

552.5
343
Е. М. Эпштейн

ГЕОЛОГО - ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

✓
1994.

Е.М.Эпштейн

ГЕОЛОГО- ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

**И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
РУДОНОСНЫХ
КАРБОНАТИТОВЫХ
КОМПЛЕКСОВ**



МОСКВА "НЕДРА" 1994

Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. - М.: Недра, 1994. - 256 - с.: ил. - ISBN 5-247-03186-5

Рассмотрены геология, петрология и рудоносность эталонных объектов - Ковдорского, Гулинского и Горноозерского массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов. Предложена модель карбонатитовых комплексов, устойчивость параметров-блоков которой проверена на контрольных объектах и исследована для распознавания образа рудоносности объектов экзамена. Охарактеризованы физико-химические процессы рудообразования. Изложены научно-методические основы эффективного проведения поисков, прогноза и оценки эндогенных месторождений.

Для специалистов, занимающихся изучением рудных месторождений.

Табл. 32, ил. 51, список лит. - 98 назв.

Федеральная целевая программа книгоиздания России

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разработка научных основ изучения, поисков и оценки месторождений минерального сырья относится к одной из важнейших проблем, решение которой направлено на повышение эффективности геологоразведочных работ. Подобные исследования имеют особо важное значение для месторождений, связанных со сравнительно слабо изученными сложными эндогенными рудоносными образованиями. К ним, безусловно, относятся и массивы специфической геологической формации, сложенные ультрамафитами, ийолитами, мелилитовыми породами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, породами карбонатитового комплекса. В настоящей монографии к ним для краткости применяется термин "массивы ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов" (УИК) как характеризующий специфический набор наиболее часто встречающихся пород*.

В последние годы отмечается все возрастающий интерес к проблемам условий локализации и генезиса подобных массивов. Это объясняется высокой значимостью научных аспектов - мантийным источником вещества, необычайно большим диапазоном физико-химических условий становления массивов, редким разнообразием слагающих их пород, минералов и руд. Вместе с тем, многие стороны проблемы геологии и петрологии, минерало- и рудообразования все еще не вышли за пределы острых дискуссий и принципиально различных позиций. Подтверждает это положение и эпиграф, предпосланный В.И. Смирновым [60] главе, посвященной карбонатитам: "Полна чудес могучая природа".

Высокая научная и практическая ценность информации о геологии, рудоносности и генезисе сложных массивов УИК подчеркивается увеличивающимся числом исследований, посвященных этим проблемам. После введения В. Бреггером в 1921 г. термина "карбонатит" значительный вклад в их изучение за рубежом внесли работы Т.Барта, Д. Бейли, В. Вимменауэра, Д. Гиттинса, Д. Даусона, Е.Ларсена, Б. Кинга, В.Пекора, Е.Сетера, П.Уилли, Е.Хейнрика, А.Хекбома, А.Холмса, С.Шенда, Е.Штрауса, Г.Эккермана. В нашей стране изучению различных аспектов геологии, петрологии, минералогии, геохимии и генезиса рудоносных карбонатитов посвящены исследования Л.С. Бородина, А.Г. Булаха, А.И. Гинзбург, Н.Е. Евзиковой, Л.С. Егорова, А.Г. Жабина, Ю.Л. Капустина, В.А. Кононовой, Н.И. Красновой, А.А. Кухаренко, Э.А. Ланда, А.А. Лапина,

*В новой классификации [42] для магматических пород нефелин-пироксенового состава предложен термин "фондолиты", который пока еще мало используется в литературе.

М.П. Орловой, Л.К. Пожарицкой, О.М. Римской-Корсаковой, И.Т. Расс, В.С. Самойлова, С.В. Соколова, Б.И. Сулимова, В.И. Тернового, А.А. Фролова, Ю.Н. Шейнманна и др.

Важным шагом в познании закономерностей локализации месторождений явилось выделение рудно-формационных типов карбонатитов по их связи с вмещающими породами: щелочно-ультраосновными, нефелин-сиенитовыми, калиевыми габброидами и щелочными метасоматитами [1, 7, 13, 16].

Настоящее исследование целиком посвящено наиболее практически важному - первому из трех типов. Массивы УИК, которых в мире насчитывается уже более 400, за последние 20-30 лет из петрологических раритетов превратились в крупные кладовые ценных полезных ископаемых. Одни полезные компоненты извлекаются промышленностью в мировой практике (Nb, Zr, Cu, Au, Ag, U, Fe, Ti, V, Ni, Pt, P, флогопит, вермикулит, хризолит, кальцит, сода, хлориды и фториды натрия) - за рубежом на общую сумму 1250 млн дол. в год [96], другие (Co, Ta, Hf, TR, J, Sc, Sr, Ba, Pb, Zn, Mo, флюорит, форстерит) могут быть использованы при комплексном освоении месторождений. Формирование подавляющей части руд происходило в период развития карбонатитового процесса.

Массивы УИК включают крупнейшие ниобиевые (Араша, Бразилия; Томторское, Восточное Прианабарье; Белозиминское, Восточные Саяны; Горноозерское, Сетте-Дабан), железотитановые (Гулинское, Западное Прианабарье) и флогопитовые (Ковдорское, Кольский п-ов) месторождения, крупные танталовые (Сокли, Финляндия; Вуори-Ярви, Кольский п-ов; Горноозерское, Арбарастах, Алдан), железо-фосфорные, фосфорные (Ковдорское, Вуори-Ярви, Себель-Явр, Кольский п-ов; Ессей, Ыраас, Маган, Западное Прианабарье) и медные (Палабора, ЮАР) объекты, а также циркониевые, редкоземельные, флюоритовые, вермикулитовые, хризолитовые и др.

Месторождения формировались в широком интервале *РТХ*-условий - от продуктов кристаллизации высокотемпературных парагенезисов ультрамафитовой магмы до низкотемпературных кварц-анкеритовых гидротермалитов и экзогенных образований при значительном диапазоне глубин формирования эндогенных руд. Указанные специфические особенности усложняют разработку надежных поисковых критериев, требуют тщательного анализа накопленного обширного материала и создания обобщенной системы изучения и оценки рудоносных массивов УИК.

Цель предлагаемого исследования состоит в построении геолого-петрологической модели рудоносных карбонатитовых комплексов УИК, базирующейся на формализованном обобщении количественной по важнейшим параметрам геологической, петрографической и минералогической информации. Под термином "модель" понимается система, способная отражать основные закономерности объекта так, чтобы по ограниченному числу параметров прогнозировать различные его признаки [75], в том

числе типы и оценочные параметры оруденения. С помощью подобной модели необходимо определять положение различных минеральных типов руд во временных группах пород, вертикальной и латеральной зональности, устанавливать роль до- и интратрудной тектоники, способы и условия формирования эндогенного оруденения. Анализ модели даст возможность разработать научно-методические основы изучения, достоверные критерии поисков, локального прогноза и оценки рудных месторождений формации УИК, прежде всего на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Объекты изучения подразделяются на эталонные, контрольные и экзаменационные.

В качестве *эталонных объектов* выбраны массивы УИК - Ковдорский Кольской провинции, Гулинский Западно-Прианбарской (или Маймеча-Котуйской), Горноозерский Сетте-Дабанской провинции. На основе их изучения и построена модель рудоносного карбонатитового комплекса. Общие особенности эталонных объектов - высокая детальность изучения, полнота развития карбонатитового процесса, многообразие типов эндогенных месторождений.

Выбор объектов обусловлен также их существенными различиями:

разнообразием геолого-структурной позиции массивов, расположенных соответственно в зоне плантарного разлома на Балтийском щите, на активизированной северной окраине Сибирской платформы и в зоне ее сочленения с Верхоянской складчатой областью;

значительным диапазоном глубин формирования пород, выведенных на уровень современных эрозионных срезов массивов;

принадлежностью к вулканоплутонам (Гулинский массив) и плутонам (Ковдорский и Горноозерский массивы).

Эталонные объекты всесторонне изучались автором и группой сотрудников под его руководством в течение почти 40 лет. Составлены многие геологические карты массивов и месторождений масштаба от 1:25 000 до 1:500, проведены детальные геолого-структурные, петрологические, минералогические исследования, дана оценка ниобиевых, тантал-ниобиевых, тантал-железо-фосфорных, флогопитовых и других месторождений.

Об объеме исходных материалов на эталонных объектах можно судить по следующим примерам. Геологическая карта Ковдорского апатит-магнетитового месторождения масштаба 1:1000 (площадь 1 км²) составлена по результатам документации 18 км уступов карьера, в том числе по опорным разрезам (6 км) с дешифрированием фототеодолитных стереоснимков, 5 тыс. устьев буровзрывных скважин, более 30 км кернов скважин колонкового бурения; использованы данные детальной магнито- и спектральной радиометрической съемки; построено 126 структурных диаграмм полосчатости и трещиноватости пород и руд; при петрологических исследованиях детально изучено 670 шли-

фов, использовано 275 анализов пород и минералов, тысячи анализов по данным опробования. На несколько меньших, но весьма значительных объемах фактического материала базировалось изучение, составление геологических карт и оценка рудоносности Горноозерского (масштаб 1:10 000, площадь 10 км²) и Гулинского (масштаб 1:25 000, площадь 30 км²; масштаб 1:10 000, площадь 8 км² и др.) массивов.

Объектами контроля явились массивы Маган и Ыраас Западно-Прианабарской провинции, изученные В.П. Богадицей, Е.Л. Данилиным и др. Автором на этих массивах был собран петрологический и минералогический материал. К контрольным отнесены также Белозиминский и Среднезиминский массивы Восточно-Саянской провинции, хорошо известные по литературным данным благодаря исследованиям Л.К. Пожарицкой, В.С. Самойлова, А.А. Фролова, Ю.А. Багдасарова, В.С. Гайдуковой и др.

В качестве *объектов экзамена* выбраны массивы нашей страны, изученные менее детально другими исследователями и автором: Вуори-Ярви, Себль-Явр, Африканда, Салланлатва Кольской провинции, Одихинча Западно-Прианабарской провинции, Поворотный Сетте-Дабанской провинции, а также известные по литературным данным зарубежные массивы УИК, вмещающие крупные месторождения - Араша в Бразилии, Палабора в ЮАР, Сокли в Финляндии.

Настоящая книга написана на основе исследований, выполненных во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н.М. Федоровского в рамках тематики проекта № 314 "Щелочной и карбонатитовый магматизм Земли" международной программы "Геологической корреляции" ЮНЕСКО.

Автор считает своим долгом поблагодарить Н.А. Данильченко, Л.Н. Журавлеву, Т.Б. Здорик, И.П. Панышина, С.В. Соколова, Я.М. Фейгина, участвовавших под его руководством в разные годы в сборе и обработке полевых материалов, а также Л.Л. Фесютину за помощь в подготовке рукописи к печати.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Минералы : Аб - альбит, Авг - авгит, Авгди - авгит-диопсид, Аз - анатаз, Ак - анкилит, Амф - амфибол, Ан - андезин, Анк - анкерит, Ант - анортоклаз, Ап - апатит, Ар - арфведсонит, Ба - барит, Бака - барито-кальцит, Бб - бербанкит, Бд - бадделеит, Би - биотит, Бс - бастнезит, Бр - брусит, Ве - вермикулит, Вз - везувиан, Вл - волластонит, Ге - гейкилит, Гем - гематит, Гл - галенит, Гм - гидромелилит, Гр - гранат, Гс - гастингсит, Гч - гатчеттолит, Гф - гидрофлогопит, Гя - гроссулар, Дз - дизаналит, Ди - диопсид, Диавг - диопсид-авгит, Дол - доломит, Ил - ильменит, Ка - кальцит, Кб - колумбит, Кв - кварц, Кг - клиногумит, Кд - крокидолит, Кл - кальцитрит, Кн - канкринит, Ко - ковдорскит, Кр - карбонат, Кт - катафорит, Ку - кубанит, Кш - калиевый полевоый шпат, Ли - линдокит, Лу - луешит, Мел - мелилит, Мл - молибденит, Мн - монацит, Мо - монтичеллит, Мт - магнетит, Мрб - магнезиорибекит, Му - мусковит, Мф - магнезиоферрит, Не - нефелин, Ол - оливин, Ор - ортит, Па - паризит, Пбк - псевдобрукит, Пд - прайдерит, Пкз - периклаз, Пеперовскит, Пи - пироксен, Пкт - пектолит, Пл - плеонаст, Пн - пирротин, Пр - пирит, Пх - пирохлор, Рб - рибскит, Ро - роговая обманка, Ру - рутил, Рх - рихтерит, Са - салит, Сид - сидерит, Ск - скаполит, Сл - слюда, Сп - серпентин, Ср - стронцианит, Срт - сфалерит, Ст - стильпно-мелан, Су - сульфиды, Сф - сфен, Сц - серицит, Тж - тажеранит, Тк - тальк, Тн - торинанит, Тр - тремолит, Уш - ульвошпинель, Фа - фаялит, Фи - фассаит, Фл - флогопит, Фн - флоренсит, Фо - форстерит, Фр - франколит, Фс - ферсмит, Фт - флюорит, Ффл - тетраферрифлогопит, Фю - фергюсонит, Хл - хлорит, Хн - хондродит, Хо - хромит, Хп - халькопирит, Хр - хризолит, Хт - хуанит, Ца - церианит, Цб - цеболит, Це - цеолит, Цк - циркелит, Цр - циркон, Ш - шпинель, Шо - шортит, Шр - шорломит, Эв - эвдиалит, Эг - эгирин, Эгавг - эгирин-авгит, Эгди - эгирин-диопсид, Эгса - эгирин-салит, Эк - эккерманит, Эп - эпидот, Эш - эшинит, Як - яковсит.

Прочие сокращения: ВЗ - вертикальная зональность; ВМС - включения минералообразующих сред; ДТ - дорудная тектоника; ИТ - интратрудная тектоника; ЛЗ - латеральная зональность; МГП - минералого-геохимические признаки; ППК - прогнозно-поисковый комплекс; ПТ - пострудная тектоника; РФ - рудные фации; УИК - ультрамафиты, ийолиты и карбонатиты (массивы); К - коэффициент вариаций; K_{Ba} - коэффициент распределения бария в парах Сл-Ка и Сл-Ап; K_{Mg} - коэффициент распределения магния в парах Сл-Пи и Сл-Амф; K_B - коэффициент восстановления железа в магнетите ($K_B = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}}$); Н - глубина

формирования среза от палеоповерхности; f - железистость минералов ($f = \frac{Fe}{Fe + Mg}$); n - число анализов, проб; $P_{гидр}$ - давление гидростатическое; $P_{лит}$ - давление литостатическое; $P_{т}$ - тангенциальное давление (нагрузка); $P_{тв}$ - давление на твердую фазу; $P_{ф}$ - барометрические условия формирования; $P_{фл}$ - давление флюида; $T_{г}$ - температура гомогенизации; $T_{ф}$ - температура формирования; d - достоверность расчленения.

ПОНЯТИЕ О КАРБОНАТИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ

1.1. КАРБОНАТИТЫ И КАРБОНАТИТОИДЫ

При детальном геологическом картировании и минералогическом петрографическом изучении месторождений, типизации руд, геолого-технологическом картировании, оценке и разведке одним из важнейших вопросов является выбор статистически обоснованных признаков расчленения пород и руд. Оптимальные минералогическо-петрографические критерии расчленения должны удовлетворять следующим требованиям: дискретность состава пород и руд по выбранному признаку; возможность визуального качественного определения признака в полевых условиях; экспрессность и простота лабораторной проверки.

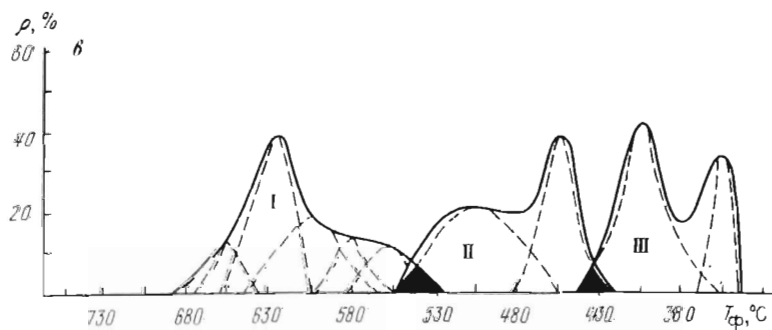
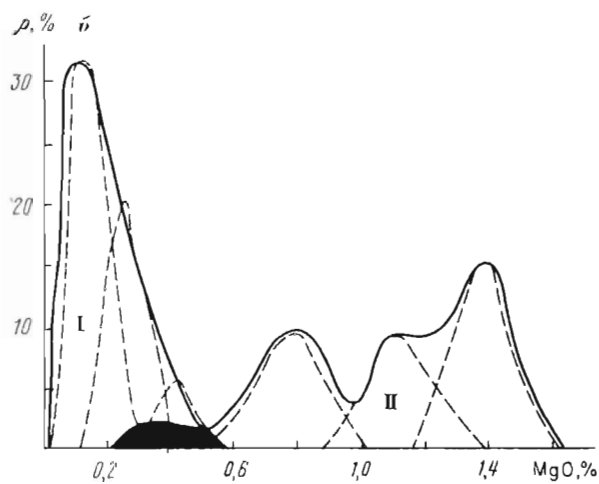
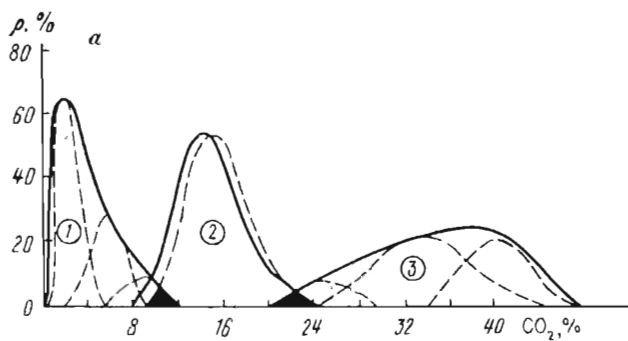
Установлено, что в массивах ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов перспективны в отношении разнообразного комплекса полезных ископаемых не только карбонаты, но и *карбонатитоиды* - породы, характеризующиеся минеральным парагенезисом, аналогичным или близким к карбонатам, при подчиненном содержании парогенных карбонатов [52, 81]. С этой группой пород связаны уникальные месторождения флогопита и ниобия, крупные - фосфора, железа, циркония, тантала, титана, флюорита.

Пространственно-генетическая совокупность карбонатитов и карбонатитоидов именуется *карбонатитовым комплексом*.

Практика картирования показала, что расчленение пород карбонатитовых комплексов целесообразно проводить по содержанию в них карбонатов (кальцита, доломита, анкерита), которое и оказалось дискретным, наиболее информативным признаком, количественно широко варьирующим как в различных минеральных ассоциациях, так и в пределах единого парагенезиса.

До настоящего времени нет единого мнения о номенклатуре пород, различающихся по содержанию в них карбонатов (или CO_2). Большинство исследователей считают, что карбонатитами следует называть породы, сложенные на 50% и более карбонатами, другие относят к собственно карбонатам породы с содержанием карбонатов более 20% [59]. Очевидно, что положение границ геологических образований на картах будет существенно различаться в зависимости от принятой номенклатуры пород, что может повлиять на оценку перспектив рудоносности массива.

Для решения вопроса о границах между различными породами карбонатитовых комплексов по содержанию карбонатов или CO_2 проведена статистическая обработка 244 авторских и лите-



ратурных [59] химических анализов проб из 23 массивов различных провинций мира. На гистограмме распределения и графике плотности вероятности содержаний CO_2 (карбонатов) четко выделяются три обособленных максимума, разделенных минимумами при содержаниях CO_2 11 и 23 % или карбонатов около 20 и 50% (рис. 1.1, табл. 1.1). Границы максимумов закономерны и характеризуют дискретно разделяющиеся типичные разновидности пород.

Максимум 1 - карбонатитоиды - малокарбонатные породы, существенно силикатные (оливиновые, пироксеновые, амфиболовые, хлоритовые), алюмосиликатные (биотитовые, флогопитовые, нефелиновые, калишпатовые, альбитовые), фосфатные (апатитовые), оксидные (магнетитовые), сульфидные (пирротиновые, халькопиритовые) и другие с содержанием парагенных карбонатов (кальцита, доломита, анкерита) до 20% при среднем их содержании около 10% (или среднем содержании CO_2 около 4%) и коэффициенте вариаций K , равном 0,76.

Максимум 2 - карбонатитоиды карбонат-силикатные, карбонат-алюмосиликатные, карбонат-фосфатные, карбонат-оксидные, карбонат-сульфидные и другие с содержанием карбонатов в пределах 20-50% при среднем около 35% (или 15% CO_2) и $K = 0,24$.

Максимум 3 - карбонатиты с содержанием карбонатов более 50% при среднем около 85% (или 35% CO_2) и $K = 0,17$. В некоторых случаях (Томторский массив) карбонатиты количественно расчленяются на два максимума: мезократовые с содержанием карбонатов 51-75% и лейкократовые - более 75%.

Анализ построенного на основании экспериментальной кривой нормированного графика плотности вероятностей (см. рис. 1.1) позволил выявить уровень погрешностей при расчленении выделенных по содержанию CO_2 (карбонатов) естественных разновидностей пород. Путем взвешивания соответствующих площадей с учетом ошибок первого и второго рода установлено, что породы максимумов 1 и 2 разделяются по граничному содержанию карбонатов $\sim 20\%$ или CO_2 11% с погрешностью около 3%, а максимумов 2 и 3 - по граничному содержанию карбонатов 50%

Рис. 1.1. Нормированные графики плотности вероятностей ρ (сплошные линии; зашты: области перекрытия) и кривые нормального распределения (пунктир):

a - расчленение пород карбонатитового комплекса по содержанию CO_2 или карбонатов ($n=244$): 1, 2 - карбонатитоиды: 1 - карбонатсодержащие, 2 - карбонат-силикатные, карбонат-апатитовые, карбонат-магнетитовые и др.; 3 - карбонатиты (см. табл. 1.1); *б* - расчленение кальцита I и II стадий на низко- и высокомагнезиальную генерации ($n=277$); *в* - расчленение карбонатитоидов и карбонатитов I, II, III стадий по температуре фазового соответствия T_{Φ} в парах Сл-Пи и Амф-Пи как функции магнезиальности минералов [$K_{Mg} = f(T_{\Phi})$] ($n=93$)

Расчленение и номенклатура пород карбонатитовых комплексов ($n = 244$)

Характеристика пород	Карбонатитоиды		Карбонатиты (3)
	карбонатсодержащие силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные, сульфидные (1)	карбонат (Кр)-силикатные, Кр-алюмосиликатные, Кр-фосфатные, Кр-оксидные, Кр-сульфидные (2)	
Содержание CO_2 , %:			
интервал	0,2-10	11-22	23-43
среднее	4	15	35
коэффициент вариаций	0,76	0,24	0,17
Содержание карбонатов, %:			
интервал	0,5-19	20-49	50-99
среднее	10	35	85
Наименования пород	Кальцитсодержащие:		
	пироксеновые (Пи)	Кальцит-пироксеновые (Ка-Пи)	Пироксен-кальцитовые (Пи-Ка)
	нефелин-пироксеновые (Не-Пи)	Кальцит-нефелин-пироксеновые (Ка-Не-Пи)	Нефелин-кальцитовые (Не-Ка)
	апатит-форстеритовые (Ап-Фо), апатит-форстерит-магнетитовые (Ап-Фо-Мт)	Кальцит-форстерит-магнетитовые (Ка-Фо-Мт)	Форстерит-кальцитовые (Фо-Ка)
	флогопитовые (Фл)	Кальцит-флогопит-магнетитовые (Ка-Фл-Мт)	Флогопит-кальцитовые (Фл-Ка)
	Доломитсодержащие:		
	форстерит-магнетитовые (Фо-Мт)	Доломит-форстерит-магнетитовые (Дол-Фо-Мт)	Форстерит-доломитовые (Фо-Дол)
	амфиболовые (Амф)	Доломит-амфиболовые (Дол-Амф)	Амфибол-доломитовые (Амф-Дол)
	Анкеритсодержащие хлоритовые (Хл)	Анкерит-хлоритовые (Анк-Хл)	Хлорит-анкеритовые (Хл-Анк)
Граничные содержания, %:		↓	↓
CO_2		11	23
карбонат		20	50
Достоверность расчленения		0,97	0,99

или CO_2 23% с погрешностью 1%, т.е. они могут быть диагностированы и оконтурены с очень высокой достоверностью.

Аппроксимация нормированного графика плотности вероятностей с помощью палеток показала, что распределение значений анализов пород максимума 2 близко к нормальному, а в максимумах 1 и 3 - является более сложным. Каждый из этих максимумов аппроксимируется тремя кривыми нормального распределения, которые не разделяются между собой с удовлетворительной значимостью. В карбонатсодержащих породах (максимум 1) положительная асимметрия кривой может объясняться систематическим занижением малых (менее 3%) содержаний CO_2 при химических анализах. В карбонатах (максимум 3) отрицательная асимметрия кривой обусловлена нарастанием содержания карбонатов в поздних разновидностях по сравнению с ранними.

Установлено, что выделенная по содержанию CO_2 группа карбонатсодержащих силикатных, алюмосиликатных, оксидных, фосфатных и других пород, анализы проб которых локализуются в максимуме 1, в свою очередь без перекрытия разделяется по содержанию в них SiO_2 на две подгруппы:

рудноносные (апатитовые, флогопитовые, редкометалльные альбититовые) и безрудные с содержанием SiO_2 в интервале 25 - 46% при среднем 37% и $K = 0,16$;

рудноносные апатит-магнетитовые, в которых концентрация SiO_2 снижается до 4-20% со средним 10% и $K = 0,34$.

При расчленении пород карбонатитовых комплексов конкретных месторождений степень дискретности выделенных групп пород в штуфных пробах, естественно, выше, чем в керновых. На Ковдорском апатит-магнетитовом (Ап-Мт) месторождении выявлена возможность расчленения руд по содержанию CO_2 и железа или их отношению в пробах керна, соответствующих мощности 4 м (рис. 1.2). В этом случае граничные значения содержаний CO_2 и железа (обратная корреляционная связь) для групп пород необходимо определять на каждом конкретном объекте.

Геологический смысл установленной закономерности заключается в том, что в сингенетичных образованиях карбонатитовых комплексов три выделенные дискретные группы пород (см. рис. 1.1, а) могут отражать пространственную зональность рудных тел, формирующуюся в связи со скачкообразным нарастанием содержания карбонатов в ограниченных зонах по направлению от контактов тел к их внутренним частям.

Практическое значение предложенной классификации заключается в повышении достоверности оценки рудоносных карбонатитовых комплексов в связи с возможностью объективного и однозначного расчленения пород и руд при их документации, геологическом и геолого-технологическом картировании. Выявленная дискретность (контрастность) рудоносных пород по содержанию в них карбонатов может быть также использована в

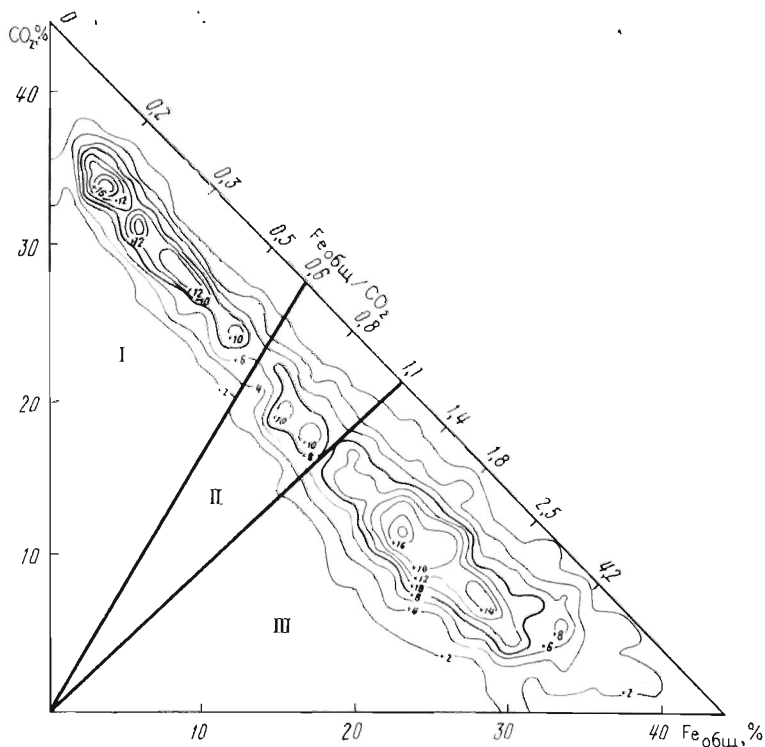


Рис. 1.2. Плотность геохимических отношений $Fe_{общ}/CO_2$ в корреляционном поле ($n=2906$):

I-III - поля разнообразных карбонатитов (I), Ка-Мт карбонатитоидов (II) и малокарбонатных Ап-Фо-Мт, Ап-Фо карбонатитоидов (III)

качестве минералого-петрографического обоснования технологии предварительного обогащения руд путем сортировки в транспортных емкостях и покусковой сепарации с использованием их цвета, магнитной восприимчивости, люминесцентных свойств апатита и кальцита.

Еще одной важной стороной расчленения пород и руд является их номенклатура, которая не находит единства среди геологов, изучающих карбонатитовые комплексы. Естественно, что при геологическом картировании, минералого-петрографическом изучении и оценке месторождений этому вопросу необходимо уделять должное внимание уже в начальной поисковой стадии при разработке легенды геологической документации, а в дальнейшем и легенды карты. Представляется целесообразным строить номенклатуру пород по обычному петрографическому признаку, отражающему количественное соот-

ношение породообразующих минералов, избегая частных наименований типа севиты, бефорситы, и камафориты, камафиты, гулиты, породы рудного комплекса, околокарбонатитовые и др.

Многолетний опыт геологического картирования и изучения рудоносных карбонатитовых комплексов позволил определить принципиальный подход к разработке номенклатуры (см. табл. 1.1). Приведем пример: группа пород представлена парагенезисом минералов $\text{Fo} + \text{Fl} + \text{Mt} + \text{Ap} + \text{Ca}$ с изменяющимися количественными их соотношениями; при содержании кальцита до 20% порода именуется по преобладающим минералам апатит-форстеритовым или апатит-форстерит-магнетитовым карбонатитоидом; если содержание кальцита больше 20% и меньше 50%, то порода будет названа кальцит-форстерит-магнетитовым карбонатитоидом; наконец, при абсолютном преобладании кальцита это будет форстерит-кальцитовый карбонатит. Отметим, что выбор карбонатной составляющей наименования карбонатита однозначен. При выборе первого члена используется следующий прием - это не обязательно количественно преобладающий, хотя всегда породообразующий минерал, но силикат или алюмосиликат, определяющий парагенезис. Подобные силикаты и алюмосиликаты можно разбить на три группы по их положению в зональных телах:

1) калиевый полевой шпат, нефелин, мелилит, альбит, канкринит;

2) пироксен, амфибол, оливин;

3) биотит, флогопит, тетраферрифлогопит.

В конкретном парагенезисе карбонатитов, как и карбонатитоидов, в подавляющем большинстве случаев бывает устойчив лишь один из минералов каждой группы. При этом если присутствует минерал первой группы, то он и является определяющим для парагенезиса, так как с ним обычно устойчивы минералы двух последующих групп. Например, карбонатит с парагенезисом $\text{Ne} + \text{Pi} + \text{Bi} + \text{Mt} + \text{Ap} + \text{Ca}$ будет назван нефелин-кальцитовым. Когда минералы первой группы отсутствуют в парагенезисе, определяющими становятся минералы второй группы, которые и указываются в названии - например, пироксен-кальцитовый карбонатит или с уточнением состава минерала, скажем, диопсид-кальцитовый, в породообразующий парагенезис которого входят $\text{Di} + \text{Bi} + \text{Mt} + \text{Ap} + \text{Ca}$. В тех редких случаях, когда парагенезис два минерала второй группы, необходимо тройное наименование, например, диопсид-амфибол-кальцитовый карбонатит. И, наконец, если в карбонатите не устойчивы минералы первой и второй групп, определяющую роль в данном парагенезисе играет слюда, например, биотит-кальцитовый карбонатит с парагенезисом $\text{Bi} + \text{Mt} + \text{Ap} + \text{Ca}$. В би-карбонатных парагенезисах также приходится пользоваться трехчленными наименованиями типа актинолит-доломит-кальцитовый карбонатит. Магнетит или гематит, сульфиды, апатит - второстепенные породообразующие минералы, которые, как пра-

вило, не вносятся в название карбонатита, так как они входят практически во все его разновидности, кроме анхимонокарбонатных. При детальном описании и геолого-технологическом картировании иногда возникает необходимость выделения карбонатитов, обогащенных магнетитом и апатитом. Тогда также может применяться трехчленное наименование пород, например, форстерит-магнетит-кальцитовый или форстерит-апатит-кальцитовый карбонатит.

1.2. СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Карбонатитовые комплексы принадлежат к сложным эндогенным образованиям, формировавшимся в пределах массивов УИК и их экзоконтактовых зон в течение длительного периода, именуемого карбонатитовым этапом. Результаты детальной документации опорных разрезов на базе анализа минеральных парагенезисов и геологического картирования эталонных объектов в масштабах от 1:10 000 до 1:500 позволили выработать общую схему расчленения карбонатитоидов и карбонатитов на четыре последовательные дискретные временные группы пород, отвечающие стадиям карбонатитового этапа. Доказательства устойчивости минеральных парагенезисов по стадиям рассмотрены в разделах, посвященных описанию конкретных карбонатитовых комплексов. Предварительно необходимо кратко осветить некоторые общие положения.

Номенклатура стадий основана на выделении в каждой из них типоморфных породообразующих карбонатов, характерных для подавляющего большинства изученных массивов:

I - кальцитовая (содержание MgO в кальците 0,05-0,5%);

II - магнезиокальцитовая (MgO 0,5-1,6%);

III - доломит-кальцитовая;

IV - доломит-анкеритовая.

В последние годы установлено, что и в IV стадию могут формироваться парагенезисы с кальцитом (массивы Томторский Восточно-Прианабарской, Большетагнинский Восточно-Саянской провинций). В некоторых случаях в пределах карбонатитовых комплексов или же на их локальных участках внутри стадий выделяются временные структурные ступени - подстадии, например, IIA и IIB на Ковдорском и Горноозерском массивах, IA и IB на Гулинском массиве. Тела, сложенные породами различных подстадий, обладают близкими парагенетическими ассоциациями минералов карбонатитоидов и карбонатитов, но они представлены четко разновозрастными образованиями.

Среди карбонатитов выделено более 40 минеральных типов пород, а в группу карбонатитоидов, по данным автора, к настоящему времени может быть включено около 30 минеральных типов пород.

Начало карбонатитового процесса во времени и пространстве в принятой системе характеризуется появлением существенно силикатных карбонатитоидов, которые отличаются от вмещающих более ранних пород (ультрамафитов, ийолитов, мелилитовых, сиенитов, фенитов и др.) наличием парагенных с кальцитом новых генераций одного или нескольких силикатных минералов - оливина, пироксена, мелилита, нефелина, калиевого полевого шпата. Использование термина "кальцитизация" [19] в этих случаях представляется неправомерным. Скорее можно говорить о "карбонатизации", однако применение подобного (более верного по смыслу) термина ввиду его неоднозначности и громоздкости вряд ли целесообразно.

Принадлежность карбонатитоидов и карбонатитов к данной стадии на начальном этапе геологоразведочных работ (поиски, составление опорных разрезов) устанавливается по выявленным минералам-индикаторам, а далее подтверждается анализом смены минеральных парагенезисов во времени и пространстве и геологическими соотношениями между породами.

К типоморфным минералам-индикаторам стадий, парагенным с соответствующими карбонатами, относятся: I кальцитовой - авгит-диопсид, мелилит, нефелин, волластонит, шорломит, кальцитрит; II магнезиокальцитовой - клиногумит, плеонаст, гатчеттолит, циркелит, бадделеит, торинанит; III доломит-кальцитовой - тремолит, рихтерит, эккermanит, эшенит, луешит; IV доломит-анкеритовой - анкерит, сидерит, магнезит, хлорит, стильномелан, рибекит, колумбит, TR-карбонаты и фосфаты, барит, молибденит, сфалерит.

Информативность перечисленных минералов для расчленения карбонатитовых комплексов в полевых условиях при детальной документации и геологическом картировании показана далее на примере эталонных объектов, устойчивость признаков проверена на контрольных массивах и использовалась при установлении относительного возраста пород на объектах экзамена.

На начальных стадиях геологоразведочных работ, когда карбонатитовые комплексы вскрыты в основном редкой сетью скважин, распознавание надежно осуществляется для наиболее контрастных пород IV стадии, в которых индикаторами являются главные породообразующие минералы - анкерит, сидерит, хлорит. Значительно сложнее расчленение карбонатитоидов и карбонатитов I и II стадий, которые часто обладают близкими парагенезисами породообразующих минералов - кальцитовыми с пироксеном или форстеритом и флогопитом, а также карбонатитов I, II и III стадий, когда они представлены лейкократовыми кальцитовыми разновидностями. В этих случаях для расчленения пород использованы минералого-геохимические признаки (МГП), выявленные автором и С.В. Соколовым на статистическом уровне и подразделенные на общие и частные. Для общих МГП характерна устойчивость граничных значений на различных массивах при высокой достоверности расчленения и

независимости от состава минеральных парагенезисов в пределах стадий, глубины формирования карбонатитовых комплексов, состава вмещающих их пород. К подобным МГП относятся содержание MgO в кальците и коэффициент распределения магния K_{Mg} в парах равновесных силикатов.

Минеральные парагенезисы карбонатитоидов и карбонатитов I и II стадий, как указывалось, часто близки по составу. При этом далеко не всегда присутствуют минералы-индикаторы, позволяющие расчленить породы на одновременные группы. Разделение близких по парагенезисам пород этих стадий имеет важное значение для построения геологических карт и оценки перспективности комплексов, так как к карбонатитоидам и карбонатитам II стадии приурочены месторождения гатчетолитовых и пироксеновых руд, которые не формировались в породах I стадии.

Статистическая обработка данных показала, что по содержанию MgO кальцит в породах всех изученных массивов дискретно разделяется на низкомагнезиальную генерацию, характерную для пород I стадии, и высокомагнезиальную, присущую породам II стадии, с достоверностью d , равной 0,93% при среднем граничном содержании MgO 0,52% (см. рис. 1.1, б). Приведенные данные достаточно устойчивы для карбонатитоидов и карбонатитов, а также для различных парагенетических ассоциаций кальцита: пироксеновых (граничное содержание $MgO = 0,43\%$; $d = 0,83$; $n = 101$), форстеритовых ($MgO = 0,57\%$; $d = 0,98$; $n = 107$) и флогопитовых ($MgO = 0,50\%$; $d = 1,00$; $n = 58$).

В полевых условиях о высокой магнезиальности кальцита можно судить по наличию парагенного с ним доломита, встречающегося в виде скоплений зерен или червеобразных вростков - продуктов распада твердого раствора высокомагнезиального кальцита.

В породах III стадии закономерного изменения магнезиальности кальцита, парагенного с доломитом, установить не удалось.

Расчленение карбонатитоидов и карбонатитов I, II и III стадий может осуществляться путем использования общего МГП - геотермометра, основанного на величине K_{Mg} в парах парагенных минералов пироксен-слюда и пироксен-амфибол [50]. Для этого необходимо предварительное петрографическое изучение шлифов с целью достоверного установления парагенности минералов, их последующего анализа, расчета K_{Mg} и снятия с экспериментальных диаграмм-геотермометров температуры "фазового соответствия" $K_{Mg} = f(T, ^\circ C)$. Вопрос о пригодности полученных параметров для определения температуры формирования минеральных парагенезисов рассматривается в разделе, посвященном физико-химическим закономерностям. Здесь нас интересует возможность использования этих материалов для

Т а б л и ц а 1.2

Температура фазового соответствия в парах силикатов как МГП расчленения пород карбонатитовых комплексов

Массив	Породы	Стадия	Пироксен-слюда		Пироксен-амфибол	
			<i>n</i>	<i>T</i> , °C	<i>n</i>	<i>T</i> , °C
Ковдорский, Гулинский, Маган, Ыраас, Одихинча, Африканда, Вуори-Ярви, Себль-Явр, Турьинский	Карбонатитоиды Ка-Пи, Ка-Не-Пи	I	37	730-600	3	730-640
Ковдорский, Горноозерский, Белозиминский, Поворотный, Гек, Турьинский, Озерная Варака	Карбонаты Пи-Ка, Пи-Амф-Ка	I	39	650-540	4	620-530
Среднезиминский, Турьинский	Карбонатитоиды Ка-Аб, Ка-Ки	II	7	530-440	-	-
Озерная Варака	Карбонаты Пи-Ка, Пи-Амф-Ка	II	14	530-440	8	520-430
Горноозерский, Белозиминский	То же Амф-Дол-Ка	III	5	390-360	7	430-350

расчленения пород. Анализ данных (табл. 1.2) показывает, что породы из 15 массивов расчленяются с высокой достоверностью: для I и II стадий $d = 0,94$, II и III стадий $d = 0,97$ (см. рис. 1.1, в). Применение метода ограничено при наличии в парагенезисах низкожелезистых диопсида и флогопита.

Частные МГП характеризуются отношениями Ni/Co в породе или в оливине и магнетите, Sr/Ba в кальците и апатите, содержаниями Ti в магнетите, коэффициентами распределения Ni в паре оливин-магнетит. Их отличием от общих МГП является необходимость установления граничных величин для данного рудного узла или месторождения.

Следует подчеркнуть, что расчленение карбонатитовых комплексов на чистые стадии не является общепринятым, но при детальной геологической и минералого-петрографической характеристике пород последовательность формирования минеральных парагенезисов выявляется достаточно четко и по литературным данным [4, 30, 86, 98 и др.].

1.3. ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Прежде чем перейти к геологической характеристике объектов исследований, необходимо остановиться на типизации свойственной им латеральной зональности (ЛЗ).

ЛЗ - типоморфная особенность концентрических массивов УИК и приуроченных к ним карбонатитовых комплексов - отличается значительным разнообразием и подразделена на четыре структурных порядка:

I - полиэтапная ЛЗ концентрических массивов, симметричная или асимметричная, центростремительная (Гулинский, Белозиминский массивы), когда породы ранних этапов закономерно сменяются молодыми во внутренних частях тел, или центробежная (Ковдорский массив) - при обратном соотношении разновозрастных пород;

II - полистадийная ЛЗ концентрических или неполноконцентрических карбонатитовых комплексов, конформная или дисконформная по отношению к полиэтапной ЛЗ, как правило, центростремительная, обусловленная закономерной сменой пород различных стадий от периферических к центральной части тел (карбонатитовые комплексы Ковдорского, Гулинского и Горноозерского массивов);

III - моностадийная полипарагенезисная ЛЗ тел карбонатитов и карбонатитоидов с внутренней карбонатитовой зоной, проявленная в закономерной смене минеральных парагенезисов; во внешних частях тел в фациальных зонах число минералов одинаково и убывает к внутренним частям вплоть до тыловых анхимонокарбонатных (кальцитовых или анкеритовых) зон; ЛЗ такого типа установлена в карбонатитах Горноозерского массива [53] и оказалась практически тождественной в существенно карбонатитоидных комплексах Ковдорского массива [81];

IV - монопарагенезисная ЛЗ карбонатитоидов, обусловленная изменением количественного соотношения минералов в пределах единого парагенезиса в зональных телах и полосчатых породах; подобная ЛЗ характерна, например, для Ап-Мт месторождений карбонатитовых комплексов Ковдорского, Ыраас и Вуори-Ярви.

Рисунок горизонтальной зональности массивов УИК, осложненных наличием локальных концентрических карбонатитовых комплексов, бывает различным. В одних случаях массив в целом и его карбонатитовые комплексы имеют центростремительную ЛЗ (Гулинский вулcano-плутон), в других характер ЛЗ для них неодинаков. Например, Ковдорский массив в целом обладает полиэтапной центробежной ЛЗ, а его асимметрично расположенные карбонатитовые комплексы - полистадийной центростремительной ЛЗ. Анализ ЛЗ различных структурных порядков представляет собой одну из важнейших задач геологической съемки, так как определяет перспективность данного массива и локальный прогноз на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Глава 2

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЭТАЛОННЫХ МАССИВОВ

2.1. КОВДОРСКИЙ МАССИВ

2.1.1. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Геологическая структура Карело-Кольского региона сформировалась в общем ходе тектоно-магматического развития Балтийского щита, метаморфические образования которого подвергались значительной переработке и структурному омоложению в эпоху карельской складчатости. Структурное положение и возраст массивов УИК приводятся по данным А.А. Кухаренко с соавторами [36, 37]. В геологическом строении региона выделяются четыре структурных яруса: архейский, слагающий фундамент карелид, разделенных поднятиями типа срединных массивов; нижнекарельский, представленный вулканогенно-осадочными образованиями геосинклинального типа; верхнекарельский, включающий миогеосинклинальные и субплатформенные образования; посткарельский, сформированный палеозойскими сериями типично платформенных пород.

В пределах Кольской провинции установлено 16 массивов УИК. В совокупности с результатами определения изотопного возраста геологические соотношения позволяют отнести большую часть массивов к позднекаледонской группе. Все они приурочены к древним омоложенным тектоническим швам. Большинство массивов УИК располагаются на пересечении разломов северо-восточного и субширотного, реже субмеридионального простирания. Наиболее отчетливо выражены субширотные структурные зоны: Кандалакшская и Салма-Ковдорская. Первая из них объединяет массивы Турьинский, Вуори-Ярви и Салланлатва, вторая - Салмагорский, Озерная Варака, Африканда и Ковдорский. Поскольку в Карело-Кольском регионе щелочно-ультрамафитовые массивы залегают в разных структурных ярусах, они денудированы неодинаково. Но все массивы относятся к категории гипабиссальных образований - глубина формирования их современных срезов от палеоповерхности не превышала 4-5 км.

Ковдорский массив локализован в области сочленения долгоживущих крутопадающих глубинных разломов субмеридионального, северо-восточного (50°) и северо-западного (325°) простираний (геологическая карта масштаба 1:1 000 000, КФАН, 1981 г.).

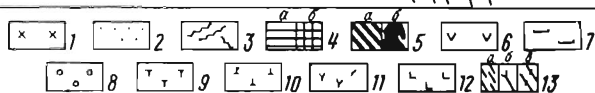
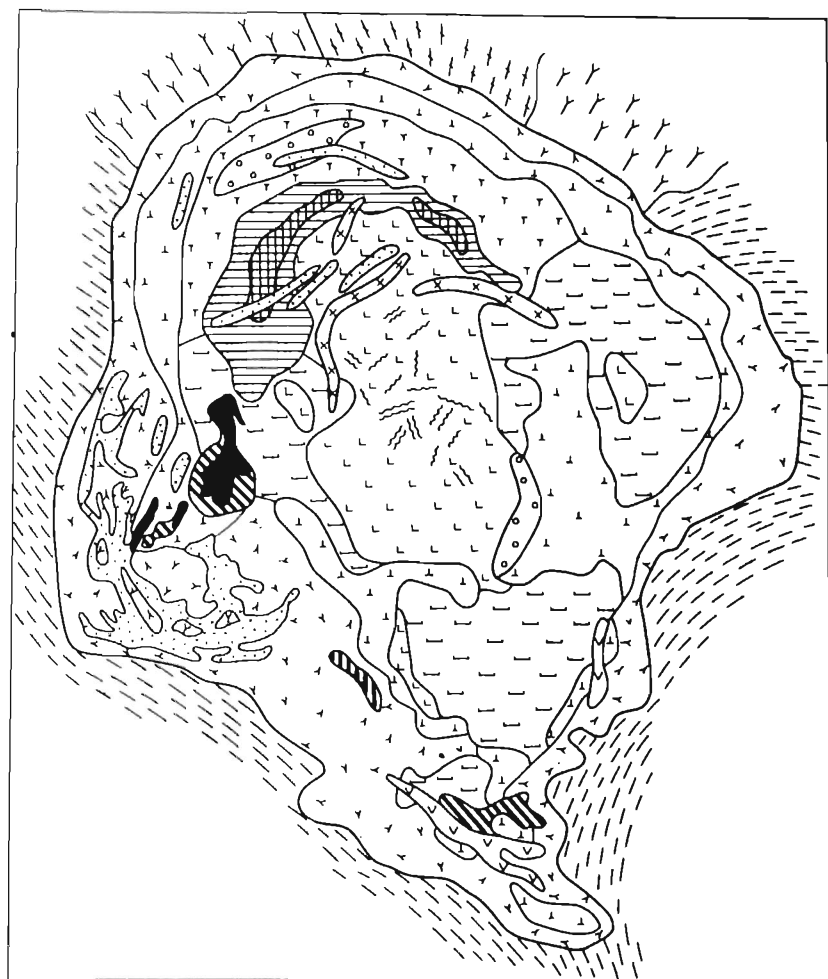
2.1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ковдорский массив изучен наиболее многопланово и детально из всех известных в мире образований подобного типа, что связано с многолетними поисками, разведкой и промышленным освоением в его пределах апатит-магнетитовых, флогопитовых, редкометалльных руд, а также карбонатного и вермикулитового сырья. Массив в целом закартирован в масштабе 1:10 000; по результатам этих работ В.И. Терновым, Б.В. Афанасьевым, Б.И. Сулимовым [67] и Н.В. Афанасьевой составлена и дополнена геологическая карта (рис. 2.1). Район флогопитового (Фл) месторождения картировался теми же геологами и Н.И. Красновой более детально (масштаб 1:2000 и 1:500). Б.И. Сулимовым, С.Б. Лесохиним составлена геологическая карта апатит-франколитового (Ап-Фр) месторождения (юго-западная часть массива) в масштабе 1:10 000. Карьер апатит-магнетитового (Ап-Мт) месторождения картировался в масштабе 1:1 000 и 1:500 автором с коллективом геологов, работавших под его руководством - Л.Н. Журавлевой, Т.Л. Гольдбурт, Ю.А. Багдасаровым, В.И. Басмановым, С.В. Соколовым.

Минералого-петрографические исследования подробно обобщены на первом этапе в монографии А.А. Кухаренко с соавторами [36]; они проводились и другими исследователями: Л.С. Бородиным, О.Б. Дудкиным, Ю.Л. Капустиным, Ю.М. Кирнарским, В.А. Кононовым, А.В. Лапиным, О.М. Римской-Корсаковой, В.И. Терновым, А.Г. Харченко. Большой фактический материал по минералогии и петрографии апатит-магнетитовых руд и вмещающих пород собран автором совместно с С.В. Соколовым, Л.Н. Журавлевой, Л.А. Березиной, Н.А. Данильченко. Результаты геологического картирования массива (см. рис. 2.1) и данные интерпретации гравиметрии, аэромагнитной съемки и дешифрирования аэрофотоснимков, выполненные И.И. Сорокиной, Н.И. Красновой, Н.В. Афанасьевой и другими исследователями, позволили расшифровать структуру Ковдорского массива.

Массив в плане имеет каплевидную форму ($9,5 \times 5,5$ км), вытянут и утолщен к северу, с выступами в восточной и юго-западной частях. В объеме - это вертикальное воронкообразное тело с центробежной ЛЗ. Интрузив оливинитов, в эндоконтактных частях значительно измененный последующими процессами, занимает центральную часть массива. В целом форма

Рис. 2.1. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива. По В.И. Терновому [68] с легендой Е.М. Эпштейна:
1-12 - породы щелочно-ультрамафитовой формации. 1-6 - карбонатный этап: 1 - дайки полевшипатовых ийолитов и снелитов интра-



карбонатитовые; 2-5 - II стадия: 2 - Фо-Ка карбонатиты Ап-Кр месторождения, 3 - Фл-Фо-Мт карбонатитоиды жильного рудопоявления, 4 - Фл-Ди-Фо карбонатитоиды Фл месторождения (а - мелкозернистые, б - гигантозернистые), 5 - карбонатитоиды Ап-Мт месторождения (а - Ап-Фо, б - Ап-Фо-Мт и Ка-Фо-Мт); 6 - Эг-Ка карбонатиты I стадии; 7-11 - ийолитовый этап: 7 - Пи, Сл-Пи, Не-Пи, 8 - Мо, 9 - Мел, 10 - ийолит-мейтельгиты, турьяиты, 11 - фсциты; 12 - ультрамафитовый этап - оливиниты. 13 - гнейсы и гнейсо-граниты беломорской серии (а - княжеская, б - чупинская, в - лоухская свиты)

Т а б л и ц а 2.1

Схема расчленения и последовательности формирования пород Ковдорского массива

Этап, стадия, подстадия			Наиболее распространенные породы массива		Вмещающие породы	Минеральный состав пород массива		
						породообразующие минералы		характерные аксессуарные минералы
						главные	второстепенные	
Ультрамафитовый			Оливиниты		Гранитогнейсы	Ол	Пи	Мт
Ийолитовый			Ийолит-мельтейгиты		Ультрамафиты, фениты	Эгди, Не	-	Мт
			Турьяиты			Авгди, Не, Мел	-	Мт, Пе
			Фениты Пи-Кш и Пи-Не		Гранитогнейсы	Эг, Кш, Не,	-	Сф
			Ол, Ол-Пи, Пи, Мо, Мел-Не-Пи, Не-Пи		Ультрамафиты	Ол, Авгди, Не, Мел, Мо	Фл, Мт, Шр	Пе
Карбонатитовый	Кальцитовая (I), дорудная	Ка-Не-Пи, Ка-Би-Пи, Ка-Пи, Пи-Ка, Би-Ка, Ка		Апоультрамафитовые Пи и Не-Пи	Авгди или Эгди, Не, Би, Ка	Ап, Мт, Пн	Пе, Сф	
		Не-Пи-Вл, Мел-Не-Пи, Пи с Не, Кш-Пи, Не-Ка, Би-Ка, Ка		Ийолиты, Не-Мел, фениты	Эгса, Би, Не, Кш, Вл, Мел, Ка	Пкт, Ап, Мт, Пн	Сф	
	Магнезио-кальцитовая (II), рудная	IIA	Фл-Ди, Ди-Мт, Фл-Фо, Фл, Ап-Фо, Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт, Дол-Фо-Мт, Ка-Фл-Мт, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	Поли-и монопаргенезисная ЛЗ	Ийолиты, фениты, апоультрамафитовые, апоийолитовые карбонатитоиды I стадии,	Ди или Фо, Фл, Мт, Ап, Дол, Ка	Кн, Пн, Пл	Бд

		Ди-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	Полипа- раген- зисная ЛЗ		Ди или Фо, Фл, Ка, Дол	Мт, Ал	Бд
	ПБ	Фо(Кг)-Ап-Мт, Ка-Ффл- Мт, Ффл-Ка, Ка		Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт, Фо-Ка, Фл-Ка	Фо или Кг, Ффл, Ап, Мт, Ка	Ге, Пбк, Пд, Хп, Ку, Пш, Дол	Гч, Пх, Цк, Бд
Доломит-кальцито- вая (III), пост- рудная		Амф-Дол-Ка, Сп-Дол-Ка, Дол-Ка, Ка		Все более ранние	Тр, Сп, Мт, Ка	Рх, Ффл, Ап, Шо	Пх, Цр, Лу, Фс
Доломит-анкерито- вая (IV), пост- рудная		Хл-Дол, Фр-Дол, Дол		Чаше породы II стадии	Фр, Дол _{Fe}	Хл, Гф, Пр, Ст, Ба, Ко, Мл, Срт	Мн, Ак, Бс, Ср
Посткарбонатитовый		Ка-Це, Це-Ка		Все более ранние	Ка, Це	-	-

его воронкообразная, а в плане он практически изометричен (5 × 6 км). Центральная эллипсовидная часть интрузива, сложенная неизмененными оливинитами, эксцентрично сдвинута к юго-западу и представляет собой субвертикальное трубообразное тело, прослеживающееся по гравиметрическим данным на 7-10 км по падению. Интрузия щелочных пород (ийолит-мельтейгитов и турьяитов) внедрилась по внешнему контакту ультрамафитового интрузива, образуя кольцевое в плане тело мощностью от 150 до 400 м, резко расширяющееся в южной части до 3-4 км. В разрезе щелочной интрузив по форме напоминает лополит с крутыми (70-80°) контактами, выходящими в южном и юго-западном направлениях.

Северная и южная части массива по-разному соотносятся со структурой вмещающих гранитогнейсов. Северный крутопадающий контакт резко дисконформен и сечет складчатую структуру гранитогнейсов чупинской и лоухской свит. Южная его часть погружается полого, субсогласно с напластованием пород князегубской свиты. Различия в характере контактов массива отразились на интенсивности поздних эндогенных процессов. Во внешнем контакте под влиянием щелочного интрузива гранито-гнейсы заместились фенитами, мощность которых на севере минимальна (150-500 м) и значительно увеличивается к юго-западу, где достигает 2 км над кровлей ийолитового интрузива. Во внутреннем экзоконтакте ийолитовая интрузия активно воздействовала на ультрамафиты, образуя сложный комплекс силикатных метасоматитов. На отдельных участках зоны эндоконтакта с оливинитами ийолитовая интрузия изменила свой состав вплоть до появления магматических пород - турьяитов. Максимальная мощность измененных участков ультрамафитов отмечается там, где они залегают над кровлей ийолитового интрузива. Видимая мощность апоультрамафитовых метасоматитов в западной, северной и восточной частях составляет от 1,2 до 2,5 км, а в южной при вертикальном залегании контакта сокращается до 300 м.

Породы карбонатитового этапа занимают определенную позицию в структуре массива. Ранние дорудные проявления (I стадия) представлены карбонатитоидами: апоультрамафитовыми пироксеновыми, кальцит-пироксеновыми, апомелилитовыми "скарноподобными", апоийолитовыми нефелин-, волластонит-нефелин-, кальцит-нефелин-пироксеновыми, апофенитовыми эгирин-, кальцит-калишпатовыми и др. (табл. 2.¹), развивавшимися в виде неравномерно распределенных пятнообразных участков, а также эгирин-кальцитовыми карбонатитами, сформировавшимися по фенитам и ийолитам. Карбонатитоиды приурочены преимущественно к выгнутой на север дугообразной зоне, протягивающейся вдоль внутреннего контакта щелочного интрузива, а также экзоконтакта Ап-Мт месторождения. Карбонатиты располагаются на юге и юго-западе массива, слагая

линзовидные тела северо-западного и северо-восточного простирания.

