пояснить только положение линии для реакции № 1 (пирротин-пирит) на рис. 36. Дело в том, что эта реакция может быть написана двумя способами:



В первом варианте эта реакция является буферной в отношении Ps_2 и не зависит от значений PO_2 . Поэтому первое уравнение и должно использоваться при построении диаграммы PO_2 - Ps_2 (см. рис. 35). Второй вариант уравнения (1*) будет отвечать условиям протекания этой реакции в присутствии воды (то есть в гидротермальных условиях). С помощью этого уравнения можно определить положение линии равновесия пирротин-пирит на диаграмме рис. 36 по значению Eh (PO_2).

Диаграмма на рис. 36 удобна для изображения *общих* соотношений между минералами. Она отчетливо демонстрирует, что при переходе от щелочных условий к кислым (сравните плоскости pH = 14 и pH = 0) положение всех линий минеральных равновесий смещается по оси Eh в область более высоких значений. Иными словами, при заданном постоянном значении Eh с *уменьшением щёлочности* среды будут *расширяться поля пирротина и пирита* и сужаться поле устойчивости магнетита. Таким образом, из диаграммы следует закономерность появления сульфидов на смену магнетиту в ранних карбонатитах, когда по сравнению с фоскоритами щёлочность среды минералообразования несколько снизилась, а парциальное давление серы — увеличилось. *Вероятно, именно снижение щёлочности среды минералообразования одновременно с увеличением парциального давления серы и привели к появлению сульфидов в ранних карбонатитах.*

Прежде чем переходить к рассмотрению частных диаграмм — сечений при постоянных Ps_2 , отметим интересный момент, касающийся положения линий моновариантных равновесий на трехмерной диаграмме. Так, линия A_1A_2 является проекцией пересечения плоскостей между полями пирротин-пирит и магнетит-пирротин на горизонтальную поверхность ($Eh = \text{const}$). Она проходит не параллельно оси рН, а имеет небольшое смещение в область более низких Ps_2 при переходе от щелочных условий к кислым. Так, расчеты показали, что точке A_1 соответствует значение $\lg Ps_2 = -7,58$, а точке A_2 соответствует $\lg Ps_2 = -7,41$. Этим и обусловлено то, что на частных сечениях $Ps_2 = \text{const}$ линии пересечения плоскостей этой трехмерной диаграммы будут идти не параллельно друг другу, а пересекаться, тем самым ограничивая поля устойчивости рассматриваемых минералов.

Следует отметить, что, как показали расчеты, положение линий минеральных равновесий на диаграмме Eh -рН- Ps_2 слабо меняется при изменении температуры, и в основном это проявляется в их незначительном смещении в область более низких значений Eh .

Наиболее интересными и информативными представляются частные сечения при разных значениях $\lg Ps_2$ в интервале от $-7,5$ до -1 . В этот интервал попадают линии пересечения плоскостей между полями магнетит-пирротин-пирит (1–2–4) и магнетит-пирит-гематит (3–4–5). Нами была рассчитана и построена одна такая частная диаграмма (рис. 37-вкл.). Расчеты проводились для условий 350°C и $P_{\text{общ}} = 3$ кбар, активность S^{2-} принята равной 10^{-3} , а активности Cu^{2+} и Fe^{2+} — равными 10^{-4} , что, на наш взгляд, отвечает условиям формирования ранней сульфидной ассоциации. Уравнения реакций и их термодинамические константы приведены в табл. 14.

На рис. 37-вкл. видны поля устойчивости магнетита, пирротина, пирита и гематита. Кроме того, на эту же диаграмму дополнительно нанесено поле существования халькопирита. Его положение мы определили путем расчета частной диаграммы для системы Cu-Fe-S-O-H (не полностью). Расчет таких диаграмм предполагает, что сульфиды и оксиды в породах карбонатитовой серии образуются в гидротермальных условиях, что, на наш взгляд, так и есть. При этом становится важным положение линий устойчивости воды при данных условиях — они будут ограничивать область тех значений физико-химических параметров среды, при которых происходит

Уравнения реакций и их термодинамические константы для диаграммы зависимости потенциалов устойчивости в системе Fe-S-H₂O как функции Eh и pH при 300°C, P_{общ} = 3 кбар, a_S = 10⁻³, a_{Fe} = 10⁻⁴

| Реакция | Уравнение реакции | DZ _{реакции} (Дж) | Ig K |
|-----------------------------------|--|----------------------------|-------------------------|
| 1 - P O-Pyr | $\text{FeS} + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS}_2 + 2\text{H}^+ + 2\text{e} \text{ (в поле H}_2\text{S)}$ $\text{FeS} + \text{HS}^- = \text{FeS}_2 + \text{H}^+ + 2\text{e} \text{ (в поле HS)}$ | -74993 -79665 | -0,389 -0,413 |
| 2 - Pyr-Fe ²⁺ | $\text{FeS}_2 = \text{Fe}^{2+} + 2\text{S}^0 + 2\text{e} \text{ (в поле S}^0)$ $\text{FeS}_2 + 8\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}^{2+} + 2\text{HSO}_4^- + 14\text{H}^+ + 14\text{e} \text{ (в поле HSO}_4^-)$ $\text{FeS}_2 + 8\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}^{2+} + 2\text{SO}_4^{2-} + 16\text{H}^+ + 14\text{e} \text{ (в поле SO}_4^{2-})$ | 80502 685493 722124 | 0,417 0,507 0,535 |
| 3 - Pyr-Hem | $2\text{FeS}_2 + 19\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{SO}_4^{2-} + 38\text{H}^+ + 30\text{e} \text{ (в поле SO}_4^{2-})$ | 1639265 | 0,566 |
| 4 - Fe ²⁺ -Hem | $2\text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{H}^+ + 2\text{e}$ | 195017 | 1,011 |
| 5 - Pyr-Mgt | $3\text{FeS}_2 + 28\text{H}_2\text{O} = \text{FeFe}_2\text{O}_4 + 6\text{SO}_4 + 56\text{H}^+ + 44\text{e} \text{ (в поле SO}_4^{2-})$ | 2429557 | 0,572 |
| 6 - Mgt-Hem | $2\text{FeFe}_2\text{O}_4 + \text{H}_2\text{O} = 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{H}^+ + 2\text{e}$ | 58681 | 0,304 |
| 7 - PO-Mgt | $3\text{FeS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{FeFe}_2\text{O}_4 + 3\text{HS}^- + 5\text{H}^+ + 2\text{e} \text{ (в поле HS)}$ | 374687 | 1,942 |
| 8 - устойчивость H ₂ O | $2\text{H}_2\text{O} = \text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4\text{e}$ $\text{H}_2 = 2\text{H}^+ + 2\text{e}$ | 403426 6350 | 1,045 0,033 |

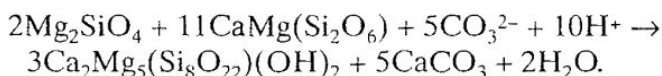
рудообразование. На диаграмме они нанесены штрих-пунктирными линиями.

Таким образом, из построенной диаграммы (см. рис. 37-вкл.) отчетливо видно, что общая смена минералов по схеме магнетит → пирротин → халькопирит → пирит → гематит происходит при направленном снижении щёлочности среды и увеличении ее окислительно-восстановительного потенциала. Но перед тем как перейти к заключительному анализу условий образования сульфидной минерализации в породах карбонатитовой серии Турьего полуострова, следует принять во внимание одну ее характерную минералогическую особенность, которая описывалась в главах 2 и 3.

Взаимосвязь амфиболо- и сульфидообразования

Речь идет об интенсивном проявлении образования сульфидов в зонах карбонатитов, подвергающихся процессам амфиболизации. Многочисленные минералого-петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что процессы поздней амфиболизации карбонатитов и сульфидообразования были неразрывно связаны друг с другом — наиболее богатая (по объему и разнообразию) сульфидная минерализация наблюдается именно в зонах развития тремолита.

Реакцию амфиболизации карбонатитов можно представить следующим образом:



Равновесное значение рН для данной реакции будет определяться уравнением

$$\text{pH} = (\lg K + 5\lg a_{\text{CO}_2})/10.$$

Рассчитанная зависимость минерального равновесия от температуры и рН при заданной активности CO_2 в системе ($a_{\text{CO}_2} = 2.5$) графически представлена на рис. 38. При температурах от 350 до 250°C процесс амфиболизации будет происходить в интервале значений рН от 7,4 до 8,2. Очевидно, именно при этих значениях рН происходил всплеск образования сульфидов. А кроме этого, амфиболизации всегда сопутствует процесс тетраферрифлогопитизации

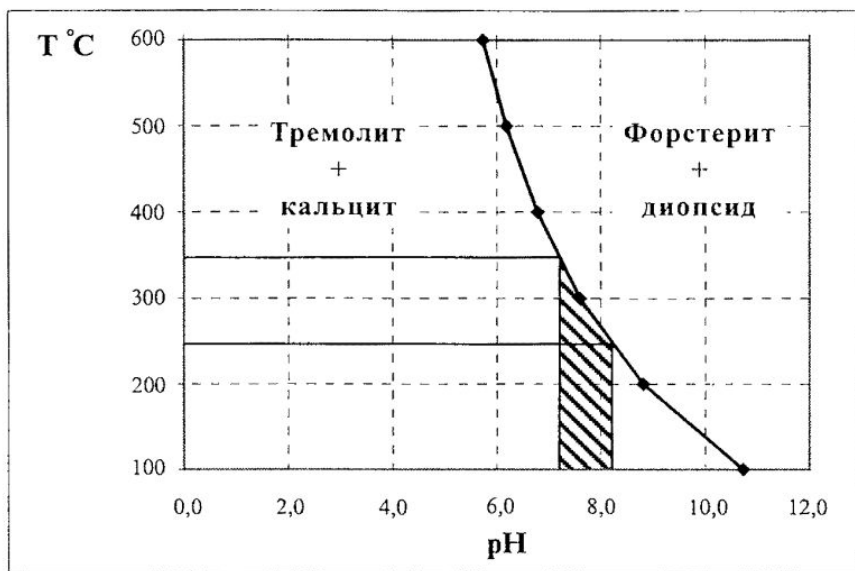


Рис. 38. Зависимость положения реакции амфиболитизации от температуры и pH при активности CO_2 в системе $10^{-2,5}$

биотита и флогопита, когда большая часть Fe^{2+} переходит в Fe^{3+} . Это однозначно указывает на резкое повышение Eh в среде минералообразования.

Таким образом, можно сделать вывод, что основная масса ранней сульфидной минерализации образуется в слабощелочных условиях (pH около 8) в момент «резкого» повышения окислительно-восстановительного потенциала в гидротермальном растворе.

Модель образования сульфидной минерализации

Суммируя все проделанные минералогические наблюдения и химико-теоретические расчеты, можно построить обобщенную модель образования сульфидной минерализации в породах карбонатитовой серии Турьего полуострова. Схематически она дана на рис. 39-вкл. Тренд предполагаемой нами эволюции условий образования сульфидов имеет вид волновой линии 1-2-3-4-5-6-7-8.

Как нами было установлено, для пород карбонатитовой серии Турьего полуострова наиболее ранним рудным минералом железа являлся магнетит. Его образование, по нашей схеме, происходило в сильно щелочных условиях при pH около 12 (см. рис. 39-вкл., уча-

сток 1–2). Видимо, постепенное снижение щёлочности среды минералообразования привело к прекращению кристаллизации магнетита (точка 2). Далее происходило снижение щёлочности и увеличение окислительно-восстановительного потенциала в процессе формирования пород карбонатитовой серии (участок 2–3), и с определенного момента (точка 3) при данных физико-химических условиях становится устойчив пирротин. По нашим подсчетам, это происходит при рН около 10 и значении Eh порядка $-1,2$. С этого момента, вероятно, начинается формирование ранней сульфидной минерализации в последовательности пирротин — халькопирит (+ сфалерит) — пирит (участок 3–4). Затем в нейтральных-слабощелочных условиях (рН = 7,5–8,2) при температуре около 300°C проявляются процессы амфиболитизации и тетраферрифлогопитизации. Они фиксируют резкое увеличение окислительно-восстановительного потенциала в среде минералообразования, а это приводит, по нашей гипотезе, к интенсивному образованию сульфидов (участок 4–5 — это область наиболее широких полей устойчивости сульфидов в данных условиях). По всей видимости, дальнейшее понижение температуры, щелочности и окислительно-восстановительного потенциала среды приводило к временному прекращению образования сульфидов (участок 5–6 — находится ниже линии устойчивости воды при $T < 250^{\circ}\text{C}$). Затем при продолжающемся снижении рН и увеличении Eh вновь достигались условия, благоприятные для кристаллизации сульфидов, и происходило формирование поздней сульфидной минерализации (участок 6–7 — нейтральная среда, Eh близок к нулю). На завершающих стадиях активность кислорода (и, соответственно, Eh) должна была существенно возрасти (участок 7–8), поскольку интенсивно проявляются процессы окисления пирротина и происходит образование барита (сульфидная сера переходит в сульфатную).

Такова общая предлагаемая нами гипотетическая модель волновой смены условий образования сульфидной минерализации (см. также: Karchevskiy, 2000). На специальной схеме (рис. 40) показано положение сульфидных парагенезисов в общем процессе формирования пород карбонатитовой серии.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮЛЕКОП

Задача и методы исследования

Месторождение фоскоритов и карбонатитов Люлекоп в Палаборе (ЮАР) входит в число крупнейших поставщиков Cu и P . Кроме того, из руд извлекаются бадделеит, Ni и благородные металлы (Au , Ag , Pt , Pd и Rh). Тем не менее литература по минералогии этого объекта крайне скудна, видимо, для сохранения экономической тайны. Среди большого количества обзорных работ, посвященных карбонатитам, лишь в немногих, и притом кратко, рассматривается Палаборский комплекс, и то в основном только с точки зрения его общего геологического строения и полезных ископаемых (Карбонатиты, 1969; Самойлов, 1977; Фролов, 1975). Собственно Палаборе посвящены единичные работы, среди которых наиболее новыми и полными можно считать статьи В. Фервурда (1986) и С. Эрикссона (1989). Однако и они не освещают в полной мере вопросы, касающиеся минералогии Палаборского комплекса.

Ближайшим по своей природе к Палаборе геологическим и экономическим объектом является Ковдорский щёлочно-ультраосновной массив, расположенный на Кольском полуострове. В нем к фоскоритам и карбонатитам приурочено месторождение Fe , P и бадделеита, но Ni , Cu и благороднометалльной минерализации до сих пор известно не было. Н. С. Рудашевский с соавторами (Рудашевский и др., 1995) выявили здесь минералы благородных металлов, изучили их химический состав, а также установили их пространственную и генетическую связь с сульфидной минерализацией в камафоритах и карбонатитах.

Это исследование побудило Н. С. Рудашевского и А. Г. Булаха изучить образцы пород, привезенных А. Г. Булахом в 1991 году из Палаборы. В работах принял участие автор настоящей монографии. Материал был изучен в шлифах в оптическом и в рудном микроскопах. Затем выполнялось электронно-микроскопическое и микрозондовое исследования на приборе Camscan-4 с энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000. Наряду с этим Н. С. Рудашевским была применена нетрадиционная методика микроминералогического исследования. Она заключалась в том, что часть проб была подвергнута электроимпульсной дезинтеграции, после чего были выделены «тяжелые» минералы из фракции менее 0,1 мм, и уже эти минералы, запечатанные в цементно-полированный шлиф, изучались на электронном микроскопе. Такая методика обеспечивала максимальную эффективность минералогического изучения образцов.

В результате был выявлен состав сульфидной минерализации карбонатитов месторождения Люлекоп, определены формы концентрации серебра, а также установлена последовательность кристаллизации минералов карбонатитов и характеристика условий их образования на отдельных стадиях карбонатитогенеза. Фоскориты были исключены из этого исследования. Результаты опубликованы в статье А. Г. Булаха, Н. С. Рудашевского и П. И. Карчевского (1998). Здесь они рассмотрены в несколько ином аспекте.

Геологическая характеристика

Фоскориты и карбонатиты месторождения Люлекоп слагают центральную часть Палаборского массива, внедрившегося в архейский комплекс гранитов, гнейсов, кварцитов, гранулитов и амфиболитов. Его возраст оценивается приблизительно в 1,2–2,1 млрд лет. Массив имеет штокообразную форму и площадь около 16 км². Он сложен в основном пироксенитами, также присутствуют сиениты и породы фоскорит-карбонатитового ряда. Массив рассечен многочисленными дайками долеритов. Гравиметрические данные свидетельствуют, что массив — это трубообразное тело, падающее под углом 75–80° на восток. При этом пироксениты прослеживаются до глубин, как минимум, 5 км (Eriksson, 1989).

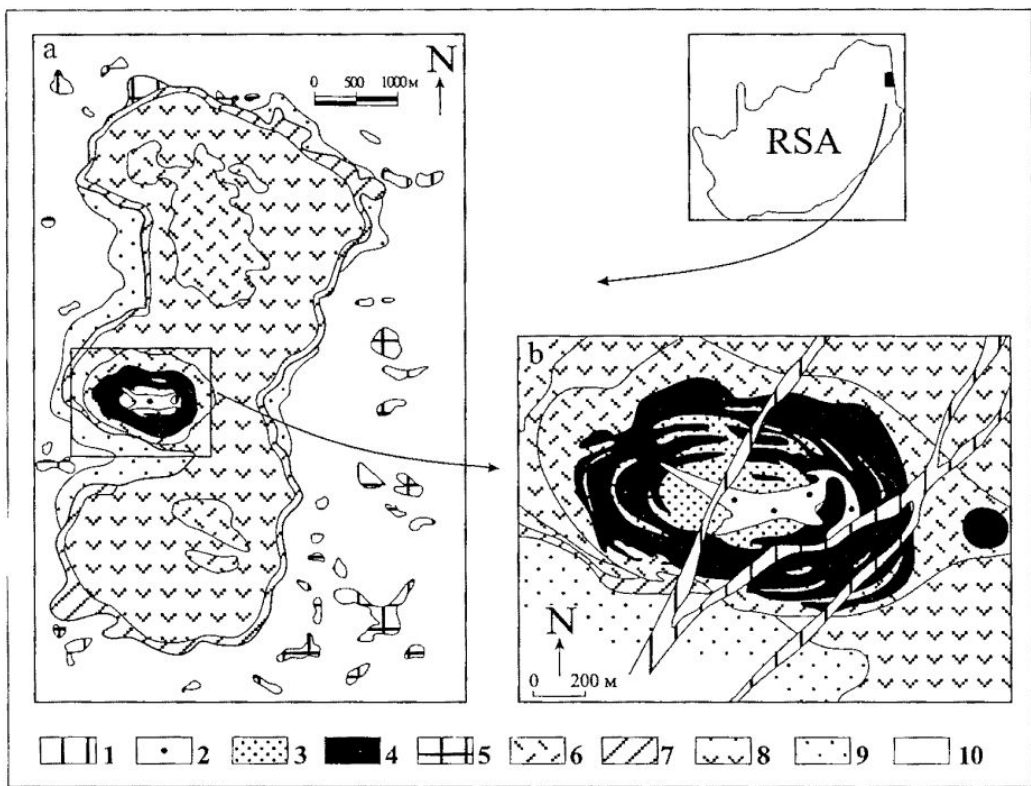


Рис. 41. Геологическое строение массива Палабора (ЮАР) по Эрикссону и детальное строение карбонатитового комплекса Люлекоп (Палабора, ЮАР):

- 1 – долериты; 2 – кальцито-доломитовые (рассекающие) карбонатыды; 3 – доломито-кальцитовые (переслаивающиеся) карбонатыды; 4 – фоскориты; 5 – сиениты; 6 – флогопито-диопсидо-флогопитовые породы и слюдиты; 7 – полевошпатовые пироксениты; 8 – лироксениты; 9 – фениты; 10 – породы рамы (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы)

Массив имеет четко выраженное зональное строение (рис. 41). Наиболее широко распространены богатые апатитом диопсидовые пироксениты, которые расположены в близцентральной зоне массива. Среди них, особенно в северной части штока, встречаются тела бедных апатитом пироксенитов. Постепенно эти массивные пироксениты переходят в богатые микроклином пироксеновые породы узкой краевой зоны. В пироксенитах встречаются пегматитовые тела, сложенные флогопитом, вермикулитом, диопсидом, апатитом и серпентинизированным оливином. Массив окружен ореолом фе-

нитизации вмещающих его горных пород. Наиболее молодыми являются дайки долеритов, которые секут все породы комплекса.