Особый интерес представляет анализ локализации в структуре Ковдорского массива образований рудной (II) стадии, с которыми связаны эндогенные месторождения (см. рис. 2.1). Среди последних выделяются Ап-Мт, Мт, Фл и Ап-Кр (апатитоносные карбонатиты), относимые к ранней подстадии (IIА), а также более позднее - редкометальное Ап-Мт (IIБ).

Комплекс флогопитоносных карбонатитоидов, в пределах которого располагается Фл месторождение, приурочен к дугообразной зоне сочленения столбообразного оливинитового ядра и размещается в его крутопадающей части, где развиты апоультрамафитовые метасоматиты ийолитового этапа. Карбонатитоиды окаймляют центральную часть тела ультрамафитов с северо-востока, севера и северо-запада. На юго-западном продолжении этой дуги располагается Ап-Мт месторождение.

Апатитоносные карбонатиты, представленные штокверком жилообразных и линзовидных тел, локализуются в юго-западной части массива, большей частью в фенитах, над пологозалегающим щелочным интрузивом. Преимущественное простирание ветвей штокверка - меридиональное. При этом восточная его ветвь расположена на продолжении субмеридиональной части дуги, включающей флогопитоносные и апатит-магнетитовые карбонатитоиды, но смещена в западном направлении. Кроме того, отмечаются зоны штокверка северо-западного и реже северо-восточного простирания.

Жильное Мт рудопроявление залегает в оливинитах центрального ядра в виде густого штокверка. В нем преобладают крутопадающие жилы северо-восточного и северо-западного простираний. Редкометальные апатит-магнетитовые руды локализуются в центральной части Ап-Мт месторождения, рассекая вмещающие их более ранние апатит-магнетитовые карбонатитоиды и карбонатиты.

Эндогенные пострудные породы, относимые к III и IV стадиям карбонатитового этапа, а также посткарбонатитовые образования распространены во всех более ранних породах массива в виде маломощных жил и линз, в участках скопления которых наблюдаются зоны серпентинизации и амфиболизации (III стадия), хлоритизации (IV стадия), фиксирующиеся на детальных картах месторождений.

2.1.3 ДОРУДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Породы ультрамафитового этапа представлены оливинитами (Ол + Авгди + Мт) - наиболее ранними интрузивными образованиями массива. Это однородные средне- или крупнозернистые, в отдельных участках до пегматоидных, породы с массивной

текстурой и панидиоморфнозернистой структурой. Оливиниты сохранились в неизмененном или слабоизмененном виде лишь в ядре массива. На фоне панидиоморфнозернистой оливиновой массы магнетит распределен неравномерно. Обычно содержание его не превышает 8-10% в безрудных оливинитах, а на отдельных участках увеличивается до 20-50% в рудных оливинитах, при этом порода приобретает сидеронитовую структуру. Авгитдиопсид встречается спорадически (0-8%) и структурно подчинен оливину.

Породы ийолитового этапа включают в себя интрузивные ийолит-мельтейгиты и турьяиты, а также метасоматиты магматического этапа - апогнейсовыи и апоультрамафитовые.

Ийолит-мельтейгиты и турьяиты в виде прерывистой полосы невыдержанной мощности слагают внешнюю кольцевую зону массива. Они выклиниваются лишь в юго-западной части, где непосредственно с фенитами контактируют апоультрамафиты. В размещении щелочных пород отмечается зональность. В краевых частях интрузива развиты преимущественно мельтейгиты и мелкозернистые ийолиты, во внутренних частях кольца распространены более лейкократовые разновидности - ийолиты и ийолит-уртиты, отличающиеся более крупнозернистой структурой. К эндоконтакту щелочного интрузива приурочены фациальные аналоги ийолитов - турьяиты. Переходы между ийолитами и турьяитами постепенные. Об одновременном образовании пород свидетельствуют их тесная перемежаемость, отсутствие резких границ, сходство текстур и структур, близость валового химического состава. Для магматических ийолит-мельтейгитов характерен парагенезис $\text{Pi} + \text{He} + \text{Mt}$, в турьяитах к этим минералам добавляются $\text{Mel} + \text{Pe}$.

Апоультрамафитовые метасоматиты, детально изученные А.В. Лапиным, представлены пестрым по минеральному составу рядом пород (от ультрамафитов к ийолитам); оливиновых, оливин-пироксеновых, пироксеновых и нефелин-пироксеновых. При усложнении зональности на контакте с оливинитами образуются монтичеллитовые породы. На отдельных участках наряду с пироксеновыми появляются флогопит-пироксеновые разновидности. Близ контактов с турьяитами наблюдаются нефелин-пироксен-мелилитовые породы. Наиболее распространенным акцессорным минералом апоультрамафитов является магнетит, иногда приобретающий значение второстепенного породообразующего минерала. В мелилитовых породах, кроме того, отмечаются перовскит и шорломит. Метасоматиты неоднородны по количественному минеральному составу и для них, в отличие от массивных магматических пород, характерны такситовые текстуры. Переходы между различными разновидностями апоультрамафитов обычно постепенные, без резких контактов. Во всех разновидностях, кроме нефелин-пироксеновых, встречаются реликты оливинитов. В нефелин-пироксеновых породах наблюдаются реликты предшествующих им в зональности пироксеновых пород.

Апогнейсовы метасоматиты представлены фенитами эгирин-калишпатового и эгирин-нефелинового состава с акцессорным сфеном. Нефелиновые разновидности образуют в восточном контакте Ап-Мт месторождения полосовидные обособления сравнительно небольшой мощности (5-200 м), имеющие четкие контакты с существенно калишпатовыми фенитами. Породы средне- и крупнозернистые, полосчатые за счет обособления лейкократовых и меланократовых минералов.

Основная масса фенитов сформировалась на фронте внедрения щелочной интрузии. К подобному заключению позволяют прийти наблюдения, свидетельствующие о резкосекущем направлении контакта ийолитов по отношению к чередующимся нефелиновым и калишпатовым разновидностям фенитов. Вместе с тем отмечается ийолитизация калишпатовых фенитов, масштабы проявления которой незначительны (10-15 м).

Наиболее характерной чертой *карбонатитоидов и карбонатитов кальцитово́й (I) стадии* является зависимость их минерального состава от состава контактирующих с ними более ранних образований. По апоультрамафитовым породам и ийолитам развивается разнообразный комплекс существенно силикатных пород, ведущим петрологическим признаком которых служит появление кальцита в парагенезисе с пироксеном, мелилитом, нефелином или калишпатом - в зависимости от наличия этих минералов во вмещающих породах. При этом возникают новые генерации указанных минералов, как правило, несколько отличающиеся от более ранних по особенностям химического состава. Наблюдаются также минералы, характерные только для пород I стадии - шорломит, волластонит, а из акцессорных - перовскит (см. табл. 2.1).

Специфическая особенность ассоциаций этого периода в центральной части массива - несопоставимо широкое развитие карбонатитоидов по сравнению с сингенетичными им кальцитовыми карбонатитами. Наиболее крупные (от 20 × 5 до 100 × 40 м) тела дорудных карбонатитов наблюдаются в виде линз, вытянутых в северо-восточном, реже в субширотном и субмеридиональном направлениях. Периферические части тел сложены карбонатитоидами, а внутренние нередко гнездами анхимономинеральных кальцитовых карбонатитов. Значительно более широко распространены гнездовидные обособления, мало-мощные линзы и, главным образом, жилы карбонатитов мощностью от долей сантиметра до 1,5 м. Весьма характерна приуроченность жил дорудных карбонатитов к плоскостям отдельности вмещающих пород. В связи с развитием по нескольким системам трещин жилы образуют сетчатый штокверк.

Жилы, как правило, зональные, имеют существенно пироксеновые или биотитовые зальбанды, часто обогащенные апатитом и обладающие резкими контактами как со вмещающими породами, так и с осевыми карбонатитовыми зонами. К участкам максимальной концентрации карбонатитовых жил и гнезд чаще при-

урочено и интенсивное преобразование вмещающих пород, хотя на контакте с отдельными жилами изменений может и не наблюдаться. В других случаях эндоконтактовый среднесзернистый и пегматоидный кальцит-нефелин-пироксеновый карбонатитоид в осевой зоне сменяется карбонатитом пироксен-кальцитового и кальцитового состава. Иногда изменение ийолита начинается с его "волластонитизации", приводящей к формированию кальцитсодержащего нефелин-пироксен-волластонитового карбонатитоида, в котором наблюдаются гнездообразные обособления анхимономинеральных гнезд кальцита с переходом через волластонит-кальцитовый карбонатит.

В апоультрамафитовых породах пироксенового и нефелин-пироксенового состава на контакте с карбонатитовыми гнездами и линзами образуются зоны кальцит- и кальцит-нефелин-пироксеновых карбонатитоидов, а также эгирин- и биотит-кальцитовых карбонатитов. Мелилитсодержащим породам свойственна отчетливая смена пространственных зон карбонатитоидов: везувиан-гроссуляровых с гидромелилитом кальцит-гастингситовыми, их в свою очередь кальцит-диопсидовыми, а последних - диопсид-кальцитовыми карбонатитами при полном развитии зональности. На юге массива в фенитах широким площадным распространением пользуются эгирин-кальцитовые карбонатиты. В этом случае отмечена следующая зональность: вмещающий пироксен-калишпатовый фенит → кальцит-нефелин-пироксеновый и кальцит-биотит-пироксеновый карбонатитоиды → пироксен-кальцитовый карбонатит. Таким образом, во всех указанных метасоматитах отмечается поли- и монопарагенезисная ЛЗ.

Всем типам карбонатитоидов, а также карбонатитам дорудной стадии свойственна такситовая структура, выраженная как разной зернистостью (от мелкозернистых до пегматоидных пород) - структурная такситовость, так и пятнообразным, реже грубополосчатым распределением слагающих их минералов - конституционная такситовость. Пегматоидные структуры встречаются в большинстве разновидностей карбонатитоидов, кроме кальцит-везувиан-гроссуляровых - всегда мелкозернистых; не типичны они и для карбонатитов - чаще средне- и крупнозернистых. Контакты между породами дорудной стадии чаще нечеткие, расплывчатые, элементы их залегания, как правило, замерить не удается.

Период формирования дорудных образований характеризовался слабыми интрастадийными подвижками, фиксирующимися наличием маломощных зон брекчий, обломки в которых представлены кальцит-нефелин-пироксеновыми породами с апатит-кальцитовым цементом, содержащим эгирин-диопсид, биотит, сфен. На другом участке обломки кальцитсодержащих пироксеновых образований с нефелином цементируются калишпат-кальцитовыми карбонатитами. В обоих случаях как обломки, так и цемент брекчий сложены парагенетической ассоциацией минералов, отвечающей кальцитовой (I) стадии карбонатитового этапа.

2.1.4. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование минеральных ассоциаций магнезиокальцитовой, или рудной (II), стадии характеризуется сменой нефелина канкринитом, калиевого полевого шпата альбитом, исчезновением волластонита, шорломита, перовскита и возникновением специфических редкометальных минералов - бадделеита, гатчетолита, циркелита (см. табл. 2.1). Одним из типичных новообразованных породообразующих минералов наряду с пироксеном и флогопитом становится форстерит. Прямым доказательством разновозрастности образований I и II стадий являются многочисленные пересечения зональными жилами и телами пород рудной (II) стадии линзовидных тел, гнезд и жил эгириндиопсид-кальцитовых и биотит-кальцитовых карбонатитов I стадии с резкой сменой минеральных парагенезисов. Подобные пересечения, иногда со смещением, четко видны на геологической карте (рис. 2.2) и зарисовках (рис. 2.3).

Минеральные ассоциации магнезиокальцитовой стадии подразделяются на две группы одновременных образований, несущественно различающихся по парагенезисам породообразующих и акцессорных минералов, - подстадий IIA и IIB (табл. 2.2). Породы ранней из них (IIA) разделяются на две разновозрастные группы с практически одинаковым минеральным парагенезисом (Ди + или Фо + Фл + Ап + Мт + Дол + Ка + Бд), но с разным содержанием кальцита в передовых пространственных зонах (табл. 2.3, рис. 2.4). В первой группе пород все зоны, включая передовую, сложены карбонатитами, порядок ЛЗ полипарагенезисный. Во второй группе периферические пространственные зоны представлены карбонатитоидами, а карбонатиты появляются главным образом во внутренних частях тел; здесь наряду с полипарагенезисной четко проявлена монопарагенезисная ЛЗ.

Апатит-магнетитовое месторождение

Месторождение изучено с наибольшей полнотой по сравнению с другими карбонатитовыми комплексами как в нашей стране, так и за рубежом. Оно вскрыто карьером глубиной до 300 м. В пределах центральной части автором с коллективом сотрудников проводилось геологическое картирование в масштабе 1:1 000 с документацией уступов карьера, в том числе с дешифрированием фототеодолитных снимков в масштабе 1:100 и 1:200, детальным прослеживанием контактов пород по простиранию, применением различных геофизических методов, документацией керн разведочного бурения и устьев эксплуатационных скважин, а также специальными петрологическими и структурными исследованиями.

Месторождение включает апатит-магнетитовые (ранние) и

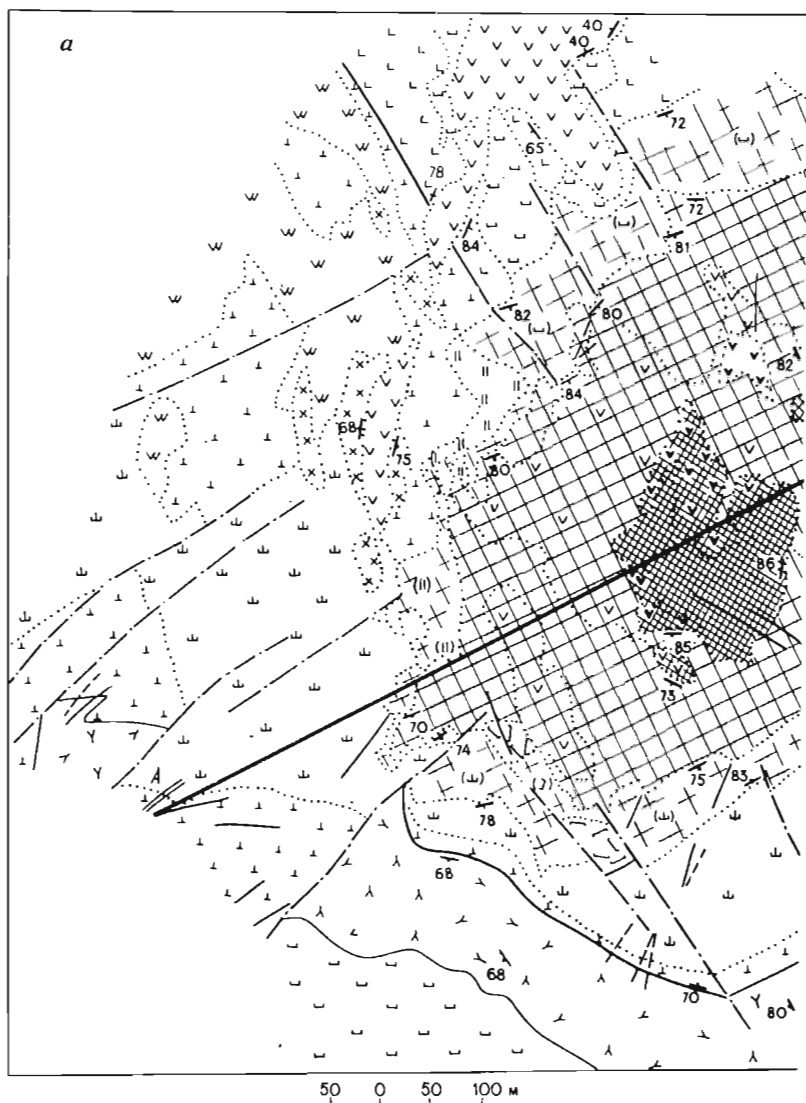
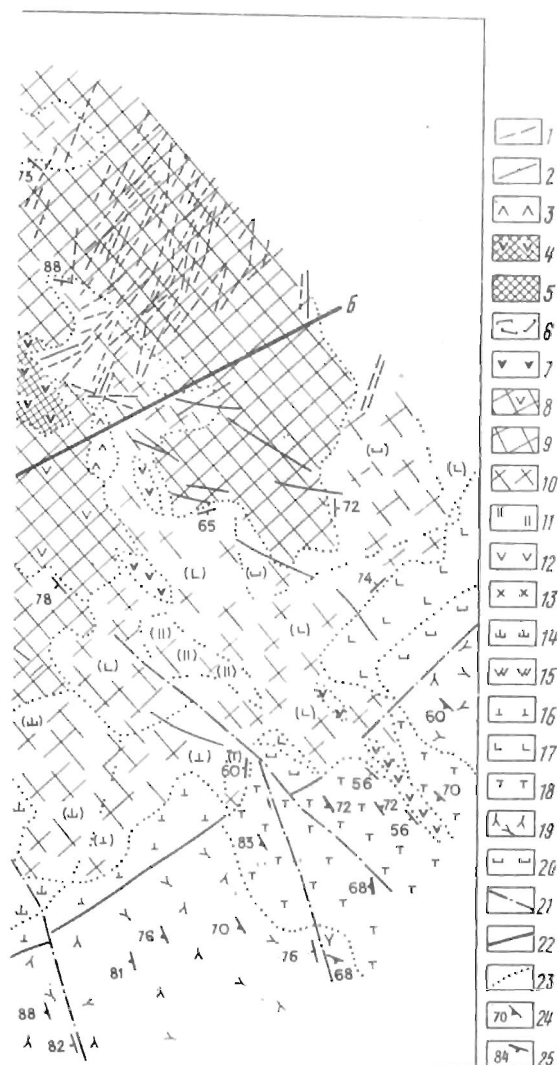
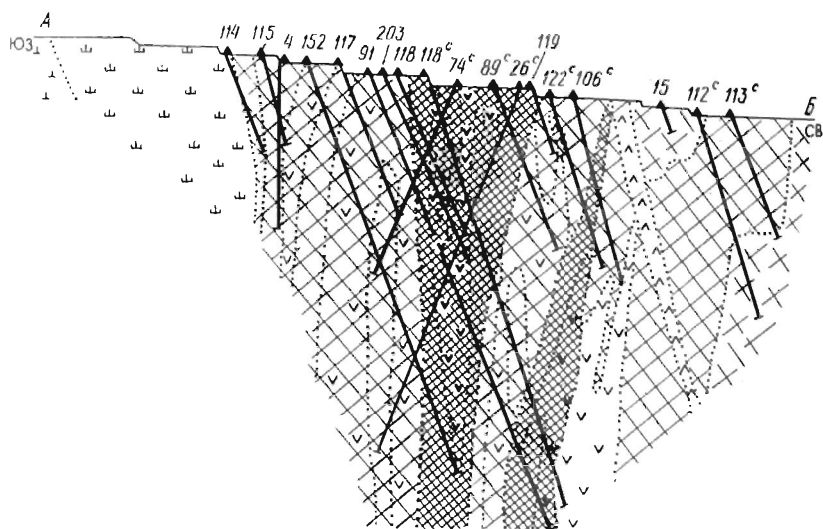


Рис. 2.2. Геологическая карта (а) и разрез (б) Ковдорского Ап-Мт месторождения. По материалам геологической съемки масштаба 1:1000 Е.М. Эштейна, Л.Н. Журавлевой, С.В. Соколова, Ю.А. Багдасарова и др.

1-15 - породы карбонатитового этапа: 1 - доломит-анкеритовой (IV) стадии - Хл-Дол жильные; 2-3 - доломит-кальцитовый (III) стадии: 2 - Амф-Ка, Амф-Дол и их жилы, 3 - Дол; 4-12 - магнезиокальцитовой (II) стадии: 4-5 - редкометалльной (IIB) подстадии (4 - Ффл-Ка, 5 - Кг-Ап-Мт и Ка-Дол), 6-12 - фосфоро-железистой (IIA) подстадии (6 - биотитовые оливиниты-



дайки, 7 - Фл-Ка, Фо-Ка, 8 - Ка-Фл-Мт и Ка-Фо-Мт, 9 - Ал-Фо-Мт, 10 - Ал-Фо, 11 - Фл слюдиты, 12 - Ди-Ка, Фо-Ка и Фл-Ка в ийолитах и фенитах); 13-15 - кальцитовый (I) стадии: 13 - Пи-Кш с Ка, 14 - Шр-Не-Пи и Не-Пи с Ка, 15 - Не-Пи-Вл с Ка. 16-20 - породы ийолитового этапа: 16 - ийолиты и ийолит-мельтейгиты; 17-18 - фениты по гнейсам и гранитогнейсам (17 - Пи-Не, 18 - Пи-Кш); 19-20 - породы по ультрамифитам (19 - Не-Пи, 20 - Мел-Не-Пи). 21-23 - границы и тектонические нарушения (прослеженные и предполагаемые): 21 - разрывные смещения, 22 - активные интрузивные контакты, 23 - границы метасоматических пород, 24-25 - элементы залегания: 24 - полосчатости фенитов и руд, 25 - контактов пород, жил и разрывных смещений. Знаки пород в скобках - реликты



Продолжение рис. 2.2.

гатчеттолит-апатит-магнетитовые (поздние) руды. В плане месторождение четко разделяется на два участка. Южное столбообразное крутопадающее тело, представляющее собой главную часть месторождения, имеет близкую к изометричной форму в плане и концентрическое центростремительное строение. Северное тело - пологозалегающая линзовидная апофиза, вытянутая на 500 м в субмеридиональном направлении и выклинивающаяся к северу; его вертикальная мощность в среднем составляет 200-250 м, контакт со столбообразным телом - ступенчатый.

Месторождение преимущественно сложено образованиями ранней рудной (IIA) подстадии. Южное тело имеет четко выраженную пространственную зональность: последовательно расположенные от контакта к внутренним частям флогопитовые, апатит-форстеритовые, апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-форстерит-магнетитовые или кальцит-флогопит-магнетитовые карбонатитоиды сменяются форстерит-кальцитовыми и флогопит-кальцитовыми карбонатами (см. рис. 2.2).

Границы между породами чаще резкие - как между карбонатитоидами, сложенными одним и тем же минеральным парагенезисом и различающимися количественным соотношением минералов (см. рис. 2.4), так и между карбонатитоидами и карбонатами. Каждая из пород практически всегда содержит реликты образований предыдущих зон, а в флогопитовых слюдах и апатит-форстеритовых породах, развитых на периферии месторождения, встречаются отторженцы тех вмещающих пород, с

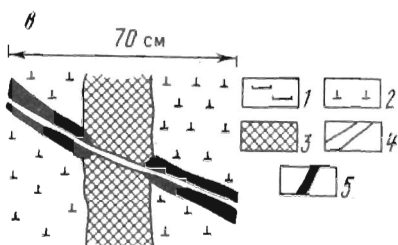
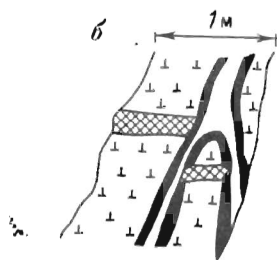
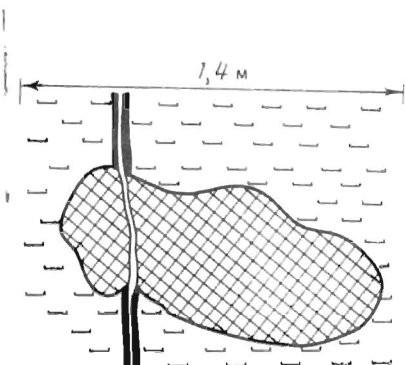


Рис. 2.3. Пересечение зональными жилами подстадии ПА линзовидных тел и жил карбонатов I стадии на Ковдорском Ап-Мт месторождении (фото и зарисовки стенок уступов карьера);

1 - Пи порода; 2 - ийолиты; 3 - Пи-Ка карбонаты I стадии; 4-5 - карбонаты подстадии ПА: 4 - Ка (а) и Фл-Ка (б, в) осевая зона, 5 - Ап-Фо-Мт (а, б) и Ап-Фо (в) зальбанды, исчезающие на контакте с ранними карбонатами

которыми они контактируют - пироксеновых, нефелин-пироксеновых, реже фенитов.

Характерно наличие широко распространенных жильных штокверков пород последующих пространственных зон в породах, предшествующих им по зональности. Так, во вмещающих пироксеновых, нефелин-пироксеновых и в меньшей степени пироксен-калишпатовых породах наблюдаются густые штокверки, состоящие из тысяч сложноветвящихся зональных жил с кальцитовыми внутренними зонами, периферические части которых сложены слюдитами, апатит-форстеритовыми, а иногда и апатит-форстерит-магнетитовыми карбонатитоидами (см. рис. 2.4). При движении от вмещающих пород к контакту с рудным телом вначале появляются редкие жилы, далее количество их на расстоянии 30-50 м от контакта резко увеличивается, вплоть до образования густого штокверка, между отдельными жилами которого сохраняются обычно непеременные реликты вмещающих

Характеристика		Месторождения ранней (IIA) подстадии		
		апатит-магнетитовое	магнетитовое	флогопитовое
Форма тел		Рудный столб на пересечении трех зон штокверков	Жильно-штокверковая	Коротколинзовидная пологопадающая
Вмещающие породы		Пи, Не-Пи	Оливиниты	Оливиниты, Фл-Ол, Мел, Ка-Ди, (I стадия)
Парагенезис	общий	Ф ₀₁ , Фл, Мт, Ап, Бд, $\pm$ Дол, Ка		
	специфический	(Ди), Ка $\pm$ Дол	Дол $\pm$ Ка	Ди, Ка $\pm$ Дол
Состав пород - от контакта к внутренним частям тел		(Ди-Мт), Фл, Ап-Фо, Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт, Фо-Ка, Ка-Фл-Мт, Фл-Ка, Ка	Фл-Фо-Мт с Дол	(Фл-Ди), Фл-Ди-Фо, Фл-Фо, Фл-Ап
Зональность		Четкая, центростремительная, поли-, монопарагенезисная, картируется	Изредка гнезда Дол в центре жил	Четкая, центростремительная, поли-, монопарагенезисная, картируется
Реликты	в приконтактовых частях тел	Обильные, Пи или Не-Пи	Не наблюдались	Редкие, оливинитов
	во внутренних частях тел	Частые, пород предшествующих зон	"	Редкие, пород предшествующих зон
Текстуры		Грубополосчатые, полосчатые, массивные, такситовые	Такситовые	Гигантополосчатые, груботакситовые, такситовые
Структуры		Мелко-, гигантозернистые	Крупнозернистые	Крупнозернистые, пегматоидные
Брекчии, дайки		Инtrarудные, тектонические взрывные брекчии и дайки биотитовых оливинитов	Не наблюдались	Пострудные дайки ийолитов и ювитов

Т а б л и ц а 2.2

месторождений магнезиокальцитовой (II) стадии Ковдорского массива

Месторождения ранней (IIA) подстадии	Редкометальное оруденение поздней (IIB) подстадии в месторождениях		
апатитоносных карбонатитов	апатит-магнетитовом	флогопитовом	апатитоносных карбонатитов
Линзообразная, жильно-штокверковая	Рудный столб в раннем столбе на пересечении трех зон штокверков	Жильная	Жильная, линзовидная
Пи, Не-Пи или Пи-Кш	Ап-Мт карбонатитоиды, Фо-Ка, Фл-Ка, ПА	Фл-Ди-Фо, Фл-Фо, Фл-Ап, ПА	Фо-Ка, Фл-Ка, ПА
Фо, Фл, Мт, Ап, Бд, $\pm$ Дол, Ка	Фо ₂ , $\pm$ Кг, Ффл, Мт, Ап, $\pm$ Дол, Ка		
Ди, Ка, редко + Дол	Бд, Гч, Цк	Бд, Тн, Цк	Гч, Цк
Ди-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	Фо(Кг)-Ап-Мт, Ка-Ффл-Мт, Ффл-Ка, Ка	Ффл-Фо, гнз-да Ка	Ффл-Ка, Ка
Иногда четкая полипарагенезисная, документируется	Нечеткая, документируется	Проявлена незначительно	
Частые, Пи, Не-Пи или Пи-Кш	Частые, ранних Ап-Мт руд и карбонатитов	Редкие	
Редкие, Ди-Ка в Фо-Ка карбонатите	Фо(Кг)-Ап-Мт в Ффл-Ка карбонатите	"	
Полосчатые	Груболосчатые такситовые, карбонатиты тонкополосчатые	Массивные, редко неяснополосчатые	Неяснополосчатые
Средне-, крупнозернистые	Мелко-, грубозернистые	Среднезернистые	Мелкозернистые
Не наблюдались	Интрарудные секущие жилы Ффл-Ка	Не наблюдались	

Примечание. Здесь и далее: в скобках - редко встречающиеся породы и минералы; знак $\pm$ означает, что минерал может отсутствовать в конкретном участке, штуфе или шлифе.

Принципиальная схема зональности рудоносных карбонатитовых комплексов II стадии, залегающих в пироксеновых и нефелин-пироксеновых породах Ковдорского массива

минеральных парагенезисов	поруд на месторождениях	
	апатит-магнетитовом	апатит-карбонатном
Ди+Фл+Мт+Ап+Ка	Ди-Мт	Ди-Ка
Фо+Фл+Мт+Ап+Ка	Фл	Фо-Ка
	Ап-Фо	
	Ап-Фо-Мт Ка-Фо-Мт	
Фл+Мт+Ап+Ка	Ка-Фл-Мт	Фл-Ка
Мт+Ап+Ка	Ка	Ка
Ап+Ка		
Ка		

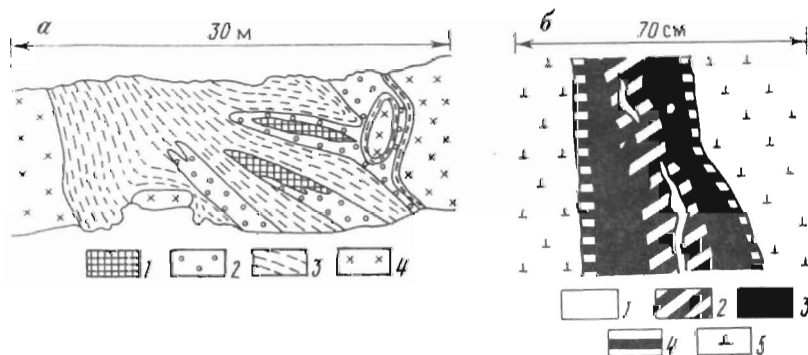
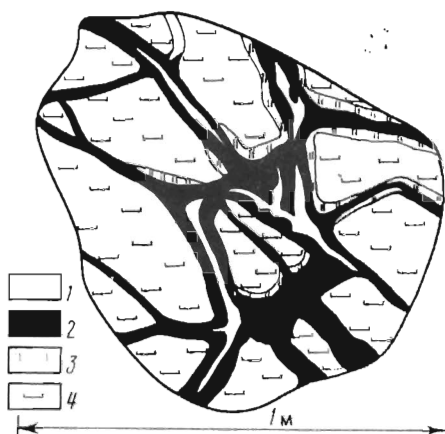


Рис. 2.4. Зональность карбонатитовых образований подстадии IIА Ковдорского массива (зарисовки стенок уступов карьера):

а - зональное тело карбонатитов: 1 - Ка и Фл-Ка, 2 - Фо-Ка, 3 - Ди-Ка; 4 - вмещающие Не-Пл породы; б - рудная жила карбонатитоидов с осевой карбонатитовой зоной: 1 - карбонатит Фл-Ка; 2-4 - карбонатитоиды: 2 - Ка-Фо-Мт, 3 - Ап-Фо-Мт, 4 - Фо-Фл; 5 - вмещающие ийолиты

Рис. 2.5. Штокверки зональных жил
II стадии на Ковдорском месторождении (карьер, зарисовка глыбы);

Ап-Мт жилы (2) с Ка осями (1) и слюдитовыми зальбандами (3) в Пг породах (4)



пород (рис. 2.5). Еще ближе к контакту с рудным телом жилы сливаются, формируя единое тело мелкозернистых массивных апатит-форстеритовых пород, среди которых остается еще множество блоков, по составу всегда отвечающих близлежащим вмещающим породам - пироксеновым, нефелин-пироксеновым либо пироксен-калишпатовым. Наличие такой многократно повторяющейся картины свидетельствует о закономерности, которая дает возможность считать эти отторженцы реликтами, а не ксенолитами. В тех случаях, когда реликты вмещающих пород наблюдаются в апатит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидах, вокруг них обнаруживаются реакционные зоны апатит-форстеритового состава. Если реликты сложены породами, содержащими нефелин или калишпат, то перед апатит-форстеритовой зоной закономерно появляется зона флогопитовых слюдитов с канкринитом и диопсидом во внешних частях.

Периферические части месторождения, как отмечалось, сложены флогопитовыми и апатит-форстеритовыми карбонатитоидами. Зона слюдитов наблюдается в его западной части, непосредственно на контакте с ийолитами. Слюдиты содержат реликты ийолитов, количество которых постепенно убывает по направлению от контакта к внутренним частям месторождения. Кайма флогопитовых слюдитов полностью исчезает лишь на контакте апатит-форстеритовых пород с пироксеновыми, практически не содержащими нефелина. Мощность флогопитовых слюдитов резко меняется - от 5 до 80 м. Это мелкозернистые зеленые массивные породы, на 60-80% сложенные мелкочешуйчатым зеленым флогопитом с канкринитом, диопсидом или форстеритом, апатитом, магнетитом, парагенными с магнетиальным кальцитом.

В отличие от слюдитовой, зона апатит-форстеритовых пород почти непрерывна. Мощность ее резко меняется от 5-10 м на

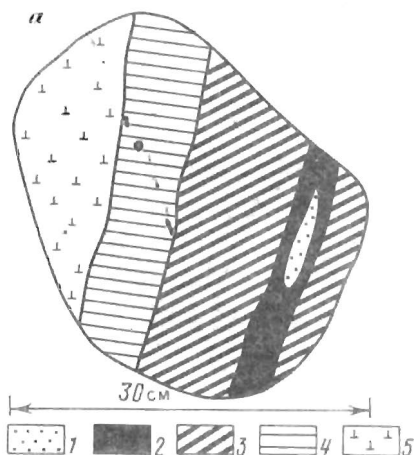
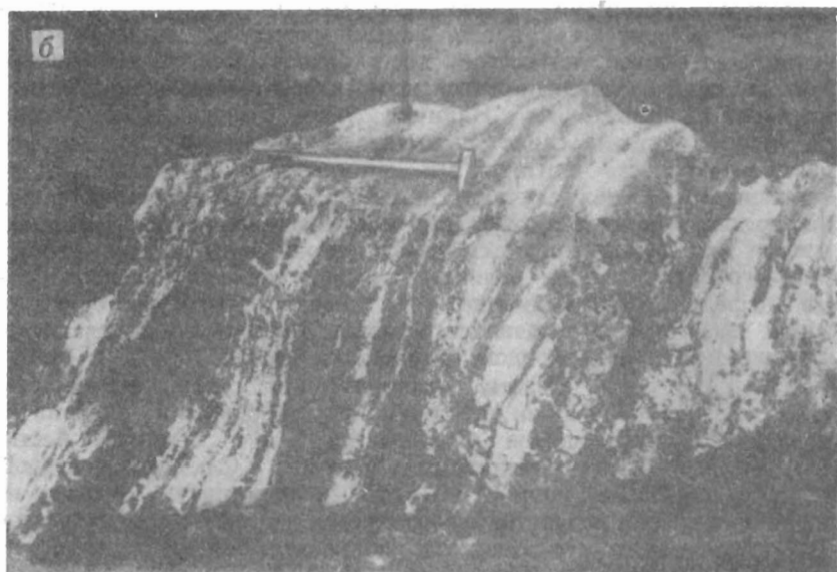


Рис. 2.6. Зональность и полосчатость карбонатитоидов и карбонатитов в рудах подстадии IIА Ковдорского Ап-Мт месторождения;

а - диопсидовая зона на внешнем контакте зональной жилы: 1-4 - зоны жилы: 1 - Ка-Фо-Мт, 2 - Ап-Фо-Мт, 3 - Ап-Фо, 4 - Ка-Ди; 5 - Не-Пи порода (карьер, зарисовка глыбы); б - грубополосчатая текстура Ка-Фо-Мт карбонатитоидов за счет обособления светлых полос существенно кальцитового состава (карьер, фото глыбы)



юго-западе месторождения до 200-300 м в восточной его части. Эти карбонатитоиды - мелкозернистые, массивные или неясно-полосчатые за счет струйчатых обособлений апатита и форстерита, а также вкрапленности мелкокристаллического магнетита и чешуек флогопита.

Контакты флогопитовых слюдитов с апатит-форстеритовыми породами, так же как и слюдитов с нефелин-пироксеновыми по-

родами, чаще резкие, особенно в линзах, зональных жилах и вокруг реликтов. В крупных телах переход между этими карбонатитоидами на отдельных участках осуществляется несколько иным путем. В слюдитах появляется частый штокверк апатит-форстеритовых жил, количество и мощность которых нарастают и, наконец, сливаясь, они образуют тело с реликтами вмещающих пород и слюдитов; подобный переход происходит обычно на расстоянии 0,5-5 м.

На контакте флогопитовых слюдитов и апатит-форстеритовых пород с вмещающими пироксеновыми и нефелин-пироксеновыми апоультрамафитами чаще только в шлифах удается наблюдать тонкую зону (0,1-1 см), сложенную кальцитсодержащим соответственно флогопит-диопсидовым или флогопит-канкринит-диопсидовым карбонатитоидом. Лишь в южной части месторождения, в участках выклинивания рудных тел, мощность этой зоны возрастает иногда до 5-10 м; здесь она представлена кальцитсодержащими флогопит-магнетитовыми с диопсидом или кальцит-диопсид-магнетитовыми породами с апатитом и бадделитом (рис. 2.6).

Мощности зон апатит-форстеритовых карбонатитоидов и слюдитов при пологих углах падения контактов, как правило, возрастают. Наиболее мощные слюдитовые зоны встречаются в участках с относительно пологими (60-65°) углами падения.

Следующую после апатит-форстеритовых пород пространственную зону (по направлению от контактов месторождения) составляют апатит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды. Обычно эти руды крупно-, гигантозернистые, чаще такситово-грубополосчатые за счет обособления главных породообразующих минералов в крутопадающие полосы мощностью 3-20 см (см. рис. 2.6, б). В центральных частях магнетитовых обособлений нередко появляются гнезда или согласные с полосчатостью линзы и полосы крупнозернистого кальцита, на контакте с которым магнетит перекристаллизуется, образуя хорошо выраженные кристаллы, острые октаэдрические головки которых погружены в кальцит. Элементы залегания полосчатости, так же как и в апатит-форстеритовых породах, совпадают с залеганием их контактов на каждом данном участке и поэтому полосчатость является важным структурным элементом.

Контакты между апатит-форстеритовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми породами, как правило, резкие, в более редких случаях - постепенные за счет увеличения содержания магнетита в апатит-форстеритовых породах при одновременной перекристаллизации и укрупнении зерен минералов. По морфологии контакт между этими карбонатитоидами сходен с контактом между вмещающими и апатит-форстеритовыми породами. В последних при приближении к внутренним частям тела появляются отдельные жилообразные обособления и линзы существенно магнетитового и апатит-форстерит-магнетитового состава, иногда с кальцитовыми внутренними зонами. Постепенно коли-

чество таких жил нарастает, в результате чего могут образоваться штокверки (см. рис. 2.5), сливающиеся в тела апатит-форстерит-магнетитовых пород с реликтами апатит-форстеритовых.

Следующая группа пород, тяготеющих к внутренним частям месторождения, характеризуется нарастанием в них содержания кальцита, вплоть до появления существенно кальцитовых карбонатитов. Кальцит-магнетитовые руды располагаются обычно в переходной зоне между апатит-форстерит-магнетитовыми породами и карбонатитами. Кальцит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды локализуются главным образом в юго-западной части месторождения, где слагают наиболее крупное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Породы обычно неравномерно-, средне- и гигантозернистые, пятнисто- и грубополосчатой текстуры за счет неравномерного распределения кальцита. Кроме последнего, роль одного из главных породообразующих минералов в них часто играет форстерит. Следует отметить, что для кальцит-форстерит-магнетитовых пород весьма обычны реликты апатит-форстерит-магнетитового и апатит-форстеритового состава.

В центральной части месторождения встречаются своеобразные форстерит-магнетитовые карбонатитоиды, слагающие гнездообразные обособления и два линзовидных тела (70×20 и 120×60 м) в апатит-форстерит-магнетитовых породах. Это гигантозернистые массивные, реже грубополосчатые породы, содержащие кроме форстерита и магнетита небольшие синхронные гнездообразные обособления, сложенные апатитом, кальцитом и магнетитом. При нарастании в этих образованиях содержания кальцита они переходят в типичные кальцит-форстерит-магнетитовые руды, не отличающиеся ни по составу минералов, ни по текстурно-структурным особенностям, ни по месту в зональности от других подобных пород месторождения. Характерно, что форстерит-магнетитовые породы не встречаются в породах апатит-форстеритового и форстерит-кальцитового состава. Все это не позволяет согласиться с мнением В.И. Тернового и Б.В. Афанасьева [67], считающих апатит-магнетитовые обособления наиболее ранними магматическими образованиями месторождения.

Кальцит-флогопит-магнетитовые карбонатитоиды - еще одна разновидность руд, также сосредоточенная главным образом в центральной части месторождения. Наиболее крупное (160×80 м) их тело вытянуто в северо-западном направлении. Породы грубозернистые массивные, реже грубополосчатые. В них по сравнению с кальцит-форстерит-магнетитовыми породами обычно возрастает содержание магнетита, а форстерит замещается флогопитом и кальцитом.

Карбонатитоидам II стадии кроме монокarbonатных кальцитовых парагенезисов свойственны и бикарбонатные, в которых вторым карбонатным минералом является доломит, наблюдающийся

в виде микровростков в кальците, отдельных зерен или анхимономинеральных обособлений, преимущественно среди кальцит-форстерит-магнетитовых и кальцит-флогопит-магнетитовых карбонатитоидов. При изучении естественных обнажений, керн скважин, полированных штуфов и шлифов обнаруживается идентичность кальцит- и доломитсодержащих разновидностей апатит-магнетитовых карбонатитоидов по парагенезисам прочих минералов, структурам (равномернозернистым, от крупно- до грубозернистых), текстурам (массивным либо такситовым). Кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые разновидности удастся различить лишь после диагностического прокрашивания пород. Устанавливается равновесное соотношение между карбонатами, наблюдаются постепенные переходы от существенно кальцитовых к существенно доломитовым образованиям, часто осуществляющиеся на расстоянии нескольких сантиметров без секущих контактов.

Приведенные материалы дают основание объединить в единую генетическую группу существенно кальцитовые с доломитом и существенно доломитовые с кальцитом апатит-магнетитовые карбонатитоиды и карбонатиты, характеризующиеся парагенетической ассоциацией с форстеритом, зеленым флогопитом, магнетитом, апатитом, бадделеитом и различающиеся лишь количественным соотношением парагенных карбонатов.

Необходимость столь подробного рассмотрения вопроса о месте доломит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов вызвана тем, что В.И. Терновой и Н.И. Краснова считают эти руды более поздними по отношению к породам поздней рудной подстадии (IIБ). Однако приведенные выше материалы не позволяют согласиться с подобной трактовкой. Следует подчеркнуть, что имеются и поздние доломитсодержащие образования (III стадии), но доломит в них наблюдается в парагенезисе с иными минералами - амфиболом, серпентином, красным феррифлогопитом (см. табл. 2.1).

Для всей группы кальцит-магнетитовых карбонатитоидов характерна, как указывалось, устойчивая парагенетическая ассоциация породообразующих минералов $Фо + Фл + Мт + Ап + Ка$. Из этого ряда минералов в первую очередь при переходе к внутренним зонам выпадает форстерит, замещающийся главным образом флогопитом. В таких случаях вслед за зоной кальцит-флогопит-магнетитового состава располагаются флогопит-кальцитовые или кальцитовые карбонатиты. Если же переход к карбонатитам осуществляется через кальцит-форстерит-магнетитовую зону, то образуются их форстерит-кальцитовые разновидности.

Форстерит- и флогопит-кальцитовые карбонатиты слагают серии линзовидных или более сложной формы тел, вытянутых преимущественно в северо-западном направлении. Размеры наиболее крупных тел подобных карбонатитов достигают 180×40 м. Породы средне- и крупнозернистые, массивные или

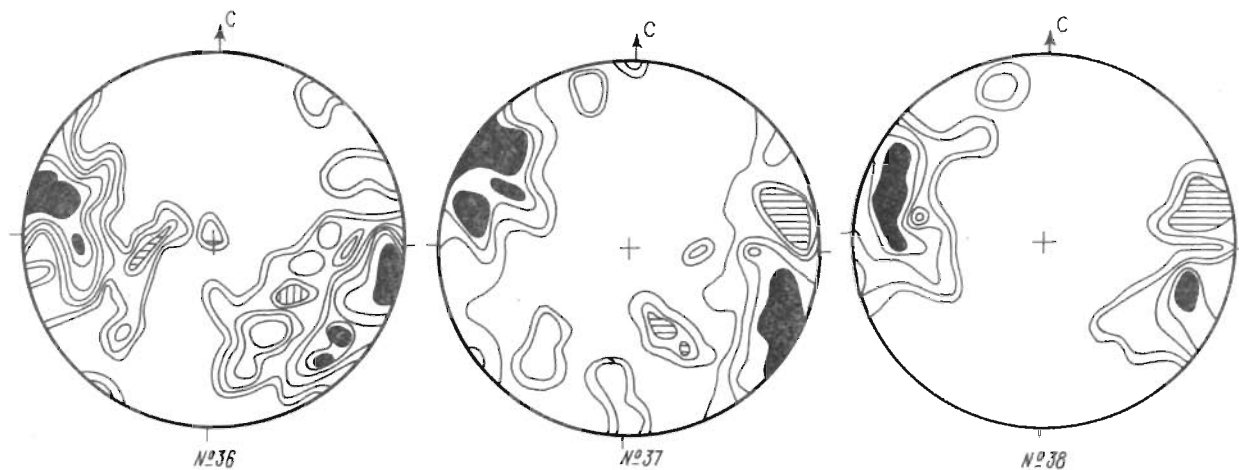


Рис. 2.7. Структурные диаграммы ориентировки зональных жил различного состава (подстадия IIА), образующих штокверки в фенитах Ковдорского Ап-Мт месторождения (южная часть карьера);
 Диаграмма № 36 - Ал-Фо жилы ($n=57$; изолинии $<0,5-1-2-3-4-5-7\%$); № 37 - Ал-Фо жилы с Ка осевыми зонами ($n=62$; $<0,5-2-4-7-11\%$); №38 - существенно Мт жилы с Ка осевыми зонами ($n=34$; $<0,5-2-4-7-11\%$)

полосчатые за счет обособления на фоне основной кальцитово-флогопитовой ткани породы цепочек зерен форстерита, флогопита, магнетита и апатита или полос, обогащенных этими минералами. Нередко в карбонатах наблюдаются реликты магнетитовых руд с четкими или размытыми контурами, "обтекаемые" полосчатостью карбонатов. Контакты карбонатов с карбонатитоидами чаще резкие, реже через зону штокверка сгущающихся карбонатитовых жил; мощность этой зоны может достигать нескольких метров. На контакте карбонатов с апатит-форстеритовыми породами нередко возникают зоны апатит-форстерит-магнетитового состава, а на контакте с последними во внутренней зоне часто образуются кальцит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды.

Апатит-магнетитовые руды в виде линзовидных и жильных тел распространены также во вмещающих породах по периферии месторождения. Закономерности распределения карбонатитоидов и карбонатов в этих телах в целом не отличаются от выявленных для собственно Ап-Мт месторождения. Особенно отчетливо эти закономерности устанавливаются в жилах штокверков. Каждая жила, как правило, состоит из двух, трех, реже четырех зон, сменяющихся в последовательности: слюдитовая, апатит-форстеритовая, апатит-форстерит-магнетитовая, форстерит-магнетитовая или кальцит-форстерит-магнетитовая, кальцит-флогопит-магнетитовая, флогопит-кальцитовая и кальцитовая. Указанный порядок сохраняется практически постоянно и в целом отвечает пространственной зональности месторождения, хотя в конкретной жиле несколько зон чаще выпадают. Следует подчеркнуть установленный структурным анализом факт - жилы разного состава на каждом конкретном участке имеют практически одинаковые максимумы ориентировки, что показано на примере апатит-форстеритовых жил, зональных кальцитовых с апатит-форстеритовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми зальбандами (рис. 2.7).

Относительные мощности зон различного состава нередко изменяются даже в пределах одной жилы по простиранию и падению. В местах пережима жилы мощность осевой кальцитовой зоны резко сокращается, вплоть до ее выклинивания, при этом увеличивается относительная мощность зальбанда, а в участках раздува максимально возрастает мощность карбонатитовой зоны (до первых метров), мощность же апатит-форстеритовой или других передовых зон уменьшается часто до нескольких сантиметров (рис. 2.8).

Густые штокверки зональных жил распространены главным образом в апоультрамафитовых и в апоиолитовых породах, реже в фенитах. Они концентрируются у юго- и северо-восточного относительно пологих контактов месторождения, а также в реликтовых блоках вмещающих пород. В этих штокверках чаще преобладают зональные жилы с максимальным развитием апатит-форстеритовой зоны.

Характерной чертой апатит-магнетитового месторождения

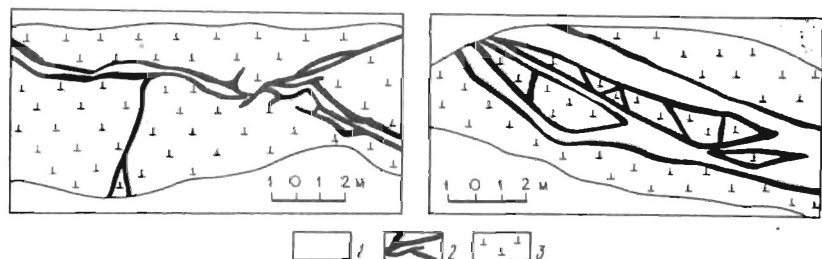


Рис. 2.8. Изменение соотношения мощностей периферической карбонатитовой и центральной карбонатитовой зон по простиранию жил в штокверке (Ковдорское Ап-Мт месторождение, зарисовки западных уступов карьера); 1 - карбонатиты Фо-Ка, Фл-Ка; 2 - карбонатитоиды Ап-Фо, Ап-До-Мт; 3 - Не-Пи породы

следует считать широкое развитие интрастадийной, или интратрудной, тектоники - от явлений пересечения карбонатитоидов карбонатитами до брекчирования. Нередки случаи, когда карбонатиты пересекают передовые карбонатитоидные зоны, выходят за их пределы и секут вмещающие породы. В последнем случае на контакте карбонатитовых прожилков возникают оторочки, сложенные слюдитовыми и апатит-форстеритовыми карбонатитоидами, а иногда и магнетитовыми рудами, т.е. теми же породами, которые они рассекают (рис. 2.9).

Интрастадийные тектонические подвижки происходили неоднократно, о чем свидетельствуют многочисленные пересечения жил различного состава. Последовательность формирующихся околожилльных оторочек отвечает пространственной зональности в телах, жилах и на месторождении в целом, а минеральные парагенезисы пород и в том и в другом случаях практически одинаковы. Все это делает правомерным отнесение подобных пересечений к интратрудным или интрастадийным.

Максимальное проявление интрастадийной тектоники выражено в образовании брекчий. Их мощные (10-15 м) зоны откартированы и протягиваются на десятки метров (а иногда и на 200-300 м) в северо-западном, реже северо-восточном направлении. Обломки в брекчиях представлены практически всеми разновидностями дорудных пород, вмещающих месторождение, а также карбонатитоидов и, что особенно важно, карбонатитов подстадии ПА. Соотношение обломков и цемента в брекчиях даже в соседних участках резко варьирует. Количество обломков колеблется от 10 до 80% объема пород. В цементе брекчий обнаруживаются все разновидности пород месторождения, кроме флогопитового слюдита. Чаше цемент имеет апатит-форстеритовый и апатит-форстерит-магнетитовый состав (рис. 2.10). Реже, на западе и в центре

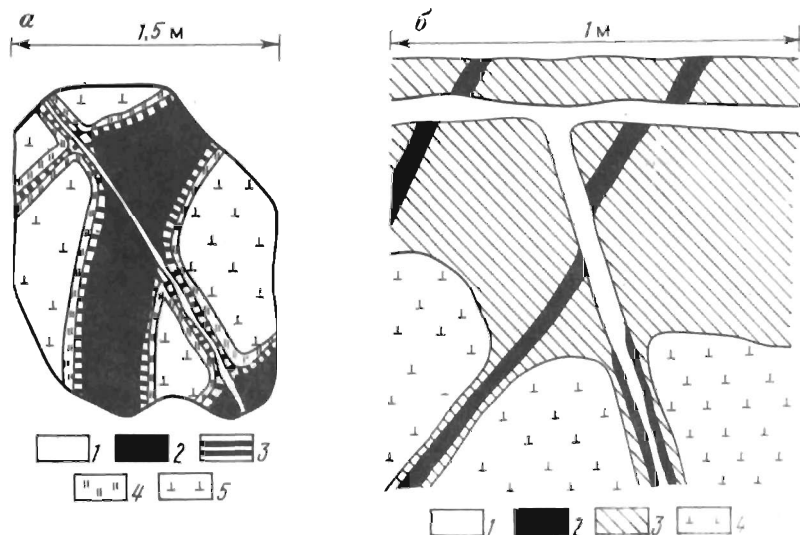
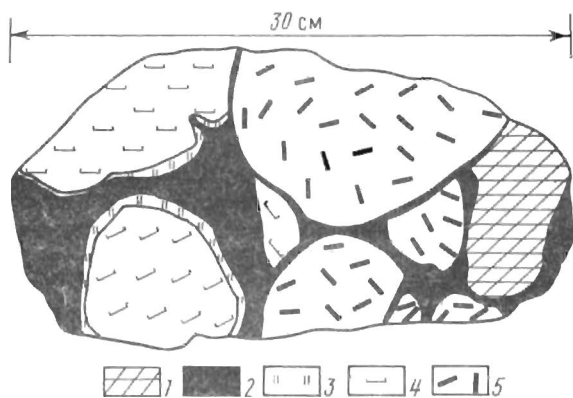
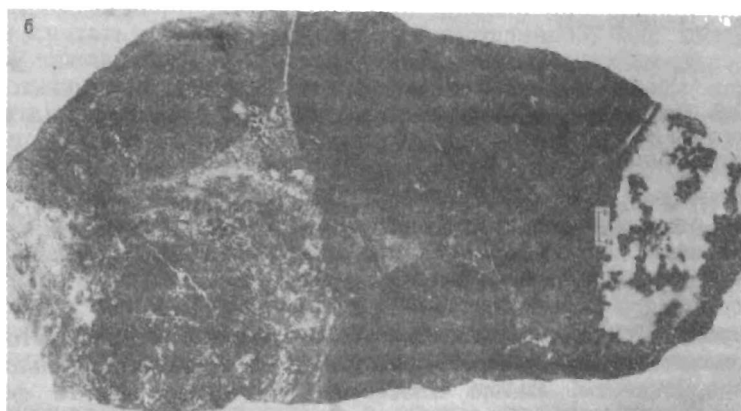
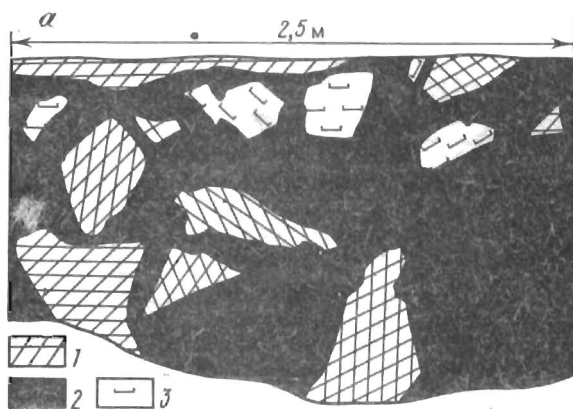


Рис. 2.9. Проявления интравудной тектоники в породах подстадии IIА Ковдорского Ап-Мт месторождения;

а - карбонатитовые жилы (1) секут Ап-Фо-Мт карбонатитоиды (2) и Не-Пи породы (3), лишь на контакте с последними в карбонатах проявлены Ап-Фо (3) и Фл (4) зальбанды (уступ карьера, зарисовка глыбы); б - жилы Фл-Ка карбоната (1) пересекают Ап-Фо (2) и Фл карбонатитоиды (3), а входя в ийолит (4), приобретают в эндоконтакте зоны карбонатитоидов (зарисовка стенки карьера)

месторождения, в цементе отмечаются различные магнетитовые карбонатитоиды, а также форстерит- и флогопит-кальцитовые карбонаты. Важно отметить, что в брекчиях с форстерит-магнетитовым цементом наблюдались обломки апатит-форстеритовых карбонатитоидов и флогопит-кальцитовых карбонатов и, особенно часто, обломки крупных кристаллов магнетита. Контакты зон брекчиевых руд чаще неясные, расплывчатые, характеризующиеся постепенным уменьшением количества обломков во внутренних частях. Реже они четкие - ограничены тектоническими нарушениями, иногда залеченными жилами пострудных образований.

В центральной части месторождения в брекчиях встречены овальные или круглые блоки слабоизмененных оливинитов ядра массива, сцементированных апатит-форстерит-магнетитовой породой (см. рис. 2.10); размеры этих блоков от нескольких сантиметров до 2-3 м в поперечнике. В пределах карьера, среди пород, вмещающих месторождение, неизмененные оливиниты не наблюдаются. Ближайшее их тело вскрыто в 500 м к северо-востоку от контакта с брекчией. Наличие обломков оливинитов является свидетельством происходивших в период



формирования руд не только тектонических, но и эксплозивных процессов. Поскольку как в обломках, так и в цементе брекчий отмечаются все разновидности пород ранней подстадии, характеризующиеся единым минеральным парагенезисом (Фо + Фл + Мт + Ап + Ка + Дол + Бд), указанные образования могут быть уверенно отнесены к интрастадийным.

Свидетельством значительной глубины проникновения разломов, с которыми связано брекчирование, является также и внедрение в этот период щелочно-ультрамафитовой магмы, закристаллизовавшейся в виде жилообразных тел биотитовых оливинитов, в значительной мере измененных последующими метасоматическими процессами. Наиболее крупное (180 × 30 м) крутопадающее тело этих пород, вытянутое в северо-западном направлении, наблюдается в юго-западной части месторождения, а их маломощные (1-20 см) крутопадающие жилы северо-восточного простирания фиксируются в центральной части месторождения в магнетитовых рудах и карбонатах. Они пересекаются жилами флогопит-кальцитовых карбонатитов, брекчируются. Цементом брекчий служат апатит-форстеритовые породы, магнетитовые руды и карбонатиты. Биотитовые оливиниты - породы с мелкозернистой основной массой и порфировидными включениями биотита, форстерита и пироксена. Текстура их, как правило, брекчиевая, кимберлитоподобная. Они содержат множество обломков, составляющих на некоторых участках до 30-50% всей массы породы. Обломки представлены дорудными силикатными породами, карбонатитоидами Ап-Мт месторождения, реже форстерит-кальцитовыми карбонатитами.

Редкометалльные апатит-магнетитовые руды и карбонатиты поздней рудной (ПБ) подстадии локализируются в центральной части Ап-Мт месторождения (см. рис. 2.2). Этими образованиями сложены два тела: Северное и Южное. Северное тело линзовидной формы (110 × 30 м), вытянуто в северо-западном направлении. Оно сформулировано преимущественно тетраферри-флогопит-кальцитовыми карбонатитами с небольшими участками апатит-магнетитовых карбонатитоидов. Наиболее крупное Южное тело в плане широколинзовидное (240 × 150 м), несколько вытянутое в субмеридиональном направлении, по падению представляет собой рудный столб. Здесь преимущественным пространением пользуются карбонатитоиды и меньшим (около 40% всей массы руды) - карбонатиты, линзы которых тяготеют преимущественно к юго-западной и северо-западной частям тела.

Рис. 2.10. Интравудные брекчии подстадии ПА Ковдорского Ап-Мт месторождения:

а - обломки Фо-Ка и Фл-Ка карбонатитов (1) и Пи пород (3) в Ап-Фо-Мт цементе (2), (уступ карьера, зарисовка глыбы); б - обломки Фо-Ка карбонатитов (1), оливинитов (5) и Пи пород (4) с каймами Фл слюдитов (3) в Ап-Фо-Мт цементе (2), (уступ карьера, фото и зарисовка глыбы)

Редкометалльные карбонатиты, располагающиеся вдоль его внешней границы, контактируют главным образом с кальцит-содержащими магнетитовыми рудами и карбонатитами ранней рудной подстадии, а редкометалльные карбонатитоиды залегают только на контакте с ранними апатит-магнетитовыми рудами. Контакты между породами обеих подстадий нечеткие с переходной зоной мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В экзоконтактной части редкометалльных руд шириной в несколько десятков метров нередко наблюдаются останцы и блоки ранних (IIA) карбонатитоидов, реликтовый характер которых подтверждается первичной ориентировкой полосчатости.

Редкометалльные руды отличаются от руд ранней подстадии присутствием клиногумита, розового тетраферрифлогопита, а также появлением акцессорных минералов - циркелита и гатчеттолита (см. табл. 2.2). Последние микроскопически, как правило, не видны, об их наличии и концентрациях в породах можно судить по данным радиометрии. Образования поздней рудной подстадии представлены форстерит-apatит-магнетитовыми с клиногумитом и кальцит-тетраферрифлогопит-магнетитовыми карбонатитоидами, а также тетраферрифлогопит-кальцитовыми и кальцитовыми карбонатитами.

Породы с клиногумитом крупно-, реже гигантозернистые, грубополосчатые или такситовые с гнездообразными обособлениями анхимономинерального кальцита. В них часто наблюдаются реликты ранних руд. Нередко крупнозернистые апатит-форстерит-магнетитовые породы (подстадия IIA) рассекаются прожилками среднезернистых клиногумитовых карбонатитоидов (подстадия IIB). Контакты указанных пород с ранними апатит-магнетитовыми рудами чаще нечеткие, расплывчатые за счет постепенного нарастания количества клиногумита, замещающего ранний форстерит. Мощность переходной зоны колеблется от первых метров до нескольких сантиметров, а иногда и миллиметров, вплоть до резкого контакта. Грубозернистые кальцит-тетраферрифлогопит-магнетитовые породы не слагают самостоятельных тел, а располагаются на контакте клиногумитовых карбонатитоидов с гнездами, линзами и полосовидными обособлениями кальцитовых карбонатитов подстадии IIB. Этим породам свойственно наличие хорошо образованных крупных кристаллов магнетита, слюды и форстерита новой генерации (с повышенным содержанием Fe и Ti).

В отличие от карбонатитоидов редкометалльные карбонатиты обладают обычно мелко-, среднезернистой структурой и нередко тонкой полосчатостью за счет обособления в кальците темноцветных минералов и апатита. С редкометалльными апатит-магнетитовыми рудами подобные карбонатиты имеют чаще резкие контакты с характерными угловатыми изгибами. Карбонатиты слагают серии субпараллельных жил, переходящих в жилные штокверки. Чередованием карбонатитоидов и карбонатитов обу-

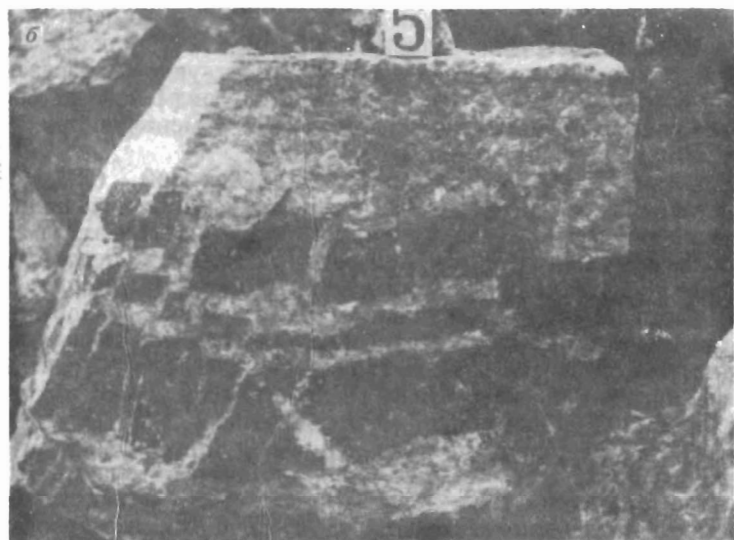
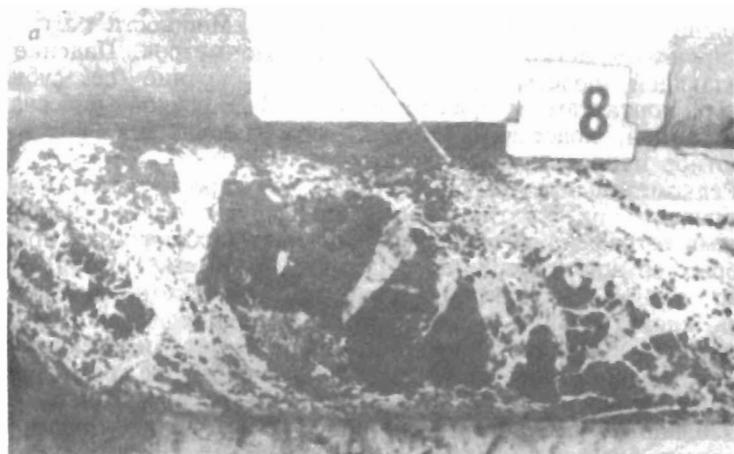


Рис. 2.11. Типы брекчий в рудах подстадии ПБ Ковдорского Ап-Мт месторождения:

а - минерализованная карбонатитоидная - обломки магнетита (черное) в Ап-Фо-Мт цементе (ПА), почти полностью замещенном Кг-Мт-Ап (ПБ) породой (фото зерна, масштаб 1:2); *б* - карбонатитовая - с угловатыми обломками слабо гумитизированных Фо-Мт карбонатитоидов (черное) в Кг-Ка цементе (фото глыбы, масштаб 1:20)

словлена четко выраженная полосчатость. Мощности полос резко варьируют от нескольких сантиметров до метров. Падение преобладающей полосчатости крутое, простираение ее субпараллельно контактам и совпадает с ориентировкой полосчатости руд ранней подстадии; кроме того, появляется новое субширотное направление полосчатости.

Редкометалльные карбонатитоиды и карбонатиты, а также вмещающие их апатит-магнетитовые руды часто рассекаются жилами тетраферрифлогопит-кальцитовых карбонатитов, мощности которых обычно колеблется в пределах 5-30 см. Подобные жилы часто связаны с интравудными тектоническими подвижками, столь характерными и для ранней рудной подстадии. Прямым следствием интрастадийной тектоники является и брекчирование руд. В редкометалльных рудах различаются две разновидности брекчий (рис. 2.11). Наиболее широко распространены минерализованные брекчии, возникшие в результате переработки исходных брекчиевых руд ранней (IIA) подстадии в процессе развития более поздних (IIB) редкометалльных пород, причем замещению подвергались как обломки, так и цемент брекчий. Формирование второй разновидности брекчий происходило в период тектонических подвижек, предшествующих образованию редкометалльных руд. В этих брекчиях слабоизмененные обломки пород ранней рудной подстадии (IIA) цементируются редкометалльными карбонатитами (IIB).

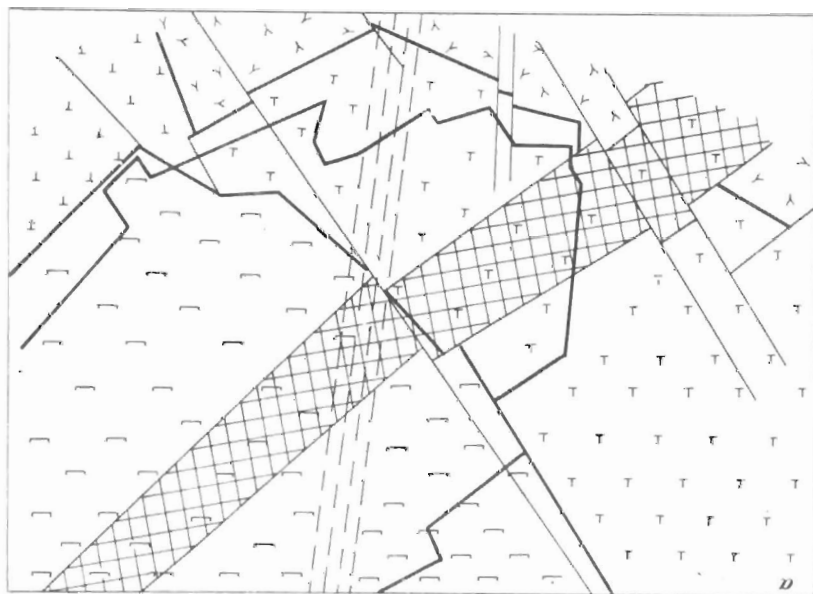
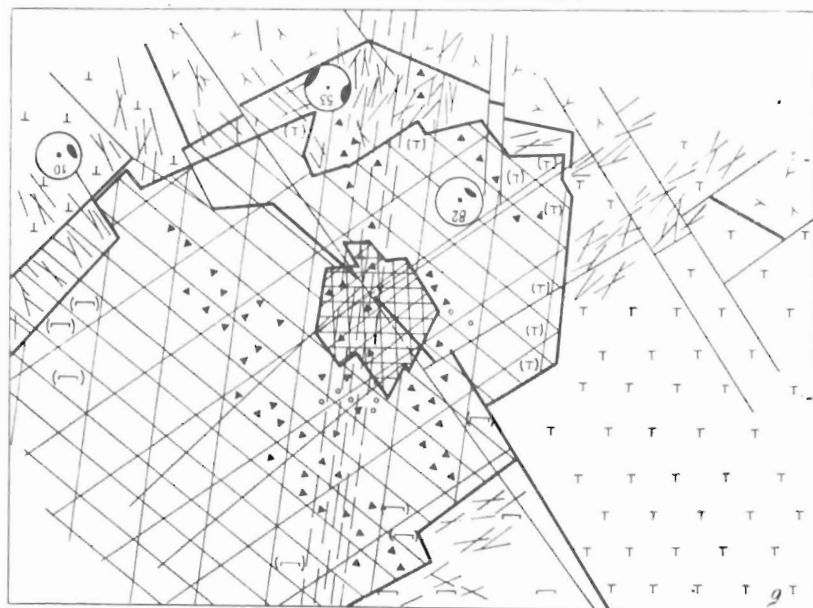
Породы пострудной доломит-кальцитовый (III) стадии представлены амфибол-доломит-кальцитовыми, серпентин-доломит-кальцитовыми и кальцит-доломитовыми карбонатитами. Эти карбонатиты слагают два линзовидных тела в центре месторождения (70×30 и 50×30 м), вытянутых в субмеридиональном направлении и залегающих в породах рудной стадии. Значительно шире распространены жилы подобных карбонатитов мощностью 3-60 см. Они рассекают как руды, так и все вмещающие их породы. Поле распространения жил вытянуто в направлении длинной оси месторождения - на северо-восток (60°); так же ориентирована в нем и преобладающая часть крутопадающих жил. В зальбандах жил часто отмечаются серпентиновые оторочки, зоны серпентинизации и амфиболизации. В участках апатит-магнетитовых руд и кальцитовых карбонатитов, пронизанных частой сетью кальцит-доломитовых прожилков, форстерит и клиногумит практически полностью замещаются серпентином. Серпентиновые прожилки в форстеритсодержащих породах при пересечении полос существенно кальцитового состава избирательно резко уменьшают свою мощность. Прожилки амфибол-доломит-кальцитовых карбонатитов с красным тетраферрифлогопитом часто приурочены к реликтам пироксенсодержащих пород, залегающих во флогопитовых слюдитах или апатит-форстеритовых породах; эти образования часто как бы "одевают" реликт в кальцит-амфиболовую "рубашку" и могут быть приняты за передовую зону пород ранней рудной под-



Рис. 2.12. Геолого-структурная карта Ковдорского Ап-Мт месторождения. 1-8 - породы карбонатитового этапа: 1-7 - II стадии: 1-2 - поздней (PIB) подстадии (1 - Ффл-Ка карбонаты, 2 - Кг-Ап-Мт и Ка-Ффл-Мт карбонатитоиды), 3-7 - ранней (PIA) подстадии (3 - Фо-Ка и Фл-Ка карбонаты, 4 - Ка-Фо-Мт карбонатитоиды и Фо-Ка карбонаты, 5 - Ап-Фо-Мт, 6 - Ап-Фо, 7 - Фл слюдиты); 8 - карбонатитоиды I стадии - Не-Пи и Не-Пи-Вл. 9-13 - породы ийолитового этапа: 9 - ийолиты и ийолит-мельтейгиты; 10-11 - апогейсовые фениты (10 - Пи-Не, 11 - Пи-Кш); 12-13 - апоультрамафитовые породы (12 - Не-Пи и Мел-Не-Пи, 13 - Пи). 14-15 - границы: 14 - интрузивные, 15 - метасоматические. 16 - тектонические нарушения

стадии. Однако они рассекают и замещают как вмещающие силикатные породы, так и продукты ранней рудной подстадии.

При разведке глубоких горизонтов Ап-Мт месторождения на юго-восточном его фланге в ультрамафитах вскрыто крутопадающее тело, сложенное доломит-тремолит-магнетитовыми рудами и тремолит-тетраферрифлогопит-доломитовыми карбонатами с пирохлором. По характерной парагенетической ассоциации минералов указанные образования можно отнести к доломит-кальцитовой (III) стадии. Наличие же в них таких реликтовых аксессуаров, как бадделеит и гатчеттолит, свидетельствует о воздействии процессов III стадии на



сформировавшиеся ранее редкометалльные руды и карбонаты подстадии IIБ.

Породы доломит-анкеритовой (IV) стадии представлены хлорит-доломитовым и доломитовыми жилами. Характерным отличием их от образований кальцит-доломитовой стадии является наличие широких зон хлоритизации в экзоконтактах жил, присутствие эндогенного карбонат-апатита (франколита), циркона и отсутствие флогопита, замещенного хлоритом. Мощная зона жильных доломитовых карбонатов и хлоритизации руд наблюдается в северо-восточной части месторождения и вытянута в том же направлении. В других его частях встречаются редкие жилы, ориентированные в субмеридиональном, северо-восточном и субширотном направлениях. Мощность жил варьирует от 5 до 40 см.

Продукты послекарбонатитового этапа - кальцит-цеолитовые и цеолит-кальцитовые прожилки с типичной крустификационной текстурой - относятся к последним, наиболее низкотемпературным проявлениям эндогенной деятельности. Прожилки обычно имеют незначительную мощность (до 20-30 см) и приурочены в основном к обновляющимся разрывным нарушениям древнего заложения в ийолитах и фенитах, реже рудах месторождения. Они играют роль цемента, заполняющего пустоты в маломощных брекчиях, образующихся в связи с подвижками вдоль тектонического нарушения и трещин оперения. Контакты прожилков обычно резкие. Цеолит тяготеет к их зальбандам, а кальцит - к осевым частям.

Структура Ап-Мт месторождения принципиально отличается от полиэтапной центробежной структуры Ковдорского массива в целом. Месторождение обладает полистадийной центростремительной ЛЗ с развитием последовательных образований от карбонатитоидов I стадии по его периферии к породам подстадии IIА и далее к центру - IIБ (рис. 2.12). Столь принципиальные различия в строении позволяют считать, что месторождение представляет собой обособленную ступенчато-кольцевую локальную структуру со своими специфическими закономерностями развития.

Для выявления характера структур, контролирующих оруденение, в процессе детального геологического картирования

Рис. 2.13. Структурные схемы геологического строения района Ковдорского Ап-Мт месторождения:

а - дорудного, б - послерудного периодов.

1-2 фениты: 1 - Пи-Не, 2 - Пи-Ки; 3 - ийолиты; 4 - ультрамафиты; 5 - горстообразное поднятие; 6 - отдельные разрывные нарушения; 7 - зона разрывных нарушений; 8 - контакты пород; 9-10 - рудные тела поздней (9) и ранней (10) подстадий (штриховкой показаны три преобладающих направления полосчатости, свойственной рудам); 11 - жильные штокверки; 12-13 - интравудные брекчин, в том числе с обломками оливинитов (13); 14 - реликты вмещающих пород; 15 - структурные диаграммы штокверков и рудной полосчатости

тщательно регистрировались реликты пород, вмещающих месторождение и часто встречающихся в рудах. Это позволило установить предрудное положение контакта ийолитов, ультрамафитов и фенитов, а также рудоконтролирующих тектонических нарушений и таким образом реконструировать дорудную структуру участка месторождения (рис.2.13).

Дорудные тектонические нарушения являлись разновозрастными. Наиболее ранние из них наблюдаются по периферии месторождения в ийолитах, ультрамафитах и фенитах. Эти нарушения смещают их контакты, залечиваются, пересекаются и срезаются всеми постмагматическими образованиями, начиная с дорудных карбонатитов. Четко выражены дорудные крутопадающие ($70-80^\circ$, чаще на юго-восток) нарушения, имеющие азимут простирания $50-60^\circ$; в дальнейшем они будут именоваться северо-восточными. Эти нарушения субпараллельны контакту фенитов с ийолитами и ультрамафитами и прослежены в раме месторождения на протяжении более 400 м. По простиранию они срезаются рудой либо подновляются в интра- или пострудный периоды. Характер их проявлений различен, но практически во всех случаях нарушения выражены серией субпараллельных плоскостей, причем мощность зоны тектонической деструкции может достигать 20-30 м. На плоскостях нарушений отчетливо видны зеркала и борозды скольжения, нередко различно ориентированные, с глинками трения, а иногда и с зонами милонитизации вмещающих пород. Преобладает направление подвижек по системе северо-западный блок на юго-запад с азимутальным углом борозд $10-20^\circ$ на северо-восток; этими нарушениями смещается контакт ийолитов и гипербазитов с видимыми амплитудами 5-10 м в горизонтальной плоскости.

Вторая система дорудных крутопадающих ($70-80^\circ$ на юго-запад) нарушений преимущественно простирается в направлении $320-330^\circ$ и в дальнейшем называется северо-западной. Она субпараллельна залеганию контакта ийолитов и ультрамафитов, а также преобладающей ориентировке полосчатости фенитов (см. рис. 2.12 и 2.13). Мощности зон нарушений достигают 10-20 м, а прослеженная протяженность - 600 м. Характер их проявлений существенно не отличается от северо-восточных нарушений. Они также срезаются рудой или подновляются и прослеживаются в пределах месторождения. Северо-западные нарушения смещают северо-восточные зоны нарушений. Видимые латеральные амплитуды подвижек достигают 30-40 м. На преобладающей части площади развиты подвижки по системе северо-восточный блок на юго-восток и лишь в юго-западной части месторождения система меняется на обратную - северо-восточный блок на северо-запад.

Менее явно выражена субмеридиональная система дорудных нарушений, зафиксированная в породах, вмещающих месторождение, лишь в его южной части. Ее установленная мощность 15-20 м, с крутым ($75-80^\circ$) падением на восток, а выявленная

протяженность - около 200 м. Нарушения смещают контакты ийолитов с фенитами и ультрамафитами по системе западный блок на север с установленными горизонтальными амплитудами подвижек 10-20 м. В плоскости субмеридиональных нарушений лежит биссектриса двугранного практически прямого угла, составленная плоскостями северо-западных и северо-восточных тектонических зон.

Дорудные или, вернее, докарбонатитовые нарушения разбили раму месторождения на серию блоков, смещения по которым происходили не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении с амплитудой, превышающей 200 м. Об этом можно судить по опущенным клиновидным блокам кровли фенитов, отмеченным в юго-восточной части карьера. Между ними залегает приподнятый блок, вытянутый на северо-восток (50-60°) и ограниченный нарушениями. Мощность его здесь 150-200 м, прослеженная протяженность 300-400 м. Далее на северо-восток ось блока практически совпадает с осью главного рудного тела. В дальнейшем изложении эта структура будет именоваться Центральным блоком (см. рис. 2.13).

В период развития дорудных постмагматических образований, вероятно, наиболее активную роль играли приоткрывающиеся системы трещин, субпараллельных северо-западным и северо-восточным нарушениям, о чем можно судить по преобладающему простиранию ограничений тел кальцит-нефелин-пироксеновых и пироксен-калишпатовых карбонатитоидов (см. рис. 2.1).

Особого внимания заслуживает тот факт, что плоскости внешних контактов описываемого месторождения и контактов между разновидностями рудоносных пород, как правило, совпадают с главными направлениями дорудных нарушений. Преобладают северо-восточные и северо-западные простирания контактов; субмеридиональные и другие ориентировки менее распространены. В отличие от обычно распылчатых контактов с вмещающими породами карбонатитовых образований дорудной стадии, контакты пород рудной стадии резкие и их элементы залегания, как правило, удается замерить. Часто они ограничены плоскостью, либо переходы между породами осуществляются на протяжении нескольких сантиметров. Контактные плоскости нередко прямолинейны на расстоянии десятков и сотен метров, с резкими ступенчатыми изгибами, часто наблюдающимися в самых различных масштабах - в отдельных штуфах, глыбах (см. рис. 2.11), уступах карьера; особенно четко это выражается на геологических картах. Падение контактов и совпадающей с ними полосчатости чаще крутое (70-85°) со ступенчато изменяющимися направлениями. Преобладающее падение контактов и полосчатости - к центру месторождения; лишь в южной его части отмечаются обратные направления падения с более пологими углами (см. рис. 2.2).

В тех случаях, когда в уступах карьера регистрировались искривленные плоскости контактов, массовые структурные

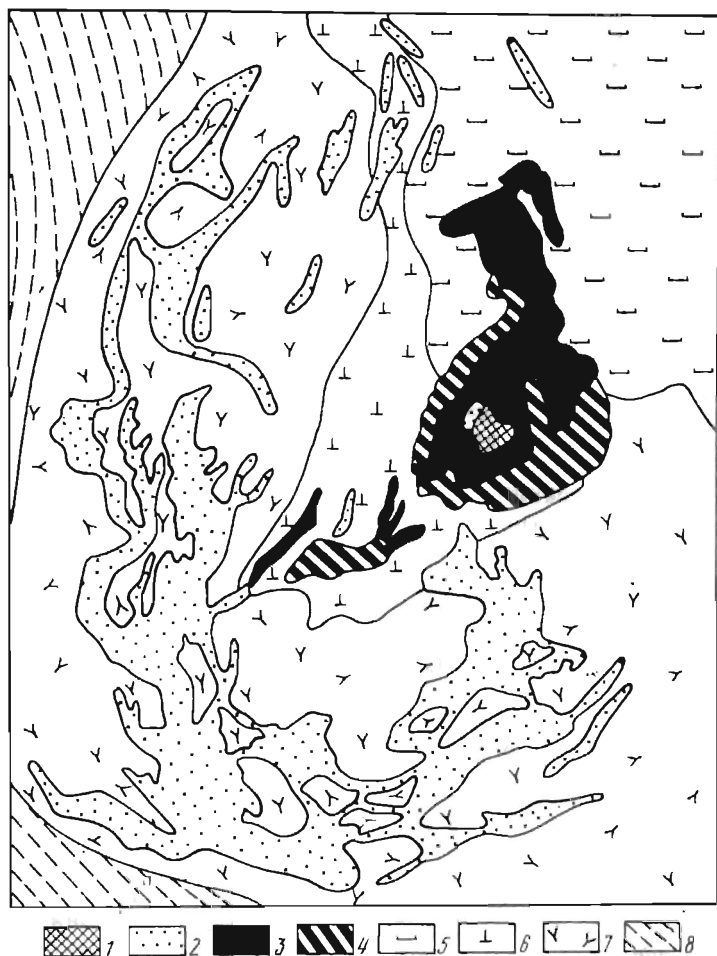


Рис. 2.14. Геологическая карта юго-западной части Ковдорского массива (масштаб 1:25000). По материалам Б.И. Сулимова с сотрудниками; легенда Е.М. Эпштейна.

1-4 породы II стадий карбонатитового этапа: 1 - редкометалльные $\text{Fo}(\text{Kr})$ -Ап-Мт карбонатитоиды и Фл-Ка карбонатиты (подстадия IIБ), 2 - апатитоносные Ди-Ка, Fo -Ка, Фл-Ка карбонатиты (подстадия IIА); 3-4 - Ап-Мт карбонатитоиды: 3 - Ап- Fo -Мт и Ка- Fo -Мт, 4 - Ап- Fo (подстадия IIА); 5-7 - породы ийолитового этапа: 5 - Пи апоультрамафитовые, 6 - ийолиты, 7 - фениты; 8- вмещающие породы архея - биотитовые гнейсы князегубской свиты

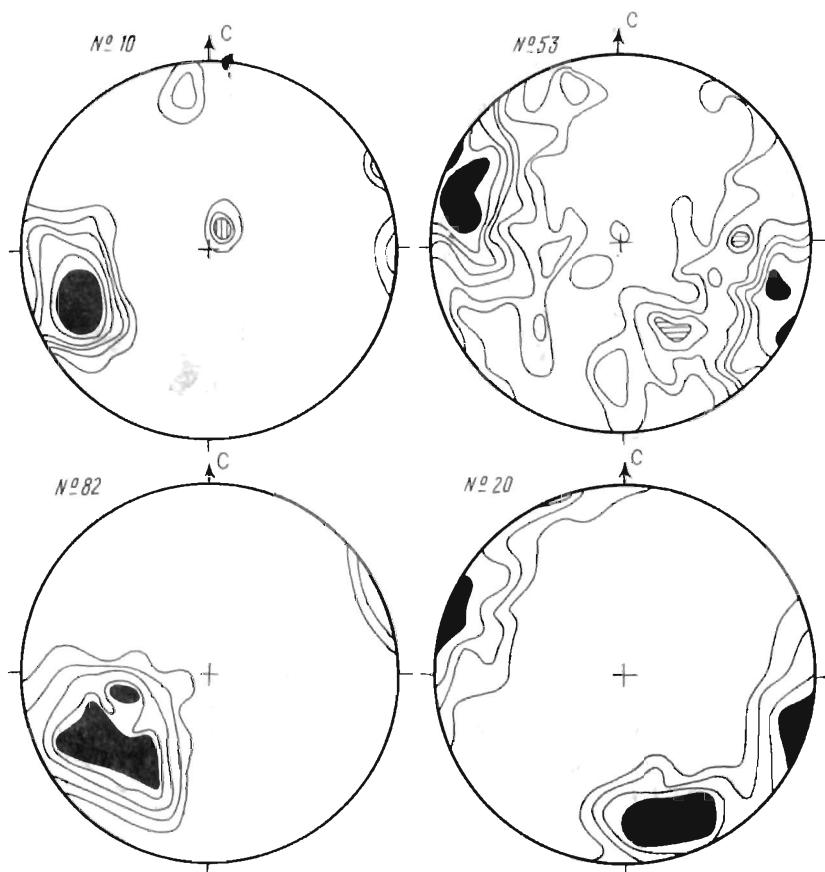


Рис. 2.15. Структурные диаграммы распределения плотности полюсов плоскостей первичной полосчатости и контактов в карбонатитоидах и карбонатах II стадии Ковдорского Ап-Мт месторождения (замеры на локальных участках уступов карьера):

Диаграммы № 10 и 53 - штокверки зональных жил подстадии IIA: № 10 - в ультрамафитах ($n=84$; изолинии 0,5-1-3-5-15-20%), № 53 - в ийолитах ($n=178$; 0,5-1-2-3-5-7-9%); № 82 - полосчатость цемента интравенных брекчий ($n=122$; 0,5-2-4-7-11%); № 20 - жильные штокверки карбонатитов подстадии IIB в Ап-Мт карбонатитоидах подстадии IIA ($n=105$; 0,5-2-4-7%)

замеры показали, что они складываются из набора нескольких закономерно расположенных плоских площадок, дающих три-пять максимумов на диаграммах. Характерно, что по падению контактов фиксируются резкие изгибы - ступеньки, четко наблюдаемые на разрезах, особенно по профилям, проходящим близ контактов месторождения, субпараллельно им. Еще одним до-

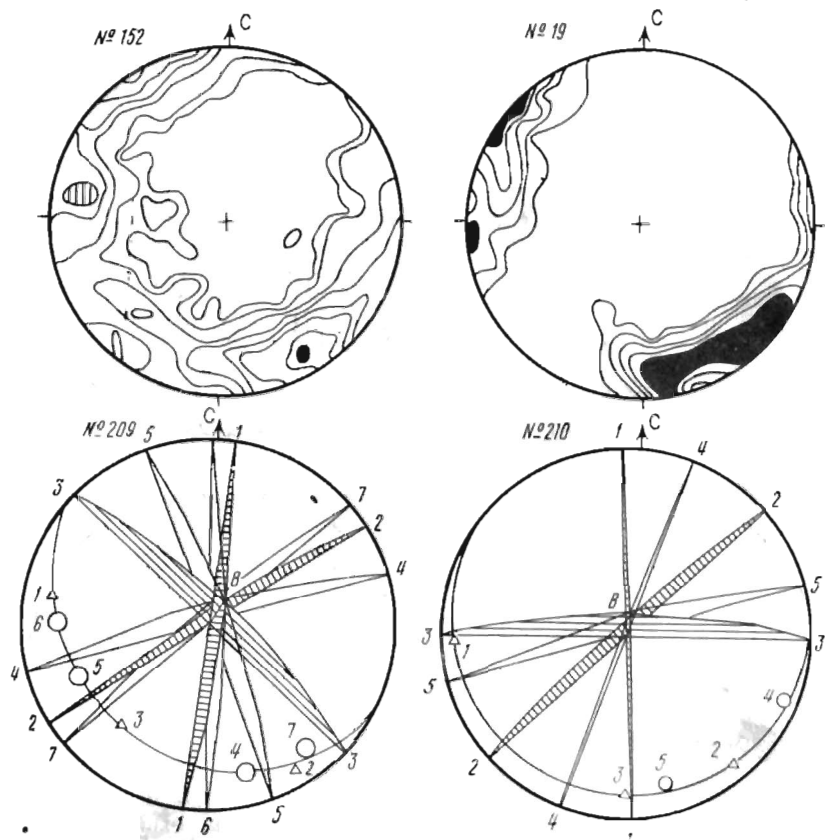


Рис. 2.16. Сводные структурные диаграммы по рудам карьера Ковдорского Ап-Мт месторождения:

Диаграммы № 152 и 19 - плотности полюсов плоскостей первичной полосчатости и контактов: № 152 - по рудам подстадии IА ($n=422$; изолинии 0,5-1-2-3-5-7-9%), № 19 - по рудам подстадии IБ ($n=100$; 0,5-2-4-7-11%); № 209 и 210 - плоскости максимумов рудной полосчатости (заштрихованы) и штокверков, полюса плоскостей полосчатости (треугольники) и штокверков (кружки); точка В - место пересечения плоскостей - выход осей рудных столбов: № 209 - по рудам подстадии IА, № 210 - по рудам подстадии IБ

казательством ступенчатого изгиба контактовых плоскостей по падению является наличие полого залегающей апофизы апатит-форстеритовых карбонатитов, располагающейся на северо-востоке месторождения и вытянутой на северо-запад субсогласно северной линзовидной его части (рис. 2.14). Пологая залежь апатит-форстеритовых пород картировалась в 1967-1969 гг. и 1975 г., но оказалась полностью отработанной к 1980 г. при углублении карьера на 100-150 м. Достаточно

ярко ступенчато-кольцевой характер контактов проявляется и во внешнем контуре Ковдорского массива, где протяженность прямолинейных контактовых плоскостей нередко превышает 1 км (см. рис. 2.1). И в том и в другом случаях подобная форма контактов объясняется унаследованием рудным телом направлений ограниченного числа (три-пять) линейных зон крутопадающих тектонических нарушений.

Важным структурным элементом, требующим особого рассмотрения, является ориентировка полосчатости рудных образований. Первичная рудная полосчатость, типичная для пород Ап-Мт месторождения, как уже отмечалось, обусловлена чередованием зон, преимущественно обогащенных теми или иными породообразующими минералами: магнетитом, апатитом, форстеритом, флогопитом и кальцитом. Полосчатость субпараллельна контактам тел, изменяет направление ориентировки соответственно ступенчатым изгибам контактовых плоскостей. Структурным анализом выявлены три преимущественных максимума направлений ее ориентировки (рис. 2.15).

Главный максимум (рис. 2.16, диаграмма 152) фиксирует северо-восточное простираие (58°) и падение на юго-восток ($\angle 87^\circ$); два других отвечают северо-северо-восточному (7°) и северо-западному (310°) простираию и падению соответственно на запад ($\angle 87^\circ$) и юго-запад ($\angle 73^\circ$). Преобладающее простираие зон крутопадающих жильных штокверков, сингенетичных рудам, на разных участках рамы месторождения различно, но господствуют те же три направления (см. рис. 2.7 и 2.15).

Таким образом, сопоставление таких важнейших элементов ступенчато-кольцевой структуры месторождения, как преобладающая ориентировка рудной полосчатости, зон рудных штокверков и жил в них, показывает единство структурного плана. Об этом свидетельствует тот факт, что максимумы ориентировки на диаграмме 209 (см. рис. 2.16) располагают в пределах одного пояса, или, иначе говоря, все плоскости их ориентировки пересекаются в одном полюсе, являющемся выходом оси столбообразного рудного тела пород рассматриваемого месторождения; ось склоняется в юго-западном направлении (214°) под углом 73° .

Характерной чертой структуры месторождения, как указывалось, является широкое проявление интратрудной тектоники, фиксирующейся наличием зон брекчий. При этом важно, что и в обломках, и в цементе наблюдаются породы одного и того же минерального парагенезиса - карбонатитоиды и карбонатиты. Наиболее протяженные зоны пересекают месторождение практически от северо-западного его контакта до юго-восточного (см. рис. 2.14). Падение их крутое, близкое к вертикальному. Одна из зон прослежена по простираию на 600 м в северо-восточной части месторождения, другая - в юго-западной. Их мощности колеблются от 20-40 м в краевых частях месторож-

дения до 100-140 м в его центре. Юго-западная зона брекчий прослеживается еще на 70-80 м в юго-восточном направлении во вмещающих апоийолитовых породах, подверженных здесь катаклазу. Обе субпараллельные зоны в центральной части месторождения сочленяются с субмеридиональной зоной брекчированных руд мощностью 100-130 м, частично "замаскированной" в связи с наложением более поздних редкометалльных апатит-магнетитовых руд и карбонатитов. Кроме трех крупных зон брекчиевых руд, в северо-восточной и юго-западной частях месторождения отмечаются и маломощные зоны протяженностью 70-120 м; простираение их близко к субмеридиональному. Очевидна субпараллельность главных зон брекчиевых руд северо-западным и субмеридиональным дорудным разломам (см. рис. 2.14). Примечательно, что в тех случаях, когда удается замерить полосчатость в цементе интратрудных брекчий, выявляется, что по направлению она отчетливо совпадает с характерной полосчатостью руд данного участка (см. рис. 2.15, диаграмма 82).

Обнаружение обломков оливинитов в зоне интратрудных брекчий на площади $120 \times (40-60)$ м в районе Южного редкометалльного тела позволяет локализовать участки развития сингенетичных брекчированию взрывных процессов. Область взрыва располагается в зоне сочленения восточного контакта Центрального блока с субмеридиональными и северо-западными нарушениями в фокусе трех линейных зон жильных штокверков (см. рис. 2.13). Участок пород со следами взрывных явлений частично "замаскирован" наложенными редкометалльными рудами. На значительную глубину проникновения разломов, движения по которым привели к интратрудному брекчированию, указывает приуроченность к зонам брекчий даек биотитовых оливинитов.

Рудный столб редкометалльных карбонатитоидов и карбонатитов подстадии IIБ расположен в центральной части месторождения в зоне пересечения трех главных структурных направлений (см. рис. 2.13). Его внешние крутопадающие контакты, секущие ранние руды, имеют ступенчато-кольцевой характер с преобладанием уже известных направлений - субмеридионального и северо-западного, а также нового - субширотного. Внутренние контакты между породами подстадии IIБ имеют те же элементы залегания. Северное линзовидное тело редкометалльных руд обладает контактами, ориентированными преимущественно субмеридионально и в меньшей степени субширотно. Редкометалльным рудам тоже весьма свойственна полосчатость, субпараллельная контактам. Направление полосчатости в одних случаях совпадает с полосчатостью апатит-магнетитовых руд подстадии IIА, в других - приобретает новую ориентировку, субпараллельную прожилкам карбонатитов.

Массовые замеры элементов залегания показали, что две унаследованные крутопадающие системы рудной полосчатости ориентированы в северо-восточном и субмеридиональном на-



Рис. 2.17. Два направления полосчатости Кг-Мт-Ап карбонатитов поздней (ПБ) подстадии на Ковдорском Ап-Мт месторождении: грубая - унаследованная, тонкая - новообразованная; породы рассекаются Дол жилой III стадии (карьер, фото глыбы, масштаб 1:40)

правлениях, но повернуты по отношению к соответствующим максимумам руд ранней подстадии на 15° в западном направлении (см. рис. 2.16, диаграмма 19). Третья, крутопадающая, система полосчатости возникает по новому субширотному простиранию. На отдельных участках наблюдается пересечение унаследованной и новой полосчатости редкометальных руд (рис. 2.17).

Штокверк редкометальных карбонатитов, рассекающий апатит-магнетитовые руды как ранней, так и поздней подстадий, и составляется двумя системами крутопадающих жил (см. рис. 2.15, диаграмма 20). Направление одной из них - восток-северо-восточное практически совпадает с простиранием жил ранней подстадии, другая новая система ориентирована в северо-северо-восточном направлении.

Анализ ориентировки рудной полосчатости и карбонатитовых жил поздней рудной подстадии (см. рис. 2.16, диаграмма 210) показал, что все статистически выявленные максимумы располагаются в пределах одного пояса, т.е. все пять плоскостей имеют одну линию пересечения - ось рудного столба со склонением на юго-юго-запад (190°) под углом 79° . Следовательно, трубообразное ступенчато-кольцевое тело редкометальных руд расположено дисконформно к элементам залегания раннего рудного столба, отличаясь по направлению падения на 24° и по углу падения на 6° .

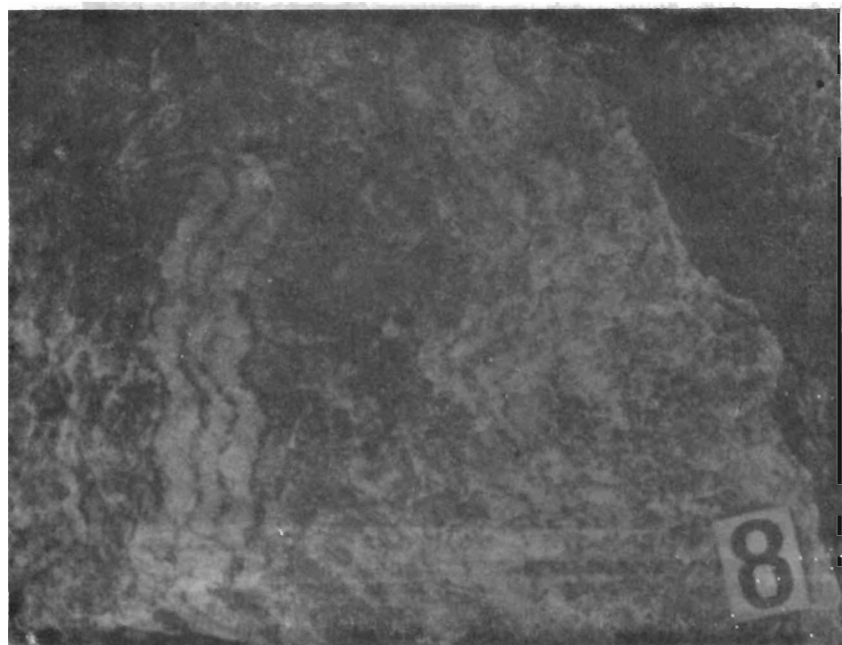


Рис. 2.18. Плойчатость - результат пластического течения редкометальных карбонатитов подстадии ПБ Ковдорского месторождения (карьер, фото глыбы, масштаб 1:20)

Проявления интрастадийной тектоники, отмеченные на Ап-Мт месторождении, свойственны и поздней (ПБ) подстадии. Одно из них - брекчированные ранние руды с тетраферрифлогопит-кальцитовым цементом - упоминалось ранее (см. рис. 2.11). Иное проявление тектонических напряжений - полойчатость в редкометальных карбонатитах, идущая вдоль полосчатости пород или рассекающая ее. Мощность участков, затронутых пластическим течением твердых карбонатитов, варьирует от нескольких сантиметров до 1-3 м, т.е. это чисто локальное явление, связанное с наложением тектонических напряжений на ранее сформировавшиеся редкометальные карбонатиты (рис. 2.18). Микроплойчатость подобного типа отмечалась и в карбонатитах ранней рудной подстадии, где она также не пользуется сколько-нибудь широким распространением.

Пострудные тектонические нарушения имеют широкий возрастной диапазон. С этими нарушениями связано формирование трещинных зон, вмещающих штокверки крутопадающих доломитовых жил III стадии; максимумы их ориентировки практически совпадают с субмеридиональными и северо-восточными дорудными

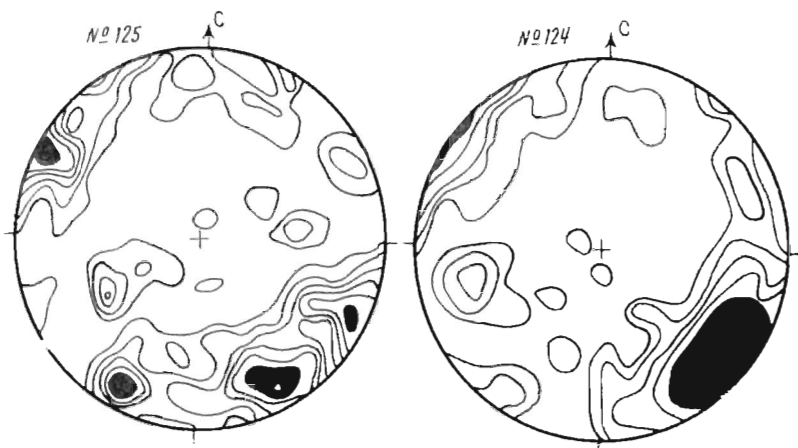


Рис. 2.19. Сводные диаграммы плотности распределения полюсов контактов в штокверках:

Диаграмма № 125 - III стадия ($n=77$; изолинии 1-2-3-4-5-7%), № 124 - IV стадия ($n=130$; 0,5-2-4-7-11%)

нарушениями (рис. 2.19, диаграмма 125). Доломитовые жилы IV стадии развиты в северной части месторождения в виде линейной зоны, осевая плоскость которой ориентирована на северо-восток (40°) с падением на юго-восток под углом 85° . В других его частях наблюдаются редкие жилы, простирающиеся в субмеридиональном, северо-восточном и субширотном направлениях. На сводной диаграмме элементов залегания жил фиксируется только один четко выраженный крутопадающий максимум ориентировки - северо-восточного простирания (см. рис. 2.19).

Неминерализованные тектонические нарушения, смещающие рудные тела со значительными амплитудами, не пользуются широким развитием в пределах месторождения. Выявленные разрывы характеризуются главным образом северо-западными простираниями и амплитудами смещений, не превышающими 20-30 м. С зонами нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений связаны линейные коры выветривания. К нарушениям преимущественно северо-западного простирания приурочена современная гидросеть в районе месторождения.

Анализ материалов структурных исследований показывает, что элементы залегания древних подновляющихся зон тектонической деструкции унаследуются преобладающим направлением внешних и внутренних контактовых плоскостей Ковдорского массива, рудных тел Ап-Мт месторождения, ориентировкой полосчатости в них и преимущественными направлениями за-

Унаследование направлений разломов преобладающими элементами залегания контактов и полосчатости пород Ковдорского массива

Объект измерения	Элементы залегания преобладающих направлений, градусы		
	I	II	III
Простираание крутопадающих глубинных разломов в зоне локализации массива по геологической карте Кольского п-ва м-ба 1:1000000 (КФАН, 1981 г.)	0	50	325
Простираание ведущих элементов по геологической карте массива м-ба 1:25000 (Ковдорская ГРП, 1981 г.):			
крутопадающих контактов ультра-мафитов, ийолитов, фенитов	5-335	40-50	320-330
тел карбонатитов Ап-Кр месторождения	0-10	35-60	320
тел пегматоидов Фл месторождения	-	40	320
Максимумы азимутов простираания и углов падения по авторским данным структурного анализа пород Ап-Мт месторождения:			
полосчатости фенитов ийолитового этапа	-	-	320; 274 ЮЗ
первичной полосчатости Ап-Мт руд (подстадия IIA карбонатитового этапа)	7; 287 ЗСЗ	58; 287 ЮВ	310; 273 ЮЗ
жил в штокверках во вмещающих породах (подстадия IIA)	10; 287 ВЮВ	50; 280 ЮВ	330; 275 ЮЗ
первичной полосчатости редкометалльных руд (подстадия IIB)	335; 289 СВ	45; 287 ЮВ	-
жил Амф-Дол-Ка (III стадия)	-	58; 287 ЮВ	-
жил Хл-Дол (IV стадия)	-	44; 285 ЮВ	-

легания жил в разновозрастных штокверках (табл. 2.4). Таким образом, Ковдорское Ап-Мт месторождение сформировалось в зоне пересечения трех крутопадающих дорудных тектонических структур, представляющих собой рудоподводящие каналы, а область их сочленения и есть рудоконтролирующая структура. Апатит-магнетитовый рудный столб, возникший на пересечении трех линейных зон штокверков, - типичный пример штокверкового месторождения со ступенчато-кольцевым строением.

Магнетитовое, флогопитовое и апатит-карбонатное месторождения

Месторождение магнетита вскрыто скважинами под толщей делювия и корой выветривания в оливинитах центрального ядра (см. рис. 2.1). Оно представлено жильным штокверком флогопит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов с доломитом,

редким апатитом, кальцитом и бадделеитом, т.е. минеральным парагенезисом, типичным для образования ранней рудной подстадии (IIA) карбонатитового этапа. Контакты жил с оливинитами резкие без явных следов взаимодействия с вмещающими породами. Мощность жил с характерными раздувами и пережимами колеблется от 0,5 см до 1 м. Направление простирания крутопадающих ($\angle 70-76^\circ$) тел северо-западное и северо-восточное. По простиранию контакты их как прямолинейные, так и ступенчато-изогнутые. Частота встречаемости жил различна - от единичных до густого штокверка (структурный анализ не проводился в связи с отсутствием обнажений и ориентированного керна). Промышленного значения это месторождение или, вернее, рудопроявление, не имеет, так как обладает незначительными запасами, но представляет интерес с точки зрения сопоставления с другими сингенетичными месторождениями Ковдорского массива.

Флогопит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды обычно средне- и крупнозернистые, массивные или такситовые за счет анхимономинеральных обособлений магнетита и форстерита в приконтактных участках жил, а также (в редких случаях) за счет наличия существенно доломитовых с кальцитом мелких гнездообразных обособлений в их центральных частях. Зеленый флогопит относительно равномерно распределяется между зернами форстерита и магнетита, бадделеит встречается в виде довольно редкого, но характерного акцессорного минерала (см. табл. 2.2).

Флогопитовое (Фл) месторождение является уникальным как по запасам, так и по содержанию высококачественной слюды. Это единственное из всех известных в нашей стране Фл месторождение, связанное с массивами УИК, которое, судя по геологическим взаимоотношениям, минеральному парагенезису, специфическим особенностям минералов, можно отнести ко II стадии карбонатитового этапа (см. рис. 2.2). Во всех остальных случаях (массивы Гулинский, Маган, Одихинча, Вуори-Ярви) минеральные парагенезисы флогопитовых карбонатитоидов сформировались в I стадию.

Месторождение открыто, разведано и впервые изучено В.И. Терновым и Б.И. Сулимовым [67]; позднее детальные минералого-петрографические и структурные исследования проводились Н.И. Красновой [33] и др. Месторождение представлено телом флогопитоносных пегматоидов; оно имеет коротколинзовидную форму, длину в плане 220-250 м и мощность 70-110 м, вытянуто по простиранию на северо-восток (70°), полого склоняется на север под углом 30° и прослежено по падению на 200-220 м. Отдельные маломощные его апофизы при том же простирании падают на юг под углом 60° . Месторождение локализовано в зоне контакта оливинитов, располагающихся в его лежащем боку, и мелилитовых пород, развитых в висячем боку (рис. 2.20).

а

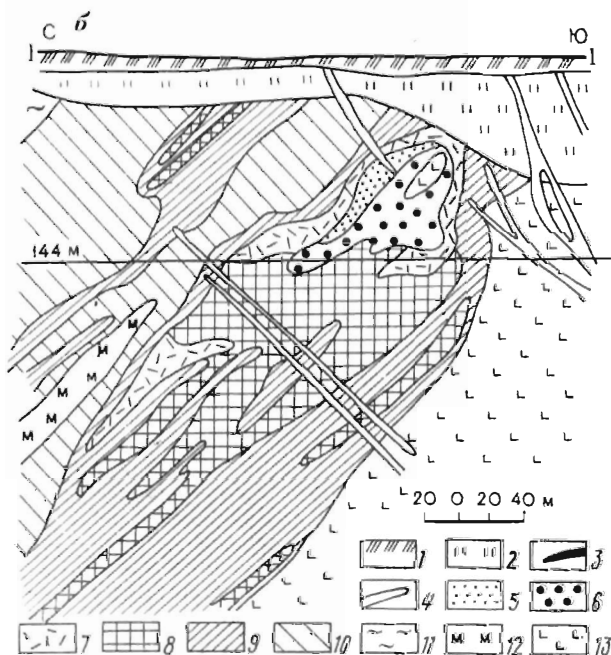
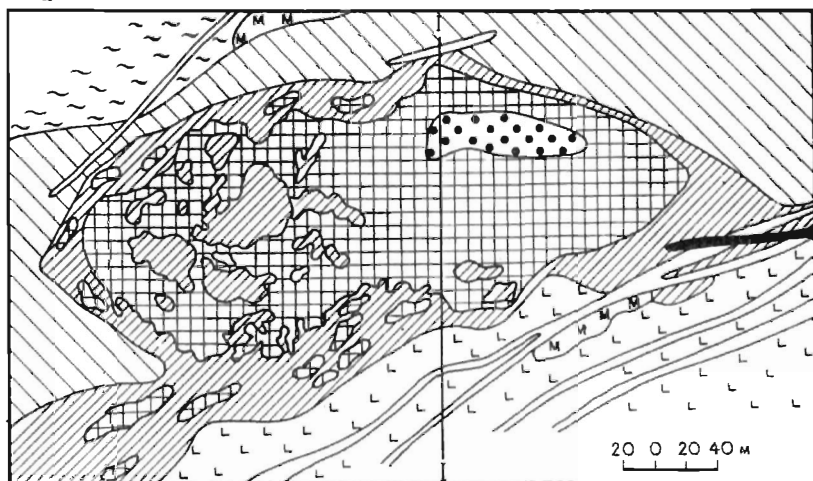


Рис. 2.20. Геологический план Главной залежи по горизонту 144 м (а) и геологический разрез по линии I-I (б) Ковдорского Фл месторождения. По В.И. Терновому [68] с легендой Е.М. Эпштейна:

1 - четвертичные отложения; 2 - вермикулитовые и гидрофлогопитовые коры выветривания; 3-11 - породы карбонового этапа: 3 - карбонатитовые

Оливиниты часто перекристаллизованы и обогащены бурым флогопитом вплоть до появления крупнозернистых флогопит-оливиновых пород, время формирования которых определить не удалось - это либо метасоматиты ийолитового этапа, либо карбонатитоиды I стадии. Между мелилитовыми породами и околорудными образованиями Фл месторождения располагается зона средне- и крупнозернистых монтицеллитовых, кальцит-диопсидовых, кальцит-диопсид-амфиболовых скарноподобных пород, которые, судя по геологическим взаимоотношениям и низкой магнезиальности кальцита, следует относить к карбонатитоидам I стадии.

Комплекс флогопитовых пород имеет зональное строение. Внешняя его часть представлена околорудными флогопит-диопсидовыми и флогопит-диопсид-форстеритовыми породами с магнетитом, кальцитом, апатитом и бадделейтом, которые в приконтактовых частях имеют среднезернистую структуру с крупнозернистыми такситовыми обособлениями. Собственно рудоносная зона мощностью от первых метров до 8-12 м располагается во внутренней части комплекса; здесь развиты пегматоидные диопсид-форстерит-флогопитовые и форстерит-флогопитовые породы, т.е. зона сложена теми же минералами, что и околорудные образования, но характеризуется резким увеличением содержания слюды. Размер кристаллов слюды - зеленого флогопита - в пегматоидах составляет 0,3 - 1,5 м в поперечнике и достигает 5-8 м. В ядре месторождения залегают флогопит-форстеритовые (мощностью 70-100 м) и далее флогопит-apatитовые породы, отличающиеся отсутствием в парагенезисе форстерита - полипарагенезисная ЛЗ. Они обладают грубозернистой, редко пегматоидной структурой. Существенно апатитовые породы замещают форстеритовые; последние наблюдаются в виде многочисленных реликтов. Таким образом, Фл месторождение, как и Ал-Мт, характеризуется наличием поли- и монопарагенезисной ЛЗ карбонатитоидов.

Следует подчеркнуть, что принятый в литературе и используемый автором термин "диопсид-форстерит-флогопитовые породы" в значительной мере условен, так как диопсид и форстерит образуют не минеральный парагенезис, а лишь пространственную ассоциацию. Непосредственного замещения диопсида форстеритом не выявлено не только на Ковдорском флогопитовом месторождении, но и на всех других объектах. Тщательное изучение шлифов из контактов пироксен-кальцитовых и форстерит-кальцитовых карбонатитов, проводившееся на Ковдорском,

жилы (нерасчлененные), 4 - дайки полевошпатовых ийолитов; 5-10 - карбонатитоиды подстадии ПА: 5 - Фл-Ал, 6 - Фл-Фл, 7 - Фл-Ди, 8-10 - Фл-Ди-Фл (8 - крупнозернистые с гнездами гигантозернистых, 9 - крупно-, 10 - мелко- и среднезернистые); 11 - Ка-Амф-Ди карбонатитоиды I стадии; 12 - породы ийолитового этапа - Мел и Мо; 13 - породы ультрамафитового этапа - оливиниты

Горноозерском, Белозиминском и других массивах, демонстрирует резкую смену пироксена форстеритом. Лишь в очень редких случаях удавалось наблюдать скопления мелких зерен форстерита вокруг более крупных кристаллов пироксена в узкой контактовой зоне. В рассматриваемом случае зона совместного пространственного нахождения этих двух силикатов достаточно мощная, что привело к необходимости выделения ее в отдельную породу. Наиболее правильно именовать эти породы форстерит-флогопитовыми или кальцит-форстерит-флогопитовыми с реликтовым диопсидом.

Контакты с вмещающими оливинитами внешней части тела флогопитоносных карбонатитоидов, сложенной околорудными диопсид-флогопитовыми породами, постепенные с большим количеством реликтов последних. Во внутренней части тела переход от одной зоны к другой как постепенный - за счет наличия реликтов предшествующих образований, так и резкий - между породами разной зернистости. Флогопит-апатитовое ядро тела четких границ не имеет и выделяется по преобладанию апатита, резко корродирующего форстерит. Мощности отдельных зон не выдержаны как по падению, так и по простиранию.

Породы Фл месторождения рассекаются жилами феррифлогопит-форстеритовых карбонатитоидов мощностью 1-20 см. По относительному возрасту они позже пород ранней рудной подстадии и предшествуют образованиям, сложенным типичным парагенезисом III стадии (см. табл. 2.2), т.е. сопоставимы с породами поздней рудной (IIБ) подстадии Ап-Мт месторождения. Это положение подтверждается и сходством минеральных парагенезисов, который в данном случае представлен $Фо + Кг + Фл + Мт + Ап + Ка$ с аксессуарным циркелитом и торинитом, не встречавшимся в апатит-магнетитовых рудах. Контакты жил с вмещающими породами резкие. Эндоконтактные части нередко обогащаются слюдой с образованием тетраферрифлогопитовых слюдитов. В экзоконтактах наблюдается развитие розовой слюды по раннему зеленому флогопиту. Породы меланократовые - кальцит, наряду с апатитом и магнетитом, обычно отмечается в интерстициях между зернами слюды и форстерита, иногда обособливаясь в виде гнезд. Структура пород среднезернистая, текстура массивная или неяснополосчатая за счет обособлений слюды и магнетита.