Месторождение Люлекоп сложено фоскоритами и карбонатитами (см. рис. 41). Тело фоскоритов и карбонатитов занимает площадь 675×360 м и представляет собой по форме вертикальную цилиндрическую трубу, которая, по данным бурения, прослеживается до глубины 1500 м (Eriksson, 1989).

Фоскориты Люлекопа — это порода следующего состава: 35% — магнетит, 25% — апатит, 18% — кальцит, 22% — серпентина (псевдоморфозы по оливину), также присутствуют вторичный вермикулит (по флогопиту), биотит, диопсид. Среди второстепенных и редких минералов отмечены цирконолит, бадделеит и сульфиды меди. Карбонатиты представлены обогащенными магнетитом сёвитами с 3–8% MgO (присутствующего в виде доломитовых пластинок распада в кальците), а также доломитовыми карбонатитами. Наиболее характерная особенность этих пород — обилие сульфидов: пирротина, пентландита, кубанита, халькопирита, борнита, халькозина, валлериита, ковеллина и некоторых других. Почти вертикальные карбонатитовые дайки радиально расходятся от центрального тела и пересекают все.

Геологически четко выделяются два типа карбонатитов — более древние, так называемые переслаивающиеся (banded carbonatites) и более молодые, секущие (transgressive carbonatites). При этом переслаивающиеся карбонаты — это сёвиты, в них главным карбонатом является кальцит, а в секущих карбонатитах главный карбонат — доломит. Четкая граница между переслаивающимися карбонатитами и окружающими их фоскоритами отсутствует. Секущие карбонатиты образуют четкое удлиненное тело, сопровождающееся серией маломощных даек и прожилков в виде апофиз от главного тела (см. рис. 41). Оно прорывает как переслаивающиеся карбонатиты, так и фоскориты с пироксенитами. Сульфиды меди встречаются в основном в более молодых, секущих карбонатитах в виде прерывистых прожилков мощностью обычно менее 2,5 см, часто параллельных. Они отвечают поздней стадии сульфидной минерализации, весьма значительно проявленной в комплексе Палабора. Область максимальной концентрации этих прожилков минералов меди слагает вертикальное рудное тело, имеющее размеры в плане 200×600 м и разведанное на глубину 1000 м (см. рис. 3).

Содержание меди в этих рудах составляет около 1%. Тело также окружено зоной низкосортных вкрапленных руд в фоскоритах (Фролов, 1975).

Обращает на себя внимание удивительное сходство основных типов горных пород щёлочно-ультраосновных комплексов Палабора и Ковдор (*табл. 15*). Но разнообразие пород в первом значительно меньше, чем во втором. Возможно, это связано с тем, что массив Палабора изучен менее детально.

Таблица 15

Сопоставление пород Палаборского и Ковдорского массивов

| Типы пород | Массив Палабора | Ковдорский массив |
|--|--|---|
| 1. Силикатные породы | 1 ----- 2 Пироксениты; 3 Полевошпатовые пироксениты; 4 Глиммериты; 5 Флогопит-пироксен-апатитовые пегматиты; 6 Флогопит-пироксеновые пегматиты; 7 Серпентин-флогопитовые пегматиты; 8 ----- 9 ----- 10 Щелочные сиениты | 1 Оливиниты; 2 Пироксениты; 3 ----- 4 ----- 5 Флогопит-пироксен-апатитовые пегматиты; 6 Флогопит-пироксеновые пегматиты; 7 ----- 8 Мелилитовые породы; 9 Ийолиты и мельтейгиты; 10 Щелочные сиениты |
| 2. Фоскорит-карбонатитовый комплекс | 1 ----- 2 Фоскориты; 3 ----- 4 Переслаивающиеся (кальцитовые) карбонатиты; 5 Рассекающие (кальцито-доломитовые) карбонатиты; 6 ----- 7 ----- | 1 Кальцитовые карбонатиты; 2 Фоскориты; 3 Кальцит-форстерит-магнетитовые руды с тетраферрифлогопитом; 4 Кальцитовые карбонатиты (поздняя генерация); 5 ----- 6 Доломитовые карбонатиты; 7 Франколитовая брекчия |
| 4. Вмещающие породы и породы контактового ореола | 1 Граниты, гнейсы, кварциты, гранулиты, амфиболиты, тальковые и серпентиновые сланцы; 2 Фениты | 1 Граниты, гнейсы и кристаллические сланцы; 2 Фениты |

Переслаивающиеся карбонаты

Переслаивающиеся карбонаты — это богатые магнетитом кальцитовые карбонаты, на геологической карте они переслаиваются с фоскоритами. Представляют собой крупно-, неравномернозернистые породы с гипидиоморфной структурой и полосчатой текстурой, вызванной неравномерным распределением магнетита в породе (рис. 42).

Основной объем породы (образцы ПБ-4 и ПБ-6) составляет кальцит, образующий изометричные выделения размером до 4 мм. В его химическом составе отмечена примесь Mg и Fe (табл. 16). Большая часть его зерен содержит ламмели доломита как результат распада кальцит-доломитового твердого раствора. Ламмели вытянуты параллельно друг другу и имеют размеры порядка 20×200 мкм (см. рис. 6). В то же время ламмели частично перекри-

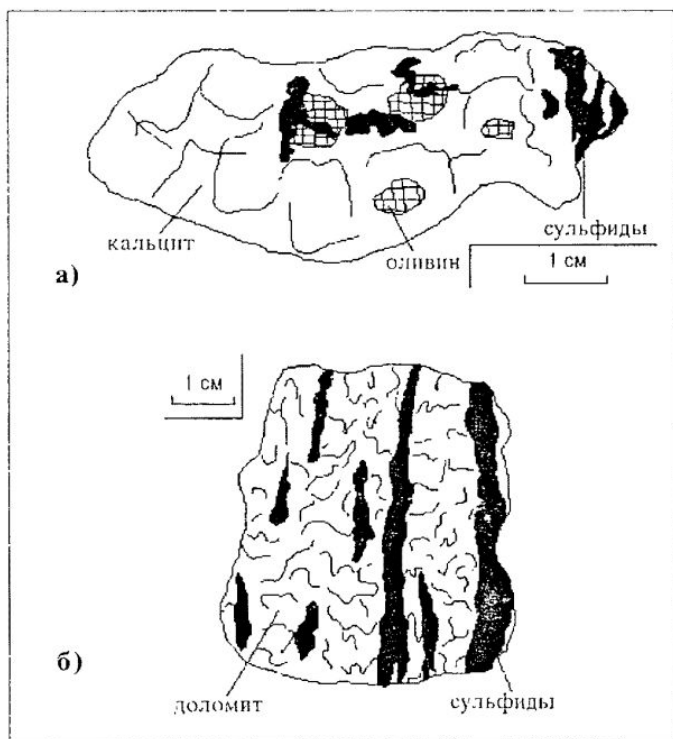


Рис. 42. а — переслаивающийся карбонатит, б — секущий карбонатит

Химический состав породобразующих карбонатов (Люлекоп)

| Название минерала | № анализа | Проба | CaO | MgO | FeO | MnO | SrO | Σ | Mg _{кар} | K _{Fe} |
|-------------------|-----------|-------|------|------|-----|-----|------|----------|-------------------|-----------------|
| Кальцит | 45 | ПБ-6 | 51.0 | 4.2 | 0.4 | — | 0.3 | 55.9 | 0.100 | 0.55 |
| | 46 | ПБ-6 | 52.6 | 2.6 | 0.2 | — | 0.2 | 56.0 | 0.067 | 0.23 |
| Доломит | 52 | ПБ-5 | 56.0 | 0.2 | — | — | — | 56.2 | 0.004 | — |
| | 53 | ПБ-5 | 55.9 | 0.3 | — | — | — | 56.2 | 0.007 | — |
| | 61 | ПБ-6 | 30.0 | 21.4 | 1.0 | — | — | 52.4 | — | — |
| | 62 | ПБ-6 | 30.4 | 20.8 | 1.1 | 0.3 | — | 52.6 | — | — |
| | 63 | ПБ-6 | 30.4 | 21.1 | 0.8 | — | — | 52.3 | — | — |
| | 64 | ПБ-6 | 30.1 | 21.4 | 0.7 | — | — | 52.2 | — | — |
| | 66 | ПБ-5 | 29.0 | 19.8 | 2.2 | 0.5 | 0.8 | 51.4 | — | — |
| 67 | ПБ-5 | 29.2 | 19.7 | 2.3 | 0.6 | 1.0 | 51.8 | — | — | |

сталлизованы, и в этом случае их доломит образует более крупные агрегаты произвольной формы. Оливин встречается редко, он образует идиоморфные зерна, которые обычно трещиноваты и частично замещаются хондродитом. Серпентинизация проявлена слабо. Магнетит, встречающийся в идиоморфных зернах размером от 1 мм до 1 см в длину, располагается в виде скоплений, параллельных внешнему контакту полосчатых карбонатитов. Магнетит поздней генерации образует каемки на сульфидах, а также развивается по трещинам спайности во флогопите. Весьма характерным акцессорным минералом переслаивающихся карбонатитов является апатит, представленный вытянутыми и панидиоморфными зернами, размер которых не превышает 3 мм в длину. В незначительных количествах может присутствовать флогопит, плеохроирующий в зеленовато-бурых тонах. В качестве акцессорных минералов встречаются торианит, бадделеит, бастнезит, целестин и монацит. Для состава переслаивающихся карбонатитов также характерны сульфиды (см. ниже).

Секущие карбонатиты

Секущие карбонатиты (образец ПБ-5) представляют собой средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфной структурой и такситовыми текстурами (см. *рис. 42*).

Среди карбонатов, слагающих основную часть породы, доломит преобладает над кальцитом, причем сложные прихотливые формы выделения кальцита указывают на его кристаллизацию после доломита, чьи зерна сравнительно высоко идиоморфны. В отличие от переслаивающихся карбонатитов, здесь широко распространен тетраферрифлогопит (Eriksson, 1989). Он обладает обратным плеохроизмом, образует идиоморфные зерна, его фенокристаллы обычно зональные. Оливин здесь практически не встречается. Магнетит в этом типе карбонатитов представлен в наших образцах одной генерацией. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, стронцианит и некоторые другие. В секущих карбонатитах также развита сульфидная минерализация (см. ниже).

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮЛЕКОП

Сульфиды переслаивающихся карбонатитов

Среди сульфидов методами рудной и электронной микроскопии, микронзондового анализа установлены (в порядке убывания) пирротин, пентландит, кубанит, халькопирит, борнит, халькозин, галенит, аргентопентландит и валлериит. Все они тесно ассоциируют друг с другом. Среди сульфидов меди главным является халькопирит. Составы минералов даны в *табл. 17* и *18*.

Сульфиды встречаются в виде единичных зерен и их скоплений прихотливой формы, которые заполняют интерстиции в кальцит-доломитовом агрегате, выполняют трещины в апатите и карбонатах, нарастают на их зерна. Судя по таким структурным и морфологическим взаимоотношениям, можно предполагать, что сульфиды образуются после кальцита и доломита. Описание сульфидов дано ниже в порядке их кристаллизации, но выдержать это правило строго не удается.

Пирротин и пентландит, судя по характеру взаимоотношений с другими сульфидами, образовывались примерно одновременно и принадлежат к самому раннему парагенезису сульфидов в переслаивающихся карбонатитах. Они слагают внутренние части сульфидных агрегатов, их зерна имеют изометричную форму и размер до 1,5 мм (*рис. 43*).

Пирротин в переслаивающихся карбонатитах представлен моноклинной высокотемпературной модификацией, имеющей ярко выраженные магнитные свойства. В отраженном свете имеет кремово-розовый цвет и показатель отражения около 40, сильно анизотропен (от красноватого до зеленовато-голубого). На пирротин

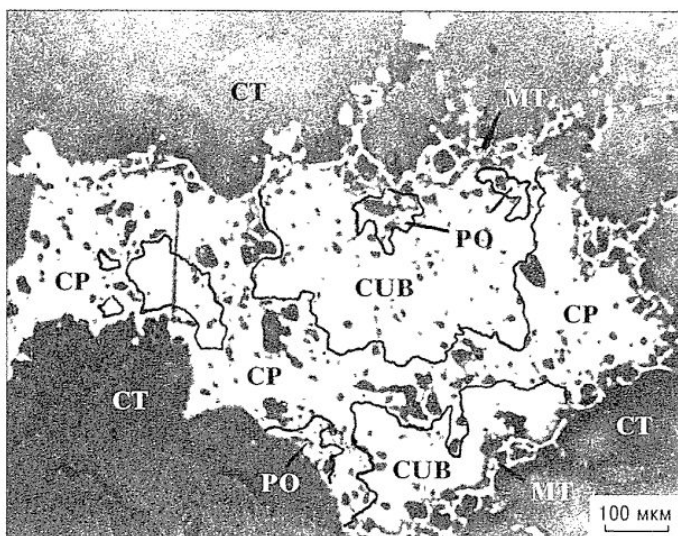


Рис. 43. Агрегат сульфидов переслаивающихся карбонатитов:

PO – пирротин, PN – пентландит, CUB – кубанит, CP – халькопирит, СТ – кальцит, МТ – магнетит. Пояснения в тексте. Обр. ПБ-4

приходится примерно 20% всего объема сульфидов переслаивающихся карбонатитов.

Пентландит составляет не более 5–10% массы сульфидов и в отраженном свете диагностируется по светло-серому цвету, высокому показателю отражения ($R = 50$), в скрещенных николях изотропен. Кроме этого, в зернах пентландита встречены обособления размером не более 20×30 мкм, состоящие из аргентопентландита. Вероятно, в момент кристаллизации пентландита условия были таковы, что стало возможным обособление серебросодержащей фазы.

Кубанит образует зерна и агрегаты вытянутой или неправильной формы, размером до 600×800 мкм. Образовывался после пирротина и пентландита на ранних стадиях кристаллизации сульфидов. С помощью рудного микроскопа диагностируется по светло-желтому цвету, показателю отражения галенитовой группы ($R = 40$) и отчетливой анизотропии. Составляет около 30% всей массы сульфидов.

Борнит и халькозин встречаются в виде структур распада мirmekитового характера, причем борнит в этой паре явно доминирует (соотношение борнит : халькозин составляет 13:7). Стоит отметить, что эти мirmekитовые выделения могут испытывать перекристал-

Химические составы сульфидов меди (Люлекок)

| Название минерала | № анализа | Проба | Cu | Fe | S | FeO | Al ₂ O ₃ | MgO | MnO | Σ | Формула |
|-------------------|-----------|-------|------|------|------|-----|--------------------------------|------|-----|-------|---|
| Кубанит | 1 | ПБ-4 | 23.6 | 41.6 | 35.8 | — | — | — | — | 100.8 | Cu _{1.00} Fe _{2.00} S _{3.00} |
| | 2 | ПБ-4 | 23.2 | 41.3 | 35.4 | — | — | — | — | 99.9 | Cu _{0.99} Fe _{2.01} S _{3.00} |
| | 3 | ПБ-5 | 23.1 | 40.7 | 34.7 | — | — | — | — | 98.5 | Cu _{1.00} Fe _{2.01} S _{2.99} |
| | 4 | К.П.* | 23.0 | 41.3 | 35.2 | — | — | — | — | 99.5 | Cu _{0.99} Fe _{2.02} S _{2.99} |
| Пирротин | 5 | ПБ-4 | — | 62.9 | 36.9 | — | — | — | — | 99.8 | Fe _{0.99} S _{1.01} |
| | 6 | ПБ-4 | — | 62.6 | 37.3 | — | — | — | — | 99.9 | Fe _{0.98} S _{1.02} |
| | 7 | ПБ-4 | — | 62.1 | 37.8 | — | — | — | — | 99.9 | Fe _{0.97} S _{1.03} |
| | 8 | ПБ-4 | — | 61.3 | 38.5 | — | — | — | — | 99.8 | Fe _{0.96} S _{1.04} |
| | 9 | ПБ-4 | — | 60.5 | 38.6 | — | — | — | — | 99.1 | Fe _{0.95} S _{1.05} |
| | 10 | ПБ-5 | — | 60.0 | 39.4 | — | — | — | — | 99.4 | Fe _{0.94} S _{1.06} |
| Халькопирит | 11 | К.П. | — | 62.3 | 37.4 | — | — | — | — | 99.7 | Fe _{0.98} S _{1.02} |
| | 12 | ПБ-4 | 34.5 | 30.6 | 34.7 | — | — | — | — | 99.8 | Cu _{1.01} Fe _{1.01} S _{1.98} |
| | 13 | ПБ-4 | 34.5 | 31.0 | 34.9 | — | — | — | — | 99.4 | Cu _{1.00} Fe _{1.01} S _{1.99} |
| | 14 | К.П. | 34.5 | 31.1 | 34.3 | — | — | — | — | 99.9 | Cu _{1.00} Fe _{1.03} S _{1.97} |
| | 15 | К.П. | 63.8 | 11.3 | 24.9 | — | — | — | — | 99.9 | Cu _{5.17} Fe _{1.04} S _{3.79} |
| Борнит | 16 | К.П. | 64.3 | 10.9 | 24.4 | — | — | — | — | 99.6 | Cu _{5.32} Fe _{1.00} S _{3.65} |
| | 17 | К.П. | 81.1 | — | 20.4 | — | — | — | — | 101.5 | Cu _{2.01} S _{0.99} |
| Халькозин | 18 | К.П. | 79.3 | 0.4 | 20.2 | — | — | — | — | 99.9 | (Cu _{1.98} Fe _{0.01}) _{1.99} S _{1.01} |
| Валлерит | 19 | ПБ-5 | 18.3 | 21.3 | 21.8 | 8.4 | 7.0 | 12.4 | 0.6 | 89.8 | 4(Fe _{0.55} Cu _{0.44})S·3(Mg _{0.45} Al _{0.30} Fe _{0.23} Mn _{0.02}) _{1.00} (OH) _{2.00} |

* К.П. - коллективная проба.