Минеральные ассоциации III стадии не имеют площадного распространения на месторождении и фиксируются лишь в виде прожилков амфибол- и серпентин-кальцит-доломитовых карбонатитов. Чаще всего эти ассоциации развиваются на контакте, окружая реликтовые блоки гигантозернистого диопсида, залегающие в кальцит-флогопит-форстеритовых породах. Здесь они образуют каймы кальцит- и тетраферрифлогопит-амфиболового состава, столь распространенные, что некоторые исследователи принимают их за зоны метасоматической колонки. Однако в шлифах видно, что одновременно с амфиболизацией

пироксена происходит серпентинизация контактирующего с ним форстерита. Следовательно, эти образования относятся к III стадии карбонатитового процесса. Появление "зон" слюдисто-серпентин-амфиболовых карбонатитоидов между пироксеновыми и форстеритовыми породами без видимых подводящих прожилков можно объяснить следующим образом. В результате тектонических нарушений между реликтовыми блоками диопсида и форстеритовыми породами возникали полости, заполнявшиеся поровыми растворами вмещающих пород; происходило адиабатическое расширение жидкостей и в связи с этим резкое падение их температуры. Неравновесные в новых условиях растворы активно реагировали с вмещающими породами с формированием указанной более низкотемпературной ассоциации.

В пределах месторождения выделяются пред-, интра- и посткарбонатитовые тектонические нарушения. Предкарбонатитовые дорудные тектонические подвижки обусловили развитие кулисообразных трещин северо-восточного, северо-западного и в меньшей степени субширотного простирания вдоль контакта оливинитового ядра массива с ийолитовым интрузивом [68]. Падение этих нарушений направлено к периферии массива. Подвижки по дорудным трещинам неоднократно возобновлялись в интракарбонатитовый период. Это привело к внедрению крутопадающих различной мощности (от 10 см до 12 м) даек мелкозернистых ювитов и ийолитов, секущих породы флогопитового комплекса.

Посткарбонатитовая тектоника проявилась незначительно и вызвала образование зон трещиноватости, приуроченных преимущественно к тем же направлениям, что и предкарбонатитовые. В этих зонах крупные кристаллы флогопита деформировались, расщеплялись, гидратировались.

Месторождение апатитоносных карбонатитов располагается к западу и югу от Ап-Мт месторождения (см. рис. 2.1). Оно разведывалось под руководством Б.И. Сулимова на фосфорное и известковое сырье. Месторождение представлено штокверком линзовидных тел и жил мощностью 30-350 м, залегающих в фенитах, в меньшей мере в ийолитах и апойолитовых карбонатитоидах I стадии (см. рис. 2.14). Между крупными телами карбонатитов нередко размещаются мелкие сложноветвящиеся жилы, образующие густой штокверк.

Карбонатиты приурочены к системе зон линейных нарушений, круто (70-80°) падающих в сторону Ап-Мт месторождения. Западная ветвь карбонатитового штокверка протяженностью до 3 км вытянута в субмеридиональном направлении, с которым совпадает и ориентировка большей части контактов тел; менее распространены жилы северо-западного простирания. Южная ветвь штокверка образуется сочленением тел преимущественно северо-западного и северо-восточного направления. Из этого следует, что для карбонатитового штокверка устанавливаются все три направления, выделенные при структурном анализе Ап-

Мт месторождения. Однако имеется и принципиальное отличие. Ап-Мт месторождение сформировалось в зоне пересечения трех указанных направлений, а в карбонатитовом штокверке каждая из конкретных ветвей образуется благодаря попарному сочленению каких-либо двух из этих направлений.

По набору парагенных минералов (Ди или Фо, Фл, Ап, Мт, Ка иногда Дол, Бд) породы Ап-Мт месторождения не отличаются от рудоносных образований других месторождений этого массива (см. табл. 2.2). Наибольшим распространением пользуются форстерит-кальцитовые карбонатиты, а в приконтактных частях тел нередко встречаются диопсид-кальцитовые. Во внутренних частях тел, среди форстерит-кальцитовых карбонатитов, наблюдаются линзовидные обособления менее распространенных лейкократовых флогопит-кальцитовых разновидностей (см. рис. 2.4). Породы средне-, крупнозернистые, полосчатой за счет цепочечного расположения темноцветных минералов и апатита, реже массивной текстуры.

Контакты с вмещающими породами, а также между разновидностями карбонатитов, как правило, резкие и прямолинейные. В эндоконтактных частях тел иногда обнаруживаются меланократовые обособления, сложенные кальцит-диопсидовыми породами и флогопитовыми слюдитами небольшой (1-15 см) мощности. При этом в экзоконтакте наблюдается альбитизация фенитов. Во многих случаях с вмещающими пироксен-кальцитовыми фенитами контактируют непосредственно форстерит-кальцитовые карбонатиты без видимых следов взаимодействия. В форстерит-кальцитовых карбонатитах нередко отмечаются реликтовые блоки силикатных пород (от долей сантиметров до нескольких метров), на контакте с которыми развиты диопсид-кальцитовые разновидности. Таким образом, удастся задокументировать проявления зонального строения полипарагенезисного типа (см. рис. 2.4).

Среди апатитоносных карбонатитов, залегающих в фенитах западного контакта массива, реже в самих фенитах, встречаются жилы и линзообразные тела тетраферрифлогопит-кальцитовых карбонатитов поздней рудной подстадии мощностью от нескольких сантиметров до 30 м. По минеральному парагенезису они сопоставимы с породами поздней рудной (IIБ) подстадии Ап-Мт месторождения. Кроме главных пороодообразующих минералов в них иногда наблюдаются форстерит и клиногумит, обычные апатит, магнетит; акцессорная минерализация представлена гатчетолитом, циркелитом, реже пироксеном (см. табл. 2.2). Породы мелко-, среднезернистые, обычно с неяснополосчатой текстурой. Контакты с вмещающими фенитами чаще резкие, иногда со скоплениями тетраферрифлогопита, вплоть до образования слудитов. С ранними карбонатитами контакты, как правило, нечеткие, расплывчатые, лишь изредка резкие. Редкометалльные карбонатиты не имеют здесь практического значения ввиду малых объемов распространения, но по минералого-

петрографическим признакам сходны с подобными образованиями других массивов, где ими представлены месторождения гатчет-толитовых и пироксоловых руд.

2.2. ГОРНООЗЕРСКИЙ МАССИВ

Горноозерский массив, расположенный в Усть-Майском районе Якутии, открыт в 1954 г. при наземной проверке аэрогамма-аномалии. Карбонатные породы определены как скарны с пироксолом. Анализируя фондовые материалы, Ф.Р. Апельцин прогнозировал принадлежность пород массива к редкометальным карбонатитам и предложил постановку поисковых работ. В соответствии с этим В.М. Моралевым, Т.Б. Здорик, А.А. Ельяновым на основе поисково-оценочных работ (1958-1959 гг.) была составлена первая схематическая геологическая карта массива, подтверждена принадлежность пород к редкометальным карбонатитам и дана прогнозная оценка его рудоносности. Предварительная разведка месторождения (1961-1964 гг.) осуществлялась Аллах-Юньской ГРЭ под руководством М.И. Силичева, И.В. Волкодава совместно с сотрудниками ВИМСа (Т.Б. Здорик, Е.А. Нечаева, И.П. Панышин под руководством автора). Проведена геологическая съемка массива масштаба 1: 10 000, детальные геолого-структурные и минералого-петрографические исследования и оценка тантал-ниобиевых руд. Значительный вклад в познание петрологических и минералогических закономерностей формирования карбонатитов массива внесен Л.К. Пожарицкой и В.С. Самойловым [54].

2.2.1. СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

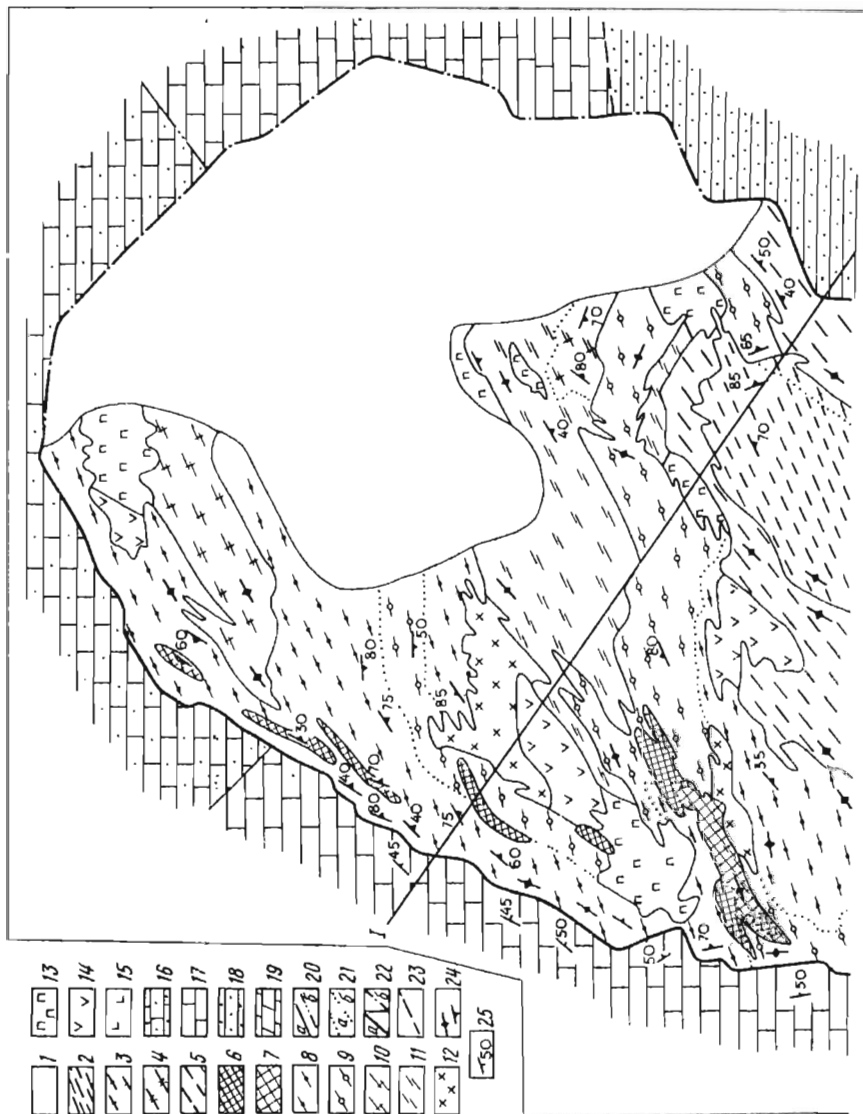
Горноозерский массив ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов залегает в восточной части Сибирской платформы в пределах Сетте-Дабанского краевого поднятия и приурочен к глубинному разлому, простирающемуся параллельно основным складчатым структурам Южного Верхоянья в субмеридиональном направлении. Массив имеет ступенчато-эллипсовидный в плане контур, размеры 3 × 5 км и занимает площадь около 10 км². Его длинная ось вытянута по азимуту 25-30° субпараллельно опоярившей ветви зоны глубинного разлома. Крутопадающее трубообразное тело залегает дисконформно по отношению к вмещающим терригенно-карбонатным отложениям лахандинской свиты рифейского комплекса, сложенной аргиллитами, алевролитами, известняками и доломитами. Породы представлены пироксеновыми метасоматитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами и карбонатитами. Карбонатиты занимают около 90%

Т а б л и ц а 2.5

Схема расчленения и последовательности формирования пород Горноозерского массива

Этап, стадия, подстадия			Наиболее распространенные породы массива	Вмещающие породы	Минеральный состав пород массива			
					породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы	
					главные	второстепенные		
Ультрамафитовый			Пироксениты	Известняки, доломиты, аргиллиты	Авгди	Мт	-	
Ийолитовый			Ийолиты; Не-Пи и Пи апоультрамафитовые	Пироксениты	Эгди или Ди, Не	Мт	Сф	
Щелочно-сиенитовый			Щелочные и нефелиновые сиениты	Пироксениты, ийолиты	Кш, Эгса, Не	-	Цр	
Карбонатитовый	Кальцитовая (I)	IA	Би-Пи, Ка-Пи	То же	Фи или Кт, Би, Ка, Авгди Фо, Би	Шр, Мт, Ап, Ка Мт, Ап	Пе	
		IB	Авгди-Ка, Фо-Ка, Би-Ка, Ка				Дз, Кл	
	Магнезио-кальцитовая (II)	IIA	Ди-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	Карбонатитоиды и карбонатиты I стадии	Ка, Ди, Хр, Фл, Мт, Ап	Пн	Бд, Цк, Гч	
		IIБ	Ди-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	Карбонатиты подстадии IIA	Ка, Дол, Ди, Хр, Фл, Мт, Ап	Пн	Цк, Пх	

Доломит-кальцитовая (III)	Амф-Дол-Ка, Ффл-Дол-Ка, Дол-Ка, Ка	Карбонатиты II стадии	Ка, Дол, Сп, Тр, Эк, Ар, Ффл, Пр	Рх, Хн, Бр, Тк, Ап, Мг, Ил, Сф	Пх, Эш, Цр, Ли, Лу
Доломит-анкеритовая (IV)	Эг-Дол, Амф-Анк, Аб-Анк, Анк (среднезернистые)	Карбонатиты III, реже II стадий	Дол, Анк, Эг, Ар, Хл, Аб, Пр	Ил, Ап	Пх, Кб, Фс, Фю, Цр, Бб, Ак, Бс
	Анк (гигантозернистые)		Анк	Сид, Фт, Пр, Ил, Срт, Гл, Мл, Ру, Аз, Ба, Ап	Бс, Па, Мн
	Ба-Анк (жилые тонкозернистые)		Анк, Ба	Пр, Кв	Бс
Послекарбонатитовый	Ка-Аб	Все более ранние	Аб, Ка	Би, Му, Сф, Гя, Мрб, Эг, Це, Хл, Эп, Гем, Бака, Ап	Ор, Ца



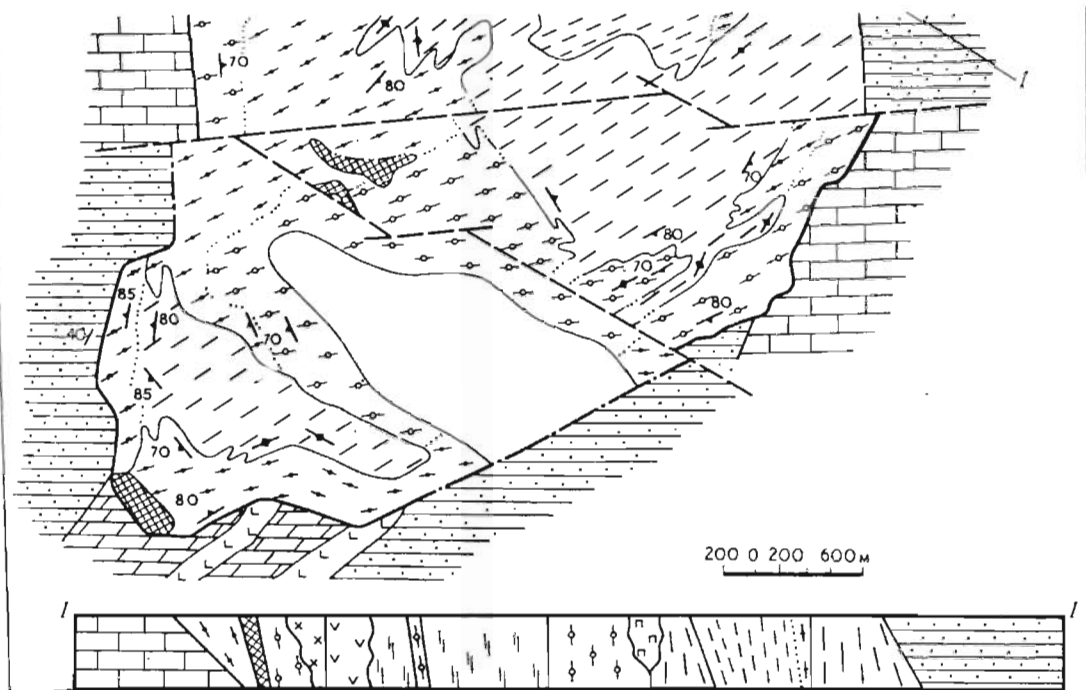


Рис. 2.21. Геологическая карта и разрез Горноозерского массива. По материалам геологической съемки масштаба 1:10000 Е.М. Эпштейна, И.В. Волкодава, М.И. Силичева, Т.Б. Здорик, И.П. Панышина

1-14 - позднепалеозойский комплекс УИК. 1-11 - карбонатитовый этап: 1 - нерасчлененные карбонатиты; 2-3 - доломит-анкеритовая (IV) стадия: 2 - Амф-Анк и Анк, 3 - Эг-Анк и Эг-Дол; 4-5 - доломит-кальцитовая (III) стадия: 4 - Амф-Фл-Дол, 5 - Амф-Ка и Фл-Ка; 6-9 - магнезиокальцитовая (II) стадия: 6-7 - подстадия ПБ (6 -

Фо-Ка, 7 - Ди-Ка), 8-9 - подстадия IIА (8 - Фо-Ка и Фл-Ка, 9 - Ди-Ка); 10-11 - кальцитовая (I) стадия: 10 - Фо-Ка и Би-Ка, 11 - Авди-Ка; 12 - щелочно-сиенитовый этап - нефелиновые сиениты; 13-14 - ийолитовый этап: 13 - Пи породы апоультрамафитовые, 14 - ийолиты. 15 - раннепалеозойские габбродиабазы. 16-19 - рифейский комплекс осадочных пород - лахандинская свита: 16 - четвертая пачка - известняки, аргиллиты и алевролиты, 17 - третья пачка - известняки, 18 - вторая пачка - аргиллиты и алевролиты, 19 - первая пачка - доломиты. 20-22 - геологические границы: 20 - между разновозрастными породами (а - установленные, б - предполагаемые), 21 - между разновозрастными породами (а - установленные, б - предполагаемые), 22 - контуры массива (а - установленные при картировании, б - по геофизическим данным). 23 - разломы. 24-25 - элементы залегания: 24 - полосчатости, 25 - контактов

площади современного среза массива. Силикатные породы сохранялись в них в виде реликтовых блоков.

В процессе становления массива можно выделить ультрамафитовый, ийолитовый, щелочно-сиенитовый и карбонатитовый этапы; последний подразделяется на четыре стадии (табл. 2.5).

Характер распространения пород, слагающих массив, в особенности разновозрастных образований карбонатитового этапа, определяет его концентрическое строение с центростремительной полистадийной ЛЗ. Самые молодые образования (карбонатиты IV стадии) локализуются в ядре массива, а более ранние (карбонатиты III - I стадий) последовательно сменяют друг друга к его периферии (рис. 2.21).

Наиболее крупные реликты образований докарбонатитового периода закартированы в северной половине массива. Большая часть реликтов пироксеновых пород приурочена к периферии массива, а блоки ийолитов и нефелиновых сиенитов тяготеют к его центральным частям, т.е. в период формирования силикатных магматитов массив обладал центростремительной полиэтапной ЛЗ. В докарбонатитовый период главная часть массива была сложена апоультрамафитовыми существенно пироксеновыми породами, которые сказались наименее устойчивыми в карбонатитовый этап.

Породы ультрамафитового этапа встречаются чаще в шлифах в виде реликтов мелкозернистых массивных авгит-диопсидовых пироксенитов с магнетитом в более поздних пироксеновых породах. Их первично магматическое происхождение не доказано. По геохимическим характеристикам (низкому содержанию Cr, Ni, Co и повышенному - Nb и Zr) пироксениты близки к нефелин-пироксеновым породам и резко отличаются от магматических ультрамафитов Кольского п-ова и западного Прианбарья [54].

Породы ийолитового этапа можно подразделить на три разно-

видности. Собственно ийолиты - типично магматические породы массивной, порфировидной, а в дайках порфировой текстуры с вкрапленниками нефелина. Нефелин-пироксеновые породы обладают разномасштабной такситовой текстурой и относятся к апоультрамафитовым метасоматитам. Пироксеновые породы с магнетитом и иногда нефелином также являются апопироксенитовыми образованиями; мелкозернистый авгит-диопсид замещается в них фассаитом, формирующим подавляющую часть средне-, крупнозернистых пород такситовой текстуры.

Породы щелочно-сиенитового этапа представлены главным образом собственно нефелиновыми сиенитами. Они залегают преимущественно в западной части массива, где слагают два небольших реликтовых блока и серию мелких жилькообразных тел в пироксеновых породах и ийолитах. Нефелиновые сиениты обычно массивные среднезернистые, содержат гнездовидные участки сиенитов и переработанные ксенолиты известняков, аргиллитов, пироксеновых пород и ийолитов.

Породы карбонатитового этапа разнообразны по минеральному составу, полистадийны, зональны и содержат редкометалльные руды.

Карбонатитовые образования I стадии подразделены на две подстадии. В раннюю из них (IA), главным образом по пироксеновым под родам ийолитового этапа, сформировались биотит-пироксеновые и кальцит-пироксеновые карбонатитоиды с катафоритом, шорломитом, магнетитом, апатитом и перовскитом. Пироксен в них представлен фассаитом или титанистым авгитом, а кальцит - низкомагнезиальной разновидностью. Карбонатитоиды в виде линзо- и гнездообразных обособлений без видимой закономерности расположены в породах субстрата и выделяются среди пироксеновых пород лишь при детальной документации. Они не имеют сколько-нибудь заметной приуроченности к контактам ранних карбонатитов и поэтому их рационально выделять в отдельную подстадию.

Карбонатиты подстадии IB слагают многочисленные, мелкие и два крупных тела, вытянутых в северо-восточном направлении. В авгитдиопсид-кальцитовых карбонатитах данной подстадии отмечаются многочисленные реликты силикатных пород, не обнаруженные среди форстерит-кальцитовых карбонатитов этой же подстадии. В тех случаях, когда на карте обозначен непосредственный контакт форстерит-кальцитовых и силикатных пород, следует иметь в виду, что при детальной документации всегда устанавливается промежуточная авгит-диопсид-кальцитовая зона малой мощности. Биотит-кальцитовые и анхимоминеральные кальцитовые разновидности карбонатитов наиболее распространены во внутренних частях тел, где обособливаются в виде полос, линз и гнезд.

Карбонатиты подстадии IIA занимают наибольшую часть современного эрозионного среза массива и сформировались главным образом на месте апоультрамафитовых пород. Породы рас-

членены на приконтактные диопсид-кальцитовые с реликтами апоультрамафитовых пород и форстерит-кальцитовые разновидности, причем с силикатными породами всегда контактируют первые из них. Диопсид- и форстерит-кальцитовые карбонатиты имеют примерно равную площадь распространения. Наиболее протяженные границы между ними субпараллельны внешней контуре массива и контактам с реликтами силикатных пород. Флогопит-кальцитовые карбонатиты этой подстадии слагают гнезда, линзы, полосы, реже довольно значительные по площади участки, часто перемежающиеся главным образом с форстерит-кальцитовыми карбонатитами. Они отличаются от последних отсутствием форстерита и повышенным содержанием кальцита.

Карбонатиты подстадии IIБ также представлены на контакте с апоультрамафитами диопсид-кальцитовыми, далее преобладающими форстерит-кальцитовыми и залегающими в них тетраферрифлогопит-кальцитовыми разновидностями. Их жилы и линзовидные тела мощностью 20-150 м и протяженностью 100-300 м локализуются преимущественно вдоль западного контакта северной половины массива. Общее направление контуров этих тел совпадает с простираем контактов вмещающих карбонатитов, но обычно они пересекают полосчатость карбонатитов подстадии IIА под острым углом. Следует подчеркнуть, что диопсид-кальцитовые разновидности, образующие маломощную зону на контакте с ультрамафитами, отсутствуют на контакте с форстерит-кальцитовыми карбонатитами I стадии.

Доломит-кальцитовые карбонатиты III стадии слагают крупное ($2,8 \times 3$ км) изометричное в плане тело, смещенное на восток от геометрического центра массива. Другое, менее крупное тело ($0,6 \times 2$ км) располагается у южной оконечности массива. Наибольшим распространением пользуются амфибол-кальцитовые разновидности, среди которых в виде полос и линз обособливаются тетраферрифлогопит-кальцитовые и кальцитовые участки. Амфибол-доломитовые и тетраферрифлогопит-доломитовые карбонатиты встречены лишь в юго-западной части массива, где приурочены к контакту с известняками и формируют линзовидное тело. Внешние контакты пород III стадии имеют преимущественно северо-восточное и северо-западное, реже субмеридиональное простираение.

Карбонатиты IV стадии представлены преимущественно амфибол-анкеритовыми и анкеритовыми разновидностями, развитыми на большей части площади эллипсовидного в плане тела размером $1 \times 1,5$ км, расположенного в поле пород III стадии. Эгирин-анкеритовые и эгирин-доломитовые карбонатиты приурочены к юго-восточному эндоконтакту этого тела, где образуют протяженную ($0,1 \times 1$ км) зону.

Породы массива пересекаются двумя крупными посткарбонатитовыми разломами субширотного и северо-западного простираения. В результате главным образом вертикальных движений южные блоки приподняты относительно северных, что фикси-

руется уменьшением поперечного сечения блоков в направлении с юга на север при падении внешних контактов под массив.

2.2.2. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТИТОВ

Карбонатиты ранней кальцитовый (I) стадии обычно крупно-, гигантозернистые породы такситовой, реже грубополосчатой текстуры, обусловленной полосовидным распределением темноцветных минералов, содержание которых варьирует от 20 до 40% в пироксеновых и форстеритовых разновидностях, снижаясь до 3-5% в биотит-кальцитовых. Пространственно преобладающая совокупность породообразующих минералов, слагающих эти породы, образует парагенетическую ассоциацию Авгди или Фо (хризолит) + Би + Мт + Ал + Ка (см. табл. 2.5). Слюды в зависимости от состава субстрата представлены биотитом или железистым флогопитом. Из акцессорных минералов в авгитдиопсид-кальцитовых карбонатитах развит дизаналит, к которому в форстеритовых разновидностях апоультрамафитовой фации добавляется кальцитрит. В карбонатитах встречается шорломит в тех случаях, когда он есть во вмещающих нефелинпироксеновых породах.

Характерной чертой пород I стадии является наличие скелетных форм магнетита, форстерита, слюды в агрегате изометричных зерен кальцита, формирующих кружевной структурный рисунок породы. По этому информативному признаку, впервые установленному Л.К. Пожарицкой [54], в полевых условиях удается отличить породы ранней кальцитовый стадии от более поздних форстеритсодержащих карбонатитов, что подтвердилось в аналогичных породах Кольской и других карбонатитовых провинций. Важной особенностью образований этой стадии следует считать также отчетливую зависимость состава пироксена, слюд и акцессорных минералов от состава контактирующих с ними силикатных пород. На контакте с апоультрамафитовыми породами в карбонатитах пироксен представлен авгитдиопсидом, слюда - железистым флогопитом, а акцессорные минералы - дизаналитом и кальцитритом. В зоне контакта с ийолитами в составе пироксена обнаруживается до 20% эгиринового минала, а акцессорным является сфен. С нефелиновыми сиенитами контактируют карбонатиты, в которых пироксен содержит до 40% эгиринового минала, а акцессорный сфен сменяется цирконом (табл. 2.6).

Карбонатиты подстадии IIА расчленяются на диопсид-кальцитовые, приуроченные к эндоконтам тел с апоультрамафитовыми породами, и залегающие во внутренних частях форстерит-кальцитовые разновидности, сменяющиеся флогопит-кальцитовыми и кальцитовыми карбонатитами. Диопсид-кальцитовые карбонатиты - крупно-, среднезернистые породы с

Т а б л и ц а 2.6

Зависимость минеральных парагенезисов карбонатитов от состава вмещающих силикатных пород Горноозерского массива

Стадия карбонатитового этапа	Вмещающая порода	Фация субстрата карбонатитов	Зональность карбонатитовых тел по типоморфным минералам*			
			1		2	3
			а	б		
Кальцитовая (I)	Пироксеновая	Апоультрамафитовая	Авгди Фл (f=16%) Ка	Хр (Фа=17%) Фл (f=13%) Ка	Фл Ка	Ка
			Дз	Дз Кл	Кл	-
	Мельтейгит, ийолит, ийолит-уртит	Апоийолитовая	Эгди (Эг=20%) Би (f=28%) Ка		Би Ка	Ка
			Сф	Сф	Сф	-
	Щелочной или нефелиновый сиенит	Апосиенитовая	Эгди (Эг=40%) Би (f=55%) Ка		Би Ка	Ка
			Цр	Цр	Цр	-
Магнезио-кальцитовая (II)	Пироксеновая или апоультрамафитовый Пи-Ка карбонатит	Апоультрамафитовая	Ди Фл Ка	Хр Фл (f=8%) Ка	Фл Ка	Ка
			Дз Цк	Бд Цк Гч	Гч	-
	Апоультрамафитовый (Фо-Ка) карбонатит I стадии	Апоультрамафит-карбонатитовая	Хр (Фа=17%) Фл Ка	Хр (Фа=12%) Фл Ка	Фл Ка	Ка
			Дз Бд	Бд Гч	Гч	-
	Ийолит, апоийолитовый или апосиенитовый карбонатит I стадии	Апоийолит-карбонатитовая	Эгди (Эг=10%) Фл Ка		Фл Ка	Ка
			Цк Гч		Гч	-

*Во всех зонах, кроме анхимономинеральной кальцитовой, присутствуют парагенные магнетит и апатит.

такситовой, реже грубополосчатой текстурой; они встречаются только в контакте с более ранними пироксенсодержащими породами. Среднезернистые форстеритсодержащие карбонатиты обладают четко выраженным полосчатым строением; отмечаются также крупно- и гигантозернистые породы с такситовой или грубополосчатой текстурой. В отличие от апоультрамафитовых карбонатитов кальцитовой (I) стадии, железистый флогопит сменяется флогопитом, а дизаналит и кальцитрит - циркелитом, бадделейтом и гатчеттолитом. Минеральная ассоциация, сформировавшаяся в течение данной подстадии, включает следующие породообразующие минералы: Ди или Фо (хризолит) + Фл + Ап + Мт + Пн + Ка. Содержание темноцветных минералов в среднем составляет 15-20%. В зависимости от состава исходной породы железистость пироксена и флогопита возрастает от апоультрамафитовых к апоийолитовым и апосенитовым фациям субстрата; изменяется и набор редкометалльных минералов.

Карбонатиты подстадии IIБ обычно представляют собой крупно-, гигантозернистые, как правило, массивные или груботакситовые реже полосчатые породы, которые подразделяются на диопсид-кальцитовые и форстерит-кальцитовые разновидности, обладающие теми же закономерностями проявления и располагающиеся в той же последовательности по отношению к контактам, что и породы ранней (IIА) подстадии. В карбонатитах поздней подстадии по сравнению с породами ранней подстадии флогопит сменяется розовым тетраферрифлогопитом, гатчеттолит - пироксеном, отсутствует бадделейт. Только для форстерит-кальцитовых разновидностей характерны своеобразные пегматоидные структуры и текстуры с клиновидными кристаллами форстерита, слюды, магнетита и пироксена, размещенными между идиоморфными лейстами кальцита.

Карбонатиты III стадии обладают мелко-, среднезернистой структурой и четкополосчатым строением. Наиболее распространены амфибол-доломит-кальцитовые, феррифлогопит-доломит-кальцитовые и доломит-кальцитовые разновидности. Их минеральный состав отличается гораздо большим разнообразием по сравнению с более ранними кальцитовыми породами (см. табл. 2.5). Один из главных породообразующих минералов - амфибол - представлен тремолитом (реже рихтеритом), эггерманитом и магнезиальным арфведсонитом. Минеральная ассоциация карбонатитов III стадии включает один из четырех силикатов: Амф, Хн, Тк, Сп, а также Ффл + Ап + Мт + Ил или Сф + Бр или Дол + Ка; из редкометалльных минералов наиболее характерен пироксен.

Среди карбонатитов IV стадии выделяются эггирин-доломитовые, амфибол-анкеритовые, альбит-анкеритовые и анкеритовые разновидности. Мелко-, среднезернистые с эггирином и амфиболом породы отличаются четкими полосчатыми текстурами. В целом содержание силикатов в карбонатитах этой стадии составляет 2-5% и лишь в отдельных редких полосах оно

увеличивается до 10-15%. Породообразующие минералы карбонатитов IV стадии образуют следующую ассоциацию: один из четырех силикатов - Эг, Амф, Хн, Аб, а также Пр + Дол + Анк. Характерная их особенность - появление редкоземельных карбонатов и фосфатов, а также колумбита, не встречающихся в более ранних карбонатитовых образованиях (см. табл. 2.5).

Эндегенные образования посткарбонатитового этапа представлены в основном тонкозернистыми кальцит-альбитовыми породами массивной текстуры, слагающими маломощные прожилки, секущие все ранее сформировавшиеся карбонатиты. Среди второстепенных минералов этих образований помимо силикатов наиболее часто наблюдаются сфен, гематит барито-кальцит, апатит и кварц (см. табл. 2.5). Редкометалльные минералы - ортит и церианит - типичны только для посткарбонатитовых образований.

2.2.3 СТРУКТУРА МАССИВА

Изучение карбонатитов Горноозерского массива показало, что для многих разновидностей пород характерно закономерное расположение слагающих минералов, что проявляется прежде всего в широком развитии полосчатых текстур, подразделенных на первичные и вторичные. *Первичная полосчатость* обусловлена чередованием сингенетичных полос, в различной степени обогащенных парагенными с карбонатом минералами - пироксеном, форстеритом или амфиболом, слюдой, магнетитом, апатитом. *Вторичная полосчатость* характеризуется чередованием разнотекстурированных, чаще существенно карбонатных полос, сформировавшихся в связи с эпигенетическими процессами перекристаллизации минералов. Возникшая при этом полосчатость рассматривается как вторичная в том случае, когда не происходило образование новых минеральных парагенезисов, т.е. карбонатитов более поздних стадий со своей первичной полосчатостью.

Как видно из изложенного материала, карбонатитам Горноозерского массива присуще зональное строение по схеме силикат + алюмосиликат + карбонат → алюмосиликат + карбонат → карбонат [53]. При развитии карбонатитов по существенно лейкократовым породам (ийолит-уртитам, нефелиновым сиенитам) передовые зоны иногда отсутствуют и появляются слюдяно-карбонатные. Выпадение первой зоны может отмечаться и при образовании карбонатитов поздних стадий по ранее сформировавшимся анхимономинеральным карбонатитам. Часто нормальное чередование зон от контактов к центральным частям тел усложняется проявлением дополнительной интраминерализационной трещиноватости. При этом возникает своеобразная симметричная полосчатость. Центральные части "пачек" представлены карбонатной зоной, следующие к краю - алюмосиликат-

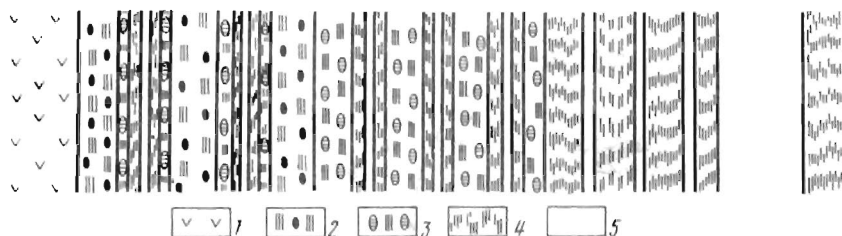


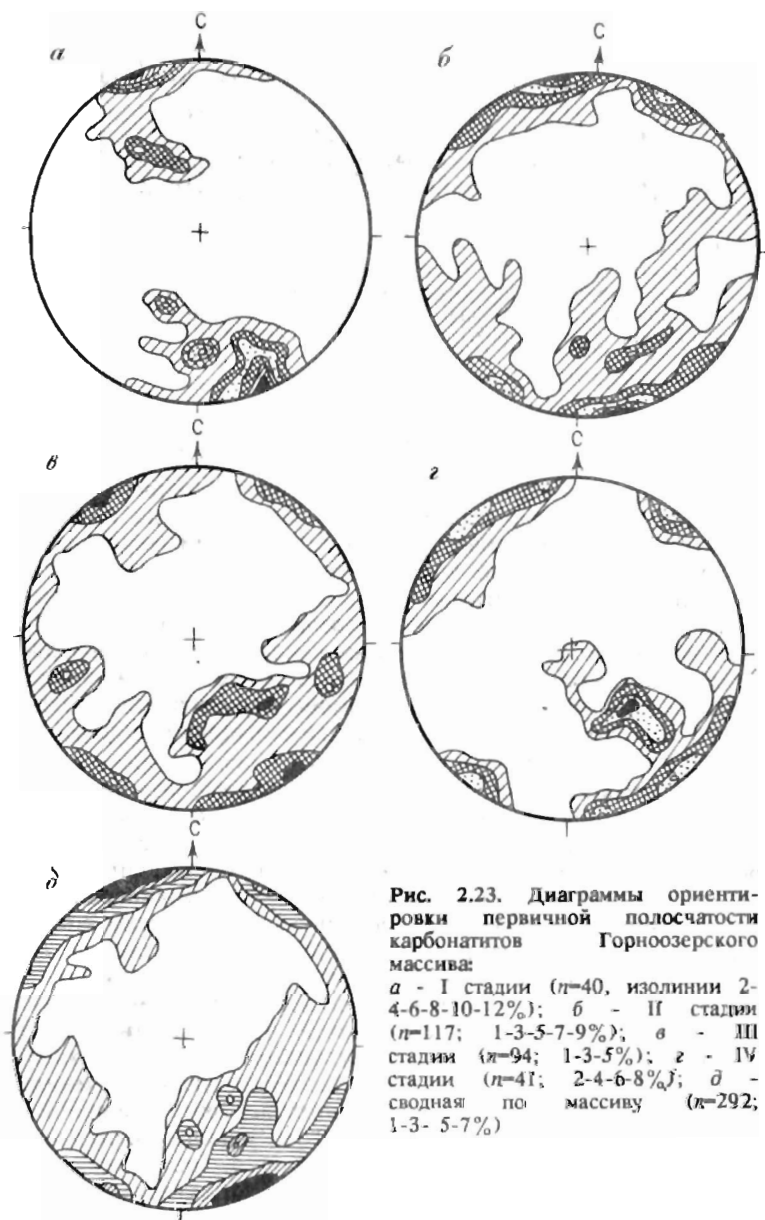
Рис. 2.22. Схема зеркально-симметричной усложненной первичной полосчатости карбонатов (на примере карбонатов I стадии):

1 - вмещающие ультрамафиты; 2-5 - карбонаты: 2 - Пи-Ка, 3 - Фо-Ка, 4 - Би-Ка, 5 - Ка

карбонатной, а периферия сложена силикат-алюмосиликат-карбонатными зонами. Симметричное чередование четырех зон, например пироксен-кальцитовых, форстерит-кальцитовых, биотит-кальцитовых и кальцитовых, наблюдается иногда лишь в узких приконтактных участках (рис. 2.22). Случаи чередования трех зон обычны и особенно характерны для форстерит-кальцитовых, реже пироксен-кальцитовых и амфибол-кальцитовых карбонатов. Двухчленное строение полосчатых карбонатов наиболее часто встречается в существенно карбонатных породах всей стадий карбонатитового этапа. Нередко отмечается также первичная полосчатость, выраженная концентрацией зерен магнетита и апатита по субпараллельным направлениям в лейкократовых карбонатитах.

Для карбонатитов I стадии наиболее типичны текстуры, обнаруживающие высокую степень монотонности макроузора породы. Это либо однородные порфиробластовые породы, либо породы, характеризующиеся наличием крупных неправильной или изометричной формы скоплений темноцветных минералов на фоне кальцитовой массы. Иногда породы имеют неясно выраженные грубополосчатые текстуры с шириной полос не менее 20-30 см. В передовых зонах карбонатитов поздних стадий полосчатые текстуры становятся преобладающими. При этом если карбонатитам II стадии свойственна четкая полосчатость с мощностью отдельных полос от 1 до 10 см, то в карбонатитах III и IV стадий мощность полос колеблется от нескольких миллиметров до 1,5 см. Если применить понятие об "удельной полосчатости", т.е. о числе полос на 1 м породы вкрест простираения полосчатости, то для карбонатитов передовых зон различных стадий этот показатель можно характеризовать конкретными цифровыми значениями: для I стадии - 0-5; II - 10-100; III - 70-250; IV - 200-500.

В участках массива, где контакты карбонатитов полосчатой текстуры с более ранними породами вскрыты горными выработками, выявлена важнейшая особенность первичной полосчатости - ее конформность контактовым плоскостям.



Контакты между разновозрастными породами удалось задокументировать на достаточно большом протяжении, что позволило надежно зафиксировать их линейно-ступенчатую конфигурацию. Контуры внешних контактов наиболее достоверно установлены при картировании и по данным магнитометрии в западной части массива, где они имеют отчетливо выраженную линейно-ступенчатую форму. Сочленение нескольких ведущих линейных направлений контактов определяет ступенчатый, эллипсовидный в плане контур массива. Первичная полосчатость карбонатитов, залегающих по периферии, в целом субпараллельна его ступенчатым контурам. Реликты силикатных пород в карбонатитах "обтекаются" первичной полосчатостью (см. рис. 2.21). Контакты карбонатитовых тел не всегда доступны для непосредственного наблюдения, но почти в каждом коренном обнажении или канаве удастся замерить элементы залегания первичной полосчатости, что и использовано для расшифровки внутренней структуры массива.

Анализ структурных диаграмм замеров элементов залегания полосчатости по карбонатитам каждой из стадий позволил выявить статистически устойчивые максимумы ее ориентировки в пространстве (рис. 2.23, табл. 2.7), иллюстрирующие преобладающие направления полосчатости, а следовательно, и контактов с более ранними образованиями карбонатитов каждой из стадий. При построении сводной диаграммы была использо-

Т а б л и ц а 2.7

Ориентировка элементов залегания (простираение; угол и направление падения, градусы) первичной полосчатости карбонатитов Горноозерского массива (см. рис. 2.23)

Стадия карбонатитового этапа, породы	л	Максимумы ориентировки полосчатости	
		главные	второстепенные
I Авди-Ка, Фо-Ка	40	СВ 64; $\angle 89$ ЮВ	СВ 87; $\angle 70$ ЮВ СЗ 294; $\angle 51$ ЮЗ СВ 55; $\angle 61$ СЗ
IIА Ди-Ка, Фо-Ка	117	СВ 75; $\angle 89$ ЮВ	СЗ 294; $\angle 89$ ЮЗ В 90; $\angle 59$ Ю СВ 67; $\angle 89$ ЮВ
III Амф-Ка, Амф-Дол	94	СВ 54; $\angle 89$ ЮВ	СЗ 300; $\angle 89$ ЮЗ СВ 44; $\angle 59$ ЮВ СВ 20; $\angle 78$ ЮВ
IV Эг-Дол, Амф-Анк	41	СВ 50; $\angle 49$ ЮВ	СЗ 305; $\angle 89$ СВ СВ 49; $\angle 89$ ЮВ СВ 77; $\angle 89$ ЮВ
Сводные данные по карбонатитам массива	292	СВ 60; $\angle 89$ ЮВ СЗ 293; $\angle 89$ ЮЗ	СВ 88; $\angle 61$ ЮВ СВ 63; $\angle 71$ ЮВ СВ 53; $\angle 49$ ЮВ

вана вся сумма замеров и полученные на ней максимумы отражают общие особенности структуры карбонатитового комплекса (см. рис. 2.23). Наиболее протяженные контакты между разновозрастными карбонатитами, как правило, имеют одно преобладающее направление. Критерием достоверности полученных результатов является совпадение простираций статистически преобладающей полосчатости карбонатитов и откартированных направлений их контактов (см. рис. 2.23).

Контакты пироксен-кальцитовых карбонатитов I стадии с реликтами силикатных пород имеют резко преобладающее северо-восточное простираие (50-60°), которое сопоставимо с главным (северо-восток 64°) максимумом простираия полосчатости. Контакты карбонатитов II стадии с вмещающими интрузивными породами ориентированы либо субпараллельно северо-западному контакту массива (северо-восток 20-30°), либо субширотно, т.е. близко одному из второстепенных максимумов (восток 90°). Аналогичные направления характерны для границ между пироксен- и форстеритсодержащими разновидностями в пределах северного блока массива. Карбонатиты доломит-кальцитовой (III) стадии слагают крупное тело в центральной части массива, наиболее протяженные границы которого ориентированы на северо-восток (40-60°), а главный максимум простираия полосчатости III стадии - северо-восток 54°. Тело карбонатитов III стадии в южной части массива вытянуто на северо-запад (300°), а по его периметру отмечаются северо-восточные направления (50-60°), близкие к главному максимуму. Тело карбонатитов IV стадии в плане имеет форму эллипса, длинная ось которого также ориентирована по азимуту 50-60°. Это направление практически совпадает с главным максимумом простираия полосчатости для карбонатитов IV стадии - северо-восток 50°.

Подводя итоги, следует отметить, что как главные, так почти все второстепенные максимумы элементов залегания полосчатости карбонатитов каждой стадии практически полностью отражают основные реально существующие направления структуры массива, установленные при его геологическом картировании. Таким образом, систематические наблюдения элементов залегания первичной полосчатости карбонатитов и их статистическая обработка являются основой геологического картирования и расшифровки структуры рудоносных карбонатитовых комплексов.

Совокупность данных анализа геологической карты и статистического изучения полосчатости карбонатитов Горноозерского массива однозначно свидетельствует об образовании ступенчато-кольцевых структур путем сочетания в пространстве дискретных линейно-плоскостных контактов при скачкообразном изменении их элементов залегания.

Анализ геологической карты (см. рис. 2.21) позволил установить наличие двух структурных центров, соответствующих

в плане геометрическим центрам концентрически-зональных тел. В период становления кальцитовых карбонатитов (I и II стадии) структурный центр располагался на длинной оси массива на расстоянии $1/3$ ее длины от северного контакта - ранний структурный центр. Изменение положения структурного центра произошло в период образования карбонатитов III стадии, когда он переместился к югу и стал находиться на короткой оси массива на расстоянии $1/3$ ее длины от восточного контакта массива - поздний структурный центр. Приуроченность ранних карбонатитов к единому структурному центру подтверждается близкими значениями пар максимумов элементов залегания (азимутов и углов падения) полосчатости: I стадия - $154^\circ \angle 89^\circ$ и $177^\circ \angle 70^\circ$; II стадия - $165^\circ \angle 89^\circ$ и $180^\circ \angle 59^\circ$ (см. табл. 2.7). Такая же картина наблюдается и для поздних карбонатитов: III стадия - $144^\circ \angle 89^\circ$ и $134^\circ \angle 59^\circ$; IV стадия - $139^\circ \angle 89^\circ$ и $140^\circ \angle 49^\circ$; т.е. эти максимумы довольно резко отличаются от максимумов для образований ранних стадий. Таким образом, наличие двух структурных центров, выделенных при анализе геологической карты, находит подтверждение при сопоставлении статистически обоснованных элементов залегания полосчатости пород ранних (I и II) и поздних (III и IV) стадий карбонатитового этапа. Расположение позднего структурного центра не совпадает с геометрическим центром массива, что и определяет эксцентрический характер его концентрически-зональной центростремительной структуры в целом.

К решению вопроса о направлении и величине склонения разновозрастных тел эндогенных образований карбонатитового массива в целом можно подойти путем последовательного анализа накопленного фактического материала по замерам элементов залегания первичной полосчатости. Каждому выявленному максимуму ориентировки полосчатости на структурной диаграмме (см. рис. 2.23) соответствует плоскость, а линии пересечения плоскостей указывают на несколько теоретически возможных углов склонения для тел карбонатитов каждой стадии. Полученные значения углов склонения изменяются в широком диапазоне - от относительно пологих до вертикальных. Сочетание таких направлений свидетельствует о конусообразном строении карбонатитовых тел, в зоне эндоконтакта которых полосчатость, как правило, падает под массив, а во внутренних частях - субвертикально. Выявленные элементы склонения дают важную информацию о структуре массива, но не исключают и возможность ошибки, особенно при составлении структурных диаграмм по ограниченному числу замеров полосчатости карбонатитов (I и IV стадий). Представляется целесообразным сопоставить склонения карбонатитовых тел по структурным диаграммам (см. табл. 2.7) полосчатости с линейной ориентировкой минеральных индивидов, устанавливаемой при микроструктурном анализе ориентированных шлифов (табл. 2.8).

Сопоставление определений склонения карбонатитовых тел Горноозерского массива (см. рис. 2.21, 2.23 и табл. 2.7)

Стадия	Склонение тел карбонатитов					Наиболее вероятные углы склонения тел карбонатитов по анализу геологической карты, полосчатости и линейности, градусы
	по полосчатости		по линейной микроориентировке минералов в шлифах			
	n	углы склонения, градусы	минерал	n	углы склонения, градусы	
I	40	40; 50; 54; 71	Ап	100	40; 90	40; 71; 90
II	117	36; 53; 64; 66; 90	Ап Ап Ап Ап Ди	77 76 81 96 80	40 90 90 90 70	40; 66; 90
III	94	32; 42; 74; 90	Ап Амф	90 83	50 70	42; 74; 90
IV	41	44; 64; 88; 90	Эг Ап	46 125	40 60	44; 64; 90
Для массива в целом	292	38; 52; 68; 90	-	854	40; 70; 90	40; 70; 90

Применение микроструктурного анализа позволило выявить высокую степень анизотропности или ориентированности внутренней структуры карбонатитов. При этом изучались разновозрастные породы, отличающиеся по минеральному составу, и разновозрастные образования. Проводилось определение оптической ориентировки кальцита, флогопита, апатита, диопсида, эгирина и амфибола.

Рассмотрим взаимную ориентировку минералов карбонатитов и ее соотношение с основным структурным элементом породы - полосчатостью. Наиболее четкая ориентировка устанавливается для полюсов плоскостей (001) флогопита, а также двойниковых швов и оптических осей карбоната. Максимумы ориентировки плоскостных элементов на диаграммах располагаются симметрично первичной полосчатости карбонатитов, следовательно, в тех случаях, когда полосчатость не фиксируется макроскопически, например, в анхимономинеральных карбонатитах, ее положение удастся определить по ориентировке слюды и карбонатов. При изучении ориентировки апатита выявлено, что его оптические оси располагаются в плоскости полосчатости так же, как кристаллографические оси *C* диопсида, эгирина и амфибола. Причем для эгирина отмечается четкое

совпадение максимумов его осей C с максимумом ориентировки оптических осей апатита в том же шлифе. Таким образом, изучение микроструктурной анизотропии карбонатитов обнаруживает наличие закономерной взаимной ориентировки слагающих их минералов и четкую связь этой ориентировки с первичной полосчатостью [49].

Наличие линейной ориентировки апатита, диопсида, эгирина и амфибола определяет возможность измерения угла в плоскости полосчатости между линией ее падения и направлением оптических осей апатита, а также осей C силикатов, т.е. линейности. Достоверность данных о склонениях, определенных по пересечению плоскостей полосчатости, можно подтвердить, если они хотя бы в первом приближении совпадают с линейностью удлинённых минералов (см. табл. 2.8). Для пород каждой стадии установленные углы линейности имеют аналоги среди углов склонения, что позволяет при анализе структуры карбонатитовых тел считать совпадающие значения 40° , 70° и 90° наиболее вероятными. Они достаточно близки к выявленным элементам залегания карбонатитовых тел каждой стадии, что дает возможность использовать их для реконструкции объемной формы тела массива (см. табл. 2.7, 2.8, рис. 2.23).

Сочетание относительно пологих и вертикальных склонений соответствует конусу, основание которого расположено близ плоскости современного эрозионного среза массива. Если принять такое допущение, то расчетная глубина вершины конуса будет отвечать глубине выклинивания массива, соответствующей в данном случае 4 ± 1 км. Это предположение подтверждается как ориентировкой падения полосчатости карбонатитов, так и характером распределения линейности минералов в ориентированных образцах по всей площади массива. Наименьшие углы падения полосчатости и линейности, направленные обычно под массив (40° - 70°), свойственны карбонатитам, располагающимся в его периферических частях; по направлению к центру они сменяются субвертикальными, т.е. подобная закономерность ориентировки соответствует гипотезе о конусообразном выклинивании массива вниз по вертикали.

Рассмотрим вопрос о геолого-петрографических факторах, обусловивших изменение характера первичной полосчатости и степени ориентированности микроузора пород по мере развития карбонатитового процесса. Карбонатиты I стадии формировались по породам массивным, для которых полосчатое строение не характерно - ультрамафитам, ийолитам, нефелиновым сиенитам. Субстратом для карбонатитов поздних стадий являлись более ранние карбонатитовые образования, уже имевшие в той или иной степени неоднородную ориентированную структуру. Подобное многократное унаследование ориентировки ранних пород при сохранении общего плана деформаций могло служить причиной закономерного возрастания удельной полосчатости пород и формирования линейности минералов в последовательно

развивающихся карбонатитах. При этом микроориентировка апатита, образующегося в пироксеновых породах на фронте формирования карбонатитов I стадии, практически отсутствует. В форстерит-кальцитовых карбонатитах I стадии устанавливается слабая ориентировка осей апатита и кальцита. В диопсид- и форстерит-кальцитовых карбонатитах II стадии ориентировка этих минералов значительно более отчетлива. Еще более четкой ориентировкой обладают минералы полосчатых карбонатитов III и IV стадий.

Указанная тенденция проявляется в уменьшении площади распределения плотности микроструктурной ориентировки минералов от ранних стадий к поздним, что хорошо увязывается с ростом удельной полосчатости к концу процесса карбонатаобразования. И то и другое приводит к усилению степени анизотропии последовательно формирующихся пород.

Проведенные исследования позволяют обосновать сингенетичность ориентированной структуры карбонатитов процессу становления самих пород следующим фактическим материалом:

парагенные минералы данной возрастной разновидности карбонатитов (карбонаты, пироксены, амфиболы, слюды, апатит) имеют взаимную ориентировку, образование которой для всех минералов данной ассоциации может объясняться одними и теми же векторами нагрузок;

наблюдается отчетливая прямо пропорциональная зависимость между интенсивностью проявления полосчатости (удельной полосчатостью) и степенью ориентировки минералов в карбонатитах;

среди разновозрастных карбонатитов максимальной удельной полосчатостью и наибольшей степенью ориентированности микроструктуры обычно обладают породы передовых зон, наиболее обогащенные темноцветными минералами;

первичнополосчатые карбонатиты, имеющие ориентированную внутреннюю структуру, не несут видимых следов катаклаза и перекристаллизации.

Возникновение подобного рода первичноориентированных структур является следствием роста зерен минералов карбонатитов в условиях тангенциальных нагрузок, вектор наибольшей напряженности которых был направлен ортогонально к плоскостям полосчатости и направлению линейности на каждом конкретном участке.

Оценивая возможность формирования полосчатости и ориентировки микроузора карбонатитов вследствие проявления пластического течения, необходимо отметить следующее. Предположим, что пластическое течение происходило после окончания карбонатитового процесса. В этом случае степень удельной полосчатости и микроориентированности структуры пород зависела бы от геолого-структурного положения участка, а относительный возраст карбонатитовых образований не имел бы значения. Фактически же наблюдается четкая зависимость

указанных факторов от относительного времени формирования пород. Следовательно, предположение о посткарбонатитовом пластическом течении как причине возникновения полосчатости и ориентировки минералов в данном случае противоречит фактическому материалу.

Если же допустить, что пластическое течение проявлялось синхронно образованию карбонатитов, то наибольшей степенью ориентировки и максимальной удельной полосчатостью должны были обладать ранние разновидности карбонатитов, сформировавшиеся в условиях наиболее высоких температур, для которых возможность пластического течения при прочих равных условиях наиболее вероятна. Кроме того, максимальной пластичностью, как хорошо известно, среди карбонатитовых минералов обладают карбонаты, и, следовательно, зоны, максимально обогащенные кальцитом, доломитом и анкеритом, в случае правомерности подобного предположения, должны были бы иметь более четко ориентированные макро- и микроузлы по сравнению с зонами, обогащенными пироксеном, амфиболом, магнетитом, апатитом. Однако и это предположение противоречит изложенному фактическому материалу.

На ряде массивов (Ковдорском, Поворотном, Салланлатва) автором наблюдались результаты пластического течения карбонатитов, но в весьма ограниченных объемах и явно эпигенетические. Подобным пластическим течением невозможно объяснить закономерности развития полосчатых структур и ориентировки минералов в карбонатитах.

Полученные данные показывают, что наличие полосчатости в карбонатитах по изложенным причинам не может являться критерием их интрузивного происхождения, как это трактуется многими исследователями. Генезис полосчатых структур логично объясняется с позиций замещения как преобладающего петрогенного процесса. Следует напомнить, что четкой полосчатостью нередко обладают и такие типично метасоматические образования, как скарны.

2.3. КАРБОНАТИТОВЫЕ МАССИВЫ ГУЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНА

Гулинский вулcano-плутон и одноименное месторождение флогопита открыто Ю.М. Шейнманном и П.И. Фоминым в 1943 г. Поисково-съёмочные работы Я.И. Полькина и Т.Н. Юшкиной определили перспективность месторождения. В результате геологосъёмочных (масштабы 1:25 000, 1:10 000, 1:2 000), поисково-оценочных и детальных разведочных работ, проводившихся в центральной рудоносной части массива коллективом геологов под руководством автора данной работы (1952-1959 гг.), было установлено, что Гулинское Фл месторождение относится к принципиально новому, наиболее перспективному

промышленно-генетическому типу, связанному с массивами УИК [76, 77]. Именно за счет выявления и разведки В.И. Терновым, Б.И. Сулимовым и другими исследователями объекта подобного типа в дальнейшем на Ковдорском массиве была полностью решена проблема флогопитового сырья. Автором в 1959 г. впервые в мировой практике составлены геологические карты карбонатитовых массивов с расчленением пород на возрастные группы - стадии карбонатитового процесса [76]. Показана различная перспективность этих массивов на тантал-ниобиевые и ниобиевые руды. В 1954-1955 гг. Л.С. Егоровым, Т.Л. Гольдбурт, К.М. Шихориной [20] составлена первая геологическая карта Гулинского массива масштаба 1:100 000, установлены возрастные соотношения и минеральные парагенезисы магматических пород.

2.3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВУЛКАНО-ПЛУТОНА

Гулинский вулканоплутон, расположенный в пределах Западно-Прианбарской (Маймеча-Котуйской) провинции на северной окраине Сибирской платформы (рис. 2.24), залегает в эффузивах раннетриасового возраста, которые расчленяются на толщи: нижнюю - базальтовую, среднюю - щелочно-базальтоидную и верхнюю - андезито-базальтовую с прослоями щелочных базальтоидов. В его экзоконтакте наблюдается мощная (до 1 км) зона ороговикованных базальтоидов. Вулканоплутон имеет форму, близкую к эллипсу, вытянутому в субмеридиональном направлении (50×40 км), и по занимаемой площади (около 2 тыс. км²) является самым крупным в мире образованием формации УИК (рис. 2.25). Северная часть плутона (две трети его площади) перекрыта морскими мезо-кайнозойскими отложениями Хатангской впадины. Контуры его здесь устанавливаются по данным магнито- и гравиметрии. Одна треть его (площадь около 600 км²) доступна непосредственному наблюдению.

По интерпретации аэромагнитных данных Ю.М. Глебовского и Н.Г. Михайлова Гулинский вулканоплутон в целом имеет форму лополита, пологозалегающая часть которого сложена в основном дунитами, а центральная часть - "ножка" представлена сложным комплексом ультрамафитовых, щелочно-ультрамафитовых и щелочных интрузивных образований, а также породами карбонатитового комплекса.

В процессе становления вулканоплутона выделяется пять этапов, в течение которых последовательно формировались следующие группы пород: ультрамафиты, щелочные ультрамафиты, ийолит-мельтейгиты, щелочные и нефелиновые сиениты, карбонатитоиды и карбонатиты (табл. 2.9).

Ультрамафитовый этап характеризуется кристаллизацией дунит-перидотитов и пироксенитов, а также меймечитов. Дунит-

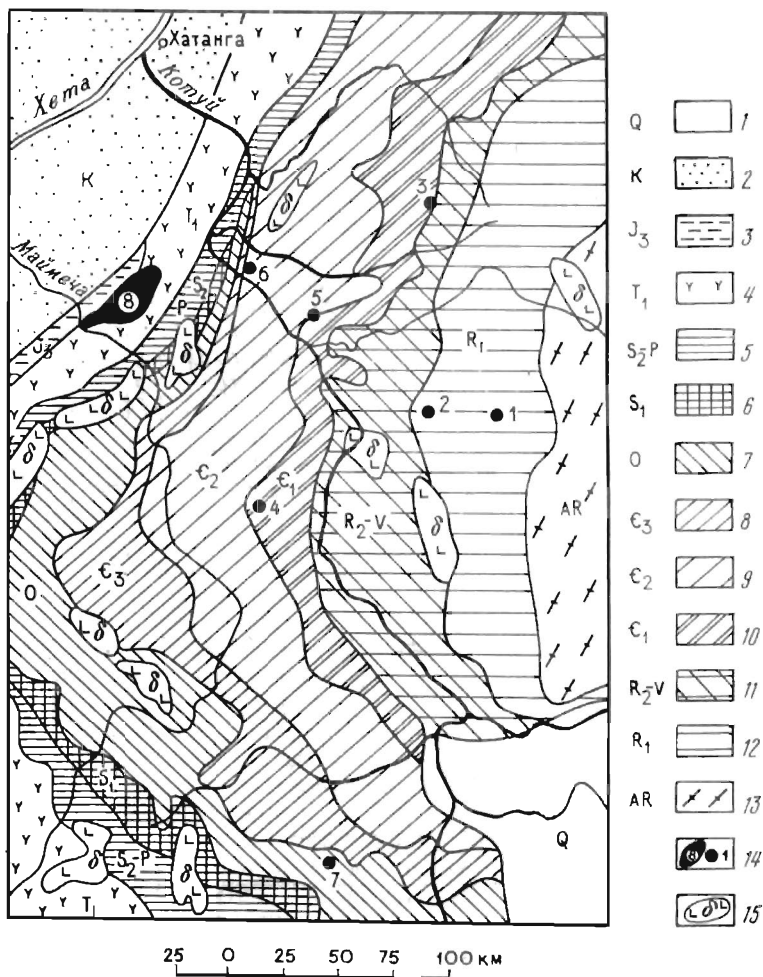


Рис. 2.24. Схема геологического строения Западного Прианаурия. Составлена Е.М. Эпштейном и В.Я. Кабаньковым с учетом материалов геологической карты СССР масштаба 1:2 500 000, 1965 г.

1 - четвертичная система; 2 - меловая система; 3 - верхний отдел юрской системы; 4 - нижний отдел триасовой системы; 5 - пермская система - верхний отдел силурийской системы; 6 - нижний отдел силурийской системы; 7 - ордовикская система; 8-10 - кембрийская система: 8 - верхний, 9 - средний, 10 - нижний отделы; 11-12 - верхний протерозой: 11 - средний рифей-венд, 12 - нижний рифей; 13 - архей; 14 - массивы УИК (1 - Ыраас, 2 - Маган, 3 - Немакит, 4 - Бор-Юрах, 5 - Кугда, 6 - Одихинча, 7 - Ессей, 8 - Гулинский); 15 - интрузии габбродиабазов

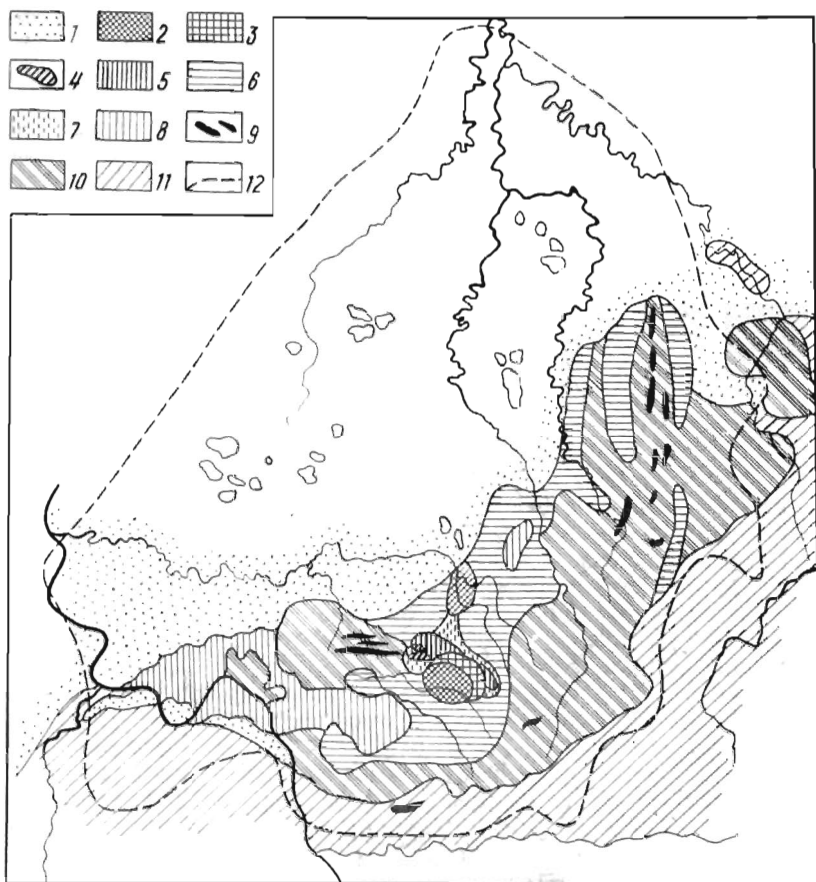


Рис. 2.25. Схематическая геологическая карта Гулинского вулканоплутона [20]; номенклатура и последовательность формирования пород - по Е.М. Эпштейну.

1 - четвертичные отложения; 2 - карбонатиты I-IV стадий; 3 - флогопитоносные карбонатитоиды I стадии; 4 - нефелиновые и щелочные сиениты; 5 - ийолит-мельтейгиты; 6 - щелочные ультрамафиты - меланефелиниты; 7 - биотитовые перидотиты; 8 - меймечиты; 9 - магнетитовые перидотиты и пироксениты; 10 - дунит-перидотиты; 11 - щелочно-ультрамафитовые эффузивы; 12 - контур массива по данным аэромагнитных работ

перидотиты составляют ок. 76% обнаженной части плутона и залегают в виде дугообразного тела. Породы разбиты трещинами кливажа, простирание которых конформно внешним контактам интрузии. Полукольцевая структура вскрытого эрозией тела дунит-перидотитов подчеркивается дайко- и линзовидными телами (до $5 \times 0,3$ км) магнетитовых перидотитов и пирок-

сенитов. Позже внедрялись меймечиты, образующие залежь (15 × 1,5 км), полого падающую к центру массива. Отмечаются также дайки меймечитов, секущие дунит-перидотиты. Об относительном возрасте меймечитов нет единого мнения. Приведенная последовательность формирования главных групп пород, установленная Ю.М. Шейнманном [72], подтверждена при геологической съемке плутона [20] и детальном петрологическом изучении [11]. Другие исследователи (Е.Л. Бутанова, Л.С. Егоров, К.М. Шихорина) считают меймечиты реликтами эффузивной кровли ультрамафитов.

Щелочно-ультрамафитовый этап знаменуется развитием биотитовых перидотитов и затем меланефелинитов. Биотитовые перидотиты располагаются в средней части вулканоплутона, они прорваны и разобщены на отдельные блоки щелочными интрузиями. В этих перидотитах отсутствует кливаж, столь характерный для дунитов. Меланефелиниты - порфировидные породы с вкрапленниками оливина и нефелин-пироксеновой основной массой - формируют несколько крупных линзовидных крутопадающих тел, прорывающих ультрамафиты и располагающихся согласно с простиранием кливажа последних. Во внутренней части вулканоплутона ими сложен массив, в структуре которого сочетаются полукольцевые и кольцевые тела, образующие концентрические структуры. В обнаженной части плутона наблюдаются две локальные структуры (3-5 км в диаметре), представляющие собой корневые части вулканических аппаратов.

В ийолитовый этап сформировались ийолит-мельтейгиты, апоультрамафитовые породы и ункомпагриты. Дайки и небольшие штоки ийолитов изредка отмечаются в восточной и юго-западной частях вулканоплутона.

Щелочно-сиенитовый этап характеризуется появлением серии небольших крутопадающих дайкообразных тел щелочных и нефелиновых сиенитов, прорывающих биотитовые перидотиты и ийолит-мельтейгиты в северо-западной части Южной структуры.

К карбонатитовому этапу относится образование пород полистадийных карбонатитовых комплексов, представленных в раннюю (I) стадию карбонатитоидами и карбонатитами, а в более поздние (II - IV) - преимущественно карбонатитами (см. табл. 2.9), локализующимися во внутренних частях двух локальных структур, вмещающих карбонатиты.

Гулинский вулканоплутон обладает четко выраженной полиэтапной ЛЗ с центростремительным типом развития, так как породы ранних этапов приурочены к его периферии, а поздние - к внутренним частям.

Т а б л и ц а 2.9

Схема расчленения и последовательности формирования пород Гулинского вулcano-плутона

Этап, стадия, подстадия	Наиболее распространенные породы вулcano-плутона	Вмещающие породы	Минеральный состав пород вулcano-плутона		
			породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы
			главные	второстепенные	
Ультрамафитовый	Дунит-перидотиты, пироксениты, рудные перидотиты и пироксениты, меймечиты	Траппы, щелочно-ультрамафитовые эффузивы	Ол, Авгди, Мт	Мт	-
Щелочно-ультрамафитовый	Биотитовые перидотиты	Дунит-перидотиты	Ол, Авгди, Би		Сф
	Оливиновые меланефелиниты		Ол, Авгди, Не		
Ийолитовый	Ийолит-мельтейгиты	Ультрамафиты	Эгса, Не		Пе
	Ункомпагриты		Мел, Авгди, Не, Ол		
	Пи, Не-Пи, Не, Фл-Пи		Авгди, Не, Фл	Шр, Мт, Ап	Пе
Щелочно-сиенитовый	Щелочные и нефелиновые сиениты	Ультрамафиты, ийолиты	Ант, Эгса, Не	-	Сф, Ап

Каль- цито- вая (I)	IA	Пи, Гр-Не-Пи, Фл-Пи, Ка-Не-Пи, Ка-Пи	Ультрамафиты; апо-ультрамафитовые Пи, Не-Пи, мельтейтиты	Авгди, Не, Щр, Фл-Би, Ка	Мт, Ап, Пн	Пе
		Мел, Мо-Мел, Фл-Мел	Апоультрамафитовые Мел, реже ункомпагриты	Мел, Мо, Фл, Авди	Ка, Мт, Ап	Пе
		Ка-Вз-Вл, Ка-Не-Ди, Ка-Ди, Ди-Ка		Хт, Цб, Вз, Вл, Не, Ди Ка	Фл, Кп, Гя	Мт, Пн
	IB	Авгди-Ка, Фо-Ка, Би-Ка, Ка	Оливиновые меланефелиниты	Авгди, Фо или Мо, Би, Ка	Ап, Мт	Дз, Кл, Тж
Магнезиокальцитовая (II)		Ка-Фо-Мт, Фо-Ка, Фл-Ка, Фл-Дол, Ка	Оливиновые меланефелиниты, карбонатитоиды и карбонаты I стадии	Ка, Фо, Фл	Ап, Мт, Пн	Бд, Гч, Пх
Доломит-кальцитовая (III)		Амф-Дол-Ка, Сп-Дол-Ка, Дол-Ка, Ка	Карбонатиты II стадии	Ка, Дол, Сп, Ффл	Ап Мт, Хн, Пр	Пх
Доломитовая (IV)		Кв-Гем-Дол, Гем-Дол, Кв-Дол	Оливиновые меланефелиниты и карбонаты II стадии	Дол, Гем	Кв, Ба, Пр, Ап	Фн

2.3.2. ФЛОГОПИТОНОСНЫЕ КАРБОНАТИТОИДЫ - АВТОРЕАКЦИОННЫЕ СКАРНЫ

Карбонатитовый процесс начинается формированием мощных зон карбонатитоидов (подстадия IA) - существенно силикатных метасоматических пород. Главное место среди них принадлежит породам, по минеральному составу близким к скарнам, получившим наименование - автореакционные скарны [22, 50]. Целесообразность их включения в карбонатитовый этап, а не в этап силикатных метасоматитов, как это ранее трактовалось автором (1961 г.), диктуется классификационными соображениями. В породах постоянно присутствует кальцит, парагенный с силикатами, магнетитом и апатитом, т.е. по принятой ныне автором номенклатуре породы соответствуют карбонатитоидам. К карбонатитовому этапу данные породы отнесены и В.С. Самойловым [59]. Метасоматическая природа этих образований признается всеми исследователями. Южное поле карбонатитоидов с севера и северо-востока окаймляет Южную концентрическую структуру. Между Южной и Северной локальными структурами закартировано еще одно тело этих пород.

Автореакционные скарны характеризуются сложным минеральным составом, который определяет многообразие парагенетических ассоциаций, формирующих ведущие разновидности пород. Отнесение их к ранней (IA) подстадии кальцитовой стадии диктуется геологическими соотношениями - эти породы возникли до ранних карбонатитов с их типичным парагенезисом (IB подстадия), а также содержат типоморфные минералы-индикаторы: низкомagneзиальный кальцит, равновесный с мелилитом, нефелином и шорломитом (см. табл. 2.9).

Обширные поля распространения этих пород при геологической съемке масштаба 1:5 000 вскрыты шурфами и канавами; обнажения отсутствуют, в связи с чем соотношения между некоторыми типами пород изучены не настолько, чтобы составить определенное суждение об особенностях их зонального строения. Детально разведан и изучен участок Фл месторождения в апомелилитовых породах.

Петрография и минералогия автореакционных скарнов Гулинского вулканоплутона изложены в литературе [77]. Здесь рассмотрим главные разновидности флогопитоносных карбонатитоидов и их зависимость от субстрата, по которому они развивались. Кальцитсодержащие нефелин-пироксеновые породы залегают среди пород группы фойдолитов-мельтейгитов, а пироксеновые и меланит-пироксеновые непосредственно контактируют с ультрамафитами и меланократовыми нефелин-пироксеновыми породами типа якупирангитов, поэтому решение вопроса о субстрате в данном случае не вызывает затруднений.

Наибольшие сложности существуют в определении субстрата карбонатитоидов - главных рудоносных мелилитовых пород Гулинского Фл месторождения (участок I). Флогопитоносные пег-

матоиды представлены парагенезисом Мел + Фл + Мт + Не + Ка. Карбонат присутствует в резко подчиненных количествах (2-5%) в виде гнездовидных обособлений, занимающих промежутки между крупными блоками мелилита. Последний оказался наименее устойчивым минералом парагенезиса. Его основная часть подверглась гистерогенному разложению и замещена гидромелилитовыми (хуанит и цеболит с кальцитом), кальцит-нефелин-диопсидовыми и кальцит-диопсидовыми породами (см. табл. 2.9). Решение вопроса о субстрате мелилитовых пород возможно путем сопоставления с их аналогами Ковдорского массива, где выявлены магматические мелилитовые породы - турьяиты и апоультрамафитовые мелилитовые метасоматиты, пространственно сопряженные с ийолитами. Для средне-, крупнозернистых мелилитовых пород ийолитового этапа обычно характерна устойчивая парагенетическая ассоциация: Мел + Пи + Не + Мт. Вместе с тем в северо-восточной части Ковдорского массива ("Мелилитовая горка") в этих породах появляются гнездообразные пегматоидные обособления, в состав которых кроме новых генераций перечисленных минералов включаются парагенные шорломит, флогопит, перовскит и кальцит. Все минералы пегматоидных разновидностей по своей структурной позиции являются равновесными и уверенно объединяются в единую ассоциацию, относимую к I стадии карбонатитового процесса. Близкие по минеральному парагенезису и структурному облику образования - существенно мелилитовые пегматоиды - отмечены в околожильном пространстве флогопитоносных кальцитсодержащих метасоматитов массива Одихинча, залегающих в среднезернистых нефелин-пироксеновых и нефелин-мелилитовых породах.

На Ковдорском массиве встречены также зональные тела апомелилитовых образований. В их строении участвуют: кальцит-гидромелилитовые, кальцит-везувиан-гранатовые, кальцит-флогопит-амфиболовые, кальцит-диопсидовые карбонатитоиды и диопсид-кальцитовые карбонатиты, слагающие пространственные зоны, которые сменяют друг друга от периферии к осевым частям тел в указанном порядке, вплоть до возникновения анхимономинеральной кальцитовой зоны. Гранат в жильных породах имеет черты зонального строения. Он формирует как дендритовые, лапчатые формы, так и хорошо ограненные октаэдрические кристаллы. В центральных частях зерен, как правило, кристаллизуется почти черный шорломит, который к периферии сменяется бурым меланитом, а затем желтым андрадит-гроссуляром. Тот же порядок смены разновидностей граната выдерживается вкрест простирания жилы от краевых частей к центральным. В том же направлении бурый флогопит сменяется зеленым до почти бесцветного в связи с падением железистости к центральным частям зонального тела. Скарно-подобные гранатсодержащие породы с диопсидом, везувианом и кальцитом развиваются также по ультрамафитам. Гидромели-

литовые и другие породы передовых зон содержат парагенезис везувиана с клинопироксеном, который по экспериментальным данным [88] формируется в интервале температур 640-500 °С, что подтверждает правильность их отнесения к I стадии карбонатитового этапа.

Проведенное сопоставление позволяет заключить, что мелилитовые и апомелилитовые флогопитоносные автореакционные скарны Гулинского месторождения могли сформироваться по магматическим турьянтам, окантам, ункомпагритам или апоультрамафитовым мелилитовым метасоматитам ийолитового этапа в связи с развитием карбонатитового процесса в его начальный период (IA подстадии).

2.3.3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА

Северный массив карбонатитов в плане имеет форму, близкую к эллипсу (3×1 км), длинная ось которого вытянута на северо-восток ($10-15^\circ$). Вмещающие породы представлены оливиновыми меланефелинитами, имеющими структуру кольцевого тела. Во внутренней, пониженной в рельефе, части эллипса - кальдере размещается тело карбонатитов (рис. 2.26). Подобная структура напоминает жерло вулкана, внутренняя часть которого выполнена карбонатитовой пробкой - "plug". Западный и восточный контакты карбонатитов с вмещающими их щелочными ультрамафитами, как правило, крутые, близкие к вертикальным. Небольшое тело биотитовых перидотитов, залегающих в меланефелинитах, пересекается южной оконечностью массива.

Внутреннее строение карбонатитов Северного массива (рис. 2.27) изучено в южной его части (около 70% его площади); северная часть перекрыта делювиально-аллювиальными отложениями и внешние контуры массива достоверно установлены магнитометрией. Картированием обнаженной части выявлена полистадийная центростремительная ЛЗ - ядро массива сложено самыми молодыми породами III стадии, его обрамляют карбонатиты II стадии и лишь в периферической южной части отмечаются карбонатиты I стадии.

Ранние пироксен-, форстерит-, биотит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты (подстадия IB) крупно- и гигантозернистой структуры занимают 15-20% площади южной части массива. Минеральный парагенезис этих образований - Авгди или $Фо + Би + Ап + Мт + Ка$, а также редкометалльные минералы - Дз, Кл и Тж (см. табл. 2.9). Карбонатиты с авгидиопсидом фиксируются в виде маломощной зоны (до 40 см) на контакте форстерит-кальцитовых карбонатитов с оливиновыми меланефелинитами; эндоконтакт обогащен темноцветными минералами вплоть до появления кальцит-биотит-пироксеновых карбонатитоидов.

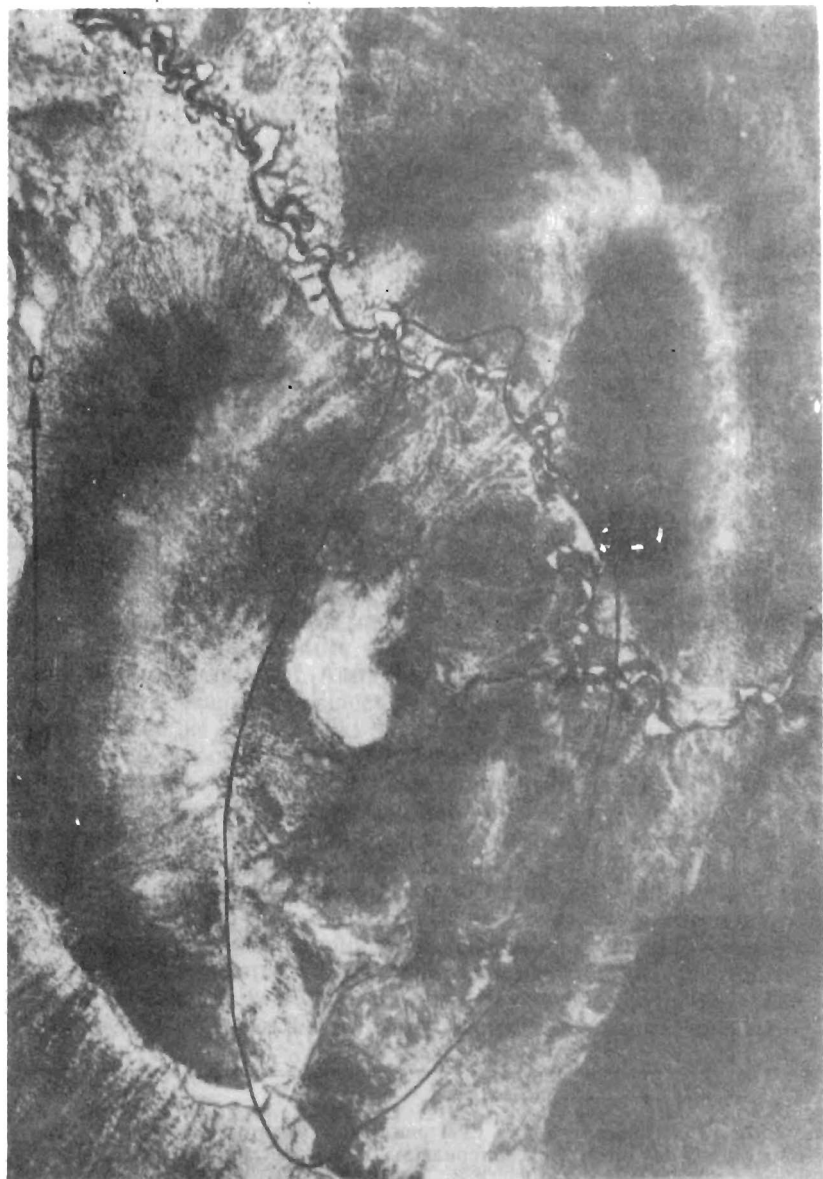


Рис. 2.26. Локальная кольцевая структура оливиновых меланефелинитов, вмещающих карбонатиты (очерчен геологический контур Северного карбонатитового массива)

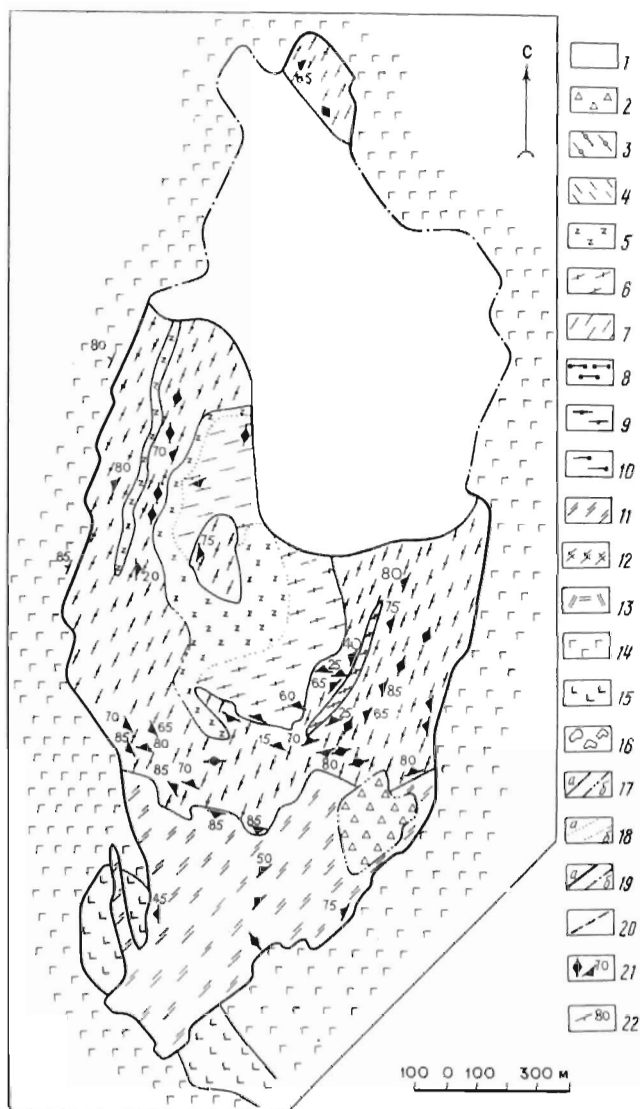


Рис. 2.27. Геологическая карта Северного карбонатитового массива Гулинского вулcano-плутона. По материалам геологической съемки масштаба 1:10 000.

1-13 - породы карбонатитового этала: 1 - карбонатиты нерасчлененные; 2 - карбонатитовая брекчия; 3-4 - доломитовая (IV) стадия: 3 - Кв-Гем-Дол, 4 - Гем-Дол, 5-7 - доломит-кальцитовая (III) стадия: 5 - Дол, 6 - Ка-Дол, 7 - Сп-Ка-Дол; 8-10 - магнезиокальцитовая (II) стадия: 8 - Фл-Дол, 9 - Фо-Ка, 10 - Ка-Фо-Мт; 11-13 - кальцитовая (I) стадия: 11-12 - под-

Карбонатиты I стадии - породы лейкократовые, часто на 90-95% сложенные кальцитом; они обладают грубополосчатой текстурой, обусловленной распределением темноцветных минералов и апатита. Наблюдения над изменениями направления полосчатости позволили установить, что простираение ее конформно контактам при падении вдоль внешнего контура, близком к вертикальному; по мере удаления от контактов углы падения уменьшаются до 75-45° при направлении падения к центру массива. О начальной форме тела карбонатитов I стадии судить трудно. Анализ направлений полосчатости позволяет предположить, что первично эти породы слагали большую часть Северного массива.

В магнезиокальцитовую (II) стадию сформировались форстерит-кальцитовые, флогопит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты мелко- и среднезернистой структуры; породы занимают около 70% изученной площади массива. Парагенетическая ассоциация их включает $Фо + Фл + Ап + Мт + Дол + Ка$, а также акцессорные Бд, Гч и Пх. По сравнению с форстерит-содержащими карбонатитами I стадии биотит сменяется флогопитом и появляется новая ассоциация редкометалльных минералов.

Темноцветные минералы, к которым, как правило, тяготеет и апатит, распределяются в породе неравномерно и образуют полосовидные обособления мощностью от нескольких миллиметров до 0,5-1 м, расположенные конформно контактам карбонатитов с вмещающими породами. Анализ элементов залегания полосчатости позволяет составить общее представление о строении тела карбонатитов II стадии до формирования поздних пород. Они слагали столбообразное крутопадающее тело эллипсовидной в плане формы с длинной осью, ориентированной в соответствии с общей вытянутостью массива. В северной части массива в поле нерасчлененных карбонатитов можно предполагать замыкание этого кольцевого тела, на что указывает форма магнитных аномалий. Контакт форстеритсодержащих кальцитовых карбонатитов II стадии со щелочными ультрамафитами четкий. Однако вмещающие породы подверглись интенсивной флогопитизации вплоть до образования кальцит-флогопитовых карбонатитоидов при мощности измененных зон от 20 до 120 м. Карбонатиты в эндоконтактных частях обладают повышенным

стадия IB (11 - $Фо-Ка$ и $Би-Ка$, 12 - $Ка-Мт-Фо$); 13 - подстадия IA - $Ка-Мел$, $Ка-Ди$ и гидромеллитовые; 14 - породы щелочно-ультрамафитового этапа - оливиновые меланефенилиты; 15 - породы ультрамафитового этапа - перидотиты; 16 - реликты вмещающих пород; 17-19 - геологические границы: 17 - между разновозрастными породами (а - установленные, б - предполагаемые), 18 - между одновозрастными породами (а - установленные, б - предполагаемые), 19 - контуры массива (а - установленные при картировании, б - по геофизическим данным); 20 - разломы; 21-22 - элементы залегания: 21 - полосчатости, 22 - контактов

содержанием флогопита и апатита. Контакт карбонатитов II стадии с карбонатитами I стадии резкий, причем полосчатость ранних пород четко сечется.

Доломит-кальцитовая (III) стадия характеризуется развитием серпентин-доломит, доломит-кальцитовых и кальцитовых карбонатитов, в которых возникает ассоциация породообразующих минералов - Sp или $\text{Xn} + \text{Фл} + \text{Ап} + \text{Мт} + \text{Пр} + \text{Дол} + \text{Ка}$. Среди силикатов выделяется тетраферрифлогопит, сменяющий флогопит, а из аксессуарных минералов остается только новая генерация пирохлора. Магнетит, апатит и слюда создают в породах полосчатость, также конформную контактам с вмещающими породами. Тело карбонатитов III стадии, залегающее во внутренней части массива в карбонатах II стадии, имеет углы падения контактов и полосчатости от 45 до 10° с падением к центру массива, т.е. это тело обладает воронко- или конусовидной формой.

Карбонатитовая брекчия с франколитовым цементом образует в юго-восточной части массива тело в поле развития карбонатитов I стадии, прорывающее их границу с карбонатитами II стадии. Форма тела брекчии в плане близка к изометричной (300 × 250 м). Обломки брекчии (30-80% объема породы) представлены преимущественно карбонатитами I и II стадий, которые встречаются в самых различных количественных соотношениях. Форма обломков угловатая, неправильная, реже изометричная, размеры их колеблются от нескольких миллиметров до 30 см. Цемент брекчии обычно тонкозернистый, сложен в основном штаффелитом и гидроксидами железа. В брекчии отмечаются также обломки магнетита (3-20%), иногда отдельные листочки зеленого флогопита, редкие зерна оливина, пироксена, ильменита, меланита и перовскита. Контакт со вмещающими карбонатитами резкий с падением в сторону тела брекчии под углом в 60°. Форма ее тела близка к воронкообразной. Текстура пород и форма их залегания свидетельствуют о развитии взрывных явлений, происходивших в период II стадии карбонатитового этапа. В гипергенных условиях по брекчированным породам франколитовые коры выветривания формировались на большую глубину, чем по массивным карбонатитам, слабо затронутым этим процессом.

2.3.4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА

Площадь этого карбонатитового массива 4,8 км², форма его близка к изометричной (1,8 × 2,7 км), вытянутой в субширотном направлении. Вертикальное или близкое к нему залегание плоскостей контактов и конформной им полосчатости, а также порядок смены ранних разновидностей поздними по-

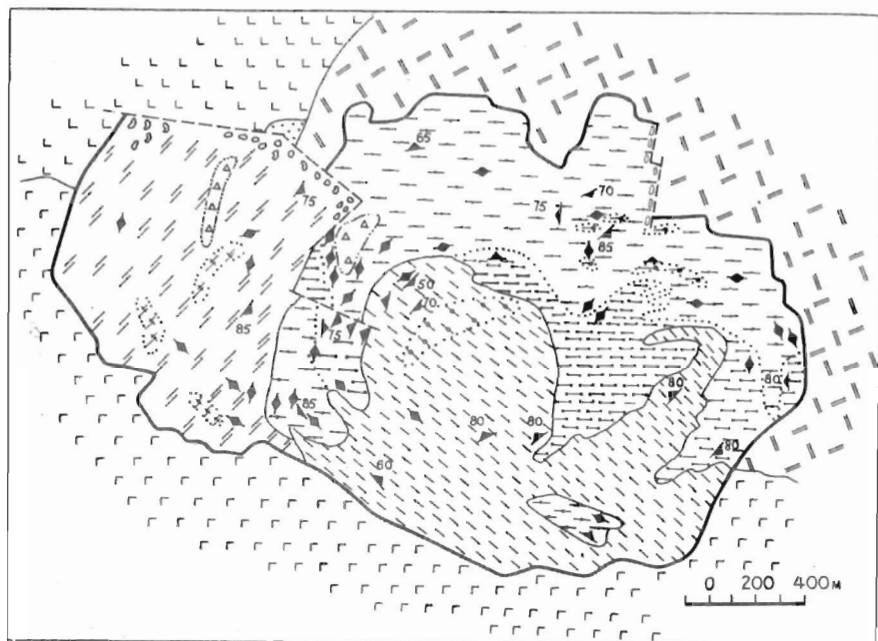


Рис. 2.28. Геологическая карта Южного карбонатитового массива Гулинского вулканоплутона. По материалам геологической съемки масштаба 1:10 000. Усл. обозначения см. на рис. 2.27

казывают, что столбообразное тело массива обладает полистадийной центростремительной ЛЗ (рис. 2.28).

Ранние кальцитовые карбонатиты (подстадия IB) представлены крупно- и гигантозернистыми пироксен-кальцитовыми, преимущественно форстерит-, биотит-кальцитовыми и кальцитовыми разновидностями, вполне тождественными по минеральному составу, структуре и текстурным особенностям породам Северного массива (см. табл. 2.9). Полосчатость в них обычно конформна контактам и располагается вертикально или субвертикально. Породы занимают западную периферическую часть массива и составляют около 25% его площади. Характерным признаком этих карбонатитов является наличие в них реликтов вмещающих ультрамафитов, щелочных ультрамафитов и автореакционных скарпов. Эти реликты размером от нескольких сантиметров до десятков метров встречаются не только в приконтактных зонах, что вообще характерно для карбонатитов I стадии, но и в удалении от них на 800-1000 м. Они обладают формой, чаще близкой к изометричной, однако отмечаются вытянутые эллипсоидные и пластинообразные включения. Контакты силикатных пород и их реликтов с карбона-

титами, как правило, нечеткие, с теньевыми структурами; при этом ультрамафиты и щелочные ультрамафиты нередко интенсивно замещены кальцит-флогопит-пироксеновыми и кальцит-флогопитовыми карбонатитоидами. Часть реликтов преобразована в кальцит-магнетит-форстеритовые карбонатитоиды, иногда в эндоконтактах переходящие в монтichelлитовые разновидности. О первичной форме тела гигантозернистых карбонатитов I стадии судить сложно. На основании наблюдений над полосчатостью можно полагать, что до формирования карбонатитов II стадии они занимали большую часть массива и имели столбообразную форму с центром, смещенным к западу от современного геометрического центра массива.

Магнезиокальцитовая (II) стадия карбонатитов характеризуется образованием кальцит-форстерит-магнетитовых, но главным образом форстерит-, флогопит-кальцитовых, флогопит-доломитовых и кальцитовых пород. Карбонатиты этой стадии обоих массивов включают те же редкометалльные минералы - бадделсит, гатчеттолит и пироклор, но, кроме того, в Южном массиве установлен торианит. Форстерит-, флогопит-кальцитовые и кальцитовые карбонатиты занимают около 30% площади в его северной, юго-западной частях и слагают линзовидное реликтовое тело в юго-восточной части среди поздних карбонатитов. Первичная полосчатость форстеритсодержащих кальцитовых карбонатитов фиксируется "послойным" расположением участков, обогащенных апатитом и темноцветными минералами. Она вертикальна или падает к центру массива под углами 75-85°, т.е. и здесь конформна контактам с ранними карбонатитами и автореакционными скарнами. В породах часто наблюдается эпигенетическая сланцеватость в виде серии субпараллельных трещин, согласных с полосчатостью. В связи со сланцеватостью, вопреки мнению Л.С. Егорова. [18, 19], не образуется дополнительной минерализации, кроме изменений, наложенных при формировании поздних карбонатитов (III и IV стадий). Полосчатость реликтового тела ориентирована так же, как и в главном поле одновозрастных с ними карбонатитов.

Контакты карбонатитов II стадии со скарнами, там, где они не имеют тектонического характера, резкие, вертикальные или круто падающие в сторону массива. Карбонатиты в зоне эндоконтакта обогащены магнетитом, флогопитом, иногда и форстеритом. Участки эндоконтактовых мезолитовых карбонатитов наименее устойчивы к процессам выветривания и, как правило, перекрыты четвертичными отложениями мощностью 2-15 м. Скарны в приконтактной зоне нередко интенсивно обогащены апатитом и слабее кальцитом. В одном случае удалось наблюдать, как неясно выраженная полосчатость автореакционных скарнов сечется карбонатитами. Плоскость контакта карбонатитов II стадии резко сечет полосчатость ранних карбонатитов. Если попытаться реконструировать первичную форму тела форстерит-

кальцитовых карбонатитов описываемой стадии, то наиболее вероятно, что они слагали столбообразное тело, центр которого примерно совпадал с современным геометрическим центром массива.

Кальцит-форстерит-магнетитовые карбонатитоиды, по парагенезису относимые ко II стадии, формируют несколько линзовидных (300×30 и 80×10 м) тел в северо-восточной части поля форстерит-кальцитовых карбонатитов. Эти тела залегают согласно с полосчатостью вмещающих карбонатитов. Полосчатость в карбонатитоидах выражена неравномерным распределением кальцита и магнетита и простирается в направлении длинной оси линз. Содержание магнетита в полосах колеблется от 20 до 80% и в среднем составляет 50-70%. Кроме магнетита, кальцита и форстерита в породах макроскопически различаются апатит и флогопит, однако количество их обычно не превышает нескольких процентов.

Флогопит-доломитовые карбонатиты II стадии с апатитом и магнетитом характеризуются анхимономинеральным составом, обладают среднезернистой структурой, полосчатой текстурой и занимают около 15% площади массива. Падение полосчатости, как правило, вертикальное или крутое, конформное контактам с вмещающими породами. Контакты флогопит-доломитовых и форстерит-кальцитовых карбонатитов резкие или с постепенной сменой кальцита доломитом в пределах маломощной (5-20 см) зоны. Флогопит-доломитовые карбонатиты отнесены ко II стадии по наличию зеленого флогопита и набору редкометалльных минералов-индикаторов, представленных бадделейтом, гатчеттолитом и ранним пироксеном.

Амфибол-доломитовые карбонатиты доломит-кальцитовый (III) стадии вполне идентичны разновозрастным разновидностям Северного массива; в пределах Южного массива они обнаруживаются в виде маломощных зон у контакта пород предыдущих стадий и на карте не выделяются в связи с малой их мощностью.

Карбонатиты доломитовой (IV) стадии - гематит- и кварц-гематит-доломитовые - развиты в центральной и южной частях массива, занимая около 30 % его площади. Кварц-гематит-доломитовые карбонатиты, завершающие формирование пород IV стадии, слагают линзовидное тело (200×600 м) в центральной части массива. Минералы этой стадии образуют ассоциацию: Гем + Кв + Ба + Пр + Ап + Дол. Главные породообразующие минералы - железистый доломит (85-95%) и гематит (5-10%). Содержание кварца в указанных породах варьирует от единичных зерен до 30-40%. Типоморфный аксессуарный минерал IV стадии представлен флюоритом.

Неравномерное зернистое порфириобластовое строение карбонатитов данной стадии обусловлено наличием крупных кристаллов доломита или их скоплений в мелкозернистой массе пород, обычно окрашенной в мясо-красный, бурый или вишневый цвет. Карбонатиты обладают массивной или полосчатой текстурой.

Полосчатость выражена неравномерной окраской породы (за счет различий в содержании гематита) или вариациями в количестве крупных кристаллоблоков доломита. Она обычно вертикальна либо падает по направлению к центру массива под углом 60-85° и конформна общей структуре массива. Постоянное присутствие гематита, парагенного с доломитом в мелкозернистой массе, можно объяснить формированием пород в условиях повышенного потенциала кислорода. Такое предположение и позволяет считать гематит-доломитовые карбонатиты с флоренситом аналогами анкеритовых карбонатитов IV стадии других массивов формации УИК.

Среди пород Южного массива установлено два тела карбонатитовых брекчий со штаффелитовым цементом. Одно из них залегает в форстерит-кальцитовых карбонатитах I стадии и по структуре и составу аналогично карбонатитовой брекчии Северного массива. Другое расположено среди мелкозернистых форстерит-кальцитовых карбонатитов II стадии и отличается наличием в цементе оксидов и гидроксидов марганца, а также частично резорбированных кристаллов гатчеттолита. Контакты карбонатитовых брекчий с вмещающими породами падают в сторону тел брекчий под углами 60-70°. Генезис этих образований также эксплозивный с интенсивным наложением гипергенных процессов.

Эруптивная брекчия щелочных ультрамафитов, измененных при формировании карбонатитов, закартирована в северо-западной части Южного массива. На севере эта брекчия контактирует с перидотитами, на востоке - с кальцитсодержащими диопсидовыми породами (карбонатитоидами), а на юге - с карбонатитами. Обломки в ней представлены диопсидизированными, флогопитизированными, в меньшей степени кальцитизированными щелочными ультрамафитами, а в составе цемента основную роль играют диопсид, флогопит и кальцит. Близ контакта с карбонатитами эруптивная брекчия подверглась интенсивной переработке, причем вначале замещались (главным образом кальцитом) цементирующая масса и более мелкие обломки, а затем более крупные. Данная брекчия по облику и составу вполне сходна с жерловой фацией вулканических аппаратов.

Как указывалось, геологическая карта Южного карбонатитового массива была составлена автором [76] на основе детального картирования в масштабе 1:10 000 с использованием радиометрии, магнитометрии и вскрытием участков, перекрытых чехлом четвертичных отложений, шурфами (100 × 100 м), которые "заплывали" в условиях вечной мерзлоты сразу после их проходки. Указанная карта впоследствии неоднократно публиковалась Л.С. Егоровым [18, 19 и др.] как "дополненная" или "с использованием материалов..." при сохранении установленных ранее главных разновидностей карбонатитов и последовательности их формирования. Хотя наблюдениям Л.С. Егорова была доступна лишь обнаженная часть

массива (около 35% общей площади), существенно изменялась рисовка необнаженных внешних контактовых контуров. Кроме того, ошибочно объединены флогопит-доломитовые карбонатиты с магнетитом и пироксеном (РФ II) и гематит-доломитовые безрудные карбонатиты (РФ IV), а в необнаженном северном экзоконтакте массива вместо закартированных кальцитсодержащих пироксеновых и меланит-пироксеновых пород показаны ийолиты.

2.3.5. СТРУКТУРА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Массивы карбонатитов занимают строго определенное положение в структуре Гулинского вулканоплутона. Северный массив приурочен к внутренней части кольцевого интрузива оливиновых меланефелинитов; центростремительная структура этого карбонатитового комплекса конформна структуре вмещающих пород (см. рис. 2.27). Южный массив также обладает центростремительным внутренним строением; по южной части его периметра вмещающими породами являются оливиновые нефелиниты, на северо-западе он граничит с биотитовыми перидотитами, а на севере и северо-востоке - с флогопитоносными карбонатитами (см. рис. 2.28). Совокупность данных показывает, что массивы представляют собой типичные карбонатитовые пробки - "plug", возникающие на месте трубообразных подводящих каналов, по которым неоднократно проникала магма, сформировавшая в регионе мощные толщи щелочно-ультрамафитовых эффузивов. В период, предшествовавший карбонатитовому этапу, подводящие каналы были заполнены породами жерловой фации, закартированными в северном экзоконтакте Южного массива. Обладая в плане формой, близкой к овалу, массивы резко различаются между собой по простиранию длинных осей: Северный массив вытянут в субмеридиональном направлении, а Южный - в субширотном, что может объясняться как формами первичных жерловых каналов, так и структурными условиями формирования. На продолжении субмеридиональной зоны, в которой локализуются карбонатитовые массивы, в пределах перекрытой осадочными породами части Гулинского вулканоплутона по геофизическим данным отмечается наличие серии крупных тел карбонатитовых комплексов [19].

Как отмечалось, полосчатость поздних карбонатитов конформна их контактам с ранними образованиями. Связь первичной полосчатости с контактами карбонатитовых тел детально проанализирована на примере карбонатитов Горноозерского массива, что позволило реконструировать его форму на глубину. Опыт анализа элементов залегания первичной полосчатости для решения геолого-структурных задач дает возможность выявить общие закономерности изменения ориентировки полосчатости в массивах карбонатитов Гулинского плутона, не применяя

структурных диаграмм из-за ограниченного числа замеров. Практически все замеры полосчатости указывают на ее простираение, параллельное контактам с более ранними породами (см. рис. 2.27 и 2.28). Макрополосчатость, сингенетичная карбонатитам, отражает внутреннюю структуру сложенных ими тел, углы ее падения дают важную информацию о строении и морфологии массива карбонатитов. Как видно на геологических картах Южного и (особенно наглядно) Северного массивов, вертикальные и крутые ($70-80^\circ$) углы падения полосчатости зоны эндоконтакта сочленяются в центральных частях с менее крутыми ($50-60^\circ$), а иногда и пологими ($15-25^\circ$). Такая тенденция изменения падения полосчатости свидетельствует о том, что ранние карбонатиты (I и II стадий) обладают столбообразной формой субвертикально падающих тел. Тела доломитовых карбонатитов III стадии на Северном массиве и IV стадии на Южном имеют воронкообразную форму.

Подчеркнем, что чем моложе карбонатиты на каждом из массивов, тем более пологие углы определяют строение конусообразных тел, т.е. их фокус - глубина выклинивания конуса - ближе к поверхности. Это обуславливает принципиальную возможность расчета глубины выклинивания доломитовых карбонатитов, однако окончательные выводы могут быть сделаны лишь при использовании дополнительных статистически достоверных данных. О глубине выклинивания ранних карбонатитов Гулинского плутона определенное суждение составить весьма затруднительно, еще и в связи с тем, что форма массивов контролируется структурами магмоподводящих каналов древних вулканических аппаратов, которые, вероятно, обладали промежуточными камерами, т.е. раздувами и пережимами.

Рассматривая вопрос о причинах возникновения линейно-ступенчатых контактов, обратимся к данным А.А. Фролова [69], который установил, что условия становления карбонатитовых массивов определяются характером предкарбонатитовых трещинных зон. Это положение с тектонических позиций объясняет особенности структуры разновозрастных карбонатитов, а также существование линейных границ между ними. Анализ трещинной тектоники, проведенный А.А. Фроловым на Южном карбонатитовом массиве, показал, что при субвертикальной оси максимальных растягивающих напряжений ось максимальных сжимающих усилий имеет в горизонтальной плоскости субмеридиональную ориентировку, чем и объясняется его форма сплюсненного в плане овала. Экстраполируя эти результаты применительно к Северному массиву, можно утверждать, что ось максимальных сжимающих напряжений была ориентирована субшироотно. Таким образом, особенности формы карбонатитовых массивов Гулинского вулcano-плутона обусловлены: формой вулканических аппаратов, тектоническими деформациями их структуры и уступообразным, линейно-ступенчатым характером внешних и внутренних контактовых плоскостей.

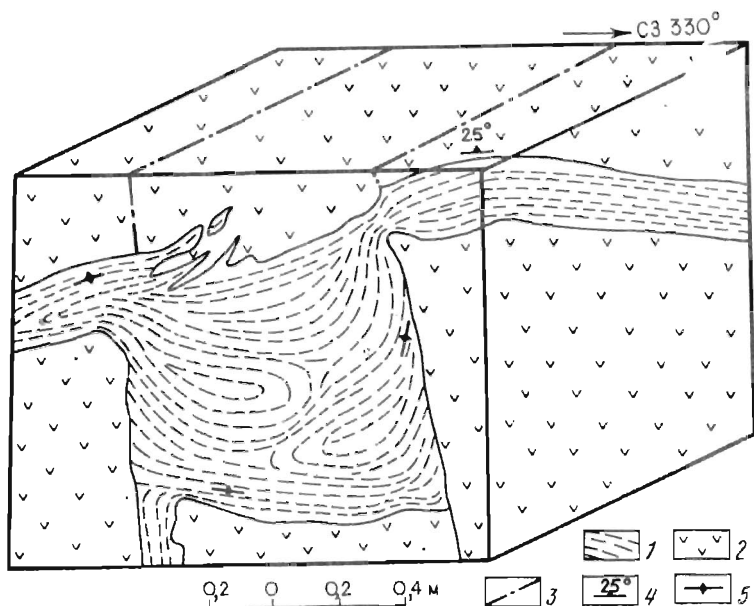


Рис. 2.29. Конформность полосчатости и микроструктурной ориентировки зерен кальцита линейно-ступенчатым контактам карбонатитового тела; экзо-контакт массива Одихинча [18].

1 - К₂ карбонатиты "сланцевато-полосчатой" текстуры; 2 - якупирангит-мельтейгиты; 3 - тектонические нарушения; 4-5 - элементы залегания: 4 - карбонатитового тела, 5 - микроструктурной ориентировки кальцита в местах взятия ориентированных образцов

Следует упомянуть и о так называемом "камерном теле карбонатитов" массива Одихинча, морфология, структура и механизм образования которого широко обсуждались в геологической литературе [18, 21, 69]. Обратим внимание на линейно-ступенчатую конфигурацию его контактов с вмещающими якупирангит-мельтейгитами и конформность этим контактам полосчатости и микроориентировки зерен кальцита (рис. 2.29), отмеченные всеми авторами как факты, не вызывающие сомнений, несмотря на разные точки зрения относительно причин возникновения. Указанные наблюдения еще раз подтверждают, что линейно-ступенчатая форма контактовых плоскостей - типоморфный структурный признак карбонатитовых комплексов, выявленный при детальном картировании Ковдорского, Горноозерского и Гулинского массивов.

В отличие от карбонатитов Горноозерского массива, обладающих всеми признаками формирования при преобладании процесса замещения, вопрос о решении "проблемы пространства" для крупных карбонатитовых тел Гулинского вулcano-плутона значительно более сложен.

Исследователи, изучавшие хорошо обнаженную часть Южного массива (Л.С. Егоров, А.А. Фролов, В.С. Самойлов и др.), справедливо подчеркивают значительное преобладание массивных или слабополосчатых лейкократовых карбонатитов (90-98% карбонатов), занимающих около половины площади массива, что и послужило главным основанием для вывода о формировании гулинских карбонатитов путем выполнения полостей. Однако при геологическом картировании автором было установлено, что анхимономинеральные лейкократовые кальцитовые (II стадия) и доломитовые (IV стадия) карбонатиты ввиду их устойчивости к выветриванию создают положительные формы рельефа и фиксируются в обнажениях. Полиминеральные мезолитовые разновидности карбонатитов, как указывалось, обычно перекрыты делювиальными отложениями.

На Северном массиве лейкократовые анхимономинеральные карбонатиты (II стадии) слагают единственное скальное обнажение (3-5% площади), резко выделяющееся в рельефе. Остальная его часть перекрыта делювиальными (1-4 м) либо делювиально-аллювиальными отложениями. Широким распространением пользуются мезолитовые форстерит-кальцитовые (II стадия), а также развивавшиеся по ним серпентин-кальцитовые (III стадия) карбонатиты:

По некоторым петрологическим и минералого-геохимическим особенностям гулинские карбонатиты весьма сходны с карбонатитами Ковдорского и Горноозерского массивов. Например, в карбонатитах I стадии наблюдается типичная зональность: пироксен-кальцитовые → форстерит-кальцитовые → биотит-кальцитовые (западный эндоконтакт Южного массива); во внешней части пироксен-кальцитовой зоны карбонатиты представлены мезолитовыми разновидностями вплоть до перехода к кальцит-пироксеновым карбонатитоидам; во внутренних частях форстерит-кальцитовой зоны наблюдаются линзовидные обособления кальцит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов с характерным кальцитом низкой магнезиальности и набором аксессуарных минералов (дизаналит, кальциртит). В породах II стадии в форстерит-кальцитовых карбонатитах также фиксируются линзы кальцит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов, но уже с аксессуарным бадделейтом, пироксеном или ториацитом; для этих пород характерны магнетит и кальцит повышенной магнезиальности, установлен доломит. Таким образом, по особенностям состава минералов парагенетическая ассоциация II стадии ближе всего к карбонатитоидам и карбонатитам Ковдорского Ап-Мт месторождения. Правоммерно предположение, что выше по восстанию тела карбонатитов II стадии Южного массива залегало месторождение апатит-магнетитовых карбонатитоидов, срезанное эрозией, а наблюдаемые кальцит-форстерит-магнетитовые породы являются его корневыми апофизами. Гематит-доломитовые карбонатиты (IV стадия) содержат практически перемещенные реликтовые блоки флого-

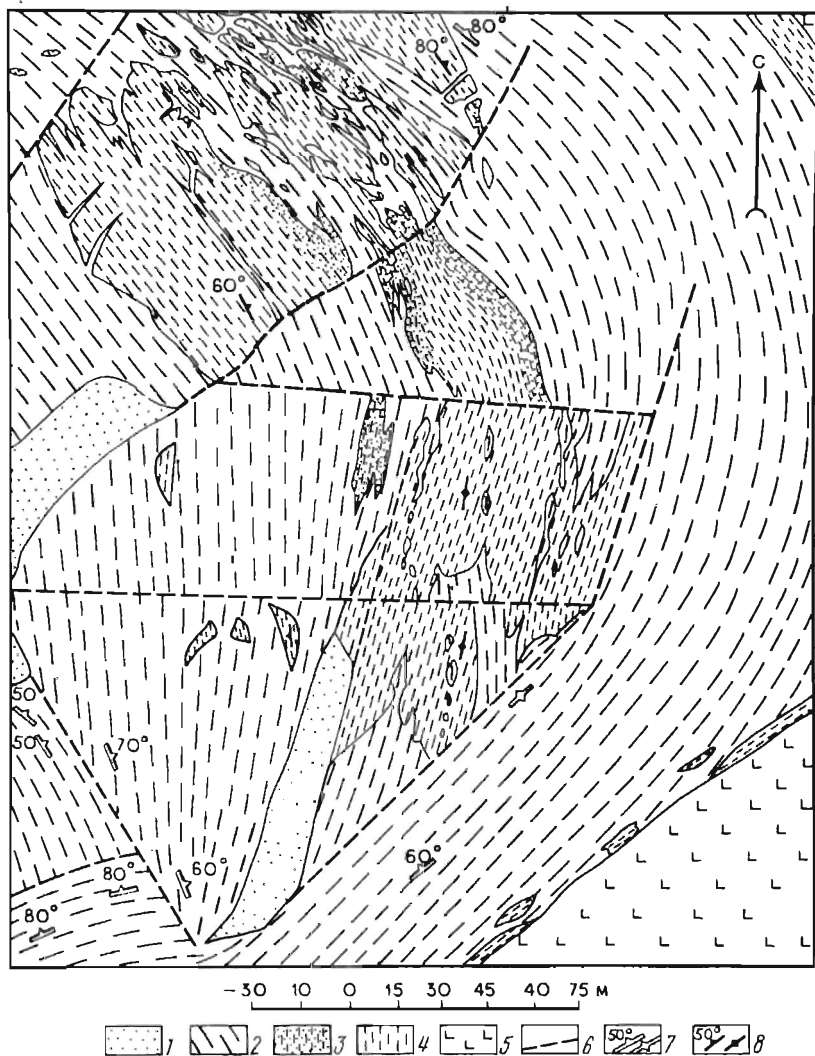


Рис. 2.30. Разобщенные реликтовые блоки Фл-Ка карбонатитов (II стадия) с первичной ориентировкой полосчатости, отчетливо выраженными морфологическими и петрографическими признаками их замещения Гем-Дол карбонатитами (IV стадия). Зарисовка Л.С. Егорова [18], интерпретированная Е.М. Элштейном.