Химические составы сульфидов висмута и никеля (Люлекок)

| Название минерала | № анализа | Проба | Ni | Bi | Fe | Cu | Co | Ag | S | e | Формула |
|-------------------|-----------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|--|--|
| Пентландит | 20 | ПБ-4 | 22.7 | — | 25.1 | — | 20.5 | — | 33.1 | 101.4 | $(\text{Fe}_{3,46}\text{Ni}_{3,00}\text{Co}_{2,69})_{1,17}\text{S}_{7,83}$ |
| | 21 | ПБ-4 | 22.0 | — | 24.5 | — | 20.7 | — | 32.7 | 99.9 | $(\text{Fe}_{3,44}\text{Ni}_{2,94}\text{Co}_{2,76})_{1,15}\text{S}_{7,86}$ |
| | 22 | ПБ-4 | 21.8 | — | 24.1 | — | 20.8 | — | 32.9 | 99.6 | $(\text{Fe}_{3,39}\text{Ni}_{2,91}\text{Co}_{2,77})_{1,07}\text{S}_{7,93}$ |
| | 23 | ПБ-4 | 22.9 | — | 23.7 | — | 20.6 | — | 33.5 | 100.8 | $(\text{Fe}_{3,25}\text{Ni}_{2,99}\text{Co}_{2,68})_{1,92}\text{S}_{8,08}$ |
| Аргентопентландит | 24 | ПБ-4 | 18.4 | — | 39.0 | — | — | 12.7 | 101.6 | $(\text{Ag}_{0,96}\text{Fe}_{5,68}\text{Ni}_{2,55})_{1,19}\text{S}_{7,81}$ | |
| Кобальтпентландит | 25 | К.П. | 14.9 | — | 14.2 | — | 39.3 | — | 32.4 | 100.8 | $(\text{Co}_{5,28}\text{Fe}_{2,01})_{1,99}\text{S}_{7,70}$ |
| Паркерит | 26 | К.П. | 26.6 | 63.9 | — | — | — | — | 9.8 | 100.3 | $\text{Ni}_{2,97}\text{Bi}_{2,00}\text{S}_{2,03}$ |
| Виттихенит | 27 | К.П. | — | 44.5 | 0.8 | 34.7 | — | — | 19.6 | 99.6 | $(\text{Cu}_{2,68}\text{Fe}_{0,07})_{2,75}\text{Bi}_{1,05}\text{S}_{3,20}$ |

* К.П. — коллективная проба.

лизацию с укрупнением зерен, формируя вторую генерацию тех же самых сульфидов. Размер совместных агрегатов халькозина и борнита может достигать $3 \times 1,5$ мм. В изученных образцах они наблюдались только в ассоциации с галенитом двух генераций и поздним валлериитом, поэтому их положение в последовательности кристаллизации сульфидов неоднозначно. Отсутствие нарастаний борнита и халькозина на другие сульфиды позволяет отнести их к достаточно ранней стадии кристаллизации сульфидов.

В отраженном свете борнит легко узнается по ярко-розовому цвету с многочисленными синеватыми пятнами побежалости, показатель отражения примерно 25, практически изотропен. Халькозин тоже изотропен, имеет серовато-белый цвет с голубым оттенком, отражение заметно выше, чем у борнита. Изотропность халькозина и борнита указывает на то, что в данном случае эти минералы соответствуют своим более высокотемпературным кубическим модификациям.

Галенит представлен двумя генерациями, первая из которых кристаллизовалась до борнита и халькозина, затем подверглась частичному растворению, приобрела сложные угнетенные формы и в конце концов была включена в борнит-халькозиновый агрегат. Размер зерен галенита этой генерации не превышает 15×20 мкм. Вторая генерация галенита (размером около 10×80 мкм) уже нарастает на зерна борнита и халькозина.

Халькопирит в виде агрегатов неправильной формы нарастает на зерна всех вышеперечисленных сульфидов, за исключением борнита и халькозина. Наиболее часто борнит развивается по кубаниту. Слагает порядка 40% всей сульфидной минерализации переслаивающихся карбонатитов. В отраженном свете имеет ярко-желтый цвет, $R = 45-50$, слабоанизотропный.

Валлериит — это специфический сульфид в карбонатитах Люлекоп. Он срастается с пирротинном и другими сульфидами, также образует идиоморфные зерна, размер которых не превышает 200×300 мкм. Имеет серый цвет в отраженном свете и невысокий показатель отражения сфалеритовой группы.

Серебро отмечено в качестве самостоятельной фазы. Оно образует изометричные и идиоморфные зерна не более 10×40 мкм, сростающиеся с кальцитом и обрастаемые, в свою очередь, магнетитом. Отсутствие его сростаний с сульфидами основной стадии

позволяет предположить, что серебро кристаллизовалось значительно позднее сульфидов.

Сульфиды секущих карбонатитов

По удельному объему в породе сульфиды секущих карбонатитов превосходят сульфиды переслаивающихся карбонатитов. Иными словами, первые являются более богатыми рудами, чем вторые. В статье С. Эрикссона (1989) в составе секущих карбонатитов упоминаются борнит, кубанит, халькопирит, валлериит, пирротин, ковеллин, пентландит, сфалерит и тетраэдрит. Возможно, из-за ограниченного объема изученного нами материала в секущих карбонатитах мы обнаружили лишь пирротин, кубанит, халькопирит и валлериит.

Пирротин и кубанит — это главные сульфиды секущих карбонатитов. Они образуют между собой тесные сростания, причем, поскольку пирротин всегда бывает окружен кубанитом, можно утверждать, что при близкой во времени кристаллизации этих сульфидов пирротин все же заметнее опережал образование кубанита. Размер пирротин-кубанитовых агрегатов может достигать 2×3 мм и более. Форма агрегатов свидетельствует о том, что эти сульфиды кристаллизовались уже после образования доломита и апатита. Заполняя при этом интерстиции между зернами доломита, эти агрегаты принимали весьма сложные и причудливые формы. Отличительной особенностью пирротина секущих карбонатитов является то, что он представлен более низкотемпературной гексагональной модификацией, а потому практически немагнитен и изотропен. На пирротин приходится около 35%, а на кубанит — около 50% от объема сульфидов секущих карбонатитов. Кубанит имеет в целом те же диагностические свойства, что и кубанит из переслаивающихся карбонатитов.

Халькопирит слагает многочисленные тонкие параллельные пластинки в кубаните, причем центральные части этих пластинок сложены магнетитом (рис. 44). Также халькопирит часто приурочен к контакту кубанита и породообразующих карбонатов. Диагностические свойства халькопирита из полосчатых и секущих карбонатитов практически совпадают.

Валлериит — наиболее поздний минерал секущих карбонатитов. Он выполняет тонкие прожилки в доломитовом агрегате, а на отдельных участках цементирует зерна практически всех описанных выше минералов.

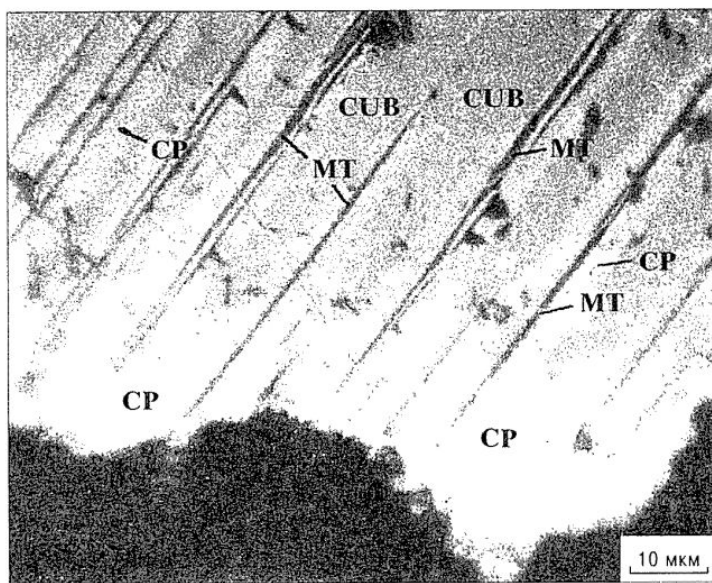


Рис. 44. Параллельные пластинки халькопирита (CP) в кубаните. Центральные части этих пластин сложены магнетитом (MT). Секущие карбонаты. Обр. ПБ-5

Сульфиды коллективной пробы

Проба весом 80 г, состоящая из смеси образцов полосчатых и секущих карбонатитов, была подготовлена и изучена по специальной методике Н. С. Рудашевского и др. с целью выявить и идентифицировать все «тяжелые» минералы карбонатитов. Для этого на электроимпульсном дезинтеграторе оригинальной конструкции (АО «Механобр-Аналит») было произведено вскрытие всех зерен по границам, что позволило сохранить первоначальную форму зерна. Далее производилось гравитационное концентрирование «тяжелых» минералов тонких классов продукта дробления до навесок 5–20 мг. Из полученных концентратов приготавливались цементно-полированные шлифы, которые, в свою очередь, изучались электронно-микроскопическим и микронзондовым анализами.

В ходе проведенных исследований были обнаружены 28 минералов (среди них самородное Au и электрум), а также 9 фаз, идентификация которых неоднозначна. Сводный перечень фаз и минералов коллективной пробы с указанием сростаний между ними приведен в *табл. 19*. Между тем непосредственно в пробах № 4,

Срастания минералов коллективной пробы *

| | Апатит | Бадделейт | Борнит | Виттихенит | Вольфрамит | Галенит | Гессит | Доломит | Железо | Ильменит | Кальцит | Аргентопентландит | Ксенотим | Кубанит | Магнетит | Медь | Молибденит | Монацит | Паркерит | Пирротин | Серебро | Стронцианит | Сульфосоле Pb | Сфалерит | Торианит | Халькозин | Халькопирит | Электрум | Cu-Fe фаза | Cu-Sn-Pb фаза | Ta-Sb фаза | Ti-TR фаза | Y-Nb фаза | | |
|-------------------|--------|-----------|--------|------------|------------|---------|--------|---------|--------|----------|---------|-------------------|----------|---------|----------|------|------------|---------|----------|----------|---------|-------------|---------------|----------|----------|-----------|-------------|----------|------------|---------------|------------|------------|-----------|--|--|
| Апатит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Бадделейт | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Борнит | - | - | | + | | | + | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Виттихенит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Вольфрамит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Галенит | - | - | + | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | |
| Гессит | - | - | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| Доломит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | |
| Железо | - | - | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ильменит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Кальцит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Аргентопентландит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ксенотим | - | - | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Кубанит | - | - | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Магнетит | - | - | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | |
| Медь | - | - | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Молибденит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Монацит | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Паркерит | - | - | + | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Пирротин | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Серебро | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Стронцианит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сульфосоле Pb | - | - | + | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сфалерит | - | - | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Торианит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Халькозин | - | - | + | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Халькопирит | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Электрум | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu-Fe фаза | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu-Sn-Pb фаза | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ta-Sb фаза | - | - | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ti-TR фаза | - | - | | | | | | | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Y-Nb фаза | - | - | | | + | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

* Знаки + и - означают соответственно наличие или отсутствие срастаний между минералами, на пересечении строки и столбца которых они находятся.

№ 5 и № 6 из переслаивающихся и секущих карбонатитов было установлено 24 минерала (все эти минералы присутствуют в коллективной пробе). Перед нами встала задача выяснить, какие из определенных в коллективной пробе минералов и фаз принадлежат к карбонатитам, а какие могут быть результатом технологического загрязнения пробы. При этом основными критериями принадлежности фазы или минерала к карбонатитам считались наличие сростаний этих минералов с минералами, наблюдавшимися в пробах № 4–6 карбонатитов, а также соответствие этих минералов и фаз геохимии карбонатитов.

В результате мы пришли к выводу, что список сульфидов, установленных и описанных нами выше, может быть дополнен следующими минералами коллективной пробы:

— к карбонатитам могут быть отнесены виттихенит (Cu_3BiS_3), гессит (Ag_2Te), ильменит (FeTiO_3), молибденит (MoS_2), паркерит ($\text{Ni}_3(\text{Bi,Pb})_2\text{S}_2$), электрум (Au,Ag), сфалерит ($(\text{Zn,Fe})\text{S}$), сульфосоля свинца, Ta-Sb фаза и Ti-TR фаза;

— возможно, с карбонатитами следует связать ксенотим (YPO_4);

— к технологическому загрязнению коллективной пробы относятся Fe-Cu фаза, железо, Cu-Sn-Pb фаза, вольфрамит.

Условия образования сульфидов

Переслаивающиеся карбонатиты. Небольшой размер исследуемых образцов не позволял проследить полностью все стадии минерализации. Поэтому пришлось построить частные диаграммы для образцов № 4 и № 6, а затем, сопоставив их, составлять сводную схему для всего типа карбонатитов (*табл. 20*). Возможно, она содержит некий элемент субъективности, и что-то могло не попасть в нее из-за ограниченного объема проб, но в целом она должна отражать картину минералообразования правильно.

Собственно сульфидная минерализация следует за карбонатной и апатитовой стадиями. В шлифах отчетливо наблюдалось, как агрегаты зерен сульфидов неправильной формы выполняют интерстиции зерен карбонатов и апатита, развиваются по их границам.

Довольно определенно по изученным образцам можно охарактеризовать условия образования порообразующих карбонатов и тем самым приблизиться к пониманию генезиса сульфидов. Здесь важным с точки зрения генезиса является факт наличия структур

**Последовательность кристаллизации минералов
в переслаивающихся карбонатитах (Люлекоп)**

| Минерал | Стадия кристаллизации | | | | | | |
|---------------|-----------------------|-------------|------------|-------------------|---------------------|-------------|--------------|
| | предкарбонатная | карбонатная | апатитовая | ранняя сульфидная | основная сульфидная | галенитовая | магнетитовая |
| Хондродит | ●● | | | | | | |
| REE силикат | ● | | | | | | |
| Торианит | ● | | | | | | |
| Бадделеит | ● | | | | | | |
| Кальцит | | ●● | ----- | ----- | ----- | | |
| Доломит | | ●● | | | | | |
| Бастнезит | | ● | | | | | |
| Паризит | | ● | | | | | |
| Стронцианит | | ● | | | | | |
| Анкилит | | ● | | | | | |
| Апатит | | | ● | | | | |
| Sr-REE апатит | | | ● | | | | |
| Монацит | | | ● | | | | |
| Целестин | | | ● | | | | |
| Пирротин | | | | ●● | | | |
| Пентландит | | | | ● | | | |
| Ag пентландит | | | | ● | | | |
| Кубанит | | | | | ● | | |
| Халькопирит | | | | | ● | | |
| Борнит | | | | | ● | | |
| Халькозин | | | | | ● | | |
| Галенит | | | | | ● | ● | |
| Серебро | | | | | | ● | |
| Валлеиит | | | | | | | ● |
| Магнетит | | | | | | | ●● |

распада кальцит-доломитового твердого раствора. По положению сольвусной линии кальцита и доломита в бинарной системе CaCO_3 — MgCO_3 можно достаточно точно графически определить нижнюю температуру образования данной ассоциации (Goldsmith, Newton, 1969). При этом кальцит, по которому проводится определение температуры, не должен содержать значительных изоморфных примесей помимо MgO , и кальцит из наших образцов удовлетворял этому требованию. Возможность использования геологической термометрии по сольвусным отношениям кальцит-доломит убедительно, на наш взгляд, подтверждена тем, давление влияет крайне незначительное на положение сольвусной кривой по сравнению с влиянием температуры (Таланцев, 1981).

Количественное соотношение кальцита и доломита в биминеральной смеси определялось нами по результатам ее химического анализа. Содержание CaO составило 92,79%, MgO — 7,21%. Это соответствует отношению кальцит/доломит $\approx 7/1$. Последующий расчет выполнялся с учетом того, что в кальцит из наших образцов входит порядка 1% MgO . Так полученное соотношение 7/1 отвечает минимальной температуре расплава равной 600–620°C (рис. 45).

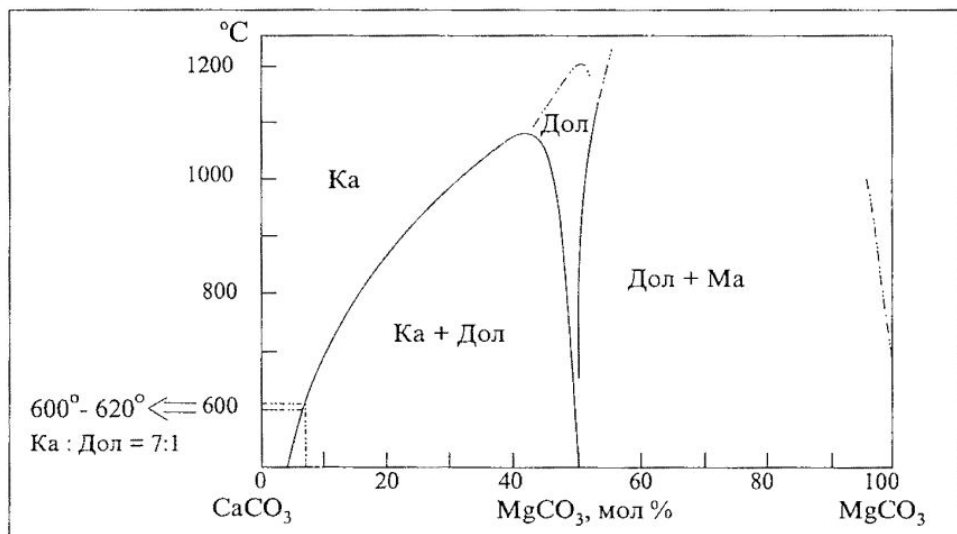


Рис. 45. Фазовая диаграмма системы CaCO_3 - MgCO_3 под давлением (2–15 кбар). Пунктирной линией ограничена область доломита. По Гольдсмиту и Ньютону

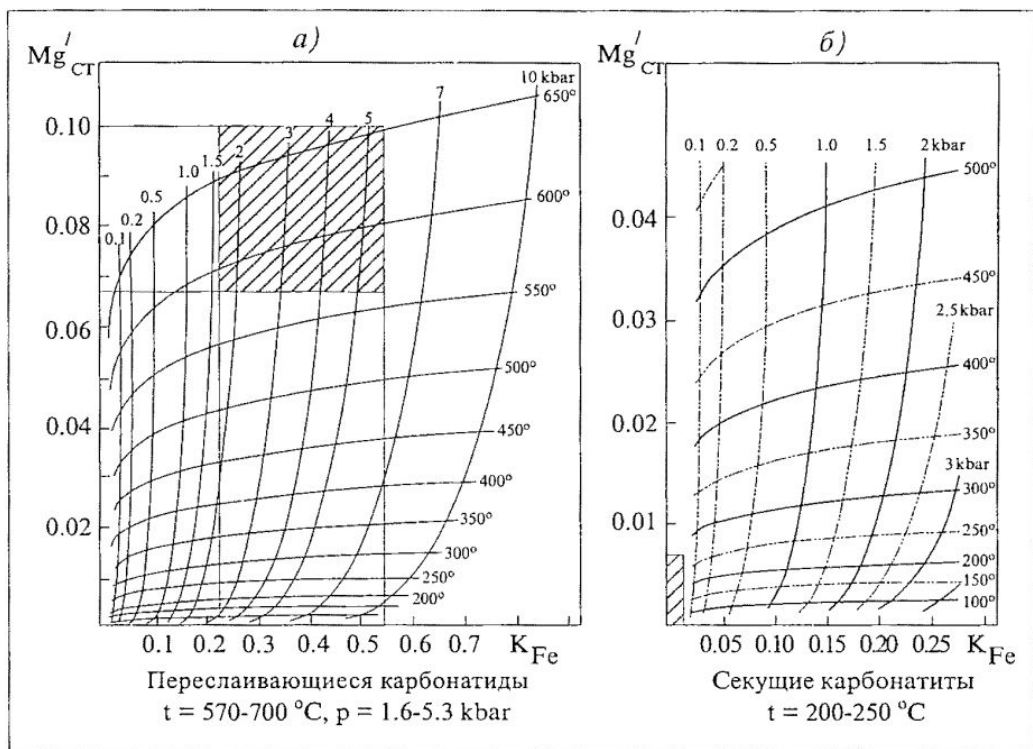


Рис. 46. Диаграмма доломит-кальцитового геотермобарометра (по А. С. Таланцеву): а) — общий вид, б) — сектор, охватывающий область P-T — условий развития гидротермальных процессов

Помимо данного способа, нами использован также метод А. С. Таланцева (1981). На рис. 46 приведены диаграммы доломит-кальцитового термобарометра (по Таланцеву), где K_{Fe} — соотношение железистостей кальцита и доломита, а Mg'_K — приведенная магнезиальность кальцита. Она рассчитана по формуле:

$$Mg'_K = Mg_K(1 + 11,5 Fe_K + 5 Fe^2_K + 550 Fe^3_K + 8 Mn_K - 50 Mn^2_K),$$

где Mg_K , Fe_K и Mn_K — молекулярные количества Mg, Fe и Mn по данным химических анализов.

Данные по кальциту и доломиту из переслаивающихся карбонатов (см. табл. 16) попали на этой диаграмме в интервал температур 600–700°C и давлений 2,5–5 кбар (см. рис. 46). Это позволяет нам отнести переслаивающиеся карбонаты к высокотемпера-

турному магматическому этапу формирования Палаборского комплекса.

Что касается самих сульфидов, то здесь рассмотрение различных изотермических сечений системы Cu-Fe-S позволяет определить нижнюю температурную границу формирования сульфидов. Использован факт присутствия в исследуемых образцах мirmekитовых сростаний халькозина и борнита, трактуемых нами в качестве структуры распада твердого раствора. В зависимости от соотношения Cu, Fe и S в исходном борнит-халькозиновом твердом растворе распад этого раствора будет происходить при разных температурах (рис. 47). Методом визуального подсчета под микроскопом в рудных шлифах в изучаемых образцах было установлено соотношение халькозин/борнит = 7/13. Зная это соотношение, можно рассчитать состав исходного твердого раствора по средним составам сульфидов. Он получается таким (%): Cu = 69.6; Fe = 7.3; S = 23.1.

Определенный нами состав мог отвечать борнит-халькозиновому твердому раствору при температуре не ниже порядка 350–400°C (см. рис. 47 а, б), так как на изотермическом сечении системы Cu-Fe-S при $t = 300^\circ\text{C}$ фигуративная точка такого состава уже не попадает в область борнитового твердого раствора и, следовательно, не смогла бы дать структур распада халькозина и борнита.

Секущие карбонатиты. Последовательность образования минералов секущих карбонатитов приведена в табл. 21. Принципы ее составления те же, что и для переслаивающихся карбонатитов. Поздний характер сульфидов относительно порообразующих карбонатов и апатита не вызывает сомнений, поскольку все агрегаты сульфидов секущих карбонатитов обрастают их зерна, заполняют интерстиции, развиваются по трещинам в них.

Применение кальцит-доломитового термобарометра, предложенного А. С. Таланцевым, дало для карбонатов из секущих карбонатитов значения температуры и давлений, очень существенно отличающихся от того, что было получено для переслаивающихся карбонатитов (см. рис. 46). По данным микрозондовых анализов кальцита и доломита из секущих карбонатитов (см. табл. 16) рассчитываются приведенные магнезиальности кальцита и соотношения железистости кальцита и доломита, которые дают диапазон температур 200–250°C и давление порядка 0,1 кбар.

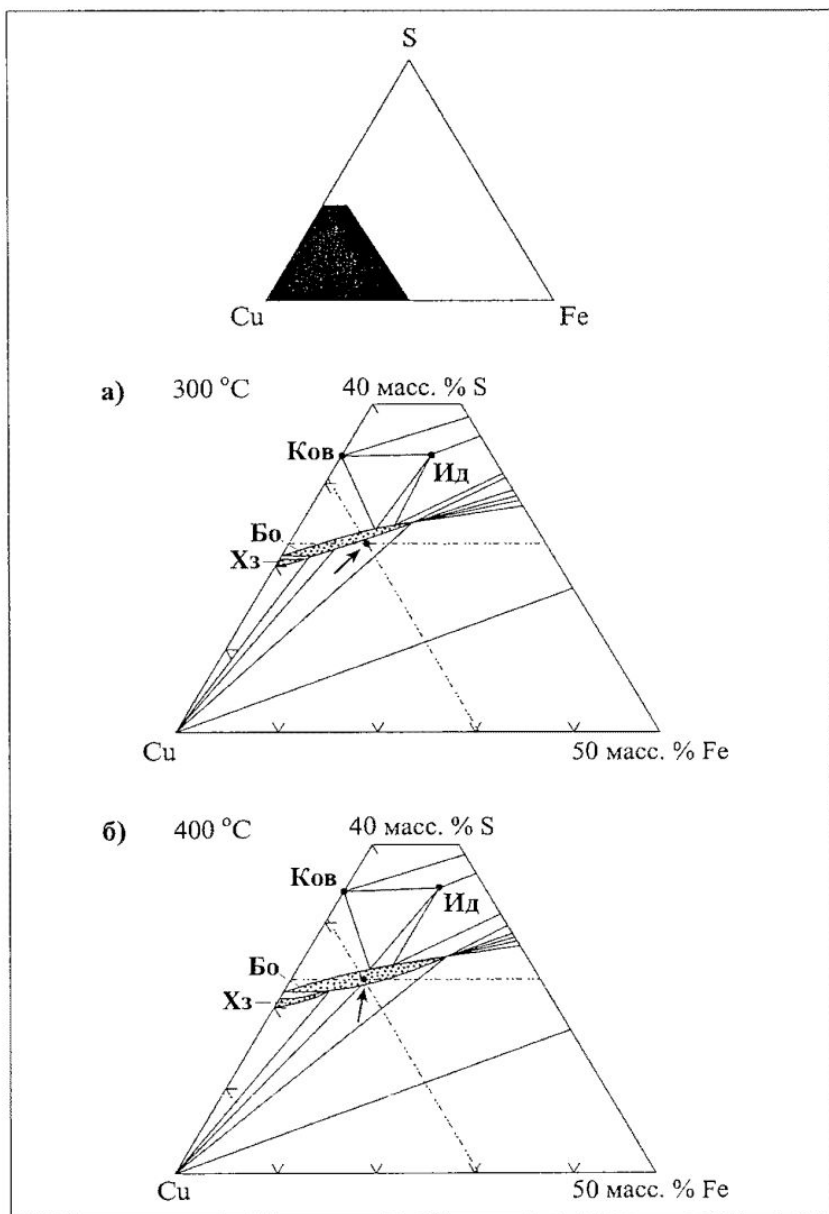


Рис. 47. Изотермические сечения в системе Cu-Fe-S:

а) при 300°С, б) – при 400°С (по Юнду и Куллеруду).

Крал – твердые растворы. Ков – ковеллин, Хз – халькозин, Бо – борнит, Ид – идаит. Стрелкой указано положение фигуративной точки состава Cu = 69,6%, Fe = 7,3%, S = 23,1%

**Последовательность кристаллизации минералов
в секущих карбонатитах (Люлекоп)**

| Минерал | Стадия кристаллизации | | | | |
|-------------|-----------------------|------------|-----------------------|-------------------------------|---------|
| | карбонатная | апатитовая | главная сульфидная | магнетит-халько- пиритовая | поздняя |
| Доломит | ————— | | | | |
| Кальцит | ————— | | | | |
| Бастнезит | ————— | | | | |
| Синхизит | ————— | | | | |
| Анкилит | ————— | | | | |
| Стронцианит | ————— | | | | |
| Апатит | | ————— | | | |
| Пирротин | | | ————— | | |
| Кубанит | | | ————— | | |
| Халькопирит | | | | ————— | |
| Магнетит | | | | ----- | |
| Валлериит | | | | | ————— |

Столь невысокие значения температуры и давления многих заставят усомниться в том, что они действительно характеризуют истинные первичные условия формирования секущих карбонатитов. Возможно, полученные значения температуры и давления характеризуют процесс вторичной перекристаллизации карбонатов. На наш взгляд, он довольно легко может происходить, и даже первичные взаимоотношения минералов при этом могут сохраняться неизменными. Масштаб проявления этого процесса в секущих карбонатитах можно оценить, лишь располагая значительно бóльшим количеством фактического материала.

Относительно условий формирования самих сульфидов секущих карбонатитов по имеющимся наблюдениям сложно делать какие-либо выводы. Заслуживает особого внимания характер взаимоотношений кубанита и халькопирита. В предыдущей главе упоминалось, что халькопирит образует в кубаните тонкие параллельные полоски, центральные части которых выполнены магнетитом. Обычно происходит наоборот: в ходе остывания халькопиритового

твердого раствора кубанит выделяется в виде параллельных ориентированных вростков в халькопирите ((001) кубанита параллельна (111) халькопирита). Можно предположить, что в нашем случае наблюдается замещение кубанита по плоскостям отдельности халькопиритом, при этом избыток железа уходит в магнетит, который слагает центральные части халькопиритовых пластинок. Расчет баланса Fe для тех соотношений кубанита, халькопирита и магнетита, которые наблюдаются в изученных образцах, в целом не опровергает возможность протекания такого процесса. Приведем ниже ход рассуждений и подсчетов.

Судя по шлифам и измерениям площадей минералов в сростаниях (определены графически по фотографиям, см. рис. 44), соотношения объемов замещаемого кубанита и развивающихся по нему фаз таковы:

Единица объема кубанита → Единица объема (халькопирит, 86% + магнетит, 14%). Имеется также незначительная примесь новообразованного халькопирита на контакте кубанита и доломита.

В наших наблюдениях в среднем имеем:

10000 нм³ кубанита → 1800 нм³ магнетита + 8200 нм³ халькопирита.

Далее, как известно, число атомов Fe, приходящихся на 1 нм³ минерала, вычисляется по формуле:

$$N_{\text{Fe}} = R \times P \times \rho,$$

где R — переходный коэффициент,

P — массовый процент элемента или оксида,

ρ — плотность минерала.

Это соответствует следующим соотношениям:

$$(N_{\text{Fe}})_{\text{кубанита}} = 30310 \rightarrow (N_{\text{Fe}})_{\text{магнетита}} = 8071 + (N_{\text{Fe}})_{\text{халькопирита}} = 19114,$$

при этом «лишнее железо» $(N_{\text{Fe}}) = 3125$, вероятно, идет на образование халькопирита по контакту кубанита и доломита.

Промежуточные вычисления приведены в табл. 22 и 23.

В целом же можно отметить, что сульфиды секущих карбонатов образовывались при сравнительно низких температурах, поскольку даже самый ранний из них — пирротин — представлен здесь своей практически немагнитной гексагональной модификацией. Она, как известно, устойчива ниже 136°C (Исасенко и др., 1986).

Значение коэффициента R

| Элемент (окисел) | R |
|--------------------------------|--------|
| Fe | 0.0179 |
| FeO | 0.0139 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.0063 |

Таблица 23

Расчет числа атомов в единичном объеме

| Минерал | г, (г/см ³) | Содержание Fe (масс. %) | N _{Fe} (на 1 нм ³) |
|-------------|-------------------------|---|---|
| Кубанит | 4.1 | Fe = 41.3 | 3.031 |
| Халькопирит | 4.2 | Fe = 31.0 | 2.331 |
| Магнетит | 5.2 | FeO = 31.0 Fe ₂ O ₃ = 69.0 | 4.484 |

Минералы благородных металлов

От научного редактора: дальнейшее изучение минералогии руд в фоскоритах и карбонатитах месторождения Люлекоп выполнялось Н. С. Рудашевским и Ю. Л. Крецером в ЗАО «Механобр-Аналит» с использованием пробы весом 1 кг. Она была отделена от промышленного сульфидного концентрата на обогатительной фабрике Phalabora Mining Co. Результаты исследований описаны в специальных публикациях (Рудашевский и др., 2001; Wall, Zaitsev, eds, 2004). Установлены следующие минералы благородных металлов: 1) Pt минералы — спёррилит; 2) Pd минералы — кабриит, таймырит, атоцит, маякит, арсенопалладинит, мертиит II, фрудит и др.; 3) Au минералы — тетраурикуприд, электрум, золото, кюстелит; 4) Ag минералы — серебро, ялшаит, штрмейерит, аргентопентландит, гессит. Список описанных в предыдущих главах сульфидов пополнен троилитом, джарлеитом, дигенитом, анилитом, миллеритом, маккинавитом, шадлунитом, бетехтинитом.

СТРОНЦИЕВАЯ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЮЛЕКОП

Объекты и методы исследования

Исследованы образцы переслаивающихся и секущих карбонатитов месторождения Люлекоп из коллекции проф. А. Г. Булаха (Булах и др., 1992, 1998). Диагностика и изучение минералов карбонатитов проводились в прозрачно-полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Camscap-4, оснащённом энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000. Микрозондовые исследования проведены в лаборатории АО «Механообр-Аналит» (Санкт-Петербург) докт. геол.-мин. наук Н. С. Рудашевским. Условия микрозондовых анализов: 20 кВ, 2–10 нА, экспозиции 50 с, стандарты — минералы известного состава и искусственные соединения. Содержания CO_2 , Р и H_2O рассчитаны по стехиометрии минералов.

В переслаивающихся (ранних) и в секущих (поздних) карбонатитах выявлено девять Sr-REE минералов (табл. 24). Их общее содержание в карбонатитах составляет десятые доли об. %, размер зерен не превышает 0,2–0,3 мм.

Таблица 24

Перечень Sr-REE минералов (Люлекоп)

| Тип карбонатита | Образец | Карбонаты | | | | | | Фосфаты | | Сульфат |
|------------------|-----------|-------------|-------------|-----------|---------|---------|----------|---------------|---------|----------|
| | | REE силикат | стронцианит | бастнезит | паризит | анкилит | синхизит | Sr-REE апатит | монацит | целестин |
| Переслаивающийся | обр. ПБ-4 | + | + | + | + | - | - | + | + | + |
| Переслаивающийся | обр. ПБ-6 | - | + | - | + | + | - | + | + | - |
| Секущий | обр. ПБ-5 | - | + | + | - | + | + | + | - | - |

Минералы Sr и REE в переслаивающихся карбонатитах

В переслаивающихся карбонатитах Sr-REE минералы представлены преобладающими карбонатами и фторкарбонатами, меньшую роль здесь играют фосфаты. В этих породах обнаружен также недиагностированный REE силикат.

Бастнезит широко распространен в переслаивающихся карбонатитах, образует зерна размерами от 5×10 мкм до 30×100 мкм. Бастнезит развивается по трещинам в зернах доломита и кальцита, образует каймы вокруг апатита и сростания с пирротином и кубанитом.

Паризит также обычен в переслаивающихся карбонатитах. Присутствует в виде ксеноморфных зерен размерами до 10×20 мкм, совместно с бастнезитом формирует каймы вокруг зерен апатита.

Анкилит встречается в переслаивающихся карбонатитах значительно реже. Присутствует здесь в виде индивидов изометричной формы размерами около 10 мкм, приуроченных к границам зерен кальцита и доломита.

Химические составы бастнезита (табл. 25, ан. 1–3) и паризита (табл. 25, ан. 4 и 5) обычны для карбонатитов. В анкилите присутствуют высокие и переменные в различных образцах содержания Ca (табл. 26, ан. 1 и 2). По содержанию Ca изученный анкилит является промежуточным членом полного изоморфного ряда анкилит-(Ce)-кальциоанкилит-(Ce) (Рекон et al., 1997).

Отсутствие среди редкоземельных минералов этой ассоциации собственно карбонатов и преобладание фторкарбонатов указывает на высокую активность фтора в эту стадию карбонатитообразования.

Стронцианит (редкие ксеноморфные зерна размерами до 5×15 мкм) чаще всего приурочен к контактам зерен кальцита и доломита. Химический состав этого минерала прост, но содержит существенную примесь Ca (табл. 27, ан. 1).

Апатит в рассматриваемых карбонатитах представлен двумя разновидностями — бедной REE (табл. 28, ан. 3 и 6) и обогащенной этими элементами (табл. 28, ан. 7). Редкоземельный апатит чаще всего заполняет трещины в зернах обычного апатита, образует кристаллы размерами до 10 мкм, нарастающие на поверхности зерен апатита, а также ксеноморфные обособления размерами 10×30 мкм в кальцито-доломитовом агрегате. Бедный REE апатит может содержать до 1 масс. % Sr.

Химический состав (масс. %) REE фторкарбонатов (Люлекоп)

| Компонент | Переслаивающиеся карбонатиты | | | | | Секущие карбонатиты | |
|--------------------------------|------------------------------|-------|-------|---------|-----------|---------------------|----------|
| | обр. ПБ-4 | | | | обр. ПБ-6 | обр. ПБ-5 | |
| | бастнезит | | | паризит | паризит | бастнезит | синхизит |
| | ан. 1 | ан. 2 | ан. 3 | ан. 4 | ан. 5 | ан. 6 | ан. 7 |
| La ₂ O ₃ | 18.5 | 23.4 | 13.7 | 18.8 | 10.6 | 18.9 | 12.3 |
| Ce ₂ O ₃ | 37.6 | 38.1 | 36.8 | 30.5 | 29.1 | 37.1 | 23.8 |
| Pr ₂ O ₃ | 3.5 | 3.8 | 5.3 | 3.6 | 5.2 | 4.7 | 3.8 |
| Nd ₂ O ₃ | 9.2 | 8.7 | 17.6 | 8.1 | 16.1 | 12.6 | 13.9 |
| CaO | 3.7 | 0.8 | 0.4 | 10.5 | 9.1 | 0.7 | 16.4 |
| CO ₂ | 21.3 | 20.5 | 19.9 | 24.6 | 23.4 | 20.2 | 27.2 |
| F | 8.9 | 8.7 | 8.9 | 8.1 | 8.4 | 8.8 | 6.4 |
| -O=F ₂ | 3.7 | 3.7 | 3.7 | 3.4 | 3.5 | 3.7 | 2.7 |
| Сумма | 98.9 | 100.3 | 98.9 | 100.8 | 98.4 | 99.3 | 101.1 |

Кристаллохимические формулы минералов

Ан. 1 – (Ce_{0.50}La_{0.25}Nd_{0.12}Pr_{0.05}Ca_{0.14})_{1.06}[CO₃]F

Ан. 2 – (Ce_{0.51}La_{0.31}Nd_{0.11}Pr_{0.05}Ca_{0.03})_{1.01}[CO₃]F

Ан. 3 – (Ce_{0.50}La_{0.19}Nd_{0.23}Pr_{0.07}Ca_{0.02})_{1.01}[CO₃]F

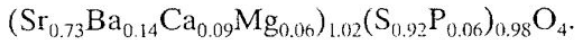
Ан. 4 – Ca_{1.01}(Ce_{0.99}La_{0.62}Nd_{0.26}Pr_{0.12})_{2.00}[CO₃]F₂

Ан. 5 – Ca_{0.91}(Ce_{0.99}La_{0.36}Nd_{0.53}Pr_{0.18})_{2.06}[CO₃]F₂

Ан. 6 – (Ce_{0.50}La_{0.25}Nd_{0.16}Pr_{0.06}Ca_{0.03})_{1.01}[CO₃]F

Ан. 7 – Ca_{0.94}(Ce_{0.46}La_{0.24}Nd_{0.26}Pr_{0.07})_{1.04}[CO₃]F

Редкоземельный апатит тесно ассоциирует с *целестином*. Мелкие кристаллы целестина также нарастают на поверхности зерен апатита. Средний химический состав целестина (масс. %): SrO — 41.1, CaO — 2.8, BaO — 11.7, MgO — 1.3, SO₃ — 40.0, P₂O₅ — 2.3 (сумма 99.2), что соответствует формуле:



Монацит (табл. 28, ан. 1, 2, 4, 5) образует многочисленные каймы и прожилки в зернах апатита (рис. 48), изредка встречается в виде обособленных зерен в кальцито-доломитовом агрегате. Ширина прожилков и кайм монацита не превышает 20 мкм, обособленные зерна имеют размеры до 50×90 мкм.