1 - четвертичные отложения; 2 - Гем-Дол карбонатиты (IV стадия); 3-4 - Фл-Ка карбонатиты (II стадия), в том числе доломитизированные (3); 5 - флогопитоносные карбонатитоиды (подстадия IA); 6 - тектонические нарушения; 7-8 - элементы залегания первичной полосчатости и сланцеватости карбонатитов: 7 - Дол, 8 - Ка

пит-кальцитовых карбонатитов (II стадии), что наблюдалось автором (см. рис. 2.28) и фиксируется (рис. 2.30) на тщательно выполненных зарисовках Л.С. Егорова [18], подтверждающего интрузивную гипотезу формирования гулинских карбонатитов.

Таким образом, если высокую лейкократовость (анхимономинеральность) карбонатитов считать признаком выполнения, то решение "проблемы пространства" при формировании карбонатитов Гулинского вулканоплутона необходимо рассматривать отдельно для Северного и Южного массивов. В карбонатитах первого из них, характеризующихся обычно более высоким содержанием темноцветных минералов и апатита, с этих позиций замещение, вероятно, преобладало над выполнением. В породах Южного массива вопрос о преобладающем процессе следует обсудить в отношении анхимономинеральных карбонатитов I, II и IV стадий. Своеобразие состава этих карбонатитов может объясняться следующими факторами:

- преобладанием процесса выполнения над замещением;

- пониженной скоростью продвижения передового фронта замещения по сравнению с внутренним фронтом - внешней границей лейкократовых карбонатитов;

- развитием карбонатитов II - IV стадий по лейкократовым карбонатитам I стадии, ранее занимавшим большую часть массива;

- значительной проницаемостью (пористостью) пород жерловой фации вулканических аппаратов, приводившей к высокой скорости фильтрации минералообразующих сред, способствовавшей наиболее полной десилификации, сопровождающейся выносом других породообразующих компонентов (Al, Mg, Fe, Na, K, P) из вмещающих вулканитов и внешних мезолитовых зон карбонатитовых комплексов.

Обоснованное решение о преобладании одного или нескольких из перечисленных факторов можно будет вынести только с учетом данных о различиях в степени меланократовости пород обнаженной части этого массива и скрытой под чехлом четвертичных отложений.

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ КОНТРОЛЬНЫХ МАССИВОВ

В качестве контрольных выбраны рудоносные массивы Маган и Ыраас Западно-Прианабарской провинции, а также Среднезиминский и Белозиминский массивы Восточно-Саянской провинции. На этих объектах проверялась достоверность геологопетрологических и минералогических критериев расчленения пород и руд, разработанных при изучении эталонных объектов.

Месторождения полезных ископаемых первых трех массивов изучались на стадии предварительной разведки, а четвертого - при детальной разведке. При выборе объектов контроля учитывались полнота развития карбонатитового процесса и своеобразие типов эндогенных месторождений, наличие достаточных литературных и авторских материалов.

3.1. МАССИВЫ ЗАПАДНО-ПРИАНАБАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Массивы Маган и Ыраас расположены в восточной части провинции на склоне Анабарского щита (соответственно в 40 и 10 км от его границы); они прорывали осадочный чехол Сибирской платформы (см. рис. 2.24). На этих массивах ПГО "Красноярскгеология" проводилась предварительная разведка на апатитовое оруденение.

3.1.1. МАССИВ МАГАН

На начальных этапах в пределах массива выполнялись поисковые работы в связи с проявлениями флогопитового оруденения, оказавшегося неперспективным. В дальнейшем изучалось апатитовое месторождение, приуроченное к зоне экзоконтактовых фенитов, т.е. представленное новым генетическим типом фосфорного сырья. Работы проводились геологами НИИ геологии Арктики Э.А. Ланда, Л.С. Егоровым [38] и ПГО "Красноярскгеология" В.П. Богадицей [3, 4], Е.Л. Данилиным [14] и др. Автором данной работы исследовались геолого-петрологические и минералогические особенности массива с целью расчленения пород и определения места руд в эндогенном процессе.

Массив Маган расположен в 120 км от Гулинского вулканоплутона на пересечении Котуйского меридионального и Маймечинского субширотного разломов. Его геологическое строение характеризуется по карте, составленной В.П. Богадицей [3]. Размещается массив в пределах поля осадочных, в основном доломитовых, пород котуйканской свиты нижнего рифея. Однако непосредственно он залегает в ядре куполовидной структуры; в экзоконтакте интрузива выведены на поверхность нижележащие песчаники, аргиллиты и алевролиты усть-ильинской свиты. Падение крыльев ядра антиклинали крутое (70-80°). Массив площадью 42 км² имеет трубообразную, овальную в плане форму. В его строении принимает участие разновозрастный комплекс пород, начиная с оливинитов и до поздних карбонатитов, краткая характеристика которых приводится по авторским материалам (табл. 3.1).

Массив обладает полистадийной ЛЗ центробежного типа. Его трубообразное тело сложено ийолитами, содержащими реликты

Т а б л и ц а 3.1

Схема расчленения и последовательности формирования пород массива Маган

Этап, стадия	Наиболее распространенные породы массива	Вмещающие породы	Минеральный состав пород массива		
			породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы
			главные	второстепенные	
Ультрамафитовый	Оливиниты	Песчаники	Ол, Авгди	Мт	-
Ийолитовый	Ийолиты	Песчаники, оливиниты	Не, Эгса	Мт	-
	Фл-Фо	Оливиниты	Ол	Фл	Мт
	Фениты, твейтозиты, эгириниты	Песчаники	Кш, Эгса	-	Сф, Ал
	Кварциты		Кв	Кш	-
Кальцитовая (I)	Фл-Фо	Оливиниты	Фо, Фл	Фи, Ка	Мт
	Не-Пи, Би-Не-Пи, Ап-Не-Пи, Ка-Не-Пи	Ийолиты	Не, Эгса, Фл	Ап, Мт, Ка	Сф
	Пи-Ка		Фл	Ап, Мт	

Кар-
бо-
на-
ти-
то-
вый

		Кш-Ап-Пи, Ап-Пи, Ка-Ап-Пи	Кварциты, эгириниты, твейтозиты, фениты	Эгса, Кш, Ап	Кв, Ск, Би или Фл, Мт, Вл, Пн, Ка	Сф, Эв
		Пи-Ка		Эгса, Ка	Фл, Мт, Ап	Сф
	Магнезиокальцитовая (II)	Фл-Фо-Мт, Фл-Фо	Ийолиты; Ка-Не-Пи, Фл-Фо I стадии	Фо, Фл, Мт	Ап, Ка	Сф, Бд
	Доломит-кальцитовая (III)	Дол-Ффл-Мт	Фл-Фо I стадии Фл-Фо-Мт II стадии	Фл или Ффл, Мт, Дол	Ка, Пн, Хп	-
		Ффл-Дол		Ффл, Мт, Дол	Ап, Пр, Ка	-
		Дол-Ка		Дол, Ка	Ффл, Ап, Мт, Пр	-

измененных ультрамафитов, главным образом оливинитов. В зоне экзоконтакта под воздействием ийолитовой интрузии по алевролитовым песчаникам сформировалось неполнокольцевое тело фенитов мощностью от 200 до 600 м и общей протяженностью по периметру около 19 км, которое прерывается в северо-западной части массива, где с ийолитами контактируют доломиты. Зона фенитов сложена последовательно сменяющимися от контакта с ийолитами тремя типами пород: собственно фенитами - лейкократовыми эгирин-калищпатовыми породами, мезократовыми твейтозитами и меланократовыми эгиринитами. Все они представлены единой парагенетической ассоциацией минералов - калиевым полевым шпатом и эгирин-салитом с аксессуарными сфеном и апатитом. Эгириниты или твейтозиты контактируют с кварцитами и реже с алевролитами. Вопрос о генезисе кварцитов недостаточно ясен. Е.Л. Данилин и М.Е. Дубовик, проводившие предварительную разведку, относят кварциты к мукунской свите нижнего рифея и считают их выведенными на поверхность в связи с формированием куполовидной структуры. Однако может быть высказана и иная точка зрения. Если учесть, что кварциты образуют непрерывный окаймляющий пояс вокруг фенитов, окружающих ийолиты массива Ыраас, можно предположить, что эти кварциты образовались как внешняя зона фенитов под воздействием на кварцевые песчаники теплового фронта ийолитовой интрузии.

Среди нефелин-пироксеновых пород в южной эндоконтактовой части массива Маган широко развиты однородные массивные типично магматические образования среднезернистой структуры с устойчивым количественным соотношением нефелина и пироксена (цветной индекс 40-60) и равномерно распределенным аксессуарным магнетитом. Аналогичные породы Турьинского массива Кольской провинции Б.В. Афанасьевым, В.Я. Левиным, Б.М. Роненсоном [56] именуются магнетитовыми ийолитами (парагенезис $\text{Пи} + \text{Не} + \text{Мт}$); они характеризуются регулярной структурой, постоянным соотношением и составом главных породообразующих минералов. Черты сходства сопоставляемых ийолитов обнаруживаются и в наличии своеобразного "эвтектоида", представленного изоморфным нефелином с регулярными вростками моноклинного пироксена.

Породы карбонатитового этапа пользуются на массиве широким распространением; это преимущественно карбонатитоиды, в меньшей мере карбонатиты. Для наиболее ранних из них, относимых к I стадии, как и на многих других массивах типично наличие парагенезиса с низкомагнезиальным кальцитом нефелина или калишпата, но только в случае их присутствия в породах, вмещающих карбонатиты.

Породы I стадии представлены карбонатитоидами: апооливинитовыми форстерит-флогопитовыми, апоийолитовыми кальцитсодержащими нефелин-пироксеновыми, биотит-нефелин-пироксеновыми, апатит-нефелин-пироксеновыми, апоэгирини-

товыми калишпат-апатит-пироксеновыми, апатит-пироксеновыми, кальцит-апатит-пироксеновыми разновидностями, а также малораспространенными пироксен-кальцитовыми карбонатами (см. табл. 3.1.).

Остановимся более подробно на характеристике Ап месторождения массива Маган, которое по своему геологическому положению, минеральным парагенезисам и месту в карбонатитовом процессе является пока единственным объектом в фенитах массивов УИК, имеющим промышленные масштабы. Месторождение пространственно приурочено к внешней зоне контактово-метасоматических фенитов, окаймляющих трубообразное тело интрузивных ийолитов. Между фенитами и вмещающими кварцитами зафиксирована мощная протяженная зона апатит-пироксеновых пород. Содержание рудного минерала в пределах выделенной зоны достигает 50-70%, а в среднем составляет 16-18%.

Апатитоносные породы сложены следующей ассоциацией равновесных пороодообразующих минералов: Эгса или Эгди + Кш + Би или Фл + Ап + Мт + Ка с аксессуарным сфеном. В редких случаях встречаются скаполит, волластонит, а также отдельные зерна эвдиалита. Постоянное присутствие кальцита в качестве второстепенного равновесного пороодообразующего минерала позволяет считать апатит-пироксеновые породы в соответствии с принятым определением карбонатитоидами. Парагенезис Кш + (Ант) + Ка в апатитоносных породах однозначно указывает на принадлежность их к кальцитовой (I) стадии по номенклатуре автора, что подтверждается низким уровнем магнезиальности карбоната (среднее содержание MgO 0,25% по четырём анализам).

Контакты апатитоносных карбонатитоидов с эгиринитами-твейтозитами проследить сложно в связи с наличием резко такситовых текстур в карбонатитоидах, выраженных пространственным обособлением существенно лейкократовых и меланократовых участков. Изменение количественного соотношения пироксена, калиевого полевого шпата, апатита и кальцита происходит на протяжении нескольких сантиметров и приводит к формированию наиболее распространенных апатитоносных пород: калишпат-апатит-пироксеновых, пироксен-апатитовых, кальцит-апатит-пироксеновых. Пятнистая текстура на отдельных участках сменяется грубополосчатой за счет струйчатых обособлений существенно апатитового, пироксенового и калишпатового состава. Подобные взаимоотношения указывают на то, что перечисленный комплекс апатитоносных пород следует относить к сингенетичным образованиям.

Биотит распределен в массе породы в виде отдельных листочков; содержание его возрастает в участках, обогащенных кальцитом. Изредка в породах встречаются интерстициальные зерна и агрегаты кварца, равновесного с калиевым полевым шпатом и пироксеном. Волластонит иногда образует существенные скопления вплоть до пироксен-волластонитовых пород.

Магнетит и пирротин отмечаются в виде отдельных зерен либо небольших скоплений. Детальная документация развалов крупных глыб пород эгиринит-фенитового ряда (юг массива) показала, что появление нового параганезиса происходит главным образом путем развития пятно-, линзо- и прожилковидных обособлений с размытыми границами, отличающихся от исходных пород лишь незначительным в начале процесса обогащением апатитом (3-10%), появлением кальцита (1-3%) и биотита, укрупнением размеров зерен породы от средне- и крупно- до грубо-зернистых.

В кварцитах, прилегающих к Ап месторождению, нередко наблюдаются маломощные (1-30 см) зональные жилы апатитоносных пород. В экзоконтактах ксенобласты калиевого полевого шпата псевдоморфно замещают кварц так, что сохраняется первичная мозаичная структура кварцита. В эндоконтакте прожилков фиксируется тонкая (0,2-0,5 см) прерывистая зона, сложенная стебельчатыми кристаллами скаполита. Основная часть жилы представлена существенно пироксеновой породой с калиевым полевым шпатом, апатитом и кальцитом. Зональность проявляется прежде всего за счет приуроченности существенно пироксеновой породы к приконтактовым частям жилы, сменяющейся в направлении к центру калишпат-apatит-пироксеновыми карбонатитоидами. В осевых ее частях локализуются линзовидные гнезда кальцита, который, кроме того, присутствует в виде тонких обособлений, параллельных контактам.

Отмечаются случаи, когда апатитоносные породы контактируют с фенитизированными песчаниками пироксен-калишпат-кварцевого состава, которые подвергаются биотитизации, подчеркивающей их первичную полосчатость. В апатит-пироксеновых карбонатитоидах нередко встречаются реликтовые останцы кварцитов неправильной или близкой к округлой формы (от 1-2 до 30-40 см). Контакты их с карбонатитоидами резкие, иногда слегка размытые за счет появления порфиробластового калиевого полевого шпата. Таким образом, изучение контактов Ап месторождения показало, что апатитоносные карбонатитоиды, несомненно, развивались по кварцитам и по породам ряда эгиринит - твейтозит.

Изучением относительного возраста апатитоносных пород установлено, что практически во всех случаях залегающие в них дайки ийолитов - апофизы ийолитового интрузива - интенсивно изменены и нацело превращены в кальцитсодержащие биотит-нефелин-пироксеновые и кальцит-нефелин-пироксеновые карбонатитоиды. Это обстоятельство указывает, что ийолитовые дайки рассекали породы твейтозит-эгиринитового ряда либо кварциты и подвергались интенсивному воздействию карбонатитового процесса I стадии с образованием разновесной ассоциации кальцита с нефелином и калиевым полевым шпатом, т.е. они принадлежат к дорудным образованиям.

Пироксен-кальцитовые карбонатиты в зоне апатитоносных

пород встречаются редко, обычно в виде маломощных просечек, прожилков и гнездообразных обособлений. Однако на отдельных участках видимая мощность карбонатитовых тел значительно возрастает и определяется по керну в 30-60 м. Карбонатиты сложены тем же минеральным парагенезисом, что и апатитоносные карбонатитоиды при резком подчиненном содержании калиевого полевого шпата по отношению к пироксену, биотиту и апатиту. Состав пироксена изменяется от эгирин-салита в карбонатитоидах до эгирин-диопсида в карбонатитах; в том же направлении снижается железистость слюд. Во внутреннем строении карбонатитовых тел отмечается зональность, при этом контактовые части сложены мезолитовым пироксен-кальцитовым карбонатитом, сменяющимся к внутренним частям тела биотит-кальцитовыми и кальцитовыми разновидностями. Характерно обогащение апатитом не только эндо-, но и экзоконтактов карбонатитовых тел, сложенных пироксен-apatитовыми породами того же минерального парагенезиса, что и внешней зоны карбонатита, т.е. проявляется монопарагенезисная ЛЗ. Мощность богатой апатитоносной зоны примерно соответствует мощности самого карбонатитового тела. С удалением от контакта с карбонатитами пироксен-apatитовые породы сменяются апатит-пироксеновыми с гнездообразными обособлениями апатита, которые еще далее переходят в меланократовые калишпат-пироксеновые разности. Содержание апатита в них падает до 2-3% и по составу они приближаются к эгиринитам ийолитового этапа. Таким образом, имеющиеся наблюдения показывают, что на фронте формирования жил пироксен-кальцитовых карбонатитов происходит интенсивное накопление фосфора в апофенитовых апатит-пироксеновых породах.

Вопрос о положении эгирин-apatитовых руд в процессе формирования месторождения и их генезисе до настоящего времени остается дискуссионным. Л.С. Егоров [38], не учитывая наличия кальцита, парагенного с апатитом, рассматривает руды как передовую зону контактово-метасоматических фенитов, в которых парагенный карбонат отсутствует. В.П. Богадица считает, что руды являются эпигенетическими по отношению к эгиринитам, но также относит их к образованиям ийолитового этапа. По классификации автора, появление парагенного кальцита в эгирин-apatитовых рудах знаменует начало карбонатитового этапа. Следовательно, апофенитовос Ап месторождение массива Маган возникло в карбонатитовый этап, сложено рудоносными карбонатитоидами, образование которых генетически связано с карбонатитами ранней кальцитовой (I) стадии.

Пегматоидные флогопитоносные карбонатитоиды I стадии в южной части массива слагают отдельные жилы и гнезда, в широкой экзоконтактовой зоне которых отмечается перекристаллизация магматических ийолитов с развитием нефелин-пироксеновых пород. Они отличаются от ийолитов такситовой текстурой за счет неравномерного распределения нефелина и

пироксена, причем последний становится идиоморфным по отношению к лейкократовому минералу. Одновременно в породе появляются новообразования - листочки биотита, мелкие зерна апатита и низкомагнезиального кальцита, равновесные с новыми генерациями нефелина и пироксена. Наблюдается падение коэффициента железистости биотит-флогопитовых слюд апоийолитовых карбонатитоидов от средне- и крупнозернистых разновидностей к пегматоидным; в том же направлении эгирин-салит сменяется салитом и затем диопсидом.

При развитии жильного штокверка кальцитсодержащие биотит-нефелин-пироксеновые породы, включающие реликты исходных ийолитов, приобретают широкое распространение. Этими карбонатитоидами и сложена главная часть массива. Повышенная железистость флогопита и небольшие его запасы позволяют относить апоийолитовые флогопитоносные карбонатитоиды к разряду рудопроявлений.

Характерная особенность апоийолитовых пород северной части массива - повышенное содержание в них апатита, в отличие от пород южной его части, где апатит встречается как аксессуарный минерал. Апатитоносные апоийолитовые породы локализируются в виде пегматоидных гнезд, жил - или линзообразных тел незначительной (от 30-40 см до 1-2 м) мощности. Их главными породообразующими минералами являются пироксен и апатит, второстепенными - нефелин, биотит, магнетит и кальцит. Апатитоносные карбонатитоиды обладают постепенными переходами с вмещающими ийолитами. Причины локального накопления апатита в северной части массива пока не ясны. Можно лишь предположить, что апатитоносные апоийолитовые карбонатитоиды на севере массива в отличие от флогопитоносных апоийолитовых пород южного участка формировались в иных структурных условиях.

Рассматривая апоийолитовые карбонатитоиды I стадии массива Маган в сопоставлении с подобными образованиями других массивов УИК и прежде всего эталонных - Ковдорского и Гулинского, следует отметить несомненное сходство их минеральных парагенезисов, структурно-текстурных признаков, способов локализации во вмещающих породах. Еще одной общей чертой ранних апоийолитовых карбонатитоидов является наличие значительных концентраций флогопита и апатита в виде небольших рудопроявлений.

Карбонатитоиды и карбонатиты магнезиокальцитовый (II) и доломит-кальцитовый (III) стадий (см. табл. 3.1) обособляются главным образом в центральной части массива, но пользуются незначительным распространением и не содержат месторождений минерального сырья. Это позволяет не останавливаться на их более подробной характеристике.

Следует подчеркнуть, что породы докарбонатитового периода массива Маган обладают полиэтапной центробежной ЛЗ, а карбонатитовый комплекс сформировал полистадийную

центростремительную ЛЗ, благоприятствующую возможности обнаружения слепого Мт или Ап-Мт месторождения в центральной части массива.

Резюмируя, отметим, что, несмотря на ряд специфических особенностей формирования пород и рудоносности описываемого массива, наблюдаются многие черты сходства с развитием карбонатитового процесса в пределах эталонных массивов, особенно Ковдорского и Гулинского. Характерное его отличие заключается в полном отсутствии танталониобатов в породах II и III стадий.

3.1.2. МАССИВ БРААС

Данный массив структурно приурочен к зоне пересечения Западно-Анабарского и Крестяхского глубинных разломов и залегает в ядре пологой антиклинальной структуры, сформировавшейся в результате внедрения ийолитового интрузива. Массив изучался в связи с обнаружением апатит-магнетитовых руд. По рекомендации Л.С. Егорова, в дальнейшем на месторождении геологами ПГО "Красноярскгеология" В.П. Богадицей [3], Е.Л. Данилиным и Н.И. Гордиенко [14] проводились геологоразведочные работы, была составлена геологическая карта, выделены типы апатитового оруденения, дана их характеристика и оценка.

В геологическом строении массива наблюдаются два четко выраженных блока, разделенных зоной разлома субмеридионального направления. Западный блок представлен эллипсовидным в плане телом ийолитов площадью около 1 км². В экзоконтакте интрузива залегает кольцевая зона фенитов, переходящих с удалением от контакта в кварциты, сформировавшиеся по песчаникам. По данным Е. Л. Данилина и В.П. Богадицы, восточный - поднятый тектонический блок (~ 6 км²) имеет форму неправильной призмы, сложен архейскими плагиогнейсами фундамента платформы, вмещающими надынтрузивный штокверк рудоносных жил.

Детальное минералого-петрографическое изучение позволило выявить стадийность и зональность карбонатитоидов и карбонатитов, определить ведущие изменения химизма пород, руд и минералов. Следует подчеркнуть, что основные закономерности смены во времени минеральных парагенезисов пород и руд в пределах массива Браас (табл. 3.2) согласуются с установленными на эталонных объектах.

Карбонатитоиды и карбонатиты I стадии, залегающие в ийолитах, сложены устойчивым минеральным парагенезисом Не + Пи + Би + Ап + Мт + Ка и характеризуются пегматоидной структурой.

Среди пород, образующих надынтрузивный штокверк, выделяются две главные группы апатит-магнетитовых карбонати-

Т а б л и ц а 3.2

Схема расчленения и последовательности формирования пород массива Ыраас

Этап, стадия		Наиболее распространённые породы массива	Вмещающие породы	Минеральный состав пород массива		
				породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы
				главные	второстепенные	
Ийолитовый		Ийолиты	Песчаники	Пи, Не	-	Мт
		Фениты		Кш	Эг	Сф, Ал
Карбо-	Кальцитовая (I)	Ка-Не-Пи	Ийолиты	Не, Пи, Ка	Мт, Ал	Сф
		Ка-Би-Пи		Би, Ка, Пи		
		Би-Ка		Би, Ка		
	Магнезиокальцитовая (II)	Ал-Фо-Мт	Плагинейсы, ийолиты, апоийолитовые породы I стадии	Фо, Мт, Ал	Фл или Ффл, Ка	Бд
		Фо-Ка		Фо, Ка	Ффл, Дол, Мт	
		Ффл-Ка		Ка	Ал, Ффл	-

Карбо-

на- ти- то- вый	Доломит-кальци- товая (III)	Амф-Ап-Мт	Ийолиты, апоийолитовые породы I и II стадий	Амф, Ап, Мт	Сп, Ффл, Дол	-
		Амф-Ка		Амф, Ка		Мт, Ап
		Ка-Би		Би	Ар, Ка, Дол	
		Амф-Ап-Мт	Плагинейсы, апогней- совые породы II стадии	Рх, Мт, Ап	Сп, Ффл, Дол, Ка	-
		Амф-Дол-Ка		Рх, Дол, Ка	Ффл, Мт, Ап	-
		Ффл-Дол-Ка		Дол, Ка	Ффл	Мт, Ап
		Ка		Ка	-	
	Доломит-анкери- товая (IV)	Анк	Все более ранние	Анк, Дол	Хл, Ва	-

тоидов и карбонатитов (см. табл. 3.2): форстеритсодержащие - ранние и амфиболсодержащие - поздние. Последовательность формирования руд, выявленная по совокупности геолого-петрографических наблюдений, подтверждается наличием типоморфных парагенезисов, определяющих их принадлежность соответственно ко II и III стадиям карбонатитового этапа.

В рудах II стадии типоморфными являются форстерит и бадделейт. На месторождении Ыраас форстеритсодержащие апатит-магнетитовые руды наблюдаются в резко подчиненных количествах и по геологическому положению и структурно-текстурным особенностям аналогичны рудам Ковдорского месторождения - ковдорский тип.

В рудах III стадии к типоморфным минералам относятся щелочные амфиболы (арфведсонит, рихтерит). Амфиболсодержащие апатит-магнетитовые руды, преобладающие на месторождении, представляют новый - ыраасский тип.

Вопрос о месте амфиболсодержащих апатит-магнетитовых руд в эндогенном процессе становления массива до настоящего времени остается дискуссионным. По мнению Э.А. Ланда и Л.С. Егорова [38], руды (к которым неудачно применен термин "нельсониты"*) обладают признаками интрузивного происхождения, содержат ксенолиты карбонатитов и относятся к посткарбонатитовым образованиям. Данные автора этой работы указывают на сингенетичность апатит-магнетитовых карбонатитоидов и карбонатитов. Для пород карбонатитового комплекса установлено зональное строение. Внутренние зоны тел сложены карбонатитами, а внешние - карбонатитоидами. Отчетливо видно, что поли- и монопарагенезисная ЛЗ преобладают в рудоносных жильных телах (табл. 3.3). Внутренние зоны содержат реликты пород внешних зон. Породы разделены резкими границами, легко различающимися макроскопически благодаря концентрации одного из породообразующих минералов: слюды в слюдитах, магнетита и апатита в апатит-магнетитовых рудах, кальцита или доломита в карбонатитах. Руды обладают средне- и крупнозернистой текстурой и массивной либо такситово-полосчатой текстурой.

Минеральный парагенезис слюдитов, руд и амфибол-кальцитовых карбонатитов практически идентичен, отличается лишь количественным соотношением минералов (монопарагенезисная ЛЗ), некоторыми особенностями состава слюды и щелочного амфибола. Руда пронизана просечками кальцит-apatитового и кальцит-доломитового состава, исходящими от центральной карбонатитовой зоны, содержит реликты

*Нельсонитами А.Н. Филпоттс (1967 г.) предложил именовать породы, сложенные ильменитом (58%), апатитом (31%) и рутилом (9%) с примесью гиперстена и пирита, т.е. не отвечающие по составу рудам месторождения Ыраас.

Схема зональности рудоносных апогнейсовых пород карбонатитового комплекса массива Ыраас

Парагенезис плагитогнейсов		Парагенезисы пород карбонатитового комплекса				
первичный	наложенный (II стадия)	карбонатитоидов		карбонатитов		
		II стадия				
		слюдитов	Ап-Мт	Фо-Ка	Ффл-Ка	Ка
Ан						
Кш	Аб	Фо	Фо	Фо		
Би	Фл (зеленый)	Фл (зеленый)	Ффл (розовый)	Ффл (красный)	Ффл (красный)	
Авг		Мт	Мт	Мт	Мт	Мт
Ро	Ап	Ап	Ап	Ап	Ап	Ап
Гр		Дол	Дол	Дол	Дол	Дол
	Ка	Ка	Ка	Ка	Ка	Ка
Парагенезис плагитогнейсов		III стадия				
первичный	наложенный (III стадия)	слюдитов	Ап-Мт	Амф-Дол- Ка	Ффл-Дол- Ка	Ка
Ан	±Эг					
Кш	±Ар	Ар	Рх ₁	Рх ₂		
Би (корич- невый)	Би (светло- бурый)	Би (светло- бурый)	Ффл (розо- вый)	Ффл (красный)	Ффл (красный)	
Авг	Мт	Мт	Мт	Мт	Мт	Мт
Ро	Ап	Ап	Ап	Ап	Ап	Ап
Гр	Дол	Дол	Дол	Дол	Дол	Дол
	Ка	Ка	Ка	Ка	Ка	Ка

граничащего с ней слюдита и измененного гнейса. Положение руды в зональных телах между околорудными слюдитами и внутрижильными карбонатитами при едином минеральном парагенезисе всех трех пород является убедительным доказательством их принадлежности к одной генетической и пространственно-временной совокупности - доломит-кальцитовой (III) стадии карбонатитового процесса (рис. 3.1).

В поле локализации равновесной ассоциации Амф + Ффл + Мт + Ап + Дол + Ка отмечается обособление существенно амфиболовых, апатитовых, магнетитовых, доломитовых и кальцитовых полос с отчетливыми границами между ними. В каждой из полос иногда наблюдается субпараллельное конформное контактам расположение игольчатых кристаллов амфибола, чешуек слюды и струйчатых выделений апатита среди неориентированных минеральных агрегатов.

Рудоносные жилы (мощность 10-30 см) и мелкие прожилки характеризуются наличием раздувов и пережимов. В раздувах

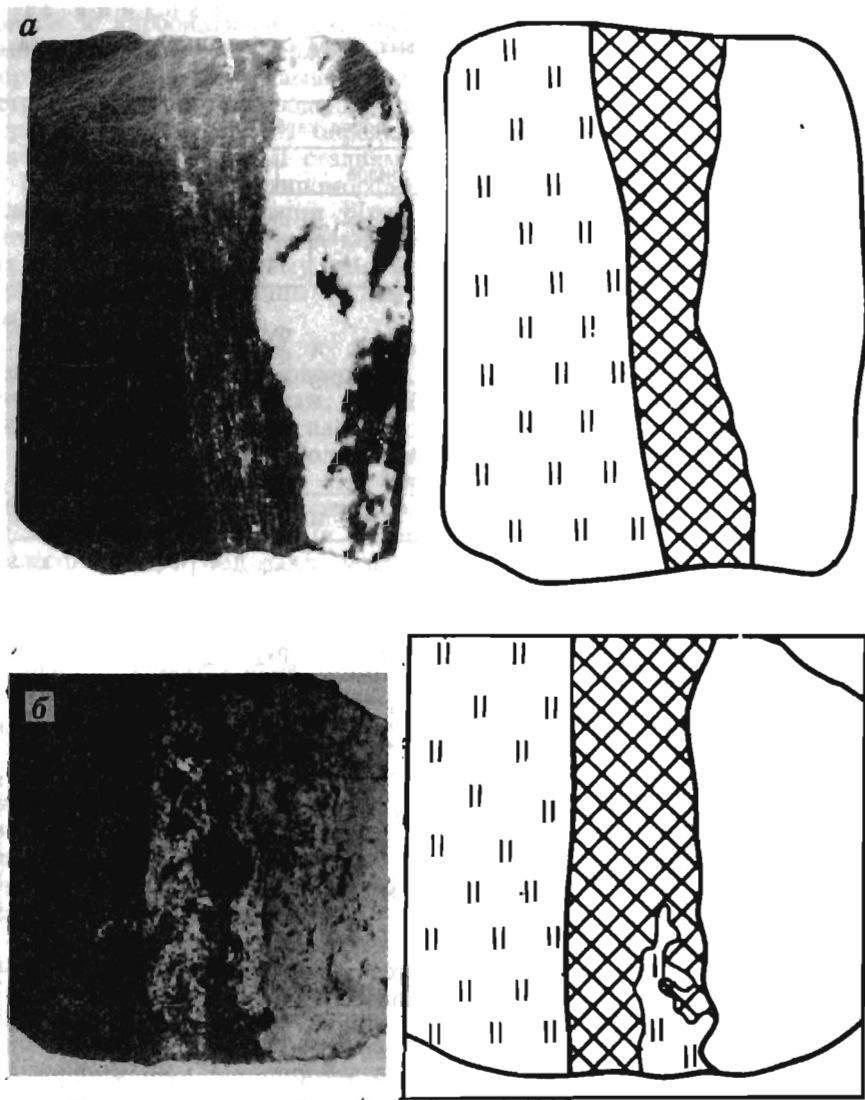
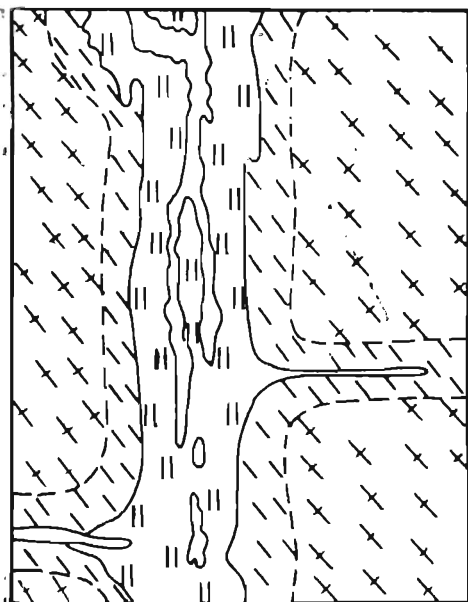


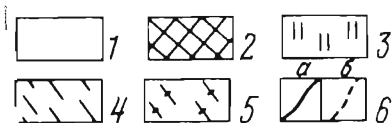
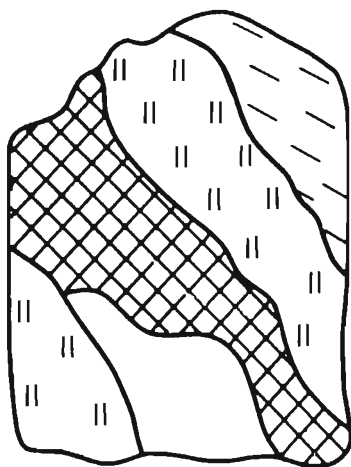
Рис. 3.1. Зональное строение рудоносных жил (III стадия) на массиве Ыраас.

a - Ал-Мт руда располагается между карбонатитом и слюдитом (обр., 1/2 натур. вел.), *б* - то же в шлифе (увел. 1,4); *в* - карбонатит выклинивается по простиранию прожилка, сменяясь слюдитом (шлиф, увел. 1,6); *г* - карбонатит сменяется рудой в пережиге прожилка (обр., 1/2 натур. вел.).

1 - карбонатит; 2 - Ал-Мт руда; 3 - слюдит; 4 - измененный гнейс, сохранивший первичную структуру; 5 - плагтиогнейс; 6 - границы между зонами: *a* - резкие, *б* - расплывчатые



2



жил преобладают карбонатиты, а в пережимах - карбонатитоиды; мощности зон в пределах жил чаще сопоставимы. Иногда в жилах отсутствует зона апатит-магнетитовых руд, а в тонких просечках - зона слюдита.

Измененный гнейс во всех случаях наблюдается в экзо-контактах жил, где главную роль играют процессы эгиринизации авгита и граната, альбитизации калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Псевдоморфозы эгирина по авгиту обрамляются каймами мелкочешуйчатого бурого биотита. Кальцит резорбирует минералы гнейса и локализуется только в межзерновых пространствах или трещинах. Первичная структура и такситово-полосчатая текстура гнейса в этой зоне сохраняется. Ближе к слюдиту выделяется зона почти нацело эгиринизированного гнейса. К парагенезису новообразованных минералов добавляется апатит, который, так же как и кальцит, заполняет интерстиции и микротрещины.

В зоне слюдита щелочной амфибол замещает эгирин. Слюдит - это тонкочешуйчатая порода, содержащая реликты измененного гнейса и пронизанная сетью тонких ветвящихся апатит-кальцитовых прожилков. Состав слюды изменяется от светлого бурого биотита до розового тетраферрифлогопита. Причем биотит отчетливо тяготеет к контакту с измененным гнейсом, а тетраферрифлогопит, как правило, отмечается во внутренней части зоны слюдита. На контакте с апатит-магнетитовой рудной зоной или карбонатитом происходит укрупнение кристаллов слюды, которые в кальцит-apatитовом агрегате приобретают форму правильных шестигранных призм. Доломит-кальцитовый карбонатит, слагающий осевые части рудоносных тел, подразделяется на амфиболовый, тетраферрифлогопитовый и анхимономинеральный кальцитовый (см. табл. 3.3). Осевые карбонатитовые зоны по простиранию жилы могут выклиниваться, сменяясь синхронными слюдитами или апатит-магнетитовыми карбонатитоидами (см. рис. 3.1).

Таким образом, отличительные особенности апатит-магнетитовых руд массива Ыраас заключаются в формировании их основной массы в течение доломит-кальцитозой (III) стадии карбонатитового этапа и локализации этих руд в виде надын-трузивного штокверка в гнейсах. В породах II и III стадий отсутствует тантал-ниобиевая минерализация.

3.2. МАССИВЫ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Массивы расположены в северной предгорной части Восточного Саяна на юго-западе Иркутской области. Они приурочены к зоне завершенной протерозойской складчатости, приложенной к Сибирской платформе. Белозиминский, Среднезиминский и другие массивы формации УИК данной провинции локализуются в зоне глубинного северо-западного разлома древнего за-

ложения, проходящего субпараллельно краю платформы, в узлах его пересечения с оперяющими нарушениями северо-восточного простирания [69]. Таким образом, эти массивы находятся в иных геолого-структурных условиях по сравнению с эталонными и ранее охарактеризованными контрольными объектами. Время формирования массивов Восточного Саяна оценивается в 650-700 млн лет, т.е. связано с активизацией позднепротерозойского-раннекембрийского периода.

В пределах Белозиминского и Среднезиминского массивов проводилась детальная геологическая съемка в связи с разведкой и оценкой редкометальных руд. Различные стороны геологии, петрологии, минералогии и геохимии рудоносных массивов освещены в детальных монографических исследованиях Л.К. Пожарицкой, В.С. Самойлова, В.С. Гайдуковой, Ю.А. Багдасарова, М.Я. Соминой, Н.М. Подгорных, Б.Т. Вейса и др. Детальная изученность месторождений позволяет ограничиться краткой характеристикой, подчеркнув основные черты их сходства и различия с эталонными объектами, а также сделать выводы, вытекающие из авторского подхода к расчленению пород, определению типа зональности и другим особенностям.

3.2.1 БЕЛОЗИМИНСКИЙ МАССИВ

По данным А.А. Фролова [69], массив обладает трубообразной эллипсовидной в плане (18 км²) формой и вытянут на северо-запад вдоль главной зоны разлома. Полистапная и полистадийная ЛЗ массива - в целом концентрическая центростремительная, усложненная в связи с проявлением линейных структур поздних карбонатитов. В докарбонатитовый период массив был сложен породами пироксенитового, ийолит-мельтейгитового состава, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Породы карбонатитового комплекса сформировались в течение четырех последовательных стадий процесса (табл. 3.4); они занимают около 60% площади массива. Ранние карбонатиты (I и II стадий) развивались преимущественно по нефелин-пироксеновым породам и образуют концентрические тела с четко выраженной зональностью. Поздние карбонатиты (III и IV стадий) слагают линейно вытянутые тела, ссущие в основном ранние карбонатиты. По последовательности формирования пород и минеральных парагенезисов во времени и пространстве, наличию реликтовых блоков ранних пород и характеру оруденения карбонатиты Белозиминского массива обладают многими сходными чертами с горноозерскими карбонатитами [54]. При этом наиболее важными чертами отличия являются следующие:

линейное структурное положение поздних карбонатитов, а не конформное, как на Горноозерском массиве, в связи с чем ранние карбонатиты подвергались более интенсивным изменениям (амфиболизация, серпентинизация, доломитизация, анкеритизация) на фронте формирования поздних карбонатитов;

Схема расчленения и последовательности формирования главных типов пород Белозиминского массива. По данным Л.К. Пожарицкой, Р.С. Самойлова, А.А. Фролова и других исследователей с дополнениями автора

Этап, стадия		Наиболее распространенные породы массива	Вмещающие породы
Ультрамафитовый		Пироксениты	Кв-Сл сланцы, песчаники, габбродиабазы
Ийолитовый		Ийолит-мельтейгиты, Не-Пи, Пи	То же и пироксениты
		Фениты	Кв-Сл сланцы, песчаники
Щелочно-сиенитовый		Нефелиновые сиениты	Не-Пи
		Фениты	
Карбонатитовый	Кальцитовая (I)	Пи, Ка-Пи, Ка-Нс-Пи	Не-Пи, Пи
		Пи-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ка	
	Магнезиокальцитовая (II)	Ди-Ка, Фо-Ка, Фл-Ка, Ффл-Ка, Ка	Не-Пи, карбонатиты I стадии
	Кальцит-доломитовая (III)	Амф-Ка, Амф-Дол, Ффл-Дол, Дол-Ка, Ка	Не-Пи, ранние карбонатиты
	Доломит-анкеритовая (IV)	Анк	Ранние карбонатиты
Посткарбонатитовый		Ка-Ще	Все более ранние

наличие дайковой фации пикритовых порфиритов-альвиеитов, интрузивно-эксплозивных образований, формировавшихся перед или во время образования карбонатитов I стадии;

развитие тантал-ниобиевого и ниобиевого оруденения в синхронных последовательных зонах II стадии карбонатитового этапа, без подразделения на подстадии.

Кроме того, карбонатиты IV стадии М.Я. Соминой [65] расчленяются на три разновозрастные группы, которые, однако, не оконтурены при геологическом картировании.

В карбонатитовом комплексе Белозиминского массива, как и Горноозерского, карбонатиты резко преобладают над карбона-

Минеральный состав пород массива		
породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы
главные	второстепенные	
Авгди	Мт	-
Эгавг, Не	Мт, Шр, Пн	Сф или Пе
Кш, Эгса	-	Цр
Эгди, Не, Кш	-	Сф, Цр
Кш, Не, Эгса	-	
Фи, Кт, Не, Би, Шр	Мт, Ап, Ка	Пе, Дз
Ка, Авгди, Фо, Би, Фл, Мт, Ап	Шр, Пкз	Пе, Кл
Ка, Ди, Эгди, Фо, Фл, Ффл, Мт, Ап	Мт, Кг, Ш, Пн, Ил, Дол	Дз, Бд, Цк, Гч, Пх
Ка, Дол, Эг, Рх, Эк, Ар, Сп, Ффл	Тк, Хн, Мт, Ап, Ил, Пр, Пн, Ру, Аз	Пр, Пх, Лу, Эш, Ли
Анк	Дол, Сид, Фт, Ап, Рб, Эг, Кл, Ст, Аб, Хл, Гем, Сп, Сц, Срт, Мл, Гл, Пр, Ру, Кв и др.	На, Бс, Бб, Мн, Пх, Кб, Фе и др.
Ка, Це	Фт, Аб, Сц, Ба, Гем, Фр	Мн, Фн

титоидами. Последние представлены главным образом парагенезисами I стадии: кальцит-пироксеновые, кальцит-нефелин-пироксеновые, кальцит-калишпат-пироксеновые и другие породы. Реже карбонатитоиды встречаются в породах II стадии, в виде линзообразных меланократовых обособлений апатит-форстерит-магнетитового и кальцит-форстерит-магнетитового состава в форстерит-кальцитовых карбонатитах. Анализ фаций глубинности показывает, что не следует ожидать сколько-нибудь значительных скоплений апатит-магнетитовых руд ниже уровня современного среза Белозиминского массива.

При детальном исследовании Л.К. Пожарицкой выявлена

Схема расчленения и последовательности формирования пород Среднезиминского массива. По данным А.А. Фролова и В.С. Самойлова с дополнениями автора

Этап, стадия		Наиболее распространенные породы массива	Вмещающие породы
Ультрамафитовый		Пироксениты	Слюдистые сланцы, песчаники
Ийолитовый		Ийолит-мельтейгиты, Не-Пи	Пироксениты, слюдистые сланцы, песчаники
Щелочно-сиенитовый		Нефелиновые и биотитовые сиениты	Не-Пи
		Фениты (апоийолитовые и апосланцевые)	Ийолиты, слюдистые сланцы, песчаники
Карбонатитовый	Магнезиокальцитовая (II)*	Ка-Кн-Аб, Ка-Аб, Аб-Ка, Эг-Ка, Би-Ка, Ка	Сиениты, фениты, сланцы
	Кальцит-доломитовая (III)	Амф-Ка, Ка-Дол, Ка	Карбонатиты II стадии
	Доломит-анкеритовая (IV)	Дол-Анк	Более ранние карбонатиты

*Породы кальцитовый (I) стадии в пределах массива не закартированы.

различная устойчивость отличающихся по минеральному составу и текстурным особенностям силикатных пород массива к изменениям, происходившим под влиянием карбонатитового процесса. Наименее устойчивыми оказываются существенно пироксеновые и нефелин-пироксеновые породы такситовой текстуры, в которых наряду с укрупнением их структурного облика появляются новые генерации пироксена и нефелина, равновесные с кальцитом, апатитом, слюдами, т.е. формируются карбонатитоиды.

Менее всего были подвержены изменениям массивные разновидности пород, а также нефелиновые сиениты. Подчеркнем, что подобный порядок устойчивости силикатных пород к воздействию процесса образования карбонатитоидов I стадии наблюдался автором на массивах Ковдорском, Гулинском, Горноозерском, Вуори-Ярви и др. Характерно, что апатитоносные карбонатитоиды массива Маган сформировались в основном по наиболее меланократовым разновидностям пород фенитовой серии -

Минеральный состав пород массива		
породообразующие минералы		характерные акцессорные минералы
главные	второстепенные	
Диавг	Мт	-
Эгавг, Не	Мт, Шр	Сф или Пе
Эгди, Не, Кш	Би, Ал	Сф, Цр
Кш, Эгса	Не, Би, Кв	Сф, Мт
Аб, Ка, Эгса, Би, Кн	Кт, Ар, Ал, Мт, Кв	Гч, Пх
Ка, Дол, Эг, Эк, Ар	Ффл, Ал, Мт, Пн, Пр	Пх
Дол, Анк	Ал, Ба, Ср, Пр	Кб, Ак, Бб

эгиринитам; твейтозиты и лейкократовые калишпатовые фениты, а также массивные ийолиты оказались значительно более устойчивыми. Таким образом, различную восприимчивость пород к воздействию карбонатитового процесса, выявленную Л.К. Пожарицкой на Белозиминском массиве, можно рассматривать как общую закономерность.

Морфология контактов редкометалльных карбонатитовых тел (II стадия) Белозиминского массива с силикатными породами и ранними карбонатитами обладает значительными чертами сходства с контактами Ковдорского Ап-Мт месторождения. Переход в обоих случаях осуществляется через зону штокверков или гнездово-прожилковидных обособлений, что особенно отчетливо наблюдается в участках выклинивания тел по простиранию.

3.2.2. СРЕДНЕЗИМИНСКИЙ МАССИВ

По материалам детального геологического картирования А.А. Фролова [69] массив существенно отличается от близлежащего Белозиминского. Он обладает значительно меньшими размерами (2,6 км²) и линейным планом развития (3,2 x 0,8 км). Сформировался массив в верхнепротерозойской толще пород вдоль крутопадающей зоны разлома северо-западного простирания; он сложен серией последовательно образованных силикатных пород и карбонатитов (табл. 3.5), унаследовавших основной структурный план деформаций. Характерной отличительной чертой массива является приапикальный уровень его современного эрозийного среза, что убедительно доказывается наличием многочисленных (около 10% площади) реликтовых блоков слабоизмененных сланцев, залегающих в основном в силикатных породах.

Среди силикатных пород докарбонатитовых этапов резко преобладают нефелиновые и щелочные сиениты, на фронте которых сформировались апосланцевые и апоийолитовые фениты.

Породы карбонатитового комплекса слагают ~60% площади массива, локализуются главным образом в его юго-западной части, обладающей наибольшим разнообразием докарбонатитовых силикатных пород, и представлены парагенезисами магнезио-кальцитовой, кальцит-доломитовой и доломит-анкеритовой стадий (см. табл. 3.5). По данным В.С. Самойлова [59], парагенетические ассоциации ранней (I) стадии карбонатитового этапа на Среднезиминском массиве не проявлены. В массиве широко представлены апосиенитовые и апофенитовые редкометалльные карбонатитоиды (кальцитсодержащие канкринит-альбитовые, альбитовые и др.), залегающие на фронте синхронных (II стадия) альбит-кальцитовых карбонатитов, характеризующихся тем же набором парагенных (в том числе редкометалльных) минералов и отличающихся от карбонатитоидов лишь преобладанием кальцита. Таким образом, и на этом массиве фиксируется монопарагенезисная ЛЗ.

Карбонатиты III и IV стадий пользуются меньшим распространением и образуются преимущественно по карбонатитам II стадии.

Развитие эндогенного процесса на Среднезиминском массиве имеет значительные черты сходства с эталонными и другими контрольными объектами; это смена ультрамафитов ийолитами, затем нефелиновыми сиенитами, широкое проявление и определенная последовательность образования карбонатитовых минеральных ассоциаций, место в них редкометалльного оруденения, зависимость состава карбонатитоидов и карбонатитов от состава вмещающих пород. Наиболее существенные черты его отличия заключаются в линейной линзовидной форме крутопадающего тела, "выпадении" парагенезисов кальцитовой (I) стадии, преобладании апонефелин-сиенитовых и апо-

фенитовых разновидностей карбонатитоидов и карбонатитов магнезиокальцитовой (II) стадии.

* * *

Подводя итоги, необходимо отметить, что несмотря на значительные отличия объектов контроля от эталонных по размерам, геологическому строению, количественному соотношению разновозрастных пород и разнообразию типов оруденения они обладают единым характером развития. Это выражается прежде всего в определенной последовательности формирования во времени силикатных докарбонатитовых пород (ультрамафитовый → ийолитовый ↔ щелочно-сиенитовый этапы) и многообразных пород карбонатитового комплекса. Карбонатитоиды и карбонатиты при полном развитии процесса образуются в течение четырех последовательных стадий. Породы каждой стадии представлены рядом характерных парагенезисов; они могут с высокой статистической достоверностью расчленяться также по информативным минералам-индикаторам стадий, устойчивым текстурно-структурным и минералого-геохимическим признакам.

Установленные общие закономерности использованы в последующих разделах (см. гл. 5 и 7) для определения перспективности пород в отношении разнообразных типов эндогенных месторождений, места руд в полистадийном карбонатитовом процессе, локального прогноза и направления геолого-разведочных работ.

Глава 4

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РУДОНОСНОСТЬ МАССИВОВ УЛЬТРАМАФИТОВ, ИЙОЛИТОВ И КАРБОНАТИТОВ

Проблеме вертикальной зональности массивов УИК и зависимости типа оруденения от глубины формирования посвящено немало исследований (Ю.А. Багдасаров, Л.С. Бородин, Е.Я. Бутакова, Г.М. Вировлянский, А.И. Гинзбург, А.А. Ельянов, Л.Г. Жирова, Э.А. Ланда, А.А. Кухаренко, В.М. Моралев, И.П. Паньшин, В.С. Самойлов, Е.М. Эпштейн и др.). В большинстве случаев оценка глубины формирования производилась по косвенным минералого-петрографическим признакам, поэтому положение различных типов месторождений в вертикальной зональности остается дискуссионным [24, 39, 57, 58, 69].

4.1. ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ СРЕЗОВ МАССИВОВ ОТ ПАЛЕОПОВЕРХНОСТИ

Надежные данные о вертикальной зональности массивов УИК могут быть получены лишь путем установления фактической глубины залегания их современных срезов от палеоповерхности (в дальнейшем для краткости - глубина залегания или формирования), т.е. в первую очередь по палеогеографической реконструкции эродированной толщи вмещающих пород.

Единственным в мире регионом широкого развития массивов УИК, для которого может быть наиболее достоверно определена глубина их формирования, является Западное Принабарье. Это северная окраина Сибирской платформы с пологим (3-5°) залеганием толщ осадочного чехла. Наличие детальных стратиграфических данных позволяет провести достоверные палеогеографические построения [47]. Все массивы, за исключением Гулинского, находятся в близких структурных условиях - они прорывают пологозалегающие рифейско-палеозойские отложения западной и северо-западной части периклинали Анабарского поднятия. Гулинский массив располагается в зоне сочленения поднятия с Хатангским прогибом среди вулканогенных пород (см. рис. 2.24).

Время внедрения массивов установлено с достаточной надежностью. Они прорывают и метаморфизуют породы чехла платформы вплоть до вулканогенных толщ нижнего триаса. Галька ультрамафитов и щелочных пород обнаружена в базальных конгломератах юры. Определения изотопного возраста дают совпадающие результаты: 250 ± 25 млн лет [31], т.е. время внедрения массивов надежно определяется как раннетриасовое.

Подсчет мощности отложений H , срезанных эрозией с периода внедрения интрузий до настоящего времени (рис. 4.1, табл. 4.1), для всех массивов выполнен В.Я. Кабаньковым [82] от кровли вулканогенно-осадочной толщи триаса. Полученные расчетным путем палеомощности отложений, формировавшихся в активно растущей Анабарской структуре, различаются в разных ее участках. Погрешность определения мощности пород низов рифея и кембрия не превышает 10-20 м; для однообразных по составу и значительных по мощности юсмастакской и кындынской свит она достигает 100 м. Такова же точность определения мощности палеозойских отложений.

Наиболее сложен вопрос установления мощности вулканогенной толщи, особенно в связи с недостаточно ясным положением меймечитов, которые, как указывалось, одними исследователями рассматриваются как гипабиссальная интрузия, другими - как эффузивные образования. Поэтому расчет мощности эродированных толщ Гулинского массива сделан в двух вариантах (см. табл. 4.1). Так как первая гипотеза представляется автору более достоверной, в дальнейшем приводятся

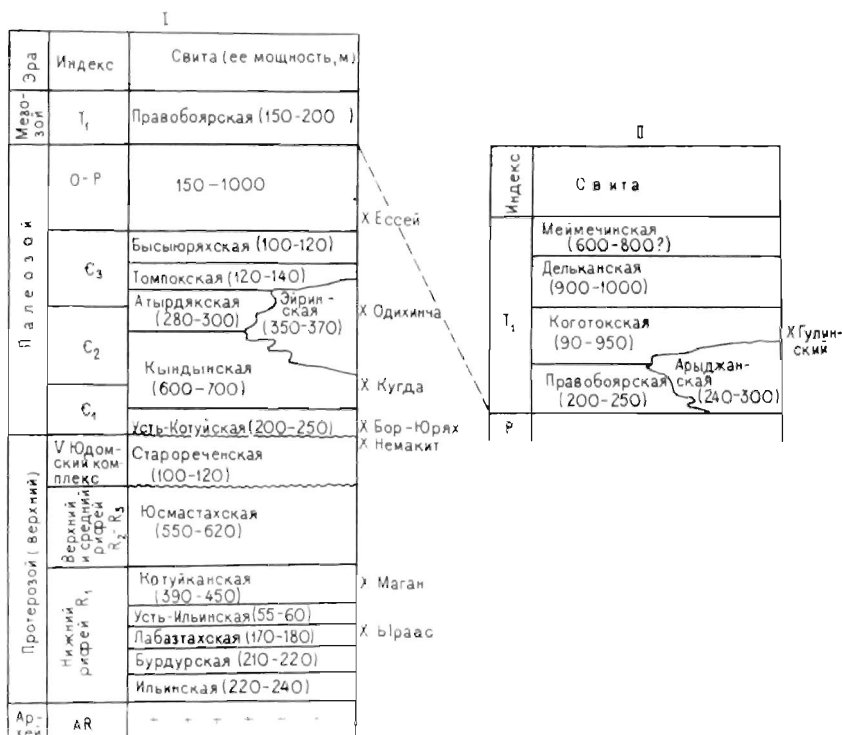


Рис. 4.1. Сводные стратиграфические колонки и выходы массивов УИК Западного Прианабарья среди стратифицированных пород:

I - верхнепротерозойских и палеозойских Западного склона Анабарского поднятия, II - триасовых бассейна среднего течения р. Маймеча

соответствующие ей данные. Точность расчета мощности эродированных толщ в целом составляет 8-12% для всех массивов, кроме Гулинского и Ессейского, для которых она снижается до 25%. Расчеты показали, что H массивов провинции варьирует в интервале 0,8-2,9 км, т.е. различие глубины современных срезов составляет около 2 км.

Сопоставление глубины залегания эрозионных срезов массивов Западного Прианабарья от палеоповерхности с геологическим строением и рудоносностью этих массивов не позволяет выявить каких-либо данных о наличии вертикальной зональности в зафиксированном интервале. Не наблюдается связи строения и состава массивов и от мощности прорванной толщи осадочного чехла платформы (0,5-4,6 км), а также от структуры вмещающих массивы пород - пологопадающей, куполовидной, блоковой (табл. 4.2).

Расчет глубины залегания современных срезов крупных массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатов Западного Прианбарья по палеогеографической реконструкции осадочных и вулканогенных пород чехла Сибирской платформы

Массив		Возраст вмещаю- щих по- род	Мощность денудированной				
номер на рис. 2.24	название		R ₁	R ₂	Є ₁	Є ₂	Є ₃
1	Ыраас	R ₁	540-600	660-740	300-350	640-750	380-410
2	Маган	Конец R ₁	150-200	660-740	300-350	640-750	380-410
3	Немакит	Начало Є ₁	-	-	250-300	640-750	380-410
4	Бор-Юрях	Є ₁	-	-	100-150	640-750	380-410
5	Кугда	Начало Є ₂	-	-	-	600-700	380-410
6	Одихинча	Конец Є ₂	-	-	-	50-100	380-410
7	Ессей	Начало O	-	-	-	-	-
8	Гулинский	Начало T	-	-	-	-	-

*Глубина формирования малых интрузий (в км): Романиха - 0,8, Чангит - 0,9, Долбыха - 1,3.

**В числителе - суммарная мощность осадочно-вулканогенных пород с учетом меймечитов, в знаменателе - без их учета.

Отсутствие закономерной вертикальной изменчивости дополнительно подтверждается следующими наблюдениями:

массивы Кугда и Одихинча, отстоящие друг от друга на 20 км и залегающие в одних и тех же толщах осадочного чехла, характеризуются близкими значениями H (соответственно $1,3 \pm 0,1$ и $1,0 \pm 0,1$ км), но резко отличаются по составу: первый из них существенно оливинитовый, второй - ийолитовый;

массивы Ессей и Ыраас, локализующиеся в различных толщах на наибольшем для этой провинции удалении - 200 км, обладают максимально различающимися значениями H ($0,8 \pm 0,2$ и $2,9 \pm 0,2$ км), но сходны по составу - оба сложены преимущественно ийолитами при широком развитии апатит-магнетитовых руд.