Редкоземельный силикат образует зерна изометричной неправильной формы размерами от 5×15 до 75×120 мкм. Минерал наблюдается в сростаниях с хондродитом, иногда слагает тонкие каймы вокруг зерен хондродита (см. рис. 48).

Химический состав (масс. %) анкилита (Люлекоп)

| Компонент | Переслаивающиеся карбонаты | | Секущие карбонаты |
|--------------------------------|----------------------------|-------|-------------------|
| | обр. ПБ-6 | | обр. ПБ-5 |
| | ан. 1 | ан. 2 | ан. 3 |
| Ce ₂ O ₃ | 24.2 | 23.6 | 21.8 |
| La ₂ O ₃ | 6.0 | 8.1 | 11.9 |
| Nd ₂ O ₃ | 11.1 | 10.5 | 8.4 |
| Pr ₂ O ₃ | 4.1 | 3.8 | 3.0 |
| Sm ₂ O ₃ | 1.3 | 1.0 | 0.8 |
| Gd ₂ O ₃ | 0.5 | 0.2 | 0.7 |
| CaO | 4.5 | 8.0 | 5.9 |
| SrO | 16.7 | 14.7 | 16.5 |
| CO ₂ | 23.1 | 25.0 | 24.1 |
| H ₂ O | 7.5 | 7.0 | 7.3 |
| Сумма | 98.9 | 101.8 | 100.4 |

Кристаллохимические формулы

Ан. 1 – $(\text{Sr}_{0.60}\text{Ca}_{0.30})_{0.90}(\text{Ce}_{0.55}\text{La}_{0.14}\text{Nd}_{0.25}\text{Pr}_{0.09}\text{Sm}_{0.03}\text{Gd}_{0.01})_{1.06}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ан. 2 – $(\text{Sr}_{0.50}\text{Ca}_{0.50})_{1.00}(\text{Ce}_{0.51}\text{La}_{0.17}\text{Nd}_{0.22}\text{Pr}_{0.08}\text{Sm}_{0.02})_{1.00}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$

Ан. 3 – $(\text{Sr}_{0.58}\text{Ca}_{0.39})_{0.96}(\text{Ce}_{0.48}\text{La}_{0.27}\text{Nd}_{0.18}\text{Pr}_{0.07}\text{Sm}_{0.02}\text{Gd}_{0.01})_{1.02}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$

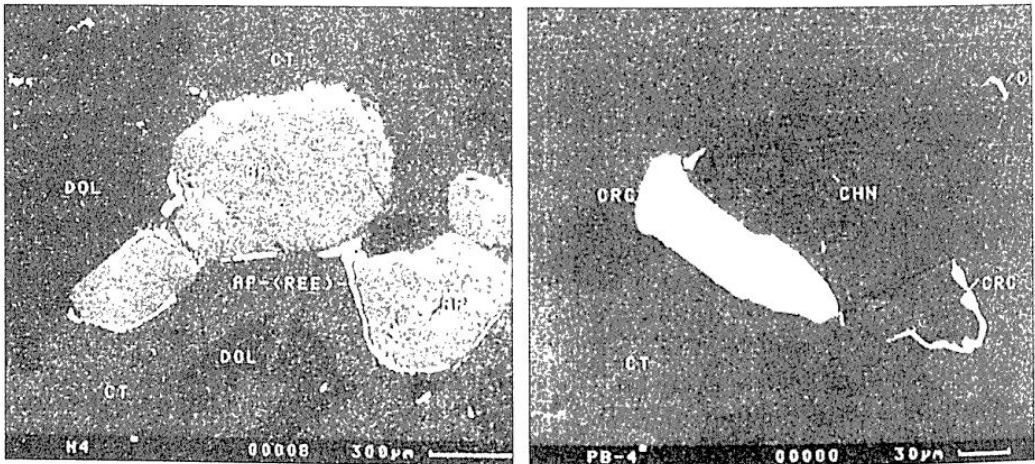


Рис. 48. Взаимоотношения минералов в переслаивающихся карбонатах.

Пояснения в тексте.

Условные обозначения: СТ – кальцит, DOL – доломит, AP – апатит, AP-(REE) – разновидность апатита, содержащая Sr и REE, CRC – REE силикат

Химический состав (масс. %) стронцианита (Люлекоп)

| Компонент | Переслаивающиеся карбонатиты | Секущие карбонатиты | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | обр. ПБ-6 | обр. ПБ-5 | | | | | |
| | | ан. 1 | ан. 2 | ан. 3 | ан. 4 | ан. 5 | ан. 6 |
| La ₂ O ₃ | 0.0 | 0.7 | 1.2 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 |
| Ce ₂ O ₃ | 0.0 | 1.0 | 1.7 | 0.3 | 0.2 | 0.0 | 0.0 |
| Pr ₂ O ₃ | 0.0 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.0 | 0.0 |
| Nd ₂ O ₃ | 0.0 | 0.3 | 0.7 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| CaO | 7.5 | 6.8 | 8.7 | 7.5 | 7.1 | 8.1 | 3.6 |
| BaO | 0.7 | 1.4 | 1.9 | 1.0 | 0.3 | 1.2 | 4.7 |
| SrO | 60.3 | 59.4 | 55.7 | 59.0 | 59.4 | 60.2 | 61.9 |
| CO ₂ | 31.7 | 31.5 | 32.0 | 31.5 | 31.0 | 32.3 | 30.5 |
| Сумма | 100.2 | 101.2 | 102.0 | 99.8 | 98.2 | 101.8 | 100.7 |

Кристаллохимические формулы

Ан. 1 – (Sr_{0.81}Ca_{0.19}Ba_{0.01})_{1.00}[CO₃]Ан. 2 – (Sr_{0.79}Ca_{0.17}Ba_{0.01}Ce_{0.01}La_{0.01})_{0.99}[CO₃]Ан. 3 – (Sr_{0.73}Ca_{0.21}Ba_{0.02}Ce_{0.01}La_{0.01}Nd_{0.01})_{0.99}[CO₃]Ан. 4 – (Sr_{0.79}Ca_{0.19}Ba_{0.01})_{0.99}[CO₃]Ан. 5 – (Sr_{0.81}Ca_{0.18})_{0.99}[CO₃]Ан. 6 – (Sr_{0.79}Ca_{0.20}Ba_{0.01})_{1.00}[CO₃]Ан. 7 – (Sr_{0.86}Ca_{0.09}Ba_{0.04})_{0.99}[CO₃]

Химический состав редкоземельного силиката (табл. 29) устойчив для различных зерен, рассчитывается на формулу CaCe₂(SiO₄)₂. Минералы аналогичного состава в известных компьютерных банках данных Е. Никеля и А. Хольцеля отсутствуют. К сожалению, малые размеры зерен пока затрудняют дальнейшее исследование минерала.

На основании установленной нами последовательности образования минералов выделены стадии кристаллизации изученных карбонатитов (см. табл. 20). Образование минералов Sr и REE, по-видимому, связано с процессом перекристаллизации породообразующих кальцита, доломита и апатита. Вероятно, эти ранние минералы изначально содержали некоторое количество Sr и REE. На поздних этапах формирования карбонатитов Sr и REE обособились в составе самостоятельных минералов.

Подводя итог обзору редкоземельно-стронциевой минерализации в переслаивающихся карбонатитах, отметим, что обр. ПБ-4 и ПБ-6 существенно различаются по морфологии и процентному

Химический состав (масс. %) монацита и апатита (Люлекок)

| Компонент | Переслаивающиеся карбонаты | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------------|-------|-------|-----------|-------|-------|-------------------|-------|-------|
| | обр. ПБ-4 | | | обр. ПБ-6 | | | Секущие карбонаты | | |
| | монацит | | | монацит | | | апатит | | |
| | Ан. 1 | Ан. 2 | Ан. 3 | Ан. 4 | Ан. 5 | Ан. 6 | Ан. 7 | Ан. 8 | Ан. 9 |
| La ₂ O ₃ | 23,9 | 21,2 | 0,7 | 16,7 | 14,8 | 0,5 | 11,9 | 0,7 | 0,8 |
| Ce ₂ O ₃ | 35,2 | 33,5 | 1,3 | 35,9 | 32,2 | 0,4 | 21,8 | 1,3 | 1,5 |
| Pr ₂ O ₃ | 4,3 | 3,2 | 0,0 | 4,3 | 6,1 | 0,0 | 4,4 | 0,2 | 0,7 |
| Nd ₂ O ₃ | 8,2 | 8,5 | 0,6 | 6,7 | 15,5 | 0,0 | 10,5 | 0,7 | 0,8 |
| CaO | 0,0 | 1,5 | 53,3 | 7,2 | 1,0 | 53,2 | 20,2 | 52,3 | 50,2 |
| SO | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 1,0 | 0,6 | 2,1 | 2,5 |
| P ₂ O ₅ | 30,4 | 30,6 | 40,0 | 29,5 | 30,5 | 41,2 | 27,7 | 37,9 | 39,8 |
| Сумма | 102,0 | 98,4 | 95,9 | 100,2 | 100,1 | 96,3 | 97,1 | 95,3 | 96,3 |

Кристаллохимические формулы минералов

- Ан. 1 — (Ce_{0,50}La_{0,34}Nd_{0,11}Pr_{0,06})_{1,01}[P_{0,99}O₄]
 Ан. 2 — (Ce_{0,48}La_{0,30}Nd_{0,12}Pr_{0,04}Ca_{0,06})_{1,00}[P_{0,99}O₄]
 Ан. 3 — (Ca_{2,88}Ce_{0,04}La_{0,02}Nd_{0,02})_{4,96}[PO₄]₃(OH, F, Cl)
 Ан. 4 — (Ce_{0,49}La_{0,23}Nd_{0,09}Pr_{0,06}Ca_{0,29}Mg_{0,07})_{1,23}[(P_{0,93}S_{0,01})_{0,94}O₄]
 Ан. 5 — (Ce_{0,46}La_{0,21}Nd_{0,21}Pr_{0,09}Ca_{0,04})_{1,01}[P_{1,00}O₄]
 Ан. 6 — (Ca_{4,91}Pr_{0,05}Ce_{0,01}La_{0,02})_{4,99}[PO₄]₃(OH, F, Cl)
 Ан. 7 — (Ca_{2,42}Pr_{0,04}Ce_{0,09}La_{0,49}Nd_{0,42}Pr_{0,18})_{4,45}[P_{2,63}O₁₂](OH, F, Cl)
 Ан. 8 — (Ca_{4,81}Pr_{0,10}Fe_{0,01}Ce_{0,04}La_{0,02}Nd_{0,02}Pr_{0,01})_{5,01}[(P_{2,76}S_{0,02})_{2,76}O₁₂](OH, F, Cl)
 Ан. 9 — (Ca_{4,69}Pr_{0,13}Ce_{0,05}La_{0,03}Nd_{0,02}Pr_{0,02})_{4,94}[PO₄]₃(OH, F, Cl)

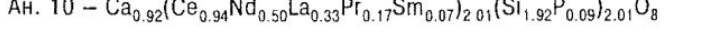
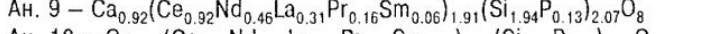
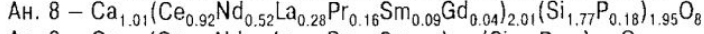
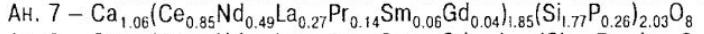
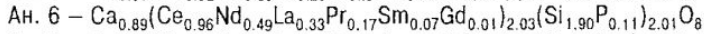
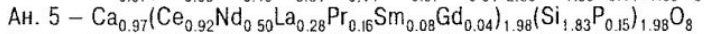
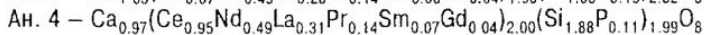
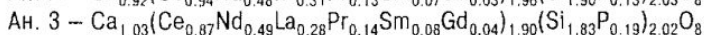
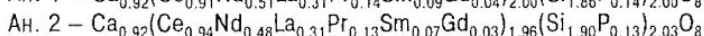
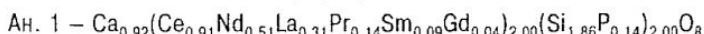
содержанию в них этих минералов. В обр. ПБ-4 они образуют прожилки и каймы относительно крупных размеров (мощностью до 110 мкм и более). В обр. ПБ-6 объемное содержание редкоземельных и стронциевых минералов значительно выше: они образуют мелкие (до 15 мкм), изолированные, равномерно рассеянные по породе зерна, что придает этим минералам характер типичных акцессориев. Вероятно, обр. ПБ-4 и ПБ-6 соответствуют различным по времени образования минеральным ассоциациям. Наличие кальцито-доломитовых структур распада позволяет отнести обр. ПБ-4 к наиболее ранним образованиям переслаивающихся карбонатитов, а обр. ПБ-6, где кальцит и доломит представлены незаконными сростаниями, вероятно, характеризует более поздние стадии формирования карбонатитов.

Таблица 29

**Химический состав (масс. %) неизвестного REE силиката
(Люлекоп)**

| Компонент | ан. 1 | ан. 2 | ан. 3 | ан. 4 | ан. 5 | ан. 6 | ан. 7 | ан. 8 | ан. 9 | ан. 10 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 22.0 | 22.2 | 22.2 | 22.1 | 21.9 | 22.7 | 21.6 | 20.5 | 24.3 | 23.2 |
| La ₂ O | 9.9 | 9.9 | 9.1 | 10.0 | 8.9 | 10.7 | 9.0 | 8.9 | 10.6 | 10.8 |
| Ce ₂ O ₃ | 29.2 | 30.0 | 28.8 | 30.6 | 30.0 | 31.5 | 28.5 | 29.2 | 31.4 | 31.0 |
| Pr ₂ O ₃ | 4.7 | 4.2 | 4.8 | 4.6 | 5.4 | 5.5 | 4.5 | 5.0 | 5.6 | 5.7 |
| Nd ₂ O ₃ | 16.9 | 15.6 | 16.6 | 16.3 | 16.8 | 16.4 | 16.9 | 16.8 | 16.0 | 16.9 |
| Sm ₂ O ₃ | 3.0 | 2.4 | 2.8 | 2.3 | 2.9 | 2.3 | 2.1 | 3.0 | 2.2 | 2.6 |
| Gd ₂ O ₃ | 1.6 | 1.2 | 1.5 | 1.6 | 1.4 | 0.4 | 1.4 | 1.5 | 0.0 | 0.0 |
| CaO | 10.2 | 10.1 | 11.6 | 10.7 | 10.8 | 9.9 | 12.1 | 10.9 | 10.8 | 10.4 |
| P ₂ O ₅ | 1.9 | 1.8 | 2.7 | 1.5 | 2.1 | 1.5 | 3.7 | 2.4 | 1.9 | 1.4 |
| Сумма | 99.3 | 97.4 | 100.1 | 99.6 | 100.2 | 100.9 | 99.8 | 98.2 | 102.8 | 102.0 |

Кристаллохимические формулы



Минералы Sr и REE в секущих карбонатитах

В секущих карбонатитах все REE и Sr минералы также кристаллизовались вслед за породообразующими доломитом, кальцитом и апатитом (см. табл. 21). Хотя набор редкоземельных и стронциевых минералов в целом повторяет ассоциацию переслаивающихся карбонатитов, есть существенные различия в морфологии и взаимоотношениях этих минералов.

Стронцианит, синхизит и анкилит пользуются наибольшим распространением в секущих карбонатитах, причем стронцианит заметно преобладает, а синхизит наиболее редок. В виде многочисленных мелких (до 15 мкм) изометричных включений они присутствуют практически в каждом зерне кальцита. Иногда размеры зерен стронцианита могут достигать 20×30 мкм, но и в этом случае он приурочен к кальцитовым обособлениям. Крупные зерна стронцианита содержат обычно меньшие количества примесей (REE практически отсутствуют), чем мелкие его зерна (см. табл. 27, ан. 2–7). По-видимому, крупные зерна являются результатом перекристаллизации мелких. Химический состав анкилита тождествен составу минерала из переслаивающихся карбонатитов (см. табл. 26, ан. 3), синхизит имеет стехиометрический состав (см. табл. 25, ан. 7).

Постоянная приуроченность стронцианита, анкилита и синхизита к обособлениям кальцита позволяет предполагать преобразование первичного кальцита под действием поздних гидротермальных растворов в ассоциацию практически чистого кальцита и трех минералов REE и Sr (процесс автолизии, по А. Е. Ферсману).

Бастнезит в секущих карбонатитах развит незначительно, встречается в виде единичных мелких зерен размерами до 15 мкм. Химический состав его тождествен составу бастнезита из переслаивающихся карбонатитов (табл. 25, ан. 6).

Апатит в секущих карбонатитах слагает идиоморфные зерна размерами до 1 мм, содержит 2–2,5 мас. % SrO (табл. 5, ан. 8, 9).

Особенности распределения REE в карбонатитах

Обобщая полученные данные по Sr-REE минерализации в карбонатитах Люлекопа, подчеркнем следующее.

1. Исключительное преобладание в составе их минералов легких редких земель (LREE). Отсутствие тяжелых редких земель

(HREE) отмечалось ранее (Aldous, 1980; Eriksson, 1989) и может объясняться генетической природой магм Палаборского комплекса. Считается, что при частичном плавлении мантийного источника, обогащенного LREE (типа гранатового лерцолита), образующиеся расплавы резко обогащаются гипермагматофильными LREE, тогда как HREE, которые скорее можно отнести к совместимым (когерентным) элементам, остаются в нерасплавленном пиролите.

2. Основное количество и разнообразие стронциево-редкоземельных минералов пришлось на ранние (переслаивающиеся), а не на поздние (секущие) карбонатиты. Безусловно, за этим фактом стоит физико-химический контроль процессов минералообразования, суть которого можно выявить по характеру распределения REE между минералами этих карбонатитов.

Содержания REE в минералах были нормированы по отношению к содержаниям этих элементов в хондритах (Wakita et al., 1971). Нормированные концентрации REE, нанесенные на диаграммы Масуда-Коруэла, дали для всех редкоземельных минералов из карбонатитов обоих типов очень близкие тренды их распределения: на всех диаграммах намечается пологий максимум для Pr, плавный спад содержаний в сторону Gd и значительное подобие друг другу трендов для La и Ce (рис. 49).

Особенно показательно сравнение содержаний REE в бастнезите, паризите, анкилите и монаците, поскольку они присутствуют в разных типах карбонатитов Люлекопа. Пара бастнезит-паризит отчетливо показывает нарастание общего содержания REE при переходе от ранних этапов образования переслаивающихся карбонатитов (обр. ПБ-4) к поздним его этапам (обр. ПБ-6). Затем отмечается некоторое его понижение на самых поздних этапах минералообразования — в секущих карбонатитах (обр. ПБ-5). При этом содержания La и Ce резко падают от обр. ПБ-4 к обр. ПБ-6, а в секущих карбонатитах (обр. ПБ-5) снова повышаются почти до уровня обр. ПБ-4 (см. рис. 49, б). Ту же тенденцию поведения REE при переходе от переслаивающихся к секущим карбонатитам можно проследить и в анкилите (см. рис. 49, в). В монаците также от ранних к поздним разновидностям переслаивающихся карбонатитов общее содержание REE возрастает, а содержание La и Ce понижается (см. рис. 49, г).

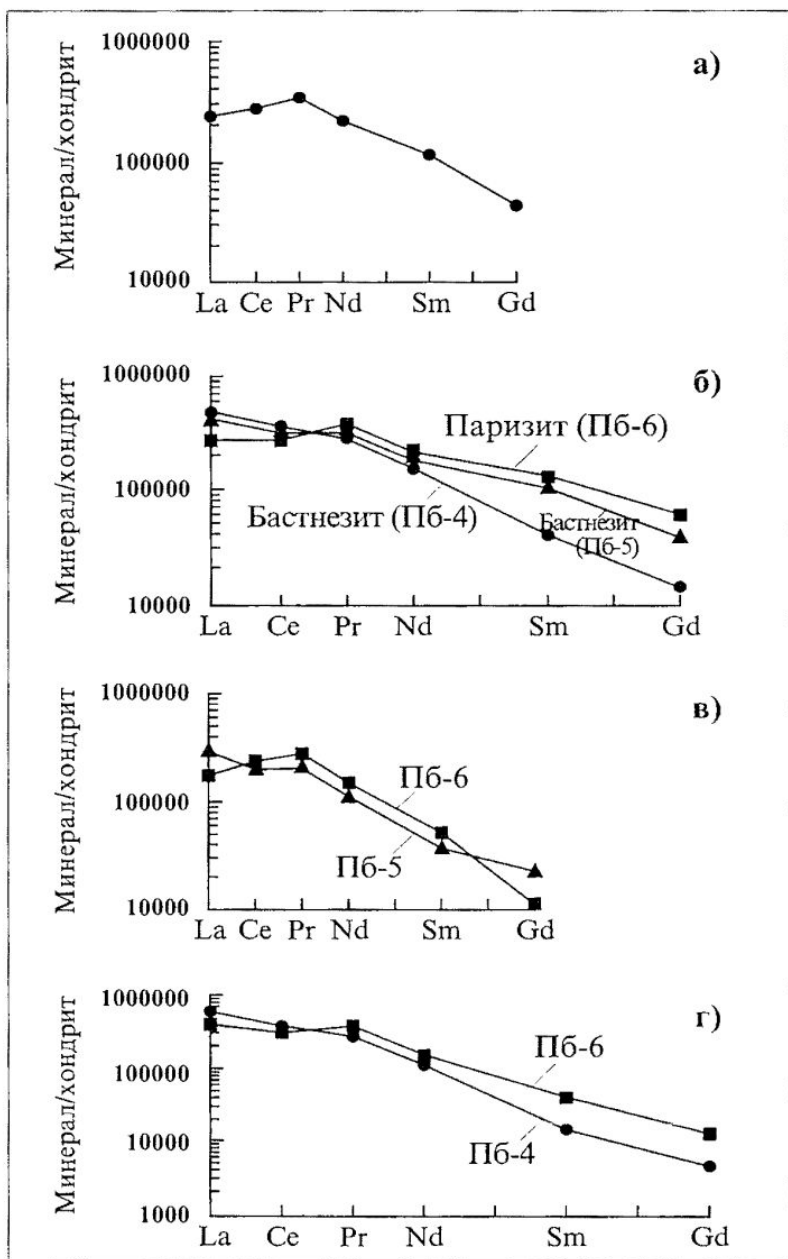


Рис. 49. Распределение REE в минералах карбонатов Люлекопа: а – REE силикат, б – бастнезит-паризит, в – анкитит, г – моноцит (переслаивающиеся карбонаты)

Такое сходство в характере распределения REE по разным минералам позволяет утверждать, что в начале процесса карбонатитообразования шло нарастание благоприятных условий для вхождения REE в кристаллические решетки минералов, а к концу этого процесса — некоторый спад. По-видимому, эти факты связаны с динамикой изменения кислотности — щелочности среды карбонатитообразования.

Для проверки этого предположения были проанализированы величины отношений Nd/La и Ce/La в минералах, которые считаются информативными качественными показателями изменения щелочности среды (Семенов, 1963; Бородин, 1965; Чернышева, 1981). Как известно, возрастание величин этих отношений свидетельствует об увеличении кислотности среды. Пара бастнезит-паризит продемонстрировала четкое увеличение величин Nd/La и Ce/La при переходе от ранних этапов образования переслаивающихся карбонатитов (обр. ПБ-4) к поздним (обр. ПБ-6), а затем их спад в молодых секущих (обр. ПБ-5) карбонатитах (рис. 50, а). Такую же тенденцию дала пара анкилит-монацит (рис. 50, б, в). Причем изменение величин Nd/La

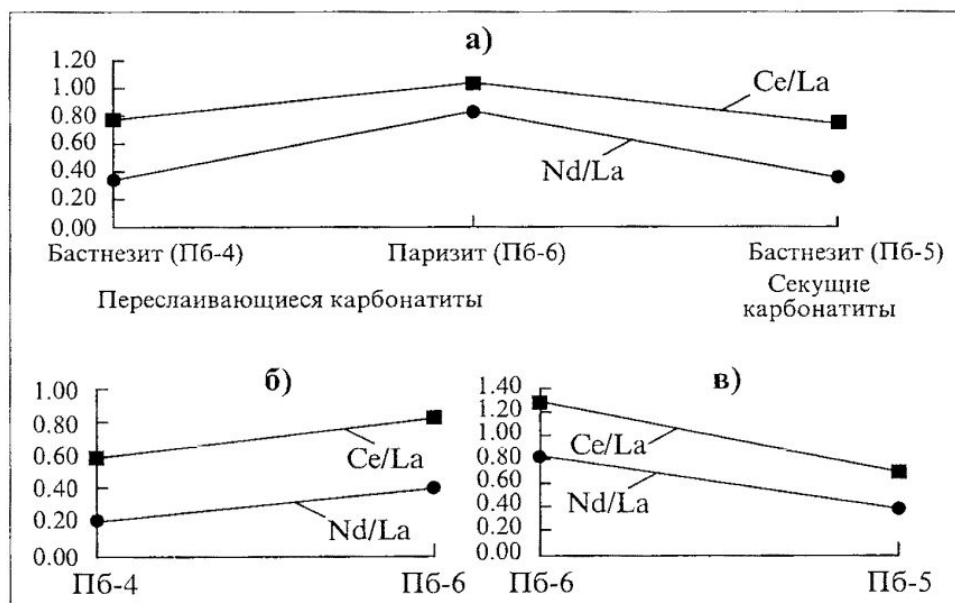


Рис. 50. Индикаторные соотношения Nd/La и Ce/La в редкоземельных минералах. а — бастнезит-паризит, б — монацит, в — анкилит

и Ce/La при переходе от обр. ПБ-4 к обр. ПБ-6 для всех трех минералов примерно одинаковое и составляет около 0,2–0,4, а при переходе от обр. ПБ-6 к обр. ПБ-5 — порядка 0,4–0,5. Таким образом, есть основания предполагать, что от ранних этапов карбонатитообразования к поздним в переслаивающихся карбонатитах шло снижение значений рН, а при переходе к более молодым секущим карбонатитам щелочность среды вновь повышалась. Это, в свою очередь, является возможным только в водонасыщенных средах и косвенно указывает на карбогидротермальный (Bulakh et al., 1998) или флюидный генезис изученных нами минералов в карбонатитах месторождения Люлекоп.

Обсуждение результатов

Карбонатиты месторождения Люлекоп формировались на заключительном этапе становления щёлочно-ультраосновного комплекса Палабора. Поэтому, на наш взгляд, является вполне закономерным высокое содержание в карбонатитах таких элементов, как Sr и REE: они являются несовместимыми по отношению к породообразующим минералам ультраосновной и щелочной серий массива. Всё более накапливаясь к последним стадиям петрогенетического процесса, эти элементы дали разнообразную минерализацию как в переслаивающихся (ранних), так и в секущих (поздних) карбонатитах.

Наблюдения показали, что наиболее разнообразная Sr-REE минерализация характерна для переслаивающихся карбонатитов. В них встречены бастнезит-(Ce), анкилит-(Ce), стронцианит, монацит-(Ce), паризит-(Ce), апатит с повышенным содержанием Sr и REE: целестин и неназванный силикат Ca и REE. Для секущих карбонатитов характерны главным образом карбонаты Sr и REE-бастнезит-(Ce), анкилит-(Ce), синхизит-(Ce) и стронцианит.

Полное подобие характера распределения легких редких земель во всех изученных минералах позволяет предполагать, что при образовании карбонатитов месторождения Люлекоп на протяжении всей их эволюции не происходило потери или привноса извне значительных количеств редких земель. Принципиально это означает бесперспективность поисков значимых концентраций редкоземельной минерализации в непосредственно прилегающих к карбонатитам Люлекопа породах.

Особенности составов REE в изученных минералах указывают на существование, по крайней мере, двух парагенетических ассоциаций минералов в переслаивающихся карбонатитах. Они различаются по физико-химическим условиям их образования. В целом результаты анализа распределения REE и величины индикаторных отношений Nd/La, Ce/La указывают на следующую схему протекания процессов карбонатитообразования. Начало кристаллизации переслаивающихся (существенно кальцитовых) карбонатитов происходило в условиях повышенной щёлочности, что способствовало вхождению в кристаллические решетки минералов в качестве катионов сильных оснований с большими радиусами ионов. К числу таких элементов относится Sr, и в раннем парагенезисе минералов этих карбонатитов действительно наблюдаются повышенные содержания стронциевых минералов — стронцианита, целестина и высокостронциевого апатита (обр. ПБ-4). Более поздняя стадия формирования переслаивающихся карбонатитов характеризовалась существенным понижением щёлочности, благоприятствовавшим вхождению в карбонаты и фосфаты катионов типа LREE, которые являются значительно более слабыми основаниями, чем Sr. Вследствие этого в поздних ассоциациях переслаивающихся карбонатитов отмечается максимальное содержание и разнообразие редкоземельных минералов (обр. ПБ-6). Самые поздние секущие карбонатиты месторождения Люлекоп формировались вновь при повышении щёлочности среды минералообразования, что фиксируется в увеличении роли стронциевых минералов (анкилита и стронцианита) и общем снижении содержания редкоземельных минералов в этих породах (обр. ПБ-5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Турий полуостров. В результате выполненного исследования в составе пород карбонатитовой серии щёлочно-ультраосновного комплекса Турьего полуострова выявлены сульфиды железа (резко преобладают), меди, цинка и свинца. Установлено, что сульфидная минерализация характерна лишь для определенных типов пород карбонатитовой серии, причем разным типам этих пород характерен свой набор сульфидов.

Все выявленные сульфиды образуют три парагенетические ассоциации:

1. Ранние высокотемпературные сульфиды — гексагональный пирротин, халькопирит (1-й генерации), сфалерит (1-й генерации), пирит (1-й генерации);

2. Поздние низкотемпературные сульфиды — моноклинный пирротин, халькопирит (2-й генерации), сфалерит (2-й генерации), галенит, пирит (2-й генерации);

3. Продукты окисления пирротина — пирит (3-й генерации), марказит.

Во всех породах карбонатитовой серии, где проявлена сульфидная минерализация, сульфиды образовывались позже породообразующих карбонатов, силикатов и апатита. Выделения сульфидов приурочены к интерстициям этих минералов либо развиты в виде поздних тонких секущих прожилков. Общая последовательность образования сульфидов во всех породах следующая: пирротин (гексагональный или моноклинный) → халькопирит + сфалерит → галенит → пирит.

Распределение сульфидов по породам карбонатитовой серии имеет четкую закономерность:

- **фоскориты** не содержат сингенетичной магнетиту ранней сульфидной минерализации; в них в незначительном объеме проявлена лишь поздняя, явно наложенная низкотемпературная сульфидная ассоциация;

- **ранние карбонатиты**, к которым мы относим форстерито-кальцитовые, слюдисто-кальцитовые, пироксено-кальцитовые, мелилито-кальцитовые и мономинеральные кальцитовые разновидности, *содержат высокотемпературную сульфидную минерализацию*, причем от форстерито-кальцитовых к мономинеральным кальцитовым карбонатитам содержание сульфидов в них увеличивается, достигая максимального объема (до 13 об. %) и разнообразия в зонах амфиболизации и тетраферрифлогопитизации (так называемые «вторичные» разновидности ранних карбонатитов);

- **поздние карбонатиты** (доломито-кальцитовые, доломитовые) *содержат низкотемпературную сульфидную минерализацию*. Ее объем всегда очень выдержан и составляет около 9% от общего объема породы.

- **в кварцево-флюорито-кальцитовых породах** проявлена в неполном объеме *высокотемпературная сульфидная минерализация*, представленная здесь гексагональным пирротинном, халькопиритом (1-й генерации) и сфалеритом (1-й генерации). Пирит нами в этих породах не наблюдался.

Проведенные исследования также позволили установить некоторые черты условий образования сульфидной минерализации и пород карбонатитовой серии и четко определить положение сульфидов в общем процессе карбонатитообразования (см. рис. 39, 40). В тезисной форме развитая нами генетическая схема сводится к следующему.

Фоскориты не содержат сульфидов, зато в большом объеме содержат магнетит. Их формирование, по нашим оценкам, происходило при температуре около 550°C , низкой фугитивности кислорода ($\lg f_{\text{O}_2} \approx -21,5$), в щелочных условиях, при активности серы $< 10^{-6}$. Судя по термодинамическим расчетам, образования сульфидов при таких условиях происходить не могло. Высокотемпературная сульфидная минерализация появляется при увеличении активности серы до 10^{-4} – 10^{-2} , при снижении температуры до 350°C и понижении щёлочности. Основная масса высокотемпературной сульфидной минерализации образуется в нейтральных-слабощелочных услови-

ях ($pH = 7,8-8,2$) в момент *резкого повышения* окислительно-восстановительного потенциала (сопутствует процессам амфиболизации и тетраферрифлогопитизации). Поздняя сульфидная минерализация формировалась в нейтральных условиях, при еще более высоких значениях Eh и при температурах ниже 250°C . Повсеместное окисление пирротина происходило на завершающих стадиях развития пород карбонатитовой серии, когда условия становились еще более окислительными, образовывались барит и гематит. Появление цеолитов в поздних пустотах выщелачивания свидетельствует о некотором повышении щёлочности гидротермальных растворов, вызывавших вторичные изменения в уже сформированных породах карбонатитовой серии.

Огорчительно, что, несмотря на использование современных методов минералогических исследований и большой объем изученного материала, выявленный набор сульфидов крайне прост, а их химические составы также отличаются поразительной тривиальностью. Почему так произошло, в настоящий момент сложно сказать. Возможно, ответ будет найден, когда будет решена проблема источника халькофильных элементов для образования сульфидов. Существует точка зрения, что таким источником являются породы гипербазитовой серии, подвергающиеся метасоматическому изменению и перекристаллизации (Кухаренко и др., 1965). В таком случае, необходимо проанализировать петрохимические данные по содержанию в них таких элементов, как Cu, Co, Ni, Pt, Au, Ag, и сравнить их с аналогичными показателями для других карбонатитовых комплексов в щёлочно-ультраосновных массивах. Например, с комплексами Ковдор (Россия) и Палабора (ЮАР), в которых известна богатая и разнообразная сульфидная и благороднометалльная минерализация (Булах и др., 1998, Рудашевский и др., 1995, 2001). В настоящий момент мы не располагаем представительными петрохимическими данными по содержанию этих элементов в породах Турьего полуострова, но данная работа будет продолжена, и мы надеемся, что нами будет найден ответ на этот принципиальный вопрос.

Месторождение Люлекоп — минералы Sr и REE. Эти минералы генетически неразрывно связаны с кристаллизацией главных породобразующих минералов — кальцита, доломита и апатита. И карбонатная и апатитовая стадии формирования карбонатитов

(табл. 17, 18) начинались с образования этих главных минералов, а завершались кристаллизацией редкоземельных карбонатов и фосфатов. Обнаружен новый, неизвестный ранее минерал состава $\text{CaCe}_2[\text{SiO}_4]_2$. По всей видимости, изначально Sr и REE рассеивались в породообразующих минералах, а главная масса редкоземельных минералов в карбонатитах месторождения Люлекоп формировалась в ходе гидротермального преобразования первичных протокарбонатитов и протофоскоритов. Сульфидная минерализация развивалась после редкоземельной, на что указывают структурно-морфологические взаимоотношения минералов карбонатитов.

Сходное возрастное положение редкоземельная минерализация занимает и в массивах Себляяр, Хибины, Салланлатви на Кольском полуострове (Субботина, Субботин, 1990; Bulakh et al., 1998; Zaitsev et al., 1998). В них минералы Sr и REE имеют большое распространение на поздних этапах образования карбонатитов, и за ними следуют еще более поздние сульфиды, некоторые оксиды и вторичные минералы. В характере общего набора Sr-REE минералов, их составе и времени образования в этих массивах и в месторождении Люлекоп существует целый ряд одинаковых особенностей. Это, во-первых, преобладающее распространение фторкарбонатов Sr и REE. Во-вторых, возрастная смена Sr и REE минералов во всех массивах идет от сложных карбонатов через фтор- и гидроксилкарбонаты к простым карбонатам (типа стронцианита). В-третьих, образование минералов Sr и REE, по многим оценкам, происходит в момент смены рН среды кристаллизации. Большинство авторов сейчас признается карбогидротермальное происхождение Sr-REE минерализации в карбонатитах перечисленных выше массивов. Данные автора согласуются с этими представлениями.

Месторождение Люлекоп — сульфиды. В результате выполненного исследования в составе карбонатитов комплексного месторождения Люлекоп выявлены разнообразные по составу сульфиды меди, никеля и висмута, редкоземельные минералы (карбонаты, фосфаты), установлены формы нахождения серебра.