Признаки близости апикальной части массива установлены для порфировидных меланефелинитов и эндоконтактовых дунитов Гулинского вулcano-плутона. Исследованиями Ю.Р. Васильева и В.В. Золотухина показано, что дуниты полого погружаются под эффузивы, приобретают порфировидную структуру, а в прикровельной части сменяются меймечитами - порфировой фацией ультрамафитовой интрузии [11]. В центральной части Гулинского плутона, как указывалось, наблюдаются кольцевые меланефелинитовые структуры с остатками жерловой фации - каналы, по которым ранее поднимались щелочно-ультрамафитовые рас-

толщи пород, м						Глубина залегания современного среза массива от палеоповерхности, км*
O	S	D	C	P	T ₁	
100-150	0	0	0	50-100	0	2,9±0,2
100-150	0	0	0	50-100	0	2,5±0,2
100-150	0	0	30-50	50-100	50-100	1,7±0,2
150-200	50-100	0	30-50	50-100	0	1,6±0,2
150-200	0	0	20-50	50-100	0	1,3±0,1
150-200	0	0	50-100	150-200	100-150	1,0±0,1
150-200	250-300	0-50	50-100	150-200	50-100	0,8±0,2
-	-	-	-	-	2040-3300**	2,7±0,6**
-	-	-	-	-	1590-2650	2,1±0,5

плавы, сформировавшие поля эффузивов, широко распространенные в районе. Таким образом, нет сомнений, что Гулинский вулcano-плутон залегает в корневой части огромного палеовулкана. Другие крупные массивы провинции, но резко уступающие по размерам Гулинскому, такие, как Одихинча (56 км²), Кугда (16 км²), Бор-Юрях (18 км²), Маган (42 км²) при незначительных глубинах залегания их современного среза от палеоповерхности (1,0-2,5 км) не имеют явно выраженных признаков близости апикальных частей, что позволяет также относить их к массивам "открытого" типа. Исключениями являются малые интрузии - дайки и штоки (Романиха, Чангит, Долбыха, Сона и др.), довольно широко распространенные в пределах провинции, а также Каменская структура, где по геофизическим данным Ю.С. Бушканец, Г. Н. Старицина [10] предполагают присутствие огромного (до 1,5 тыс. км²) не вскрытого плутона ультрамафитов и щелочных пород. Указанные данные позволили убедиться, что различия в геологическом строении и рудовосности массивов УИК Западного Прианабарья не определяются и глубиной среза от их апикальных частей.

Еще одним регионом, на примере которого по палеогеографическим реконструкциям, по данным В.М. Моралева, возможен расчет глубины срезов массивов УИК, является Сетте-Дабанская провинция [79]. До времени становления массивов этот участок Сибирской платформы характеризовался типично платформенным режимом развития. Об этом свидетельствуют фации и состав осадочных пород, выдержанность их мощностей,

Т а б л и ц а 4.2

Глубина залегания от палеоповерхности, петрография и рудоносность массивов УИК Западного Принабарья

Массив		Вмещающие породы		Характеристика массива на современном срезе					
номер на рис. 2.24	название	состав; приконтактовые изменения	структура	площадь, км ²	преобладающие породы	второстепенные породы	рудные минералы месторождений, рудопроявлений	глубина залегания от палеоповерхности, км	мощность нижележащей толщи чехла платформ, км
1	Ыраас	Песчаники; фенизация	Блоковая	7	Ийолиты; карбонатитоиды: Не-Пи, Амф-Ап-Мт; карбонатиты Амф-Ка	Карбонатитоиды: слюдиты, Ап-Фо-Мт; карбонатиты Фо-Ка	Ап, Мт	2,9±0,2	0,5
2	Маган	То же	Куполовидная	42	Ийолиты; карбонатитоиды: Не-Пи, Фл-Не-Пи, Ап-Пи; карбонатиты: Амф-Ка, Амф-Дол, Дол	Фениты; эгириниты; нефелиновые сиениты; карбонатитоиды: Фл-Фо, Дол-Фо-Мт; карбонатиты: Пи-Ка, Фл-Ка	Ап, Фл, Мт	2,5±0,2	0,9
3	Нема-кит	Известняки; мраморизация	Пологонадающая	5	Ийолиты; Мел	Оливиниты	Не установлены	1,7±0,2	1,7
4	Бор-Юрях	Доломиты; скарнирование	Куполовидная	18	Оливиниты	Мельтейгиты; Фл-Ол; карбонатиты	Хр	1,6±0,2	1,9

5	Кугда	То же	Поло- гопа- дающая	16	Оливиниты; Мел; мель- тейгиты	Щелочные сиениты; Фл-Ол	Хр, Пе, Мт	$1,3 \pm 0,1$	2,3
6	Оди- хинча	"	Купо- ловид- ная	56	Ийолиты; Мел	Оливиниты; карбона- титоиды: Фл-Ди, Фл-Гр-Не, Пи-Мел; карбонатиты Пи-Ка	Фл	$1,0 \pm 0,1$	2,8
7	Ессей	Известня- ки; мраморизация	" "	6	Ийолиты; карбонатитоиды: Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт, Ап-Мт; карбонатиты Фо-Ка	Оливиниты	Ап, Мт	$0,8 \pm 0,2$	3,3
8	Гулин- ский	Нефелино- вые базальты, авгититы, базальты; ороговивание	Поло- гопа- дающая	2000	Меймечиты; дуниты; перидотиты; пироксениты; магнетитовые ультрамафиты; меланефелиниты; карбонатитоиды: Ка-Ди. гидромелилитовые, Гр-Пи; карбонатиты: Фо-Ка, Би-Ка, Фл-Ка, Сп-Ка, Ка-Дол, Ка, Дол	Мельтейгиты; нефелиновые сиениты; карбонатитоиды: Не-Пи, Фл-Пи; карбонатиты Пи-Ка	Фл, Мт, Ап, Гч, Пх	$2,1 \pm 0,5$	4,6

**Глубина формирования и геологическое строение массивов УИК
Сетте-Дабанской провинции**

Массив	Возраст вмеща- ющих пород	Глубина зале- гания совре- менного среза массива от палеоповерх- ности, км	Площадь, км ²	Форма	Распределение современном
					интрузивные по- роды и силикат- ные метасома- титы
Горно- озер- ский	R	$8,2 \pm 1,3$	10	Трубообраз- ная, эллипсо- видная	13
Пово- ротный	ϵ_{1-2}	$6,8 \pm 1,3$	3	Трубообраз- ная, коротко- линзовидная	57
Гек	ϵ_2	$5,1 \pm 1,2$	1	Плитообразная	61
Воин	O	$2,6 \pm 1,1$	0,03	Трубообраз- ная, коротко- линзовидная	99

отсутствие значительных несогласий, прямая связь с аналогичными отложениями Сибирской платформы, не захваченными последующей мезозойской складчатостью.

В пределах этой провинции выявлено четыре массива УИК, расположенных цепочкой на протяжении 90 км в зоне субмеридионального глубинного разлома, ограничивающего с запада крупное Улахан-Бамское антиклинальное поднятие. С юга на север массивы залегают в толщах все более молодого возраста: синийских - Горноозерский, раннекембрийских - Поворотный, среднекембрийских - Гек, ордовикских - Воин (табл. 4.3). В тектоническом плане формирование массивов совпадало с предкарбоновой эпохой заложения позднепалеозойско-мезозойской Верхоянской геосинклинали и активизацией движений по глубинным разломам в пограничной зоне платформы. Массивы внедрялись в относительно слабо деформированную толщу осадочных пород, где вертикальные мощности стратиграфических подразделений достаточно близко соответствовали истинным мощностям. По простиранию Улахан-Бамской антиклинали с юга на север изменение мощности осадочных толщ происходит сравнительно плавно, без резких скачков, что свидетельствует об отсутствии активно развивавшихся в период осадконакопления поперечных структур от рифея до девона.

Расчет мощности эродированных пород H для всех массивов проводился В.М. Моралевым [79] от подошвы осадочной толщи

пород на срезе, %	Распределение интрузивных пород до образования карбонатитов, %			Распределение карбонатитов, %	
карбонатиты	ультрамафиты	ийолиты	щелочные и нефелиновые сиениты	высокотемпературные Ка (I и II стадий)	средне- и низкотемпературные Ка, Дол и Анк (III и IV стадий)
87	82	13	5	67	33
43	79	7	14	44	56
39	31	14	55	21	79
1	8	Нет	92	Нет	100

Т а б л и ц а 4.4

Различие в глубине формирования ΔH и расстояние L по поверхности между массивами Сетте-Дабанской провинции

Массив	ΔH , км	L , км
Воин	2,5	7
Гек	1,7	8
Поворотный	1,4	70
Горноозерский		

карбона по стратиграфическим колонкам, несколько различающимся, но четко сопоставимым для севера и юга района. Конкретные расчетные величины для каждого массива приняты с учетом минимально и максимально возможной мощности эродированной толщи (см. табл. 4.3), т.е. с определенным доверительным интервалом, лежащим в пределах 15-25% и лишь для массива Воин возрастающим до 40%. Несмотря на сложность геологического строения региона, полученную последовательность значений H массивов можно расценивать как достаточно надежную. Ее размах достигает 5-6 км, а абсолютные значения колеблются от $2,6 \pm 1,1$ до $8,2 \pm 1,3$ км. Следует указать

и на отсутствие связи между разницей H и расстояниями между массивами по поверхности (табл. 4.4).

В отличие от массивов Западного Прианбарья в телах УИК Сетте-Дабана выявлена вертикальная зональность, выраженная в закономерном изменении количественных соотношений главных типов пород (см. табл. 4.3). С уменьшением глубины формирования в них убывает доля ультрамафитов, главным образом за счет щелочных и нефелиновых сиенитов, карбонатитов - за счет интрузивных пород и силикатных метасоматитов, высокотемпературных разновидностей карбонатитов - за счет средне- и низкотемпературных. Подчеркнем, что максимум развития карбонатитов (около 90%) приходится на самый глубинный из всех известных массивов УИК - Горноозерский ($8,2 \pm 1,3$ км). Форма и внутренняя структура массивов также изменяются с изменением H . Глубинный Горноозерский массив имеет эллипсоидную трубообразную форму и отчетливо выраженное концентрическое строение. Для последующих двух массивов - Поворотного и Гек - характерно приближение к форме трещинных тел. Причем, если в массиве Поворотном еще отмечаются элементы кольцевой структуры, то массив Гек обладает типичной плитообразной формой. В самом верхнем структурном ярусе проявляется серия даек и малых штокообразных тел, одно из которых - массив Воин [12, 79].

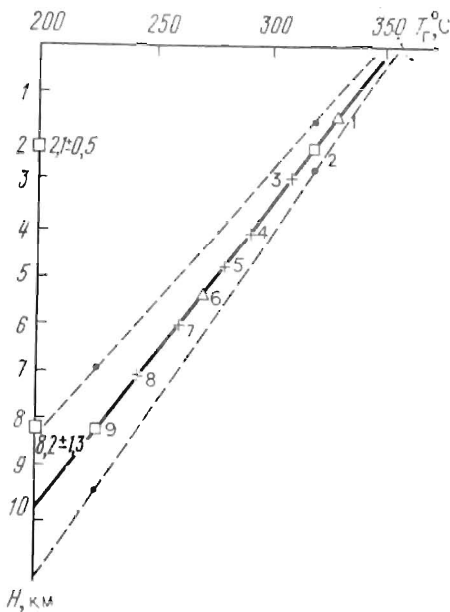
Тенденцию перехода от формирования кольцевых к трещинным телам по мере уменьшения глубины становления можно объяснить возрастанием роли сингенетичных тангенциальных нагрузок в зоне глубинного разлома по мере уменьшения литостатического давления.

Для массивов Сетте-Дабанской провинции характерно, что каналы, по которым внедрялись интрузии, не сообщались с поверхностью, т.е. массивы относятся к типу "закрытых". Об этом свидетельствует отсутствие жерловых фаций, продуктов эсплозивных явлений и щелочно-ультрамафитовых эффузивов в пределах Сетте-Дабана. Имеются данные о наличии не вскрытого эрозией крупного (около 60 км²) Хамнинского массива, в кровле которого обнаружено множество даек сиенитов и карбонатитовых жил.

"Закрытый" тип массивов рассматриваемой провинции создает необходимость обсуждения вопроса об оценке еще одного фактора - глубины их современного эрозионного среза от апикальных частей. Для достаточно глубоко эродированных тел эта проблема однозначно не решается ни одним из известных методов. Однако можно предполагать незначительность различий в глубинах залегания апикальных частей массивов. Эта гипотеза основывается на близости геолого-структурных условий формирования - приуроченности массивов к зоне единого глубинного разлома. Структурный фактор увязывается с логичной последовательностью изменения количественного соотношения пород в ряду тел при переходе от формировавшегося

Рис. 4.2. Закономерная связь глубины H формирования эрозионных срезов массивов УИК от палеоповерхности и температуры гомогенизации T_r газово-жидких включений в минералах кварцсодержащих пород IV стадии карбонатитового этапа.

Массивы УИК: эталонные - Гулинский (2), Озерный (9); контрольные - Турьинский (1), Африканда (6); экзамена - Озерная Варака (3), Ковдорский (4), Вуори-Ярви (5), Верхнесаянский (7), Нижнесаянский (8). Пунктирными линиями показан доверительный интервал



ся на максимальной глубине Горноозерского массива к Поворотному, Геку и Воину, что позволило установить закономерности вертикальной зональности массивов "закрытого" типа (см. табл. 4.3).

Для решения вопроса о глубине формирования массивов УИК таких провинций, как Кольская, где вмещающие породы представлены метаморфитами, или Восточно-Саянская, где массивы залегают в сложнотрогированных складчатых толщах, воспользоваться методом палеогеографических реконструкций, естественно, не представляется возможным. К решению этой проблемы удалось подойти благодаря исследованиям В.С. Самойлова [59], установившего, что в малоглубинных комплексах (Гулинском, Турьинском и др.) максимальная температура гомогенизации включений ($T_r = 275 - 385^\circ \text{C}$) минералообразующих сред в кварце, апатите и карбонате из анкеритовых и доломитовых кварцсодержащих пород, относящихся по классификации автора данной работы к доломит-анкеритовой (IV) стадии карбонатитового процесса, в то время как в наиболее глубоких комплексах (Горноозерском, Белозиминском) эта температура минимальна ($220-250^\circ \text{C}$).

Из девяти массивов различных провинций, для которых В.С. Самойловым был получен достаточно надежный статистический материал по T_r включений, для двух - Гулинского и Горноозерского, Е.М. Эпштейном рассчитаны значения H (эта-

Т а б л и ц а 4.5

Глубина залегания H от палеоповерхности современного среза массивов УИК различных провинций страны

Фация глубин- ности	Массив	Глубина среза H (в км), установленная				
		по палеогеографическим реконструкциям			по зависимости T_g ВМС минералов от глубины формирования кварц- содержащих пород	
		Запад- ное Приана- барье	Сетте- Дабан	Алдан	Восточные Саяны	Кольский п-ов
Мало- глубинная	Ессей	0,8±0,2				
	Романиха	0,8±0,2				
	Чангит	0,9±0,1				
	Одихинча	1,0±0,1				
	Кугда	1,3±0,2				
	Долбыха	1,3±0,2				
	Турьинский					1,5±0,5
	Бор-Юрях	1,6±0,2				
	Арбарастах			1,6±0,4		
	Немакит	1,7±0,2				
	Гулинский	2,1±0,5				
	Маган	2,5±0,2				
	Воин		2,6±1,1			
	Озерная Варака					2,8±0,7
	Ыраас	2,9±0,2				
	Инагли			3,5±0,5		
	Ковдорский					4,0±0,7
	Вуори-Ярви					4,7±0,8
Глубинная	Гек		5,1±1,2			
	Африканда					5,4±0,8
	Среднезиминский				5,9±0,8	
	Поворотный		6,8±1,3			
	Белозиминский				7,4±1,2	
	Горноозерский		8,2±1,3			
Максимальный разброс H провинций		2	8	3	3	5
Наибольшая H		3	9	4	9	6

лонные массивы), что, безусловно, недостаточно для достоверных построений. Чтобы восполнить пробел, сделана попытка использовать в качестве "контрольных" данные А.А. Кухаренко [37], показавшего, что массивы УИК Кольской провинции залегают в разных структурных ярусах - от архея до верхнего протерозоя - и денудированы в различной степени. Например, к наименее глубинным отнесен Турьинский массив (1,5-2 км), а к наиболее глубоко эродированным - массив Африканда (4-5 км). Когда на построенный по эталонным массивам график

"глубина формирования - температура гомогенизации включений в минералах" (рис. 4.2) были нанесены соответствующие данные В.С. Самойлова [59], глубина формирования массивов оказалась: Турьинского $1,5 \pm 0,5$ км, Африканды $5,4 \pm 0,7$ км, т.е. их значения практически совпали с оценкой А.А. Кухаренко. Характерно, что все массивы Кольской провинции, данные по которым вынесены на график, расположились по глубинам в последовательности, предложенной А.А. Кухаренко. Прежде всего это указывает на высокую достоверность геологических построений ученого. Но, кроме того, позволяет убедиться в надежности графика и определить глубину формирования ряда массивов Кольской и Восточно-Саянской провинции. Следует отметить, что по Среднезиминому и Белозиминому массивам последовательность расположения по глубинам совпадает с установленной по геологическим признакам А.А. Фроловым [69].

В результате удалось получить данные о глубине формирования 24 массивов УИК из пяти провинций нашей страны (табл. 4.5); эти данные по 17 массивам отнесены к разряду количественных - по палеографическим реконструкциям и по 7 массивам - к полуколичественным. По Алданской провинции (массивы Арбарастах, Инагли) учтены расчеты, проведенные А.А. Ельяновым и В.М. Моралевым.

4.2. ФАЦИИ ГЛУБИННОСТИ И РУДОНОСНОСТЬ

Анализ материалов определил возможность нового подхода к выделению фаций глубинности в различной степени эродированных массивов УИК, в основу которого положен единственный объективный параметр - цифровое значение глубины формирования среза каждого из них H с оценкой возможной ошибки определения [83]. Полученные данные позволяют выделить три фации глубинности массивов (табл. 4.6).

Поверхностная фация (0-0,5 км) характеризуется наличием вулканических конусов или их остатков, т.е. обладает прямым геологическим признаком и не требует каких-либо расчетов. Фация выделяется Е. Хейнрихом [92], А.А. Фроловым [69], В.С. Самойловым [59], которые дали ей достаточно полную характеристику.

Совершенно иначе дело обстоит с глубинными фациями. Е. Хейнрих выделяет четыре зоны, А.А. Фролов и В.С. Самойлов по три, но по-разному представляют массивы в их пределах. Не вдаваясь в подробности дискуссии по этому вопросу А.А. Фролова, Ю.А. Багдасарова и В.С. Самойлова, отметим, что по полученным цифровым значениям в настоящее время представляется возможным уверенно выделить лишь две фации.

Малоглубинная фация (от 0,5 до 5-6 км) объединяет по абсолютным глубинам гип- и мезоабиссальные фации, включает массивы Западно-Прианбарской, Кольской и Алданской провин-

Фации глубинности, критерии их выделения и рудоносность карбонатитовых комплексов массивов УИК Таблица 4.6

Фация глубинности (интервал глубины формирования, км); провинция УИК	Массив и глубина его формирования от палеоперфорности (в км), определенная по различным данным		Важнейшие информативные геолого-петрографические признаки	Типичные эндогенные месторождения и рудопроявления
	по прямым геологическим или количественным расчетным	по полуколичественным расчетным		
Поверхностная (0-0,5); Кольская	Контозерский (Кольский п-ов) Олдоиньо-Ленгаи, Керимази и др. (Африка)		Вулканические аппараты - пеплы, агломераты, туфы, лавы нефелинитов, фонолитов, реже содовые и кальцитовые; абиссофобные минералы - параволластонит, меллитит; отсутствуют ультрамафиты и карбонатитоиды	Соды, известкового сырья
Малоглубинная (от 0,5 до 5-6); Западно-Прианабарская, Алдэнская, Кольская	Ессей и Романиха ($0,8 \pm 0,2$), Чангит ($0,9 \pm 0,1$), Одихинча ($1,0 \pm 0,1$), Долбыха и Кугда ($1,3 \pm 0,2$), Арбарастан и Бор-Юрях ($1,6 \pm 0,2$), Немакит ($1,7 \pm 0,2$), Гулинский ($2,1 \pm 0,5$), Маган ($2,5 \pm 0,2$), Воин ($2,6 \pm 0,1$), Ыраас ($2,9 \pm 0,2$), Инагли ($3,5 \pm 0,5$), Гек ($5,1 \pm 1,2$)	Турьинский ($1,5 \pm 0,5$) Озерная Варакка ($2,8 \pm 0,7$), Ковдорский ($4,0 \pm 0,7$), Вуори-Ярви ($4,7 \pm 0,8$) Африканда ($5,4 \pm 0,8$)	Преобладают массивы "открытого" типа; широко развиты оливиниты, Мел и Мо породы и карбонатитоиды; карбонатиты слагают менее 10% площади массивов; отсутствуют крупные тела Анк карбонатитов, слабо выражена вертикальная зональность	Ап-Мт, Ап, Мт, Мт-Пе, Хп, Фл, Хр, Гч, Пх, Кл, Бд, Цр, а также известкового сырья
Глубинная (от 5-6 до 12, возможно более); Сетте-Дабанская, Восточно-Саянская	Поворотный ($6,8 \pm 1,3$), Горноозерский ($8,2 \pm 1,3$)	Среднезиминский ($5,9 \pm 0,8$), Белозиминский ($7,4 \pm 1,2$)	Преобладают массивы "закрытого" типа; широко развиты карбонатиты (до 90%), слабо - карбонатитоиды; с глубиной возрастает роль карбонатитов за счет силикатных пород, Пи пород за счет щелочных; отсутствуют оливиниты, Мо, крайне редок Мел	Гч, Пх, Бс-Па, Ап, Гл-Срт, Сид, Ба, а также флюорита, известкового сырья

ций. Они характеризуются широким развитием оливинитов, мелилитовых, монтицеллитовых пород и карбонатитоидов при подчиненной роли карбонатитов, площади которых обычно не превышают 10% площади выходов пород массива. Наиболее крупные тела карбонатитов (3 и 4 км²) Гулинского вулканоплутон приурочены к легко проницаемым структурам - вулканическим каналам, заполненным ранее породами жерловой фации. Для массивов малоглубинной фации типична значительная роль парагенезисов, содержащих абиссофобные минералы, в первую очередь мелилит и монтицеллит. По этому признаку автореакционные скарны - карбонатитоиды Гулинского массива были отнесены автором [77] к геленит-монтицеллитовой фации глубинности, т.е. фации высоких температур и низких давлений CO₂ по Д.С. Коржинскому [32]. Многие из массивов сообщались с поверхностью - относятся к типу "открытых", хотя следует подчеркнуть определенную условность этого понятия. Например, Гулинский вулканоплутон несомненно изливал щелочно-ультрамафитовые лавы. Однако в период формирования флогопитоносных карбонатитоидов и карбонатитов I и II стадий, судя по текстурно-структурным особенностям пород и минералого-геохимическим признакам, не имел сообщения с поверхностью, т.е. подводные каналы были закупорены. Среди массивов наблюдаются и "закрытые" плутонические, обладающие признаками близости апикальной части.

Массивы малоглубинной фации характеризуются ярко выраженной рудной спецификой. Флогопитовые месторождения наблюдаются как в самых "верхних" массивах фации (Одихинча - $1,0 \pm 0,1$ км), так и в нижних ее частях (Вуори-Ярви - $4,7 \pm 0,8$ км). То же относится к перовскит-магнетитовому орудению (Кугда - $1,3 \pm 0,2$ и Африканда - $5,4 \pm 0,8$ км). Еще более разителен размах Ап-Мт месторождений. Они локализуются в наименее эродированном массиве Ессей ($0,8 \pm 0,2$ км), а также на Ковдорском месторождении. Глубина эрозионного среза последнего оценивается в $4,0 \pm 0,7$ км, а руды прослеживаются скважинами еще на 2 км. Общий вертикальный размах апатит-магнетитовых руд достигает 5-6 км. Гатчеттолитовые и пироксеновые руды фиксируются с глубины в 2 км (Гулинский массив) и прослеживаются до нижней границы фации, (массив Вуори-Ярви), чаще с возрастанием ее масштабов.

Как уже указывалось, в массивах Западно-Прианбарской провинции при разнице в глубинах формирования в 2 км геолого-петрологические признаки вертикальной зональности отсутствуют, в массивах Кольской провинции, где различие в глубине возрастает до 5 км, наблюдается вертикальная зональность, выраженная сверху вниз увеличением роли пироксеновых пород за счет оливинитов, а карбонатитов за счет силикатных пород.

Верхняя граница фации устанавливается достаточно надежно, так как наименее эродированные массивы, но не обладающие

Изменение минералого-геохимических характеристик высокотитанистого магнетита в зависимости от глубины формирования ультрамафитов массивов Западно-Прианбарской провинции

Массив	Порода	Глубина формирования среза от палео-поверхности, км	$P_{\text{фл}}$ расчетное*, МПа	n	Fe _{общ} в Мт, %
Одихинча	Оливинит	$1,0 \pm 0,1$	37	1	39
Кугда	"	$1,3 \pm 0,1$	48	5	40
Бор-Юрях	"	$1,6 \pm 0,2$	59	9	55
Гулинский	Дунит	$2,1 \pm 0,5$	78	7	58

*Для счета принято: $P_{\text{лит}}$ составляет 100 МПа на 4 км; $P_{\text{лит}} = -1/2,7 P_{\text{фл}}$.

** С глубиной K_v возрастает от 0,8 до 2,4.

признаками наличия вулканических аппаратов, имеют глубины не более 0,8 км (Ессей, Романиха). Положение нижней ее границы, как это будет видно из дальнейшего изложения, может варьировать в различных провинциях.

По глубине формирования массивов (см. табл. 4.6) расчетные показатели автора ближе к данным В.С. Самойлова и Ю.А. Багдасарова [58], которыми определены, хотя и по косвенным признакам, критерии различия состава пород массивов. Однако выделение ими "приповерхностной" фации глубинности (0,5-1,5 км) не подтверждается нашими расчетами. В.С. Самойлов и Ю.А. Багдасаров обоснованно отнесли массивы Западного Прианбарья к "гипабиссальной" фации. Но половина из них (Ессей, Романиха, Чангит, Одихинча, Кугда) формировались в интервале глубин 0,8-1,3 км, т.е. соответствующих "приповерхностной" фации, а прочие (Бор-Юрях, Немакит, Гулинский, Маган, Ыраас) - в условиях "гипабиссальной" (по этим авторам) фации. Следует подчеркнуть, что отсутствуют какие-либо геологические, петрологические, минералого-геохимические и рудогенные признаки для разделения массивов Западного Прианбарья на две фации глубинности (см. табл. 4.5 и 4.6).

Установлена зависимость состава магнетита от глубины образования пород. Так, в оливинитах четырех массивов Западного Прианбарья (Гулинском, Бор-Юрях, Кугда, Одихинча), формировавшихся на последовательно уменьшающихся глубинах в интервале 1 км, состав высокотитанистой феррошпинели закономерно изменяется (табл. 4.7): снижается значение коэффициента восстановленности железа K_v и содержание Ti , возрастает содержание Mg . Указанное явление можно объяснить увеличением P_{O_2} в кристаллизующихся расплавах при снижении $P_{\text{фл}}$ с приближением к палеоповерхности. Концентрация Ti -

Миналы, молекулярная доля, %**					
Уш	Шп	Мф	Як	Хо	Мт
28	7	36	2	-	27
30	2	23	1	1	43
33	3	24	2	2	37
39	7	16	2	2	32

функция Ен системы, так как в других случаях установлено, что появление в породах титановой фазы (ильменита, перовскита) при прочих равных условиях не влияет на концентрацию Ti в парагенном магнетите [84]. Подобная тенденция в изменении состава магнетита выявлена и для апатит-магнетитовых карбонатитов Ковдорского месторождения, однако при значительно меньшем градиенте изменения концентраций Ti, Mg и K, железа на интервале около 2 км, вскрытом скважинами [85].

Глубинная фация (от 5-6 до 12 км, возможно, более) по абсолютным глубинам отвечает абиссальной фации, включает массивы Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций. Они отличаются прежде всего преобладающим развитием карбонатитов, слагающих до 90% их выходов. Карбонатитовые проявления в них крайне незначительно лишь в породах I стадии (массивы Горноозерский, Белозиминский, Поворотный, Гек) либо имеют подчиненное значение, локализуясь в породах II стадии в прикровельной части массива (Среднезиминский). Характерна полная смена оливинитов пироксенитами или пироксеновыми метасоматитами, отсутствие монтichelлитовых пород и исчезновение либо крайне незначительное распространение мелилитовых (Белозиминский). Карбонатиты здесь обычно четко зональны и дифференцированы. Среди них часто наблюдаются разновидности всех четырех стадий процесса, в том числе и крупные тела анкеритового состава (Горноозерский, Белозиминский массивы). Массивы относятся к "закрытому" или плутоногенному типу, хотя нельзя гарантировать, что в каких-то случаях они не являются вулканоплутонами, глубоко срезаемыми эрозией.

Рудная эндогенная специализация массивов малоглубинной фации значительно отличается от глубинных. В последних широко представлены редкометалльные карбонатиты с гатчетолитовыми, пироклоровыми, колумбитовыми и паризит-бастнезитовыми рудами, сопровождающимися апатитовым, баритовым, сидеритовым оруденением и галенит-сфалерито-

вой минерализацией (Горноозерский, Белозиминский массивы). Значительные скопления апатита и пирохлора могут быть приурочены к корам выветривания и делювиально-аллювиальным россыпям (Томторский массив). Флогопитовые месторождения полностью отсутствуют. Апатит-магнетитовые рудопрооявления встречаются в виде небольших линзовидных обособлений в форстерит-кальцитовых карбонатах. Рассчитывать на значительные скопления апатит-магнетитовых руд по имеющимся геологическим данным не представляется возможным. Вертикальная зональность выражена нарастанием относительного количества карбонатов с глубиной, но лишь при значительных (1,5-3 км) амплитудах глубины срезов. Максимум развития карбонатов (около 90 %) достигается в наиболее глубоко эродированном Горноозерском массиве ($8,2 \pm 1,2$ км). Структурный анализ показал, что выклинивание карбонатитового столбообразного тела этого массива можно ожидать на глубинах не менее 12 км от палеоповерхности. Ниже сплошное тело, вероятно, сменится штокверком карбонатитовых жил.

Граница между малоглубинной и глубинной фациями проводится неоднозначно или, вернее сказать, для разных провинций положение ее будет неодинаковым. В массивах Западного Прианабарья, Сетте-Дабана и Восточного Саяна эта граница может определяться глубиной в 5 км от палеоповерхности. В массивах Кольской провинции, учитывая данные бурения, ее следует проводить не выше 6 км. По-видимому, возможно [69] выделение переходных зон между фациями, но для этого требуется достоверно установить глубину формирования для большего числа массивов.

Сопоставление рассмотренных провинций, в которых развиты массивы "закрытого" и "открытого" типов, показывает, что роль вертикальной зональности и ее значение с точки зрения оценки промышленных перспектив весьма различны. Для "плутонов" глубина формирования при ее размахе в 1,5-3 км наряду с другими факторами имеет существенное значение, для вулканоплутонов преобладают другие, главным образом, геологоструктурные факторы.

По значению глубины формирования для потенциальной рудоносности достаточно изученные карбонатитовые провинции нашей страны можно расположить в следующий ряд.

1. Западно-Прианабарская, Кольская и Алданская - массивы этих провинций обладают признаками малых глубин формирования и их в целом можно трактовать как коренные части вулканоплутонов, в различной степени (1-5 км) срезанных последующей эрозией. В пределах Западно-Прианабарской и Кольской провинций развиты щелочно-ультраосновные эффузивы. В породах достаточно широким распространением пользуются абиссофобные минералы мелилит-монтичеллитовой фации глубинности - мелилит, монтичеллит, волластонит. Широко проявлены карбонатитониды, с которыми связаны комплексные апатитовые, магнетит-

товые, флогопитовые и редкометалльные месторождения. Карбонатиты, как правило, имеют значительно меньшее развитие. Единственным исключением, достоверно известным автору, является массив Сокли (Финляндия). По просьбе руководства ПГО "Севзапгеология" автором (1978 г.) были детально рассмотрены геологические, геофизические, петрографические и минералогические материалы, собранные и обобщенные Д.Г. Руденко - главным геологом тематической партии, работавшей по контракту с фирмой "Раутарууки". В результате предложена схема расчленения пород и легенда геологической карты, прослежена последовательность формирования минеральных парагенезисов и место руд в карбонатитовом процессе.

Карбонатитоиды (I стадия) и карбонатиты (I-IV стадий) занимают в пределах массива Сокли примерно равные площади (по 10 км²). Подобное соотношение пород в малоглубинной фации объясняется, скорее всего, образованием карбонатитового ядра массива Сокли на месте бывшего вулканического жерла (как и карбонатитов Гулинского вулcano-плутона).

2. Восточно-Саянская провинция - массивы обладают показателями увеличения глубинности по сравнению с предыдущими, но в некоторых из них еще сохраняются признаки сравнительно неглубокого формирования - эксплозивные образования, абиссофобные минералы (мелилит, волластонит). Вместе с тем полностью отсутствуют эффузивы щелочно-ультрамафитового состава, резко сокращаются масштабы развития карбонатитоидов по сравнению с карбонатитами. В пределах этих массивов не формировались флогопитовые месторождения, апатит-магнетитовые рудопоявления незначительны по масштабам. Главную роль играют фосфорно-редкометалльные месторождения, приуроченные к карбонатитам.

3. Сетте-Дабанская провинция - в массивах отсутствуют признаки малых глубин формирования. Карбонатитоиды проявлены крайне незначительно, а приуроченные к ним месторождения отсутствуют. Эндогенные месторождения представлены только фосфорно-редкометалльными и связаны с карбонатитами. Глубина формирования массивов при достаточно большом ее размахе (не менее 1,5 км) приобретает значение поискового критерия.

По изученным провинциям региональная локализация массивов малоглубинной фации (платформа, щит) отличается от массивов глубинной фации (краевая, прогнутая часть платформы, область причлененной к платформе складчатости), однако пока нет оснований считать эту особенность геотектонической позиции признаком рудоносности. Повышенная глубина среза массивов Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций (до 8-9 км), объясняется, скорее, активным вздыманием региональных структур.

РУДНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

5.1. ФОРМАЦИОННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Проблеме классификации месторождений, связанных с массивами УИК, в геологической литературе уделялось немало внимания. История вопроса и критический обзор различных позиций подробно рассмотрен А.А. Фроловым [69], что позволяет кратко остановиться на основных положениях. Первая классификация (1958 г.) принадлежит А.А. Кухаренко; позже (1971 г.) она была дополнена [37]. Эндогенные месторождения разделены на следующие типы: магматические (собственно магматические, фузивные, пегматитовые) и постмагматические (пневматолит-гидротермальные автометаморфические, контактово-реакционные, метасоматические и гидротермальные карбонатитовые). Кроме того, выделены месторождения кор выветривания. Таким образом, в основу классификации положен генетический принцип с указанием состава и последовательности формирования рудоносных пород. На том же принципе основана классификация Ф.Р. Апельцина и А.И. Гинзбурга [2].

Е. Хейнрих [92] подразделил месторождения по относительному возрасту - докарбонатитовые, карбонатитовые и экзогенные, предложив расчленение каждой из групп по видам полезных ископаемых. Отдельные вопросы типизации месторождений рассматривались и в работах других отечественных [5, 19, 34] и зарубежных [30, 91, 98] исследователей. А.А. Фроловым [69-71] разработана подробная классификация рудных формаций эндогенных месторождений, связанных с массивами "ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов", с выделением генетических групп - магматических и постмагматических, в том числе докарбонатитовых, карбонатитовых (ранних и поздних) и посткарбонатитовых. Им характеризуется 20 минеральных типов месторождений, 10 из которых отнесены к категории промышленных. Для каждого типа месторождений приводится состав рудоносных пород, морфология рудных тел, основные и второстепенные полезные ископаемые.

Совокупность новых авторских геологических, петрологических и минералогических материалов по эталонным и контрольным объектам, наряду с анализом литературных данных, свидетельствует о целесообразности построения рудно-формационной классификации эндогенных месторождений на основе относительного возрастного расчленения пород геологической формации ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов. Предлагается выделить две эндогенные рудные формации - ультрамафитовую

железо-титановую и карбонатитовую поликомпонентную, соответствующие этапам гипогенной деятельности, а также формацию гипергенных месторождений.

Породы ийолитового и нефелин-сиенитового этапов формирования массивов, т.е. бескарбонатные парагенетические ассоциации $He + \Pi$, $He + \Pi + Me$, $\Pi + Me$, $Ol + \Pi + Me$, а также фениты и нефелиновые сиениты ($\Pi + Ksh$), по данным автора, не содержат сингенетичных и синхронных им месторождений полезных ископаемых.

Карбонатитовая рудная формация, включающая месторождения, генетически и пространственно приуроченные к породам карбонатитового этапа - карбонатитоидам и карбонатитам, подразделена на четыре рудные фации (РФ), соответствующие четырем разновозрастным стадиям. В пределах каждой из РФ предлагается различать природные, или минеральные, типы месторождений, для которых характерно единство относительного времени формирования и парагенезиса рудных минералов (табл. 5.1). В пределах природных типов месторождений при необходимости могут быть выделены минеральные типы руд.

Подобный подход к выделению рудных формаций, как показано Д.И. Горжевским, В.Н. Козеренко и Р.М. Константиновым, строится на эмпирически выявленных статистических повторяющихся закономерностях, не зависящих от субъективных и нередко изменяющихся генетических представлений исследователей. В то же время подчеркивается большое значение познания генезиса рудных формаций. Указанные авторы выделяют три типа связей между геологической формацией и рудными формациями - генетическую, парагенетическую и телегенетическую. Геологическая формация УИК, исходя из совокупности авторских материалов, включает эндогенные месторождения с *четко выраженной генетической связью*. Об этом свидетельствует наличие отчетливой временной и пространственной приуроченности месторождений к соответствующим магматогенным образованиям, т.е. рудогенерирующие структуры одновременно являются и рудовмещающими. В.Д. Рундквист в подобных случаях предлагает выделять рудоносную продуктивную формацию; это наименование вполне подходит как к ультрамафитовой железо-титановой, так и к карбонатитовой поликомпонентной рудным формациям геологической формации УИК.

5.1.1. УЛЬТРАМАФИТОВАЯ ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация включает сингенетичные дунитам, оливинитам, перидотитам, пироксенитам магнетитовые месторождения, среди которых выделяются два минеральных типа - высокотитанистый ванадиеносный (Гулинский массив) и никеленосный (Ковдорский массив).

Классификация ведущих типов эндогенных месторождений массивов формации ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов

Рудная формация (этап)	Рудная фа́ция (стадия)	Минеральный тип руд	Рудовмещаю- щие породы	Рудопродуктивные	
				наименова- ние	парагенные главные поро- дообразующие
Ультра- мафито- вая же- лезо-ти- тановая	-	Магнетитовый высокотитани- стый	Оливиниты, перидотиты, пироксениты	Перидоти- ты, пиро- ксениты	Фо+Авг+Мт
		Магнетитовый никельсодер- жащий	Оливиниты	Оливиниты	Фо+Мт
Карбона- титовая поликом- понент- ная (в карбона- титоидах и карбо- натитах)	Перов- скит- флогопи- товая (I)	Перовскит- магнетитовый	Пироксениты	Пи-Пе-Мт	Авгди+Амф+Мт+ +Пе
		Магнетитовый	Ийолиты	Ка-Ди-Мт	Ди+Фл+Мт+Ка
		Флогопитовый	Мелилитовые	Шр-Фл-Мел	Мел+Шр+Фл
			Пироксено- вые	Фл-Пи	Авгди+Фл
			Не-Пи	Фл-Не-Пи	Авгди+Фл
		Апатитовый	Пироксено- вые	Ап-Пи	Авгди+Фл+Ап
			Эгириниты	Ап-Кш	Эг+Кш+Ап
		Известковый	Ультрамафи- ты	Ка	Ка
	Гатчет- толит- пирохлор- флогопи- товая (II)	Магнетитовый	Оливиниты	Дол-Фл-Мт	Мт+Фл+Дол
		Апатит-магне- тит-бадделей- товый	Пироксено- вые, Не-Пи	Ап-Фо, Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт	Фо+Мт+Ап
		Гатчеттолит- апатит- магнетитовый	Ап-Мт, Фо- Ка	Ка-Фо-Мт, Ффл-Ка	Фо+Ффл+Мт+Ка
		Пирохлор- апатит-маг- нетитовый	Фениты, Фл-Ди, Фл-Амф	Ка-Ффл-Ап- Мт	Ффл+Ап+Мт+Ка
		Гатчеттоли- товый	Нефелиновые сиениты, фениты	Эг-Аб, Эг-Ка	Аб+Эг+Ка

Т а б л и ц а 5.1

породы	Полезные компоненты		Масштаб месторождений	Примеры месторождения
минералы				
второстепенные (акцессорные)	ведущие	сопутствующие		
-	Fe, Ti	V, Фo, Cr, Pt	Крупный	Гулинское
-	Fe	Ni, Фo	Мелкий	Ковдорское
$\pm \text{Фo} \pm \text{Ап} + \text{Ка}$ (Сф)	Ti	Fe, Nb	Средний	Кугда, Бор-Юрях, Вуори-Ярви, Африканда
$\text{He} + \text{Шр} + \text{Ап}$ (Пе)	Fe	-	Крупный	Томторское
$\pm \text{He} + \text{Ди} + \text{Ка}$ (Пе)	Фл	-	Средний	Одихинча, Гулинское
$\text{Mt} + \text{Ка}$ (Пе)	Фл	-	"	Вуори-Ярви, Себль-Явр
$\text{Ап} + \text{Mt} + \text{Ка}$ (Пе)	Фл	-	Мелкий	Маган, Гулинское
$\text{Шр} + \text{Пн} + \text{Хп} + \text{Ка}$ (Кл)	P	Zr, Cu, Co, Au, Ag, Pt	Средний	Себль-Явр
$\text{Би} + \text{Ка}$ (Сф)	P	-	"	Маган
$\text{Би} + \text{Mt}$	Ка	-	"	Гулинское
$\text{Фo} \pm \text{Ап} \pm \text{Ка}$ (Бд)	Fe	Ni, Фo	Мелкий	Ковдорское
$\text{Фл} \pm \text{Дол} + \text{Ка}$ (Бд)	Fe, P	Zr, Фo, Ка	Средний	Палабора, Ковдорское, Вуори-Ярви, Ессей
$\text{Кг} + \text{Ап} \pm \text{Дол}$ (Гч, Цк, Бд)	Ta, Nb, Fe, F	Cu, Au, Ag, Pt, Ка	Средний, мелкий	Ковдорское, Вуори-Ярви
$\text{Фo} \pm \text{Дол}$ (Пх)	Nb	P, Fe	Крупный	Араша
$\text{Mt} + \text{Ап}$ (Гч)	Ta, Nb	P, Ка	Средний, мелкий	Среднезиминское

Рудная формация (этап)	Рудная фация (стадия)	Минеральный тип руд	Рудовмещаю- щие породы	Рудопродуктивные	
				наименова- ние	парагенные
					главные поро- дообразующие
Карбона- титовая поликом- понент- ная (в карбона- титои- дах и карбона- титах)	Гатчет- толит- пиро- хлор- флого- пито- вая (II)	Гатчеттолито- вый	Пироксено- вые, Не-Пи, Амф-Пи	Фо-Ка, Фл-Ка	Ди или Фо+Мт+Ап+Ка
		Пирохлоровый	То же	Фо-Ка, Фл-Ка	Фо+Мт+Ап+Ка
		Халькопири- товый	Ап-Фо-Мт	Фо-Ка	Фо+Мт±Ка±Дол
		Флогопитовый	Оливиниты, мелилитовые, пиро- ксеновые	Фл-Ди, Фл-Фо	Ди или Фо+Фл
		Апатит- карбонатный	Не-Пи, фе- ниты, Ап-Мт	Фо-Ка, Ка	Фо+Ап+Ка
	Пирохло- ровая (III)	Апатит- магнетитовый	Гнейсы	Ап-Мт	Ап+Мт
		Луешит-пиро- хлоровый	Фо-Ка	Амф-Дол-Ка	Эк или Арф+Дол+Ка
		Пирохлоровый	Фо-Ка и другие ран- ние	Амф-Дол- Ка	Эк или Ар+Дол+Ка
	Колум- бит-ба- стнези- товая (IV)	Пирохлор- колумбит-ба- стнезитовый	Фо-Ка, Амф-Дол-Ка	Анк	Анк
		Гематит- флюоритовый	Ийолиты, щелочные сиениты, фениты	Гем-Фю	Гем+Фю±Анк или Сид

В пределах Гулинского вулканоплутона насчитывается около 25 рудных тел, общей площадью не менее 4 км². Наиболее крупное из них располагается в западной части плутона в виде субширотного линзовидного тела длиной около 5 км при мощности 0,5-0,6 км. Запасы этого магнетитового месторождения до глубины 500 м оцениваются в 5 млрд т руды при содержании

породы	Полезные компоненты		Масштаб месторождений	Примеры месторождения
минералы				
второстепенные (акцессорные)	ведущие	сопутствующие		
Фл, (Гч, Цк)	Ta, Nb	P, Fe, Ka	Крупный, средний, мелкий	Горноозерское, Белозиминское, Сокли
Фл или Фл±Дол (Пх)	Nb	P, Ka	Крупный, средний, мелкий	Гулинское, Белозиминское, Горноозерское
Фл+Кг+Ап±Хп± ±Пи±Пр (Тн или Бд)	Cu	Co, Au, Aq, Ka	Крупный, средний	Палабора, Себль-Явр
Мт+Ап ±Дол+Ка (Бд)	Фл	Хр	Крупный	Ковдорское, Палабора
Фл+Мт±Дол (Бд)	P, Ka	Fe	Средний	Ковдорское, Вуори-Ярви
Рх или Ар+Фл+Дол+Ка	P, Fe	-	"	Ыраас
Фл+Мт (Лу+Пх)	Nb	P	"	Салланлатва
±Сп+Фл+Мт (Пх, Фс)	Nb	P, Fe	"	Белозиминское, Горноозерское
±Эг±Хл±Амф±Кв± ±Ст±Дол±Сид±Ба± ±Ср±Гем±Пр+Ап± Фю±Гл±Срт(±Пх+ +Кб+Бс+Па±Фн)	Nb, TR _{Ce}	Fe, P, ±Sr, ±Ba, ±Pb, ±Zn, ±Фю	Крупный, средний	Чилва, Канганкунде, Горноозерское, Белозиминское, Томторское
±Кш+Ап±Дол+Ба±Кв (±Бс±Па)	Fe, Фю	±TR _{Ce} , Ba	Средний	Амба-Донгар, Окорусу, Калькфельд, Тагна

Fe 20%. Магнетит содержит до 30-40% ульвошпинелиевого минерала и образует густую вкрапленность до сливных руд. Контакты - нечеткие с постепенными переходами к безрудным; ультрафитам. Состав рудного минерала, а также оливина и пироксена не различается в рудах и ультрафитах, что наряду с текстурными особенностями поз-

воляет считать оруденение сингенетичным вмещающим породам при изменении количественных соотношений минералов по типу монопарагенезисной зональности. Вместе с тем наличие сидеронитовых структур с коррозией оливина и пироксена магнетитом дает возможность сделать вывод о более поздней кристаллизации оруденения в ультрамафитах [11]. Гулинское магнетитовое месторождение содержит весьма крупные ресурсы титана. К важным попутным компонентам относятся ванадий и хром, а к прогнозируемым - платиноиды.

Наибольшие месторождения и рудопроявления подобного типа обнаружены в ультрамафитах многих массивов УИК (Кугда, Бор-Юрях, Лесная Варака, Африканда и др.). Примечательно, что в оливинитах и их монтичеллитизированных разновидностях Ковдорского массива известны рудопроявления магнетита с повышенным содержанием оксида никеля (0,2-0,5%) - перспективные природнолегированные руды.

Рудоносные ультрамафиты формировались в интервале глубин 1-5 км (Западно-Прианабарская, Кольская провинции). На больших глубинах оливиниты обнаруживаются лишь в виде реликтовых блоков в пироксенитах и апооливинитовых пироксеновых породах, что наблюдается, например, в пределах массива Африканда, глубина образования которого оценена в $5,4 \pm 0,8$ км. В более глубоко эродированных массивах Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций отмечаются лишь пироксеновые разновидности ультрамафитов, не содержащие магнетитовых руд.

5.1.2 КАРБОНАТИТОВАЯ ПОЛИКОМПОНЕНТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Формация включает около 20 минеральных типов чаще комплексных месторождений (см. табл. 5.1), объединенных общим признаком - парагенностью карбонатов с рудными и породообразующими минералами иного состава, т.е. в соответствии с принятой классификацией представленных карбонатитоидами в малоглубинной фации и карбонатитами в малоглубинной и глубинной фациях.

Рудные минералы месторождений различных типов карбонатитовой формации сингенетичны специфическим парагенезисам породообразующих минералов. Они формируются последовательно и подразделены, как указывалось, на четыре рудные фации РФ, отвечающие стадиям минералообразования.

Детальными петрологическими исследованиями Л.К. Пожарицкой, В.С. Самойлова, С.В. Соколова, автора и других геологов установлено, что главной причиной смены минеральных парагенезисов от ранних к поздним стадиям (или рудным фациям) карбонатитового процесса является последовательное снижение температуры их формирования T_{ϕ} . Всесторонне этот вопрос рас-

смотрен В.С. Самойловым [59], сопоставившим данные экспериментальных исследований и результаты определения T_f с помощью разнообразных геотермометров.

Наименования РФ, перечисленных от ранних к поздним, установлены по совокупности характерных и неповторяющихся сочетаний ведущих рудных минералов.

Перовскит-флогопитовая РФ (I) представлена только карбонатитоидами: апатитовыми (Маган), апатит-кальцитритовыми (Себль-Явр), перовскит-магнетитовыми (Кугда, Вуори-Ярви, Африканда), магнетитовыми (Томторское), флогопитовыми в мелилитовых, пироксеновых и нефелин-пироксеновых породах (Одихянча, Гулинское, Маган, Вуори-Ярви, Себль-Явр), хризолитовыми (Кугда).

Гатчеттолит-пирохлор-флогопитовая РФ (II) включает месторождения в карбонатитоидах: апатит-магнетит-бадделентовые (Ессей, Ковдорское, Вуори-Ярви, Палабора), флогопитовые (Ковдорское, Палабора), гатчеттолит-apatит-магнетитовые (Ковдорское, Вуори-Ярви, Себль-Явр, Арбарастах), пирохлор-apatит-магнетитовые (Араша), магнетитовые никеленосные (Ковдорское), а также в карбонатитах: апатитоносные гатчеттолитовые и пирохлоровые (Гулинское, Вуори-Ярви, Садланлатва, Горноозерское, Белозиминское, Сокли, Ока), халькопиритовые (Палабора), апатит-карбонатные (Ковдорское, Вуори-Ярви).

Пирохлоровая РФ (III) представлена месторождениями главным образом в карбонатитах: апатитоносными пирохлоровыми (Гулинское, Горноозерское, Белозиминское) и лущитовыми (Салланлатва); реже отмечаются они в карбонатитоидах: апатит-магнетитовые (Браас).

Колумбит-бастенезитовая РФ (IV) объединяет апатитоносные карбонатиты с пирохлор-колумбитовой, паризит-бастенезитовой, галенит-сфалеритовой (Горноозерское, Белозиминское), гематитовой и барит-сидеритовой минерализацией; к карбонатитоидам приурочены лишь флюоритовые месторождения, реже пирохлоровые, иногда с монацитом (Томторское, Большетагнинское).

Остановимся на характеристике месторождений различных типов (от ранних к поздним), представляющих наибольший промышленный интерес или имеющих значение с точки зрения познания процесса рудообразования в карбонатитовых комплексах.

Перовскит-магнетитовые (Пе-Мт) карбонатитоиды представляют собой своеобразный тип комплексных месторождений с ниобийсодержащим перовскитом и магнетитом, природнолегированным ниобием. Они являются перспективным источником титана и феррониобия. Для этих месторождений четко выражен петрологический контроль, проявленный в их приуроченности к породам ультрамафитового состава - оливинитам и пироксенитам. Руды отнесены к карбонатитовой формации и РФ I на основании постоянного наличия низкомагнезиального кальцита в парагенезисе с пироксеном или оливином, амфиболом, флогопитом, магнетитом, перовскитом, апатитом. Месторождения и рудо-

проявления известны в массивах Кугда, Вуори-Ярви, Африканда, Себль-Явр и др.

Флогопитовые (Фл) месторождения приурочены к автореакционным скарнам, являющимся разновидностью карбонатитовидов РФ I и II. Впервые в геологической практике промышленное значение нового генетического типа Фл месторождений, связанных с массивами УИК, показано на примере Гулинского месторождения в 1953-1957 гг. [76, 77]. В раяннем (РФ I) минеральном типе месторождений (см. табл. 5.1) отмечается прямая зависимость электротехнических характеристик флогопита (диэлектрическая проницаемость, пробивное напряжение, и др.) от их магнезиальности, которая, в свою очередь, является функцией состава вмещающих пород. Месторождения в мелилитовых породах характеризуются высокой магнезиальностью и высоким качеством флогопита. Это месторождения с вкрапленным или жильным оруденением (Гулинское, Одихинча). Фл месторождения установлены в пироксенитах (Вуори-Ярви, Себль-Явр), где руды локализируются в зонах и протяженных линзовидных телах. К нефелин-пироксеновым породам также приурочены флогопитоносные карбонатитоиды (Гулинское, Маган), но масштабы этих объектов незначительны, флогопит в них обладает высоким коэффициентом железистости (15-20%), что отрицательно влияет на его электротехнические свойства.

Не имеющее аналогов в мире уникальное по запасам и содержанию флогопита Ковдорское месторождение, открытое и разведанное В.И. Терновым и Б.И. Сулимовым, приурочено к карбонатитоидам РФ II (см. раздел 2.1.4). Месторождение эксплуатируется и обеспечивает потребности промышленности в этом виде минерального сырья на длительную перспективу, поэтому задача поисков и освоения других Фл месторождений будет актуальной лишь в случае расширения областей использования этого сырья. Однако их изучение представляет несомненный петрологический, интерес для решения вопроса о механизме формирования карбонатитовых комплексов и связанных с ними эндогенных месторождений.

Апатитоносные карбонатитоиды, встречающиеся в пределах массивов Маган и Себль-Явр, являются примером промышленных концентраций апатита, приуроченных к образованиям ранней РФ I карбонатитовой фации.

На массиве Маган руды залегают в фенитовом экзоконтакте в эгиринитах, обрамляющих ийолитовую интрузию (см. раздел 3.1). Запасы P_2O_5 месторождения до глубины 500 м превышают 200 млн т при среднем содержании 5-7%. Зональность на месторождении нечеткая и лишь в единичных случаях удается наблюдать небольшие прожилки и жилы карбонатитов мощностью до 30-40 м, в эндоконтакте которых локализируются богатые фосфором апатитоносные карбонатитоиды. Этот тип месторождений следует относить к перспективному, поскольку во многих массивах УИК, залегающих в породах кристаллического

фундамента (Кольская, Алданская провинции), развиты мощные ореолы фенитов вокруг ийолитовых интрузий.

В пределах массива Себель-Явр апатитоносные карбонатитоиды распространены в его центральной части и приурочены к пироксенитам и пироксеновым породам ийолитового этапа. По данным Б.В. Афанасьева, запасы P_2O_5 при среднем содержании около 4% примерно в 3 раза меньше, чем на месторождении Маган. Принципиальным отличием себельяврских руд является присутствие акцессорного циркониевого минерала - кальцитрита, т.е. принадлежность их к новому типу - апатит-кальцитритовым месторождениям карбонатитовой формации. К попутным компонентам этих комплексных руд относится магнетитовая и медно-кобальтовая сульфидная минерализация. Присутствие в рудном парагенезисе шорломита, кальцитрита, низкомagneзиального кальцита (0,30% MgO) позволяет включать апатитоносные карбонатитоиды в состав РФ I, что подтверждается геологическими соотношениями и величиной температуры фазового соответствия в паре Фл-Пи (720-760°С).

Апатит-магнетитовые (Ап-Мт) карбонатитоиды образуются в РФ II процесса становления карбонатитовой формации и могут быть подразделены на несколько минеральных типов.

Апатит-магнетит-бадделейтовые (Ап-Мт-Бд) месторождения (ковдорский тип) представлены комплексными рудами, которые могут перерабатываться практически по безотходной технологии. Наиболее изученным представителем объектов этого типа является эталонное - Ковдорское месторождение (см. раздел 2.1). Из руд этого месторождения в настоящее время извлекается высококачественный магнетитовый и апатитовый концентраты, а также технический диоксид циркония. Исследовательскими работами показана технологическая возможность получения из хвостового продукта пористого гидроцемента, высококачественного кирпича, форстеритовых огнеупоров, флогопитовой крошки для использования в качестве наполнителя в строительстве, кальцитового сырья для известковой промышленности. Однако развитие исследований и внедрение их в производство в течение многих лет сдерживалось главным препятствием на пути комплексного освоения месторождений и создания малоотходной технологии - ведомственными барьерами.

К этому же типу относятся руды, выявленные на участке Тухта-Ваара месторождения Вуори-Ярви, служащие дополнительной сырьевой базой Ковдорского ГОКа. Месторождение подобного типа - Ессей - установлено в пределах Западно-Прианбарской провинции. Близкий по минеральному составу и характеру залегания тип руд встречен в массиве Палабора (ЮАР), где с ним связаны крупнейшие запасы меди в халькопирите и борните, приуроченные к внутренней существенно карбонатитовой зоне, сменяющей периферические апатит-магнетитовые и флогопитоносные карбонатитоиды.