Морфогенетические особенности минералов указывают на поздний характер сульфидов в изученных нами образцах и шлифах. Намечается принадлежность их к нескольким возрастным ассоциациям (парагенезисам), а именно:

в переслаивающихся карбонатах:

к *предкарбонатной* — хондродит, торинит, бадделеит и редкоземельный силикат;

к *карбонатной* — кальцит, доломит, бастнезит, хондродит и ранний магнетит;

к *апатитовой* — апатит, редкоземельный апатит и частично ранний магнетит;

к *ранней сульфидной* — пирротин, пентландит, аргентопентландит, ранний галенит, монацит и целестин;

к *основной сульфидной* — поздний кальцит, кубанит, халькопирит, борнит, халькозин;

к *галенитовой* — поздний галенит, самородное серебро;

к *магнетитовой* — поздний магнетит и валлериит;

в секущих карбонатах:

к *доломитовой* — доломит, кальцит, стронцианит, бастнезит;

к *апатитовой* — апатит;

к *главной сульфидной* — пирротин, кубанит;

к *магнетит-халькопиритовой* — магнетит, халькопирит;

к *поздней* — валлериит.

Как видно, в обоих типах карбонатитов главная масса сульфидов образовалась позже пороодообразующих карбонатов, а также силикатов и апатита. Более поздней по отношению к сульфидам является часть магнетита. Можно утверждать, что в перемежающихся карбонатитах сульфидная минерализация была частью высокотемпературного процесса карбонатитогенеза. В образцах секущих карбонатитов фиксируются достаточно низкотемпературные ассоциации карбонатов и сульфидов. Не исключается возможность, что в генезисе этих образований принимал участие уже и карбогидротермальный процесс.

Выявленный набор минералов значительно беднее установленного ранее в ковдорских рудах (Рудашевский и др., 1995), вероятно, в первую очередь за счет малого объема материала, исследованного нами в месторождении Люлекоп, и некоторой разницы в методах исследования.

Судя по литературным данным (Копылова и др. 1980), по структурно-генетическому положению и характеру оруденения, намеча-

ется определенное сходство между перемежающимися карбонатами месторождения Люлекоп и кальцитовыми карбонатами второй генерации Ковдорского массива (с тетраферрифлогопитом, клиногумитом, редкометалльной минерализацией). Имеются также черты подобия между секущими карбонатами массива Люлекоп и доломитовыми карбонатами Ковдора.

От научного редактора. К сожалению, П. И. Карчевский не успел сделать обобщение по трем частям заключения. Уже после его кончины вышла в свет английская книга о фоскоритах и карбонатах Кольской щелочной провинции (Wall, Zaitsev — eds, 2004). В ней есть глава о Турьинском щелочном комплексе с акцентом на диоксидовые фоскориты, написанная П. И. Карчевским, и другие главы, соавтором которых он является. Его взгляды о сочетании процессов магматической кристаллизации и флюидно-карбогидротермальных явлений при формировании фоскоритов и карбонатов привели его к сотрудничеству с М. В. Серёдкиным и И. А. Зотовым в работах на Ковдорском массиве (см.: Серёдкин и др., 2002, 2004).

Благодарности

Автор искренне признателен В. Н. Яковенчуку, Б. В. Афанасьеву и И. С. Анисимову, любезно предоставившим для исследований образцы из собственных коллекций, а также Н. С. Рудашевскому и Ю. Л. Крецеру (АО «Механобр-Аналит»), выполнявшим основную часть электронно-микронных анализов проб. И главное было не результаты анализов, а идеи Н. С. Рудашевского, которые побуждали мыслить активно. Особую благодарность автор выражает профессору В. Г. Кривовичеву и другим преподавателям и сотрудникам кафедры минералогии СПбГУ: А. И. Брусницыну, М. Д. Евдокимову, А. Н. Зайцеву, Н. И. Пономарёвой и В. А. Кузнецову за учебу у них, поездки с ними в экспедиции на Северный Урал и в Карелию, за их добрую помощь в проведении работы, консультации и обсуждение полученных результатов. Автор искренне благодарен своему научному руководителю профессору А. Г. Булаху, предложившему тему исследований, всегда помогавшему во всем и в обсуждении полученных результатов. Во время работы в Англии и Франции большую помощь оказывали мне Фрэнсис Уолл, Терри Вильямс, Жак Мут и Даниель Гарсиа. Я глубоко благодарен им.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Глазнев В. Н., Раевский А. Б.* Строение палеозойских щёлкочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 211–221.
- Афанасьев Б. В., Солопов Ю. А., Терновой В. И.* Стадии образования карбонатитов Кольского полуострова и связанные с ними типы оруденения // Записки ЛГИ. 1977. Т. 22. Вып. 2. С. 25–33.
- Багдасаров Э. А., Орлова М. П.* О направленности явлений метасоматоза в комплексах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // В кн. Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, С. 318–326.
- Бородин Л. С.* Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 3–20.
- Булах А. Г.* Геологическое строение и этапы формирования массивов щелочных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Мурманская область) // Вестник ЛГУ, 1974. Т. 24. Вып. 4. С. 21–32.
- Булах А. Г.* Временная позиция, последовательность и температуры образования карбонатитов в щелочно-ультраосновных комплексах и древних платформ // Вестник ЛГУ, 1979. Т. 29. Вып. 12. С. 5–11.
- Булах А. Г.* Термодинамический анализ условий образования высокотемпературных кальцитовых карбонатитов // В кн. Минералы и парагенезисы горных пород и руд. Л.: Наука, 1979, С. 3–12.
- Булах А. Г., Евдокимов М. Д., Рудашевский Н. С.* Особенности распределения Ni и Co в ультраосновных щелочных горных породах и карбонатитах Турьего полуострова (Мурманская обл.) // Геохимия. 1975. № 5. С. 733–739.
- Булах А. Г., Иваников В. В.* Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984.

- Булах А. Г., Искоз-Долинина И. П. Карбонатиты Центрального массива Турьего полуострова и особенности их генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 12, С. 28–36.
- Булах А. Г., Искоз-Долинина И. П. Оценка химических условий формирования пород карбонатитовой серии (расчетные данные) // В кн. Минералы и парагенезисы горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 12–26.
- Булах А. Г., Комов И. Л., Масленников А. В. Конгресс прикладной минералогии в ЮАР // ЗВМО. 1992. № 3. С. 135–136.
- Булах А. Г., Кривовичев В. Г. Расчет минеральных равновесий. Л.: Недра, 1985.
- Булах А. Г., Кривовичев В. Г., Золотарёв А. А. Формулы минералов. Термодинамический анализ в минералогии и геохимии. // СПб.: Изд-во СПбГУ, 1995.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фродель К. Система минералогии. Т. 1. П/т. 1, 2. М.: Иностранная литература, 1950.
- Евдокимов М. Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982.
- Евдокимов М. Д., Рудашевский Н. С. Сульфидная минерализация в фенитах Турьего полуострова // Минералогия и геохимия. Вып. 5. 1975. С. 16–21.
- Иванников В. В., Рухлов А. С. Минералогия пород мелилит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // ЗВМО. 1998. № 1. С. 3–16.
- Иванников В. В., Рухлов А. С. Геохимия и петрогенезис мелилит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // ЗВМО. 1998. № 2. С. 10–25.
- Исаенко М. П., Боришанская С. С., Афанасьева Е. Л. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. М.: Недра, 1986.
- Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971.
- Капустин Ю. Л. О сульфидной минерализации в карбонатитах Кольского полуострова // В кн. Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965.

Карбонатиты / Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса. М.: Мир, 1969.

Копылова Л. Н., Краснова Н. И., Мартовицкая Н. А., Порицкая Л. Г. Типохимические особенности кальцита и бадделеита Ковдорского комплексного месторождения // В сб. Щелочной магматизм и апатитовосность севера Сибири. / Тр. НИИГА. Л., 1980. С. 124–138.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 3, С. 54–62.

Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. М.: Мир, 1983.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии: Геология, петрология, минералогия, геохимия. М.: Недра, 1965.

Лапин А. В. Минеральные парагенезисы в апатитовых рудах и карбонатитах Себелявра // Геол. рудн. м-ний. 1977. № 4. С. 21–23.

Минералы. Справочник. Вып. 1 (*Диаграммы фазовых равновесий*). М.: Наука, 1974.

Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971.

Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С., Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. Стадийность, фации и зональность в карбонатитах Восточной Сибири // В кн. Проблемы метасоматизма М.: Недра, 1970. С. 310–317.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Иностранная литература, 1962.

Рудашевский Н. С., Кнауф В. В., Краснова Н. И., Рудашевский В. Н. Платинометаллическая и золото-серебряная минерализация в рудах и карбонатитах щелочно-ультраосновного массива (Ковдорский массив, Россия) // ЗВМО. 1995. Вып. 5. С. 1–15.

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

Сахаров А. С. Апатит — магнетитовые месторождения Турьего полуострова. // В кн. Горбунов Г. И., Бельков И. В., Макиевский С. И. и др. Минеральные месторождения Кольского полуострова Л.: Наука, 1981. С. 83–87.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М.: Изд. АН СССР, 1963.

- Субботина Г. Ф., Субботин В. В. Минеральные парагенезисы массива Салланлатва // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 161–174.
- Таланцев А. С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981.
- Таланцев А. С. Геотермобарометрия по доломит-кварцевым парагенезисам. М.: Наука, 1981.
- Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Недра, 1975.
- Чернышева Е. А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск, 1981.
- Aldous R.* Ore genesis in copper, bearing carbonatites: A geochemical, mineralogical and fluid inclusion study / Ph. D. thesis. Imperial College, University of London. London, 1980.
- Bell K., Dunworth E. A., Bulakh A. G., Ivanikov V. V.* Alkaline rocks of Turij Peninsula, Russia, including type-locality turjaite and turjite: A review // The Canadian Mineralogist. Vol. 34, 1996. P. 265–280.
- Buddington A. F., Lindsley D. H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // Journal of Petrology. Vol. 5. Part 2, 1964. P. 310–357.
- Bulakh A. G., Ivanikov V. V.* Carbonatites of the Turij Peninsula, Kola: Role of magmatism and of metasomatism // The Canadian Mineralogist. Vol. 34, 1996. P. 403–409.
- Bulakh A. G., Le Bas M. J., Wall F., Zaitsev A. N.* Ancylyte-bearing carbonatites of the Sebyavir massif, Kola peninsula, Russia // N. Jb. Miner. Mh. 1998. № 4. P. 171–192.
- Eriksson S. C.* Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility // Carbonatites: Genesis and Evolution (Keith Bell, ed.). London; Boston; Sydney; Wellington: Unwin Hyman, 1989. P. 221–250.
- Goldsmith J. R., Newton R. C.* P-T-X relations in the system CaCO_3 - MgCO_3 at high temperatures and pressures // American Journal of Science, 1969. P. 173–178.
- Heaman L. M., Le Chemanant A. N.* Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2) // Chem. Geol. 1993. 110(2–3). P. 95–126.
- Hutchison M. N., Scott S. D.* Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system // Economic geology. Vol. 76, 1981. P. 143–153.

- Kramm U., Kogarko L. N., Kononova V. A. & Vartiainen H.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // *Lithos*. Vol. 30, 1993. P. 33–44.
- Pekov L. V., Petersen O. V., Voloshin A. V.* Calcio-ancylite-(Ce) from Ilimaussaq and Narssarssuk, Greenland, Kola peninsula and Polar Urals, Russia; ancylite-(Ce) — calcio-ancylite-(Ce) an isomorphous series // *N. Jb. Miner. Abh.* 1997. № 3. P. 309–322.
- Rudashevsky N. S., Kretser Yu., Bulakh A. G., Krasnova N. I., Verwoerd W. J.* First description of platinum-group minerals in carbonatites from the Loolekop deposit (Phalaborwa, South Africa) // 8th International Platinum Symposium. Abstracts. Symposium Series S18. Johannesburg, 1998. P. 355–357.
- Verwoerd W. J.* Mineral deposits associated with carbonatites and alkaline rocks // *Mineral Deposits of Southern Africa*. 1986. P. 2173–2191.
- Wakita H., Rey P., Schmilt R. A.* Abundances of the 14 rare-earth and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils / *Proc. 2nd Lunar Sci. Conf.*, 1971. P. 1319–1329.
- Wall F. & Zaitsev A. N.* (Editors). Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, 10. London Mineralogical Society. 2004. 498 p.
- Zaitsev A. N., Wall F., Le Bas M. J.* REE-Sr-Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola Peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution // *Miner. Mag.* 1998. Vol. 62 (2). P. 225–250.

НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ П. И. КАРЧЕВСКОГО

Карчевский П. И. Типоморфные особенности кальцита и биотита из карбонатитов Вишнёвогорского щелочного комплекса, Средний Урал // Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и преподавателей вузов. Екатеринбург. 1996. С. 141–143.

Булах А. Г., Рудашевский Н. С., Карчевский П. И. Золото, серебро, сульфиды и редкоземельные элементы в карбонатитах месторождения Люлекоп (ЮАР) // Записки ВМО. 1998. 3. С. 45–54.

Карчевский П. И., Рудашевский Н. С., Булах А. Г. Морфогенетические особенности и условия образования сульфидов и редкоземельных минералов в месторождении Люлекоп, ЮАР // Минералогический сборник, Львов, 1998. С. 51.

Карчевский П. И., Булах А. Г. Перевод с английского на русский и публикация статьи М. Ридера и др. «Номенклатура слюд» // ЗВМО. 1998. 5. С. 55–65.

Булах А. Г., Карчевский П. И. Перевод с английского на русский и публикация статьи Е. Х. Никеля и Д. Д. Грайса «КННМ ММА: правила и руководства по номенклатуре минералов, 1998» // ЗВМО. 1999. 2. С. 51–65.

Рудашевский Н. С., Булах А. Г., Краснова Н. И., Карчевский П. И., Рудашевский В. Н. Благороднометалльная минерализация фоскоритов и карбонатитов Ковдора (Кольский п-ов) и Палаборы (Южная Африка) // Карбонатиты Кольского полуострова. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1999. С. 101–103.

Карчевский П. И. Условия образования сульфидной минерализации в породах карбонатитовой серии щёлочно-ультраосновного комплекса Турьего полуострова // Карбонатиты Кольского полуострова. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1999. С. 65–67.

Karchevsky P. I. Sulphide minerals in carbonatites from Turiy alkaline complex (Turiy-Kovdor-Sokli ancient rift system): mineralogical features and the model of formation // Modern approaches to ore and environmental mineralogy. Extended abstracts of a MSF Mini-Symposium Espoo, Finland. 2000. P. 39–40.

Карчевский П. И. Минералы Sr и REE в карбонатитах месторождения Люлекоп (Палабора, ЮАР) // Записки ВМО. 2000. 1. С. 99–109.

Karchevsky P. I., Bulakh A. G. Phoscorites of the Vuoriharvi, Turiy Mus and Sebl'yavr alkaline complexes (Kola Peninsula, Russia): A Review // The role of Mantle carbon in the Global Carbon Cycle. EUG XI section MS10, Strasbourg, France. 2001. P. 490–491.

Рудашевский Н. С., Крецер Ю. Л., Булах А. Г., Краснова Н. И., Рудашевский В. Н., Карчевский П. И. Минералы платины, палладия, золота и серебра в карбонатитовых рудах месторождения Люлекоп (массив Палабора, ЮАР) // Записки ВМО. 2001. 5. С. 21–35.

Серёдкин М. В., Зотов И. А., Карчевский П. И. Минералогические типы кальцитовых карбонатитов Ковдорского массива на Кольском полуострове и их генетическая интерпретация // Доклады РАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 532–526.

Karchevsky P. I., and Moutte J. The phoscorite-carbonatite complex of Vuoriharvi, northern Karelia. // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society, London. 2004. P. 163–185.

Karchevsky P. I. The phoscorite-carbonatite complex of Turiy peninsula, Kola // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society, London. 2004. P. 186–200.

Demeny A., Sitnikova M. A., and Karchevsky P. I. Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Pro-

vince: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province. Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society, London. 2004. P. 407–432.

Серёдкин М. В., Зотов И. А., Карчевский П. И. Геолого-генетическая модель формирования Ковдорского массива и связанного с ним апатит-магнетитового месторождения // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 586–608.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СЛОВА ДРУЗЕЙ

Важно не сколько прожито, а как...

Таня Семкова

Паша — наш друг

Наше знакомство состоялось в 1988 году, когда нам было двенадцать лет. Теперь мне двадцать восемь, а ему всё ещё двадцать пять. И всегда будет двадцать пять, сколько бы лет ни прошло. Время застыло. Оно остановилось 7 мая 2002 года...

Каким Паша был в Клубе юных геологов — нашем КЮГе?.. Прежде всего — маленьким. Смешным маленьким мальчиком, похожим на Винни-Пуха. А потом вдруг — вымахал. Именно — «вдруг». Вытянулся, стал стройным. И внешнее сходство с медвежонком исчезло. Когда произошла эта метаморфоза? Трудно сказать. Как в детской сказке — утёнок превратился в лебедя...

Мы с Пашей выросли вместе. В один год пришли в КЮГ, потом поступили в университет, учились на одной кафедре, вместе ездили в экспедиции... Поэтому для меня уже неотделимы детские впечатления о нём от последующих, более взрослых.

Память — странная штука. Часто, казалось бы, незначительные детали хранятся долго, с них любовно и аккуратно сдувается пыль дней и лет, а важные события уходят, стираются почти без следа. Но, к счастью, воспоминания с лёгкостью цепляются за старые вещи и, особенно, фотографии. Почему-то от клубных лет снимков у меня осталось немного. Это и фотографиями-то назвать сложно. Так, клочки фотобумаги с мутными изображениями. Преимущественно — Кавказ. Еще есть сделанный с цветного слайда чёрно-бе-

лый отпечаток, который уже много лет висит у меня на стене комнаты. Это мы в Москве. Но самое ценное, что сохранилось, — магнитофонная плёнка. Праздничная программа к 8 Марта. На ней — «DJ Карчевский presents...».

Собственно, о Кавказе, Москве и празднике 8 Марта и расскажу. Не густо, конечно. Но — что есть. Не обессудьте.

Итак, нам двенадцать. Клуб юных геологов — для меня экзотика. Я грезил о сцене, однако роман с театром не сложился (другими словами, не взяли в актёрский кружок по причине чрезвычайно скромного дарования, которое отборочное жюри так и не смогло распознать). В итоге попала я в клуб совершенно случайно.

У Иваныча — всё основательнее. Предпочтение отдано клубу осознанно. По его словам, сагитировала записаться в КЮГ школьная пионервожатая — Наталья Геннадьевна Ермош. Что для Паши стало решающим аргументом в пользу выбора геологии, честно говоря, я за давностью лет уже не помню. Однако уверена: причина была важной. Ибо Павел Иваныч всегда принимает решение, взвесив все «за» и «против». Забегая вперёд, поведаю историю из студенческой жизни. Паша долго размышлял, на какую кафедру пойти учиться. Результатом этих раздумий явилась табличка, где в строках были указаны некие критерии отбора (какие — он так и не сознался), а в столбцах — названия кафедр. Соответственно, каждая кафедра характеризовалась определённым числом плюсов и минусов. Повезло минералогии. Плюсы перевесили!

Вероятно, не ошибусь, если скажу, что первый год в клубе для всех неофитов — это не знакомство с геологией как наукой, а скорее овладение новыми умениями: держать в руках молоток, заворачивать образцы, собирать рюкзак и т. п. Мы постепенно привыкали к новому образу жизни, к коротким экспедициям во время каникул, пытались подружиться. А главное — готовились к первой в нашей судьбе дальней поездке. На Северный Кавказ. Непременным условием этого путешествия было предварительное активное участие в геологической олимпиаде, то бишь написание олимпиадной работы. Все очень старались, в том числе и я, однако некоторые главы вызывали затруднения. На мой жалобный призыв о помощи, обращённый к товарищам, весьма любезно откликнулся Павел Иваныч. Он долго и терпеливо растолковывал мне суть вопроса, причем совершенно потряс меня своими познаниями в данной области. Впе-

чатление произвел сильное. Оставалось только с почтением взирать на столь знающего коллегу...

В итоге летом на Кавказ отправляемся всем дружным коллективом. Прибываем в пункт назначения — поселок Никель (Адыгея). Это база Ростовского университета. Железные ворота — вход. Перед входом огромные лопухи, говорят — уран. За воротами — старые деревянные бараки. Устраиваемся в большом бараке, который раньше, похоже, был кинозалом. Спать придётся на полу, но места хватит всем. Еду готовим на улице. «Кухня» расположена метрах в пятидесяти от барака и представляет собой четыре вкопанные в землю железные сваи. Если сделать к ним крышу, то получится что-то вроде навеса. Однако установка навеса — поступок почти героический, ибо сыплет противнейший дождик, да ещё и налетающие порывы ветра норовят унести куски шифера, причём вместе с монтажниками. Тем не менее наши мальчишки, а именно Иваныч, Антон и Серёга, с бодрым боевым кличем, потрясая молотками, ринулись приколачивать этот навес. Правда, порывом ветра их оттуда довольно быстро сдуло, но группа поддержки (стоящие рядом девочки) героизм первопроходцев оценила. Подвиг был зафиксирован на фотоплёнку.

Первая вылазка в окрестности. Экскурсия. Идём на родник Золотой. От базы идти недалеко, около километра вверх в горы. Это старые зелёные мягкие, ласковые горы. На одной из ёлочек сделана цифра 60. Она чуть темнее общего лесного фона.

Идём вдоль реки. Если посмотреть вниз с берега на воду, то ощущение мирности гор пропадает. Вода ревет внизу, над ней — лёгкой дымкой брызги.

Доходим до смотровой площадки и родника. Рядом, к скале, приделана табличка. Кто-то здесь погиб. Мы пьем из родника воду, набираем во фляжки и идём фотографироваться... Паша на фото — сама серьёзность и солидность. Сидит на корточках, упревая руки в колени, рядом гордо пристроен молоток. Настоящий геолог.

В Иваныче всегда сочеталась эта солидность (возможно, желание казаться старше) с азартом, задором и отчасти озорством. На Кавказе он отличился тем, что крепко примотал одну из наших барышень за косу к табурету, пока та была поглощена беседой с подругой. Коса была длинной, свисала почти до пола, девица —

болтливой, а Паша — парень ловкий. Результат — бурное веселье окружающих.

И ещё раз об озорстве. И на сей раз — об артистизме Павла Иваныча. Вояж в Москву. Отвальная. Ради этого события готовится варёная сгущёнка. Банки со сгущёнкой кипят в кастрюльке. На кухне за кастрюлькой зорко следит Ленка, поскольку продукт без присмотра бросить нельзя: банки могут взорваться. Технологически процесс рассчитан по минутам. В это время мужской половиной коллектива был подготовлен план «мистификации века»: подмена сварившейся сгущёнки на банки с «сырой». Для этого надо было выманить Лену с кухни так, чтобы она ничего не заподозрила. Паша взял огонь на себя. Появившись на пороге со скорбным лицом, он печально сообщил, что нечаянно порезался, и для пущей убедительности помахал в воздухе замотанным в платок пальцем. После чего проникновенно добавил: «Срочно нужен йод. Иначе будет заражение крови...» Естественно, Ленка метнулась в поисках йода, чтобы спасти товарища. На фотографии, той, что у меня в комнате, как раз и запечатлена эта отвальная.

А магнитофонная кассета к 8 Марта — это продукт совместного творчества нескольких человек — праздничный концерт. Паша — один из ди-джеев. Весёлый, бесшабашный и зажигательный. Впрочем, талантливый человек талантлив во всём.

Но странно слышать из динамика голос, живой голос человека, которого уже нет...

«Память согревает человека изнутри, но в то же время разрывает его на части» — наверное, эти слова могли бы быть эпиграфом к моим воспоминаниям. По крайней мере, так я это чувствую. Трудно писать для читателей — незнакомых людей — о том, кто тебе дорог. Я не очень это умею. Получается то очень лично, то никак, блёкло.

А. Г. Булах

**О Павле Карчевском — студенте
и молодом учёном**

Я впервые обратил внимание на Пашу в 1994 / 1995 учебном году во время своих лекций по минералогии, которые я читал для студентов второго курса геологического факультета. Два аккуратных мальчика — он и его приятель Филипп — нередко сидели за столами чуть слева от меня, лектора. На итоговом экзамене студенты выжидали, когда же подойдёт их очередь отвечать, и у каждого была своя цель. И тут я услышал: «Андрей Глебович, я пережду, я хочу отвечать только вам». Я согласился, он ждал, а я продолжал обглаживать жертву, сидевшую у моего стола.

Ответ Паши на вопросы экзаменационного билета поразил меня. Парнишка знал всё, но главным было — это органичность его знаний, продуманных и прочувствованных им, логически связанных своими собственными мыслями, и плюс к этому — умение построить ответ стройно, кратко и ёмко, с хорошими схемами и абрисами простейших чертежей. Я всегда ставил много пятёрок и четвёрок, разрешал студентам заглянуть на мгновение в книжку или тетрадку. Двойка — это был исключительный случай, заставлявший меня страдать, так как он бывал следствием выдающейся лени, дурости или наглости студента, а ведь это — беда... Поэтому Пашина пятёрка не стала чем-то особенным в экзаменационной ведомости. Но я-то знал её истинную цену, а для себя я отметил: этого парня пропустить мимо нашей

кафедры нельзя. Я не знал, что Паша ещё до этого сам выбрал кафедру минералогии.

Первая курсовая работа по карбонатитам выполнялась Пашей под руководством Анатолия Николаевича Зайцева на материале с Урала. Весной Анатолий Николаевич уехал в свою очередную немецкую, канадскую или английскую границу, и я остался ответственным за Пашу. У них был хорошо продуманный план работы, Паша всё делал сам, я поправил запятую на одной из страниц. Курсовая работа была доложена им на Урале и опубликована.

Николай Семёнович Рудашевский вёл для наших студентов курс «Теоретической и практической микроминералогии». Паша и другие студенты занимались в его лаборатории. Николай Семёнович предложил изучить коллекцию фоскоритов и карбонатитов, которую я собрал в карьере на месторождении Люлекоп в ЮАР. Паша работал с нами. Долгие поздние вечера после университетских занятий, которые мы провели втроём у электронного микроскопа и микронзонда в холодном здании «Механобра», были полны творческих бесед. Николай Семёнович — это ведь тонкий наблюдатель и кладёшь идеи. Но и Паша был неплох, он сложил наблюдения в свою собственную генетическую схему, выдумал построить шахматную таблицу (см. табл. 19), проявил прекрасное знание термометрии и сумел практически использовать её приемы — всё это без подсказок с нашей стороны. Он работал активно, со своей собственной инициативой во всём и с исключительным трудолюбием. Мне он приносил для бесед и обсуждений готовые фрагменты будущей итоговой работы, выполненные как будто бы начисто и окончательно. И всегда заранее выбирал время наших бесед, и был точен. Я видел его труд, ценил его время и тоже старался быть точным.

Вместе мы переводили с английского языка и готовили к публикации статью Э. Никеля и Дж. Грайса по правилам КНМ ММА (ЗВМО, 1999, 2) и статью М. Ридера и соавторов по классификации и номенклатуре слюд (ЗВМО, 1998, 5). Очень много трудились над двумя английскими вариантами статьи о сульфидах в Люлекопе. Так я втягивал его в активное владение языком.

В 1999 году мы были вместе с Пашей и Наталией Ивановной Красновой в Лондоне, где работали по проекту ИНТАС в лабораториях Музея естественной истории. У нас с Пашей был заявлен общий доклад на рабочем собрании сотрудников минералогическо-

го отдела. Слушатели собираются в комнате для отдыха и бесед, а у них — мировые имена в науке. Первые 10 минут говорил я, а потом 20 минут — Паша. Так я задумал ввести его в круг английских учёных. Говорил он очень хорошо, и были вопросы к нему. Вечером мы шли, усталые от нервной нагрузки, через те нижние залы музея, где обычно отдыхали посетители — дети. Паша вдруг замер, застеснялся, но всё же сел на чучело льва и попросил меня сделать фотографию. Строгий умный юноша оставался ещё ребёнком. Мы с женой подарили ему в тот первый день его боевого крещения оксфордский словарь английского языка, я разыскал эту книгу в магазине на Паддингтонском вокзале. Мы все жили неподалёку.

А однажды мы вчетвером пошли в Альберт-холл слушать симфонию Малера. Я проявил инициативу и очень боялся, что Паша отвергнет её из-за отсутствия любознательности или вдруг из-за скаредности, обычной для русских за границей: ведь билет-то стоил немало. Но Паша был и любознательным и нескаредным. Он был под большим впечатлением от музыки. Отдалился от нас, взрослых, и пешком тихо пошёл домой по ночному романтическому Лондону. Точно так же в одиночку, без нас, он поехал в Брайтон побывать на море, помечтать. Вообще, он прислушивался к моим советам, когда я предлагал ему интересные, на мой взгляд, посещения и маршруты во время его научных поездок во Францию, Германию, Англию, Финляндию. И ещё один согревший меня эпизод: оказывается, мы оба смотрели в ночь перед отлётом в Лондон телевизионный фильм о двух молодых англичанах, открывших истоки Нила и озеро Виктория. И были едины в своих переживаниях. А потому мы пошли в Королевское географическое общество Англии — и посмотреть, и пофантазировать, и как бы побывать в атмосфере старых географических дискуссий.

Когда мы стали заниматься сульфидами Турьего полуострова, мы были там дважды. Жили на берегу Белого моря в палатках. Паша кормил меня, я пас его. А также дважды принимали участников проекта ИНТАС. Они приезжали на автомашинах из посёлка на день, а на ночь уезжали обратно. Я был ответственным за приёмы. Но ещё зимой я сказал Паше, что он будет англоязычным гидом. Паша давал все пояснения, а я ходил позади толпы, изредка что-то дополнял. Получалось очень неплохо. К тому же

мы заранее заготовили и распечатали для всех схемы, карты, планы с английскими пояснениями. Паша всё лучше говорил по-английски, а я по-прежнему всего лишь изъясняюсь.

Паша создал вполне оригинальную гипотезу «сульфидной волны» — так он её называл. Это гипотеза о волнообразной периодически повторяющейся смене кислотно-щелочных условий в среде сульфидообразования. Идея мучила его, голова была занята только ею. Последнее решение пришло неожиданно, как просветление, ночью. Он сказал мне это, а я снова подумал: парень этот не пустышка.

Паша потратил много усилий, чтобы доказательно аргументировать свою догадку о том, что неизвестный минерал $\text{CaCe}_2(\text{SiO}_4)_2$ является новым. Но материала для исследований было ничтожно мало.

Учёба в аспирантуре шла успешно. Посоветовавшись со мной (не помешает ли это аспирантуре), он поступил на работу на полную ставку в новый лабораторный центр во ВСЕГЕИ. Работал там увлечённо и гордился своей работой. Был отправлен вместе с Антоном Антоновым в Лондон осваивать новую лабораторную технику.

Уверен, что защита диссертации состоялась бы в срок.

Паша был сбит у своего дома быстро мчавшимся автомобилем.

Умер в больнице утром следующего дня — 7 мая 2002 г.

Победы на конкурсах, дипломы и гранты

П. И. Карчевского:

- Диплом и годовая стипендия соросовского студента — 15 марта 1998 г.
- Диплом и годовая стипендия соросовского студента — 14 марта 1999 г.
- Университетская премия 2-й степени для молодых учёных — 29 июня 1998 г.
- Диплом и годовая стипендия победителя грантов для студентов, аспирантов, молодых учёных и специалистов от администрации Санкт-Петербурга — 1998 г.

- Диплом и годовая стипендия соросовского аспиранта — 26 апреля 1999 г.
- Диплом 2-й степени Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей на конкурсе бакалаврских дипломных работ и магистерских диссертаций за 1999 г.
- Грант оргкомитета Симпозиума по рудной микроскопии для поездки с докладом в Эспо, Финляндия — июнь 2000 г.
- Грант Европейского союза геологических обществ для поездки с докладом в Страсбур — 2001 г.
- Персональный грант INTAS для молодых учёных — 19 февраля 2002 г.

Участие П. И. Карчевского в проектах ИНТАС

В конце августа 1998 г. Терри Вилльямс, заведующий лабораторией электронной микроскопии в Музее естественной истории Лондона, получил обычное деловое письмо. Обратный адрес был: Брюссель, секретариат ИНТАС. От этого письма зависела наша научная работа на ближайшие три года. Френсис Уолл, научный сотрудник музея, сказала: «Не повезло нам... Такие маленькие и тоненькие письма обычно содержат плохие новости». На удивление в письме сообщалось, что поданный нами проект по изучению минералогии и геохимии фоскоритов и карбонатитов Кольского полуострова поддержан и мы можем проводить совместные работы. В проекте были объединены опыт и знания шести научных коллективов из России, Англии, Германии и Франции. Одним из девятнадцати исследователей был Павел Карчевский, студент кафедры минералогии.

Как это всегда бывает, мы все долго обсуждали, что, как и где будет исследовано, какие экспедиции и поездки будут организованы, где будут выполняться анализы, кто и с кем будет работать. В нашей группе получились своеобразные «двойки», с одной стороны был кто-то старший, опытный и знающий исследователь, и вместе с ним в паре — молодой студент, энергичный, трудолюбивый. Так работала пара Андрей Глебович Булах и Павел.

Наша первая совместная экспедиция на Кольский полуостров началась с поездки на Турий мыс. Мы приехали на Хям-Ручей, одно из красивейших мест Кольского полуострова, было раннее утро, ти-

хо, на берегу стояла палатка, около которой горел костер, кипел чайник, Андрей Глебович и Павел уже ждали нас, подготовив всё к нашему приезду. В течение трёх дней они водили нас по побережью, рассказывали про фениты, разнообразные дайки, обсуждали мелилитовые породы, копались на старом разрушенном керноскладе в лесу. И всё надо было показывать и рассказывать на английском языке! Потом была поездка на Вуориярви, где мы работали с керновым материалом (а также ловили рыбу, купались в озере, катались на лодке), и работа в Ковдоре, огромном и пыльном карьере. До сих пор все, кто участвовал в этой экспедиции, вспоминают её с удовольствием.

А потом была первая поездка Павла в Англию — новый незнакомый мир, новые люди, совершенно другой стиль общения, отношения к работе и отдыху. Это было накопление бесценного опыта...

Были и сложные моменты в нашем проекте, например отправка образцов, собранных во время полевых работ, в Англию, Германию и Францию. Всего было три больших ящика из-под взрывчатки, каждый весом около 80 кг. Всё было упаковано, получено разрешение Министерства геологии на отправку образцов. Они были переданы в компанию DHL, ей было заплачено за доставку груза за границу. И тут началось что-то страшное и неопишное: с нас стали требовать другие документы. Оказалось, что чиновничий ум может придумать такое, что обычному человеку и не представить. «Мы не можем отправить ваши образцы как геологическую коллекцию для научной работы. Такого определения в наших документах нет» — это было первое, что мы услышали от таможенного брокера. «Это подпадает под определение „Минералогическая коллекция“: По закону такая коллекция является достоянием России, и, чтобы её переслать за границу, вам надо доказать, что она не представляет ценности». Мы с Павлом ездили из одной государственной организации в другую, что-то обсуждали, доказывали. Наши английские коллеги в свою очередь обратились за помощью в Генеральное консульство Великобритании в Санкт-Петербурге, но результата не было. «Вам надо представить фотографии всех образцов в трёх экземплярах!» «Вам надо обратиться за присвоением кода для внешнеэкономической деятельности (!) вашему товару» и так далее, и тому подобное. В общем, за три месяца мы не смогли отправить образцы, потом

я уехал в длительную командировку за границу, и все проблемы остались на Павле. Через три месяца он написал мне, что всё нормально, образцы «улетели» из аэропорта Пулково в Лондон. Ни слова не было о том, какими усилиями и трудами стоило это сделать.

Паша работал очень чётко, продуманно, он был надёжен во всём. Много было планов. Павел писал статьи, ездил на конференции с докладами. Конечно, это были не пленарные, заказные доклады, а стендовые, но впечатляла география поездок — это Москва, Финляндия, Франция. В 2001 году Павел получил грант ИНТАСа на участие в XI конференции Европейского геологического союза в Страсбуре. Нелепая случайность: катаясь на лыжах, он повредил себе позвоночник и длительное время провел в больнице и дома.

Я познакомил Павла с Аттилой Дементи, геохимиком из Академии наук Венгрии в Будапеште, и они договорились о совместной работе по исследованию изотопного состава углерода и кислорода в фоскоритах и карбонатитах Вуориярви. Павел просмотрел большое количество шлифов и образцов, отобрал около 30 мономинеральных фракций кальцита.

В феврале 2002 года выигран ещё один грант ИНТАСа, на этот раз это был его индивидуальный грант для молодых ученых — на 12 месяцев с бюджетом 3500 евро. В июле Павла ждали в Лондоне, всё было готово: расписано время работы на приборах (электронный микроскоп, микрозонд, лазерная абляция), приготовлены толстые полированные шлифы. Я в это время был в Лондоне и успел посмотреть эти шлифы на микроскопе с катодолюминесцентной приставкой.

Эти шлифы до сих пор находятся в электронно-микроскопической лаборатории Музея естественной истории и ждут своего часа... Осталась большая и хорошо организованная коллекция горных пород, детальное описание шлифов, десятки химических анализов карбонатитов, сотни микрозондовых анализов минералов. Часть материалов Павла, его идей и замыслов вошла в книгу, которую мы писали после окончания нашего проекта ИНТАС. В ней имеются три работы Павла (см. приложение 2, с. 153–159).

В. В. Иваников

Последний аккорд жизни

Паша Карчевский был одним из самых талантливых молодых учёных геологического факультета СПбГУ. Он трагически погиб на стремительном подъёме своей научной карьеры. Щемящее чувство возникает, когда читаешь несколько наивные его строки: «Огорчительно, что, несмотря на использование современных методов и большой объём изученного материала, выявленный набор сульфидов оказался крайне прост (на Турьем полуострове. — *В. И.*), а их составы также отличаются поразительной тривиальностью», а далее следует уверенное: «...работа будет продолжена, и мы надеемся, что нами будет найден ответ на этот принципиальный вопрос». Как много мог бы сделать в науке этот человек! И эта книга обязательно должна стать достойным ему памятником.

С. Н. Бритвин

Карчевскиит — новый минерал из Ковдора

Мы провели с Павлом два летних полевых сезона на Кольском полуострове, неизменно посещая карьер Ковдорского железорудного месторождения. Нечасто встретишь сейчас людей, так увлечённых своей профессией. Целые дни изучали обнажения карбонатитов, собирая материал для работы. Всё было здорово, и казалось, что так и будет. Его смерть оказалась потрясением для нас. Небольшой данью памяти стал новый минерал из Ковдорского рудника, который мы назвали карчевскиитом. Это сложный по составу гидрокарбонат магния и алюминия, но красивый минерал, пока это эндемик Ковдора. Будем надеяться, что люди, встречая карчевскиит, вспомнят и о человеке, именем которого он назван.