Обобщение материала свидетельствует о формировании Ап-Мт-Бд месторождений на всем интервале малоглубинной фации - от близкой к приповерхностной (Ессей $0,8 \pm 0,2$ км) до зоны перехода к глубинной фации (Вуори-Ярви $4,7 \pm 0,8$ км), т.е. общая протяженность интервала их образования составляет не менее 5 км. На примере Ковдорского месторождения показано, что по падению рудного столба на глубинах 4-6 км от палео-поверхности апатит-магнетитовые руды сменяются сингенетичными и синхронными им карбонатитами. Еще одна особенность месторождений этого типа заключается в их приуроченности к локальным структурам массивов, характеризующихся центростремительным типом развития с внутренними зонами, сложенными сингенетичными карбонатитами, т.е. монопарагенезисной ЛЗ.

Гатчеттолит-апатит-магнетитовый (Гч-Ап-Мт) тип месторождений обладает высокой суммой ценных компонентов в единице объема, так как при их обогащении наряду с магнетитовыми, апатитовыми и бадделеитовыми могут быть получены и гатчеттолитовые концентраты. Эти комплексные руды могут перерабатываться по малоотходным технологическим схемам с получением Та и Nb (Ковдор, Вуори-Ярви).

Пирокс-апатит-магнетитовый (Пх-Ап-Мт) тип представлен крупнейшими месторождениями Араша и Каталао I (Бразилия). Судя по отрывочным литературным данным и материалам докладов бразильских геологов (декабрь 1982 г.), коренные руды этих месторождений сложены минеральным парагенезисом Фл + Ап + Мт + Ка + Дол + Пх с оливином или пироксеном, пронизанными прожилками кальцита и доломита. Количественная неоднородность минерального состава позволяет расчленить рудоносные породы на кальцит-флогопитовые слюдиты, кальцит-тетраферрифлогопит-апатитовые карбонатитоиды с магнетитом и тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонатиты. Причем мощные зоны тетраферрифлогопитовых слюдитов могут служить надежным поисковым признаком. Следует полагать, что руды формировались в РФ II карбонатитовой формации и близки по составу и условиям образования к пироксоловым карбонатитоидам месторождения Вуори-Ярви. Запасы Nb_2O_5 в коренных рудах крупного месторождения Араша могут быть оценены в 20-30 млн т при содержании 1,2-1,5%, а P_2O_5 - в 150-250 млн т при содержании 6-8%.

Апатит-магнетитовые (Ап-Мт) месторождения Ыраасского типа отличаются от предыдущих, с точки зрения промышленной характеристики руд, отсутствием редкометалльных минералов, а генетически - формированием в более поздний период становления карбонатитовой формации - РФ III. Месторождение Ыраас пока является единственным представителем этого типа, локализующегося в виде надынтрузивного штока в гнейсах. Жилы обладают поли- и монопарагенезисной зональностью: околорудные слюдиты $\rightarrow$ апатит-магнетитовые руды $\rightarrow$ карбо-

натиты. Отнесение ырааских руд к РФ III определяется их геологическим положением, наличием парагенных с кальцитом и доломитом минералов-индикаторов - рихтерита и арфведсонита, а также соответствующим интервалом температуры фазового соответствия ($410-320^{\circ}\text{C}$) по Би-Пи геотермометру.

Редкометалльные (РМ) карбонатиты слагают крупные массивы или присутствуют как внутренние зоны в телах апатит-магнетитовых карбонатитоидов. Как в том, так и в другом случае с ними могут быть связаны концентрации руд - тантал-ниобиевых (гатчеттолит), ниобиевых (пироклор, луешит, колумбит) и редкоземельных (бастнезит, паризит, монацит). Как правило, в таких месторождениях в качестве попутного полезного компонента присутствует апатит, поэтому они именуются фосфоро-редкометалльными.

Изучение редкометального оруденения в карбонатитах - их состава, минеральных парагенезисов породообразующих и редкометалльных минералов, характера их смены по стадиям процесса и в зональных телах, а также ряда других важных вопросов - проводилось многими исследователями на примерах различных массивов и провинций (А.А. Кухаренко, Л.К. Пожарицкая, Л.С. Бородин, В.С. Гайдукова, Т.Б. Здорик, Л.Н. Журавлева, Л.А. Березина, Ю.Л. Капустин, Ю.С. Багдасаров, Ю.И. Кирнарский и др.).

Остановимся на некоторых данных по тантал-ниобиевым и ниобиевым месторождениям, полученных в результате настоящего исследования. РМ месторождения в карбонатитах могут быть подразделены на две крупные группы - первичные и вторичные. Первичные месторождения представлены гатчеттолитовыми и пироклоровыми рудами РФ II карбонатитовой формации и названы так в связи с тем, что в них впервые в карбонатитовой формации происходит концентрация этих редких металлов в собственных минералах. Вторичные РМ месторождения характерны только для ниобиевого типа, формировавшегося в результате переотложения рудных минералов при развитии парагенетических ассоциаций РФ III и IV по первичным тантал-ниобиевым или ниобиевым рудам. В РФ III Nb концентрируется в новой генерации пироклора, реже в луешите, а в РФ IV - в позднем пироклоре и колумбите, часто пространственно и генетически связанных с редкоземельным оруденением.

РМ карбонатиты могут формироваться на всем интервале малоглубинной и глубинной фаций. Во всех массивах, для которых рассчитана глубина формирования их среза, к наименее глубинному относится пироклоровое оруденение, недавно установленное геологами ПГО "Красноярскгеология" в карбонатитах массива Далбыха, глубина залегания которого от палеоповерхности оценивается автором в $1,3 \pm 0,2$ км. Наибольшая глубина локализации редкометалльных руд, приуроченных к нижним частям глубинной фации (Горноозерский массив), составляет не менее 8 км, вертикальный размах РМ оруденения в карбонатитах

достигает 10 км. Характерно, что если первичные гатчеттолитовые и пироклоровые руды встречаются на всем интервале глубин, то вторичные пироклор-колумбитовые в сколько-нибудь значительных концентрациях известны по достоверно оцененным объектам лишь на глубинах не менее 6 км от палеоповерхности (массивы Горноозерский, Белозиминский, Поворотный).

Как РМ карбонатиты, так и карбонатитоиды РФ II различаются по последовательности формирования и размещения рудных минералов в зональных телах. В существенно карбонатитоидных телах отмечается два типа распределения редкометальных минералов. В первом периферические части тел содержат бадделситовую минерализацию, которая во внутренних частях сменяется парагенезисом Бд + Гч (массив Вуори-Ярви). Во втором в ранних рудах присутствует только бадделсит, а в поздних от внешних к внутренним частям тел происходит смена парагенетических ассоциаций Цк + Бд + Гч $\rightarrow$ Цк + Гч $\rightarrow$ Пх (Ковдорский массив). В собственно карбонатитовых телах также наблюдается два типа распределения редкометального оруденения. В первом из них периферические диопсид-кальцитовые части тел содержат парагенезис Цк + Гч, сменяющийся пироклором во внутренних зонах форстерит- и флогопит-кальцитовых карбонатитов (Белозиминский массив). Во втором случае, как и в карбонатитоидах, происходит разделение на ранние и поздние руды РФ II. При этом на Горноозерском массиве в ранних рудах от внешних к внутренним частям тел отмечается следующий порядок смены минеральных парагенезисов: Бд + Цк в диопсид-кальцитовых карбонатитах $\rightarrow$ Цк + Гч в форстерит- и флогопит-кальцитовых. В поздних рудах циркелит диопсид-кальцитовых карбонатитов во внутренних форстерит- и тетраферрифлогопит-кальцитовых разностях сменяется пироклором [53, 54].

Возможные масштабы фосфор-редкометальных карбонатитовых месторождений проиллюстрируем на примере финского месторождения Сокли, расположенного в 40 км к северо-западу от Ковдорского массива. Автором совместно с Д.Г. Руденко по данным опробования финских геологов проведена перспективная оценка этого месторождения. По двум наиболее крупным зонам определены ресурсы (Р_i) Nb, Та и Р до глубины в 500 м. По зоне пироклоровых руд (2 $\times$ 0,5 км) они оценены в 3 млн т Nb₂O₅ при его содержании 0,3% и содержании Р₂O₅ 4-5%, в том числе по участку сгущения скважин выделены руды с запасом категории С₂ в количестве 140 тыс. т. Nb₂O₅ при содержании 0,52%. Ресурсы зоны гатчеттолитовых руд (1,2 $\times$ 0,3 км) оценены в 30 тыс. т Та₂O₅ при его содержании 0,014% и содержании Р₂O₅ 4-5%. Таким образом, фосфор-редкометальное месторождение Сокли обладает крупными запасами Nb, Та и попутно Р, которые в случае соответствующей договоренности с финской стороной рационально перерабатывать на базе Ковдорского ГОКа.

5.2. ВЕДУЩИЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРБОНАТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Минеральный состав и набор полезных компонентов месторождений различных типов зависят от ряда рудообразующих факторов. Обобщение геолого-петрологических материалов изучения эталонных и контрольных объектов показало, что к ведущим факторам целесообразно отнести: геологическое положение в карбонатитовом процессе, т.е. стадию или РФ; глубину образования от палеоповерхности; ЛЗ и место руд в зональных телах, структурные условия их формирования, способ решения "проблемы пространства".

Общая закономерность эволюции во времени состава РФ карбонатитовой формации заключается в последовательном уменьшении значения месторождений рудоносных карбонатитов за счет возрастания роли месторождений рудоносных карбонатитов по мере перехода от ранних высокотемпературных образований к поздним низкотемпературным. В пределах данной РФ рудоносные карбонатитоиды, преобладающие в малоглубинных условиях, сменяются синхронными им карбонатитами, господствующими при увеличении глубины формирования месторождений.

5.2.1. ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Зональное строение - характерная особенность эндогенных месторождений карбонатитовой формации - выявляется, в одних случаях, в масштабах геологической карты, в других, - при детальной документации. От контактов к периферическим частям тел фиксируется моностадийная полипарагенезисная ЛЗ, т.е. наблюдается последовательная смена парагенезисов со стремлением к мономинеральности во внутренних частях. В рудоносных карбонатитоидах отмечается ряд пород, различающихся лишь количественным соотношением минералов в пределах единой парагенетической ассоциации, т.е. проявляется монопарагенезисная ЛЗ, усложняющая полипарагенезисную ЛЗ.

На Ковдорском массиве Ал-Кр и Ал-Мт месторождения сформировались одновременно (см. табл. 2.1 и 2.2). Их зональность обладает явно выраженными чертами сходства - одинаков набор парагенных порообразующих и аксессуарных минералов, порядок их смены в пространстве при залегании в одних и тех же вмещающих породах, стремление к мономинеральности в тыловых существенно кальцитовых частях тел (см. табл. 2.1 и 2.2, рис. 2.1 и 2.4).

Едина и главная петрохимическая закономерность, установленная по анализам пород конкретных зональных жильных тел (рис. 5.1) и подтвержденная данными опробования по геологическим разрезам через Ал-Мт месторождение (рис. 5.2, 5.3). Она заключается в последовательной десилизации пород от

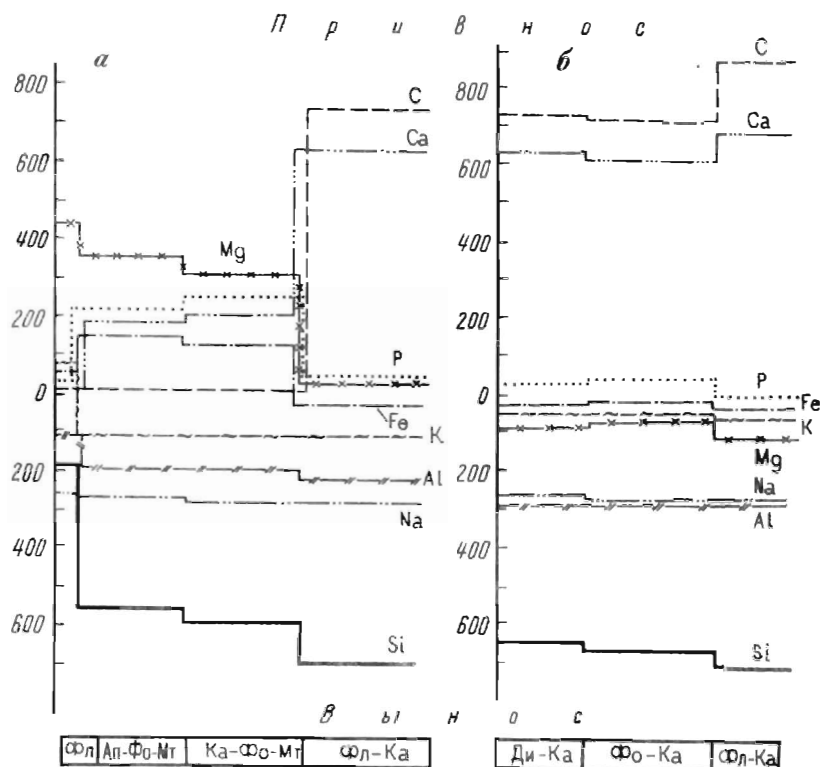


Рис. 5.1. Диаграммы "привнос-вынос" в породах зональных тел месторождений (РФ П) Ковдорского массива (в атомных количествах):
а - Ап-Мт, б - Ап-Кр месторождение

внешних зон к внутренней, хотя и с различными градиентами, сопровождаемой выносом Al, Na, K, привносом P_2O_5 , CO_2 , Ca. Отличия состоят в выносе Fe и Mg во всех зонах Ап-Кр месторождения и их привносе в Ап-Мт месторождении, кроме внутренней а) мономинеральной кальцитовой зоны.

К геологическим особенностям относится прежде всего обособление в Ап-Мт месторождении в пределах развития форстеритового парагенезиса (Фос + Фл + Мт + Ап + Дол + Ка) дискретного ряда пород карбонатитовидов и карбонатитов, различающихся по количественным соотношениям породообразующих минералов, формирующих различные типы руд: Ап-Фос приконтактные (маложелезистые фосфорные руды), Ап-Фос-Мт (комплексные железо-фосфорные), Ка-Фос-Мт (железные руды), внутренние Фос-Ка (апатитоносные карбонатиты). В Ап-Кр месторождении

указанный парагенезис представлен только форстерит-кальцитовыми апатитоносными карбонатитами (см. табл. 2.1).

По-разному в этих двух месторождениях ведет себя K_{Ba} (в %) в паре Фл - Ка ($K_{Ba} = 100 X_{Ba}^{Фл} : X_{Ba}^{Ка}$), который при $P_{лит} = const$ отражает величину сингенетических тангенциальных нагрузок (P_T). От периферии к внутренним частям тел в Ап-Мт месторождении K_{Ba} незначительно снижается (на 13%), а в Ап-Кр - резко возрастает (в 3,5 раза). При повышенных нагрузках на твердую фазу Ва, как известно, изоморфен с К, близким по атомному радиусу, и входит преимущественно в слюды, а при меньших нагрузках - с изохимическим ему Са в Ка и Ап (Е.И. Воробьев).

В Ап-Мт месторождении от внешних к внутренним частям тел по двум независимым геобарометрам установлено падение $P_{фл}$ по кальцит-доломитовому - от 130 до 100 МПа и по ВМС в апатите - от 150 до 130 МПа. В том же направлении снижается от 35 до 28% значение K_B железа в магнетите. В Ап-Кр месторождении значение K_B постоянное (36%) в разных зонах.

Закономерность смены породобразующих минеральных парагенезисов со стремлением к мономинеральности в тыловых зонах, установленная на Ап-Кр и Ап-Мт месторождениях Ковдорского массива, практически совпадает с выявленной для редкометалльных карбонатитов Горноозерского и Белозиминского массивов [53, 54]. Явно выраженное зональное строение рудных тел характерно для многих месторождений, приуроченных к карбонатитоидам, например, для Фл объектов массивов Одихинча (РФ I) и Ковдорского (РФ II), Ап-Мт-Фл месторождения Палаборы (РФ II), Ап-Мт - массивы Ыраас (РФ III) и др.

5.2.2. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОГО СТОЛБА

На примере эталонного объекта - Ковдорского Ап-Мт месторождения построена пространственная модель рудоносного карбонатитового комплекса. Горизонтальная зональность является как бы отражением вертикальной зональности крутопадающего рудного столба: смена карбонатитоидов карбонатитами происходит как от периферии тела к его внутренним частям, так и по падению на глубине 3-4 км от современного эрозионного среза, что прослеживается на гипотетическом геологическом разрезе месторождения (рис. 5.4), построенном от палеоповерхности до глубины 12 км на основании детального картирования (масштаб 1:1 000) и структурного анализа района. Учтены также данные погоризонтных планов детальной разведки, на которых В.И. Терновым продемонстрировано увели-

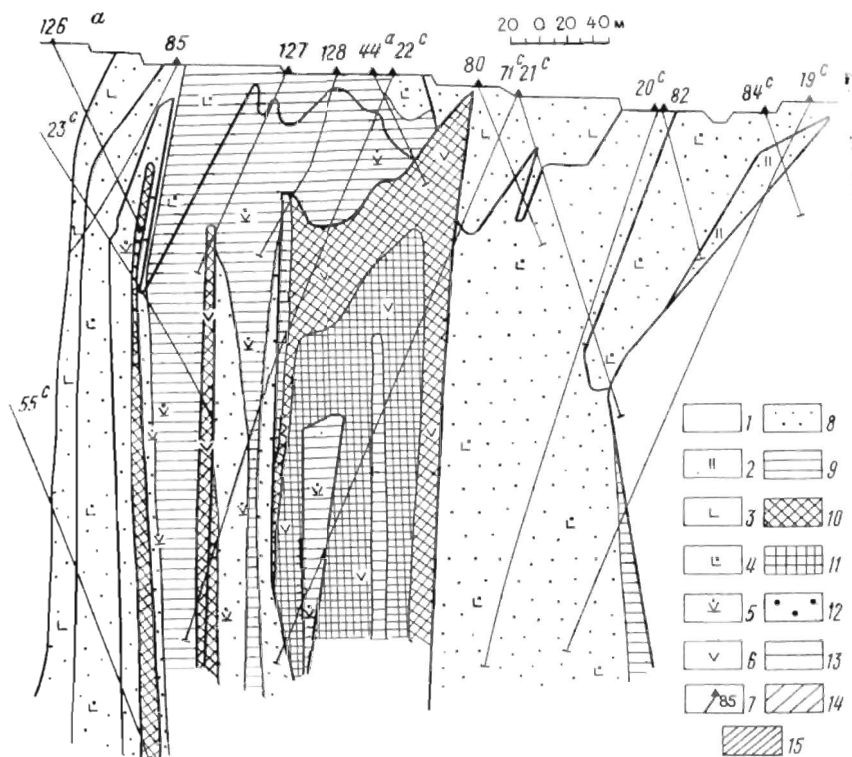
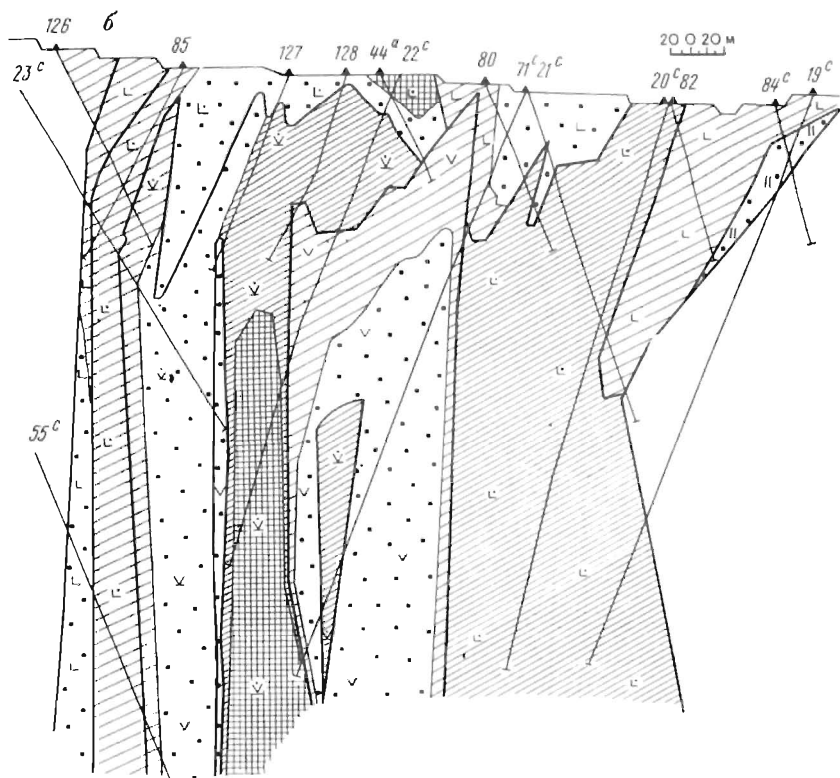


Рис. 5.2. Распределение содержаний CO_2 (а) и $\text{Fe}_{\text{вал}}$ (б) в породах Ковдорского Ап-Мт месторождения (РФ II):

1 - вмещающие породы; 2-5 - карбонатитоиды: 2 - Фл слюдиты, 3 - Ап-Фо, 4 - Ап-Фо-Мт, 5 - Ка-Фо-Мт, 6 - карбонатиты Фо-Ка; 7 - скважины и их номера; 8-11 - интервалы содержания CO_2 (в %): 8 - от 1 до 10, 9 - от 11 до 21, 10 - от 22 до 32, 11 - от 33 до 58; 12-15 - интервалы содержаний $\text{Fe}_{\text{вал}}$ (в %): 12 - от 2 до 10, 13 - от 11 до 15, 14 - от 16 до 25, 15 - от 26 до 35

чение на 20% количества карбонатитов на 600-метровом интервале глубины, и результаты дешифрирования структуры Ковдорского массива по аэрофотоснимкам, показавшие, что фокус карбонатитовых тел располагается под Ап-Мт месторождением [35]. Глубина залегания от палеоповерхности области выклинивания карбонатитоидов и смены их карбонатитами на Ковдорском месторождении (6-7 км) близка к глубинам формирования Горноозерского и Белозиминского карбонатитовых массивов (7-8 км), полученным по методически иным данным (см. гл. 4).

На вскрытом скважинами 2-километровом интервале глубин Ковдорского Ап-Мт месторождения снизу вверх последовательно



нарастает значение K_{Ba} , свидетельствующее об увеличении P_T , несмотря на уменьшение $P_{лит}$, что согласуется с данными об изучении горного давления, максимального в приповерхностных частях земной коры [46]. В том же направлении, с приближением палеоповерхности, на 10% (относительных) снижается значение K_B железа в магнетите, т.е. отмечается закономерная направленность, наблюдающаяся и в четырех массивах Западного Прианбарья (см. табл. 4.7), но с меньшим на порядок градиентом изменений.

5.2.3. РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Одна из дискуссионных проблем заключается в решении вопроса об одновременности или последовательности формирования

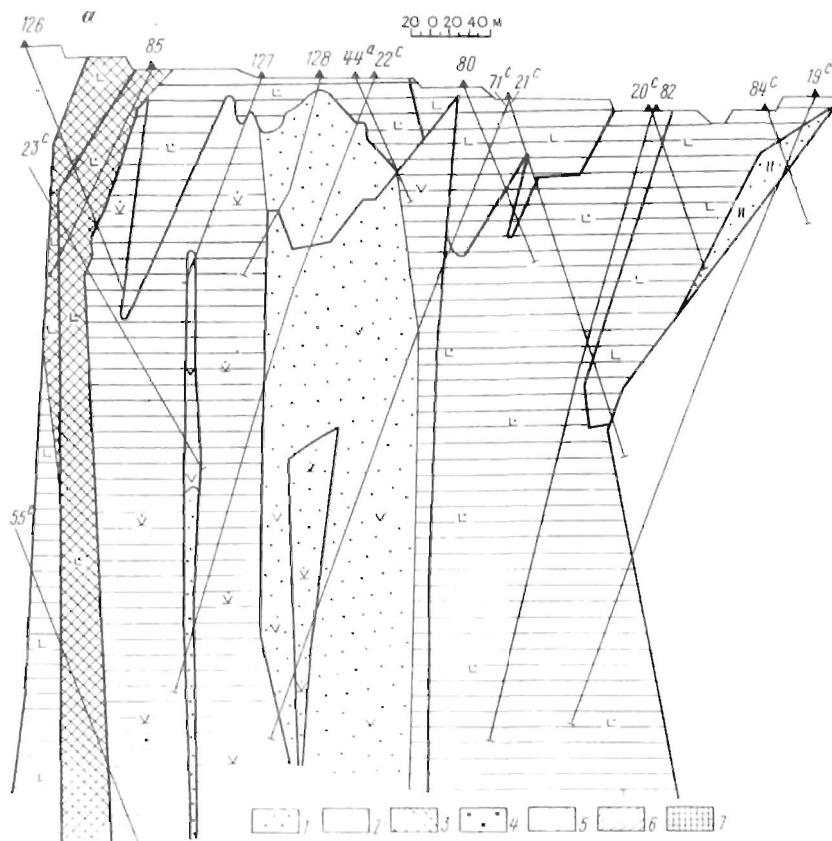
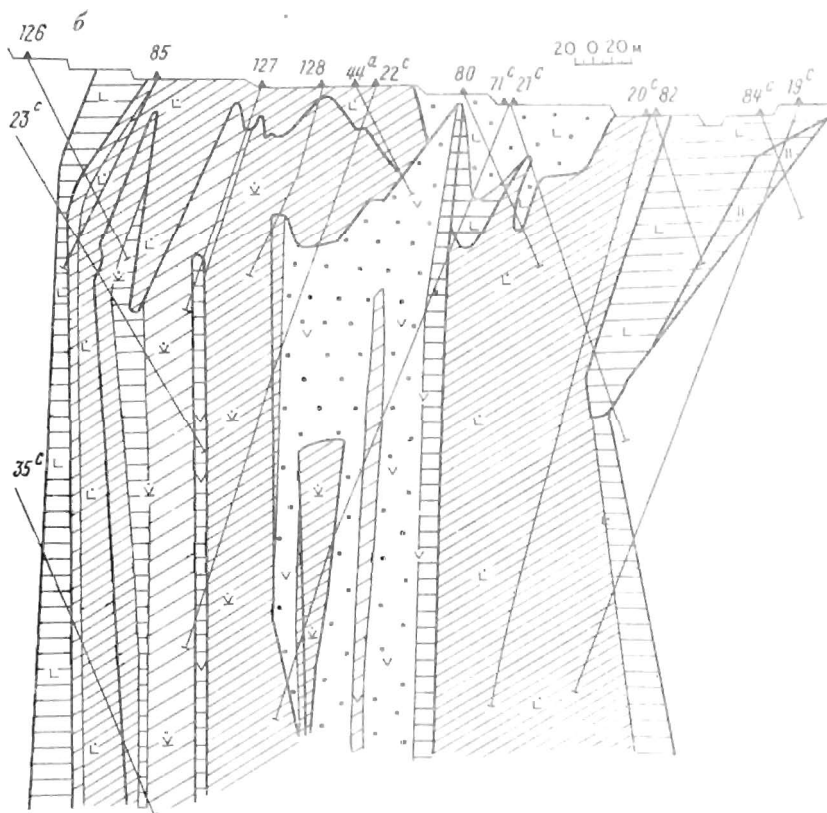


Рис. 5.3. Распределение содержаний P_2O_5 (а) и ZrO_2 (б) в породах Ковдорского Ап-Мт месторождения (РФ II): 1-3 - интервалы содержаний P_2O_5 (в %): 1 - от 0,2 до 6, 2 - от 7 до 12, 3 - от 13 до 23; 4-7 - интервалы содержаний ZrO_2 (в %): 4 - от 0,01 до 0,10, 5 - от 0,11 до 0,15, 6 - от 0,16 до 0,20, 7 - от 0,21 до 0,32. Геологические обозначения см. на рис. 5.2.

Ап-Мт карбонатитоидов и карбонатов и, в частности, на Ковдорском месторождении. Как следует из вышеизложенного, имеющиеся фактические материалы приводят к однозначному выводу о сингенетичности и одновременном их образовании. Однако известны и противоположные точки зрения (В.И. Терновой, Б.В. Афанасьев, Л.С. Бородин и др.). Гипотеза о разрыве во времени между апатит-форстеритовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми породами, с одной стороны, и кальцит-



форстерит-магнетитовыми и форстерит-кальцитовыми, с другой, наиболее подробно изложена В.А. Дунаевым [17]. Автор разделил породы Ап-Мт месторождения на два последовательно формирующихся комплекса: апатит-силикатно-магнетитовый (ранний) и апатит-карбонатно-магнетитовый (поздний). В качестве доказательства приводится известный факт существования пересечений форстерит-кальцитовыми карбонатитами апатит-силикатно-магнетитовых пород и рудных брекчий. При этом не учитывается, что, во-первых, в брекчиях наряду с обломками руд наблюдаются и обломки форстерит-кальцитовых карбонатитов, а, во-вторых, жилы при пересечении контакта апатит-магнетитовых руд с вмещающими силикатными породами приобретают в последних зальбанды, сложенные карбонатитоидами (см. рис. 2.9), т.е. в формировании ранних руд РФ II Ап-Мт месторождения действительно выделяются две структурных ступени развития, разделенные интратрудной тектоникой. В

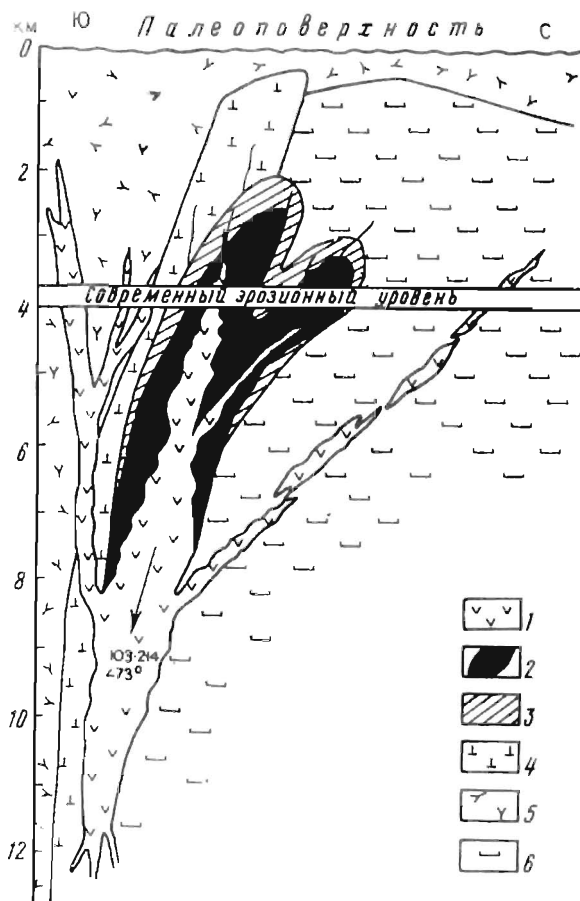


Рис. 5.4. Смена карбонатитоидов карбонатами на гипотетическом разрезе Ковдорского Ап-Мт месторождения:

1 - карбонаты; 2-3 - карбонатитоиды: 2 - Ап-Мт руды, 3 - маложелезистые Ап руды; 4 - ийолиты; 5 - фениты; 6 - ультрамафиты и апоультрамафитовые диоксеновые породы

первую из них образовывались преимущественно апатит-магнетитовые карбонатитоиды, но также и количественно подчиненные им карбонаты, во вторую снова формировались оба "комплекса" пород, но количественно карбонаты преобладали над карбонатитоидами. Следует подчеркнуть, что и в том и в другом случае возникали породы, не различимые по минеральным парагенезисам, текстурам, структурам и составу минералов.

Таким образом, точка зрения В.А. Дунаева не согласуется с имеющимся фактическим материалом.

Различие геолого-структурных условий в развитии карбонатитового рудообразования приводило к становлению эндогенных месторождений разных минеральных типов при прочих равных параметрах: относительном времени формирования в карбонатитовом процессе, т.е. принадлежности к данной РФ, единстве минеральных парагенезисов и последовательности их смены в зональных телах (интервал $T_{\text{ф}} = \text{const}$), одинаковой глубине от палеоповерхности ($P_{\text{лит}} = \text{const}$). Например, в пределах Ков-

дорского массива на современном эрозионном срезе (см. табл. 2.2) располагаются четыре разобщенных пространственно, но сингенетичных и синхронных месторождения: Ап-Кр, Фл, Мт и Ап-Мт, сложенных единой совокупностью минеральных парагенезисов (Ди или Фо + Фл + Мт + Ап + Дол + Ка + акцессорный Бд), однако различающихся количественным соотношением минералов в рудах, размерами кристаллов и текстурами. При этом зависимостью минерального типа месторождения от состава вмещающих пород эти различия не объясняются.

Существенно разнообразны структуры месторождений. Ап-Кр месторождение представлено полукольцевым штокверком крутопадающих зональных тел, ориентированных в двух преимущественных направлениях и залегающих в пироксеновых, нефелин-пироксеновых породах массива и экзоконтактовых фенитах. Флогопитовые карбонатитоиды сформировали широколинзовидное пологое тело концентрического строения, приуроченное к контакту оливинитов и меллитовых пород, а магнетитовые - густой штокверк маломощных жил в оливинитах. Карбонатитоиды Ап-Мт месторождения образуют крутопадающий концентрически зональный рудный столб, локализованный в участке сочленения линейных штокверковых зон трех направлений в области контакта пироксеновых, нефелин-пироксеновых пород и фенитов.

Три первых месторождения формировались в относительно спокойной тектонической обстановке. Структурные условия образования Ап-Мт месторождения существенно отличались - интенсивными интравудными нарушениями, приводившими к пересечению карбонатитами полосчатости карбонатитоидов, брекчированию, взрывным явлениям, внедрению даек биотитовых оливинитов. Характерной чертой широко распространенных на месторождении интравудных тектонических и взрывных брекчий является идентичность минеральных парагенезисов, слагающих большую часть обломков и цемента. Количественный минеральный состав последнего обычно близок к составу вмещающих руд либо отличается повышенным содержанием кальция, т.е. изменениями, характерными для перехода от внешних к внутренним частям зональных тел. Пространственная перераспределенность зон преимущественной фильтрации минералообразующих сред в послербрекчиевый период способствовала сохран-

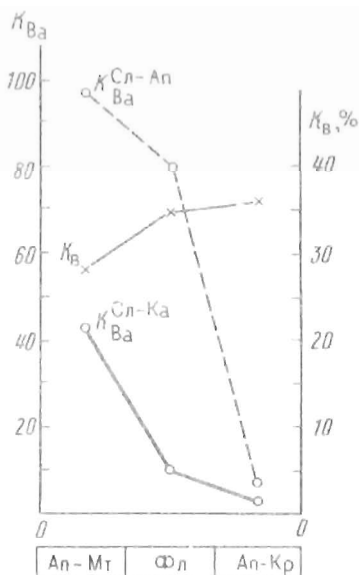


Рис. 5.5. Изменение информативных петрологических характеристик в ряду сингенетических месторождений Ковдорского массива Ап-Мт - Фл - Ап-Кр:

K_{Ba} в парах Сл-Ап и Сл-Ка как функции P_T [$K_{Ba} = f(P_T)$] и K_B как показателя уровня $P_{Фл}$ [$K_B = f(P_{Фл})$]

ности апатит-магнетитовых руд. В экзоконтактовых частях месторождения, где интрастадийная тектоника не проявилась, широко развиты мощные карбонатитовые жилы с тонкими рудными оторочками.

Состав сквозных породообразующих минералов в ряду месторождений Ап-Кр $\rightarrow$ Фл $\rightarrow$ Мт $\rightarrow$ Ап-Мт претерпевает закономерные изменения, приводящие к сокращению размеров их элементарных кристаллических ячеек - росту содержания магнезио-ферритового и шпинелевого минералов в магнетите, форстеритового в оливине, флогопитового в Mg-Fe слюдах, магнезитового и сидеритового в кальците (с появлением в парagenезисе доломита) при сокращении в нем содержания стронцианитового и виверитового минералов. В том же направлении скачкообразно на порядок в крайних членах ряда нарастает значение K_{Ba} в парах Фл - Ап и Фл - Ка, значительно увеличивается запас светосуммы в кальците, реализуемый при термолюминесценции [62]. Независимым термодинамическим параметром, который при указанных прочих равных условиях мог обусловить подобные различия в тектоническом режиме и энергетических уровнях формирования сквозных породообразующих минералов (Мт, Фл, Фл, Ка) в ряду месторождений Ковдорского массива, следует считать последовательно возрастающие синрудные тангенциальные нагрузки P_T . В том же направлении для крайних членов ряда установлено падение среднего значения $P_{Фл}$ от 180 до 110 МПа, зафиксированного кальцит-доломитовым

геобарометром по коэффициенту распределения Fe между парагенными карбонатами [66]. При этом в Ап-Мт месторождении, характеризующемся наличием экспозивных образований, разброс значений $P_{\text{фл}}$ (50 - 230 МПа) больше, чем в Ап-Кр месторождении (100-260 МПа).

Минералогическим критерием вектора тренда $P_{\text{фл}}$ при постоянстве минеральных парагенезисов может служить $K_{\text{в}}$ железа в магнетите, отражающий уровень P_{O_2} минералообразующей среды. $K_{\text{в}}$ положительно коррелируется с содержанием Ti, отрицательно - с содержанием Mg и систематически снижается в указанном ряду месторождений (рис. 5.5).

По совокупности данных устанавливается одинаковая направленность изменения $K_{\text{в}}$ и $P_{\text{фл}}$ в сингенетичных месторождениях Ковдорского массива. Та же закономерность прослеживается по составу магнетита из оливинитов четырех массивов Западного Прианбарья (см. табл. 4.7) и в вертикальном разрезе пород Ковдорского Ап-Мт месторождения, где с уменьшением глубины формирования, а значит, и со снижением $P_{\text{фл}}$ отмечается тенденция падения $K_{\text{в}}$. Приведенные данные позволяют считать, что изменение $P_{\text{т}}$ и $P_{\text{фл}}$ и их соотношений при прочих равных РТХ-условиях воздействовало на такие важнейшие кинетические и динамические рудообразующие факторы, как скорости приоткрывания трещин и фильтрации минералообразующих сред, а следовательно, на привнос-вынос компонентов и скорость продвижения внешних и внутренних фронтов зональных тел.

Обобщение материалов показывает, что в пределах мало-глубинной фации фактором, определяющим широкое разнообразие набора пород и руд массивов УИК, являлась, главным образом, не вертикальная зональность, а геолого-структурные условия становления: подготовленность канала перед внедрением интрузий или поступлением флюидов (взрыв, обрушение, трещиноватость, пористость) и тектоническая напряженность данного блока, т.е. степень "открытости" канала. Последняя предопределяла скорость подъема минералообразующих сред, возможность ухода флюидов из поднимающегося силикатного расплава, наличие промежуточных камер, изменение соотношения $P_{\text{лит}}$, $P_{\text{т}}$, $P_{\text{фл}}$. Многие из указанных факторов исследованы явно недостаточно, требуют тщательного изучения и количественной оценки.

5.2.4. СТУПЕНЧАТО-КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Детальное геологическое картирование, структурный анализ массивов УИК и рудоносных карбонатитовых комплексов различных провинций нашей страны (Кольской, Западно-Прианбарской, Сетте-Дабанской) продемонстрировали, что свойственные им кольцевые структуры (КС) образуются в результате ступенчатого изменения элементов залегания линейных плоских контактовых поверхностей по простиранию и падению, а не их

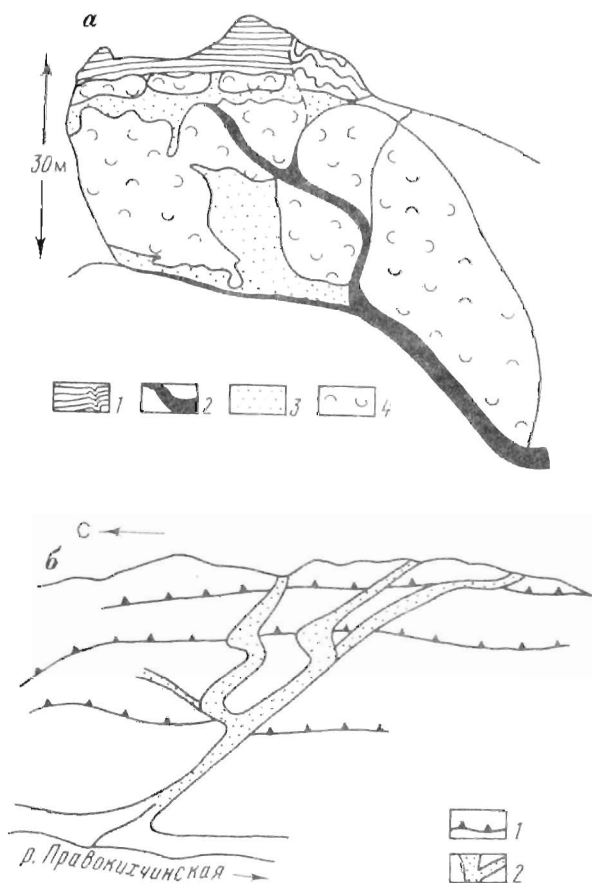


Рис. 5.6. Расщепление и изгибы разломов на массиве Кувалорог [23]:
 а - в разрезе: 1 - ороговикованные сланцы; 2 - зоны разломов; 3 - мило-
 ниты; 4 - развальцованные габброиды; б - в плане: 1 - надвиги, выраженные
 уступами в рельефе; 2 - разломы, выраженные долинами в рельефе

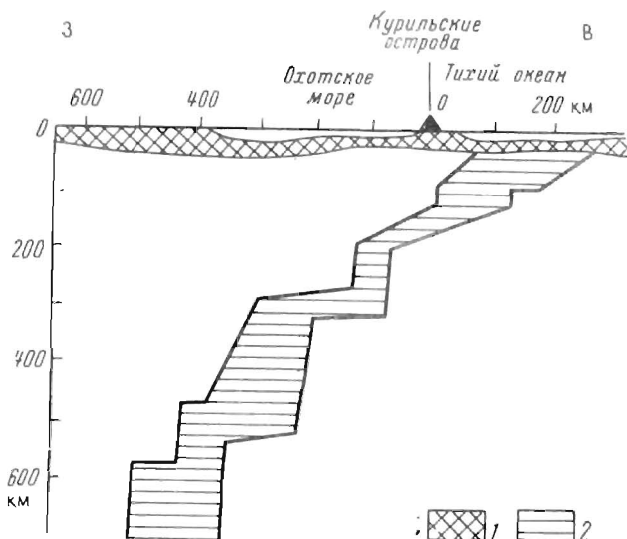


Рис. 5.7. Зона Беньофа под Курильской грядой - область очагов землетрясений с магнитудой от 4 и выше за период 1902-1966 гг. По Р.З. Тараканову:

1 - земная кора, 2 - зона Беньофа

плавных изгибов. КС широко распространены в вулканических аппаратах и концентрических массивах центрального типа не только щелочно-ультрамафитового, но и кислого, основного, щелочного состава и даже в грязевых вулканах. В последние годы выявлено, что КС разных порядков дешифрируются на аэрофото- и космических снимках многих территорий. Они обладают диаметрами от сотен метров до многих сотен километров и сочетаются друг с другом по типу олимпийских колец.

В литературе, посвященной изучению разрывных нарушений, известно явление кинкбендинга - расщепление разломов при их проникновении в анизотропную среду. Показано, что раскрывающийся сверху вниз вертикальный глубинный разлом, проникающий в неоднородную толщу субгоризонтальных стратифицированных пород либо пологозалегающих нарушений типа шарьяжей, зон трещиноватости, имеет ступенчатые изгибы по направлениям простирания и падения. Проявление кинкбендинга детально рассмотрено на примере района Олюторского прогиба и центральной Камчатки [23]. Установлено, что при взаимодействии с пологозалегающими зонами тектонической деструкции субвертикальные глубинные разломы выполаживаются, расщепляются и ступенчато изгибаются, что наблюдается в разрезах по восстанию и в плане по простиранию (рис. 5.6). Интер-

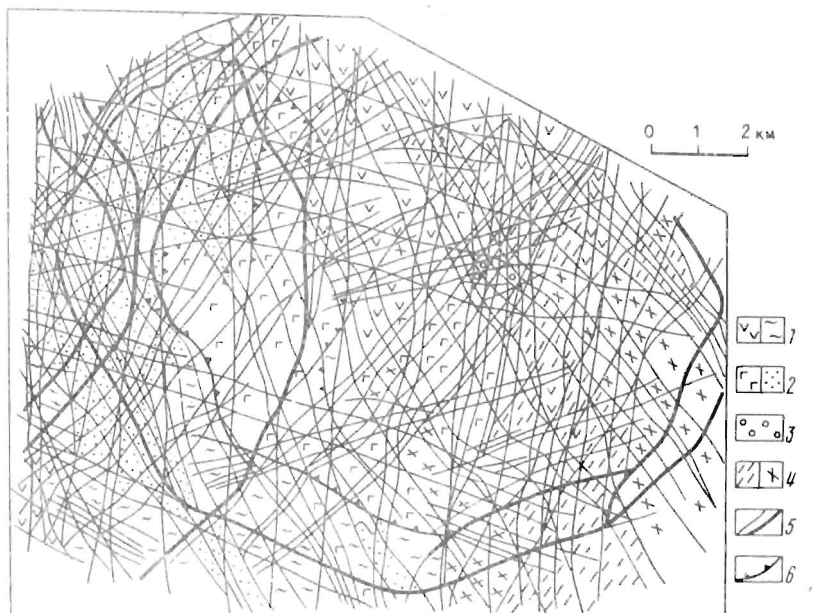


Рис. 5.8. Структурная схема Кирганикской "кольцевой" структуры. По Г.В. Жегаловой [23]:

1 - андезиты и терригенные породы ирунейской свиты; 2 - андезито-базальты и щелочные базальтоиды, туфы кирганикской свиты; 3 - палеогеновые диориты, неогеновые диориты, диоритовые порфириды; 4 - ортоклазовые метасоматиты в зоне брекчий на контакте тектонических чешуй; 5 - субвертикальные разломы (утолщенной линией показаны отрезки линейных разломов, имитирующие "кольцевые" структуры на аэрофотоснимках); 6 - границы тектонических чешуй

претация сейсмических данных показала, что зона Беньофа под Курильской островной грядой до глубины 600 км испытывает эффект кинкбендинга - расщепляется на пологие и крутые ступени, пронизывающие анизотропную толщу (рис. 5.7).

Представляют большой интерес данные по геологическому дешифрированию аэрофотоснимков [23], свидетельствующие о том, что широко распространенные в регионе КС образовались вследствие структурно-генетической взаимосвязи субвертикальных разломов с анизотропной интрузивно-вулканической толщей и субгоризонтальными зонами тектонической деструкции. В месте пересечения сети линейных региональных крутопадающих разломов возникают "кольцевые" блоки изометричной формы (рис. 5.8). В период последующих вертикальных движений возможен отрыв подобных "кольцевых" блоков с их последующим подъемом при преобладании давления снизу или обрушением в

кальдерах. Внутриблоковые полости пологозалегающих тектонически ослабленных зон при достаточно крупных размерах могут служить промежуточными очагами вулканизма центрального типа с формированием "кольцевых" вулканоструктур, дайковых полей и малых интрузий.

Экспериментальными исследованиями кинкбендинга, проведенными на тартинзбургских сланцах [91], доказано, что разрывообразование мало зависит от абсолютной величины давления, а является функцией направления вектора нагрузки по отношению к плоскостной ориентировке неоднородности пород. Разрыв сплошности наиболее легко проходит при углах между направлениями давления и неоднородности в $15-60^\circ$. Максимальная склонность к разрыву возникает при угле в 30° и увеличивается в 3 раза по сравнению с направлением, перпендикулярным поверхности кливажа сланцев, в условиях одинакового давления в 200 МПа.

Рассмотрение приведенных данных по геологическим и экспериментальным исследованиям показывает, что явлением кинкбендинга можно объяснить формирование "кольцевых" концентрических массивов УИК. Действительно, вмещающие дизъюнктивные структуры возникли в результате сопряжения вертикальных разломов с субгоризонтальными или пологозалегающими анизотропными стратифицированными толщами осадочных, вулканических и метаморфогенных пород земной коры. Таким образом, имелись все необходимые геологические предпосылки для расщепления и выполаживания вертикальных глубинных разломов, образования ступенчатых изгибов разрывных нарушений, а следовательно, и ступенчато-кольцевых разрывных структур в пределах которых локализовались концентрические массивы УИК.

С указанных позиций логично объясняется часто наблюдаемое выполаживание внешних контактов трубообразных тел, в результате чего возникали различные формы: воронковидные - ийолиты массивов Одихинча и Маган; лополитовидные - ийолиты Ковдорского массива и др. В магматический период формирования массивов образуется сложный комплекс магматитов и метасоматитов ультрамафитового и щелочного состава с частым чередованием разновидностей пород, их такситовостью или грубой полосчатостью, т.е. явно выраженной неоднородностью внутреннего строения тел. Так создается высокая степень анизотропности магматогенных пород, способствующая формированию локальных "кольцевых" структур, вмещающих рудоносные карбонатитовые комплексы. Их развитие и в этом случае связано с явлением кинкбендинга, создающим ступенчато-изгибающиеся разрывные нарушения. Именно их направления унаследуются контактами, а также полосчатостью карбонатитоидов и карбонатитов (см. табл. 2.4). Напомним о ступенчатом выполаживании к северу столбообразного Ат-Мт тела карбонатитоидов Ковдорского месторождения, пологозалегающих поздних

карбонатитов Северного массива Гулинского вулканоплутона, воронкообразной форме карбонатитов Горноозерского массива и, наконец, ступенчатых внешних и внутренних контактах, прослеженных по простиранию на всех эталонных объектах при детальном геологическом картировании. На примере карбонатитов Горноозерского массива продемонстрировано возрастание удельной полосчатости от ранних к поздним разновидностям карбонатитов (см. раздел 2.2.2), что приводило к последовательному увеличению степени анизотропности геологической среды, а следовательно, благоприятствовало усилению роли явлений кинкбендинга в процессе становления карбонатитовых комплексов.

Подводя итоги, подчеркнем, что при формировании структуры массивов УИК имелись необходимые геологические предпосылки для образования ступенчатых кольцевых структур, связанных с проявлением кинкбендинга. В магматический период при внедрении интрузий ультрамафитов, щелочных ультрамафитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов анизотропия среды обуславливалась сочетанием субвертикальных глубинных разломов с субгоризонтальной неоднородностью вмещающих осадочно-вулканогенных и метаморфических пород. В последующий период сочетание процессов кристаллизации расплавов с магматическим замещением заложило внутреннюю неоднородность массивов, последовательно усиливающуюся по мере развития полистадийного карбонатитового процесса, формирующего многочисленные зональные полосчатые тела.

5.2.5. "ПРОБЛЕМА ПРОСТРАНСТВА" И РУДОНОСНОСТЬ

Способ решения "проблемы пространства" при формировании карбонатитов и связанных с ними месторождений - путем замещения или выполнения - является наиболее дискуссионным [12, 19, 28, 39, 53, 54, 59, 85 и др.] и требует подробного рассмотрения.

Результаты детального изучения геологических взаимоотношений пород и руд, характера смены минеральных парагенезисов от периферии к внутренним частям зональных тел, зависимости состава минералов от состава вмещающих пород и геохимических особенностей свидетельствуют о том, что решение проблемы пространства в период формирования месторождений карбонатитовой рудной формации осуществлялось в большинстве случаев при преобладании замещения над выполнением - крайних сторон единого геолого-петрогеологического процесса.

Дискуссионный вопрос о способе решения "проблемы пространства" рассмотрим прежде всего на примере эталонного объекта - Ковдорского Ап-Мт месторождения. В разные годы уступы карьера месторождения совместно с автором осматри-

вались Д.С. Коржинским, В.А. Жариковым, А.А. Маракушевым, Б.М. Роненсоном, Л.К. Пожарицкой, которые пришли к выводу о ведущей роли замещения при формировании апатит-магнетитовых руд и карбонатитов. Ю.А. Капустин и Л.С. Егоров, наблюдавшие те же взаимоотношения типов пород и руд, обосновывают прямо противоположную точку зрения. Столь резкое расхождение в интерпретации одного и того же фактического материала свидетельствует как о различии в методических подходах, так и о значительной сложности самой проблемы.

Данные геологического картирования карьера масштаба 1:1000, детального петрологического изучения и структурного анализа показали, что преобладающим процессом при формировании пород и руд месторождения было замещение. Об этом свидетельствует наличие закономерной пространственной зональности со стремлением к мономинеральности во внутренних частях, проявляющейся как в многочисленных жилах во вмещающих породах (см. рис. 2.4), так и в концентрически зональном рудном столбе месторождения в целом (см. рис. 2.2). Отметим, что к такому же выводу в отношении способа формирования Ковдорского Ап-Мт месторождения пришел и А.А. Маракушев [43], придерживающийся ликвидационной гипотезы генезиса карбонатитов.

Последовательность смены минеральных парагенезисов с уменьшением числа минералов от зоны к зоне, характерна для инфильтрационно-метасоматических образований. При этом состав минералов различных карбонатитоидов и карбонатитов, сложенных единым минеральным парагенезисом, практически одинаков (см. табл. 2.1). Отмечается отчетливая зависимость состава эндоконтактовых пород от состава пород, вмещающих месторождение. Так, канкринит-диопсидовые и слюдитовые карбонатитоиды наблюдаются только в контакте с нефелин- и калишпатсодержащими породами и выклиниваются в приконтактовых зонах с оливиновыми и пироксеновыми разновидностями. В небрекчированных рудах южной части месторождения встречаются только реликты нефелин-пироксеновых пород, в северной - пироксеновых, в восточной - фенитов. Реликты вмещающих месторождение пород не перемещены либо перемещены незначительно, что отчетливо видно в зоне перехода рудного штока к массивным рудам. Фениты оказались неблагоприятной средой для формирования апатит-магнетитовых руд, их линзовидные тела выклиниваются, как правило, в первых десятках метров от контакта месторождения. В каждой последующей от контакта зоне рудного столба отмечаются реликты пород его периферических частей. Систематические наблюдения над составом реликтов дали возможность реставрировать геологическое строение участка месторождения в докарбонатитовый период, провести "под рудой" контакты нефелин-пироксеновых и пироксеновых пород (см. рис. 2.13).

Зависимость от состава вмещающих пород особенно четко

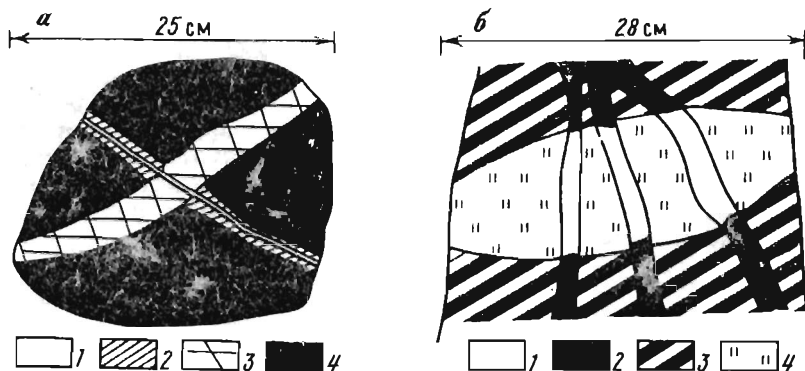


Рис. 5.9. Зависимость состава зональных жил РФ III (а) и РФ IV (б) от состава вмещающих пород Ковдорского Ап-Мт месторождения.

а - зарисовки глыбы: 1-2 - РФ III: 1 - Сп, 2 - Кг-Фл-Сп породы; 3-4 - РФ II (ранняя подстадия): 3 - Фо-Ка карбонатит, 4 - Ап-Фо-Мт карбонатитоид; б - зарисовка уступа карьера: 1-2 - РФ IV: 1 - Дол карбонатит, 2 - Дол-Фр карбонатитоид; 3-4 - РФ II (ранняя подстадия): 3 - Ап-Фо-Мт карбонатитоид, 4 - Фл слюдит

проявляется в зональных жилах. Зоны карбонатитоидов полностью выклиниваются при переходе зональных жил из силикатных пород в гнезда, линзы и жилообразные обособления ранних (РФ I) кальцитовых карбонатитов, с которыми непосредственно контактируют лишь осевые форстерит- и флогопит-кальцитовые карбонатиты (см. рис. 2.3), т.е. ранние апатит-форстеритовые и апатит-магнетитовые карбонатитоиды образуются лишь как реакционные зоны. Та же закономерность прослеживается и для поздних гатчеттолит-apatит-магнетитовых руд, формирующихся лишь на контакте с ранними апатит-магнетитовыми карбонатитоидами и никогда - с карбонатитами. Характерно, что соотношение мощностей периферических карбонатитоидных (в том числе рудных) и осевых карбонатитовых зон нередко изменяется на порядок при резких поворотах жильных тел по простиранию или падению (см. рис. 2.8).

Явления замещения в качестве ведущего процесса характеризуют и карбонатитовые образования поздних стадий. Так, существенно серпентиновые прожилки (РФ III), рассекая апатит-форстерит-магнетитовые породы, резко ступенчато уменьшаются в мощности в форстерит-кальцитовых карбонатитах или исчезают полностью. Доломит-карбонат-apatитовые жилы (РФ IV), залегающие в апатит-форстерит-магнетитовых породах, по простиранию в реликтах флогопитовых слюдитов сменяются чисто доломитовыми без изменения мощности (рис. 5.9), т.е. фосфор полностью заимствовался из вмещающих пород.

Зональность достаточно четко выражена в карбонатитоидах

Зависимость содержания элементов-примесей $\bar{X}$ в магнетите сингенетических месторождений Ковдорского массива от концентрации этих элементов во вмещающих породах $\bar{X}_{в.п}$

Компоненты	Вмещающие породы	$\bar{X}_{в.п}, \%$	$\bar{X}(\%)$ в магнетите месторождений			Зависимость от состава вмещающих пород
			апатит-магнетитового (n=73)	флогопитового (n=28)	апатит-карбонатного (n=4)	
TiO ₂	Оливиниты	0,06	-	3,22	-	Отсутствует
	Не-Пи	1,23	1,07	-	3,94	
	Оливиниты	1,50	-	0,45	-	
Al ₂ O ₃	Не-Пи	17,24	2,71	-	0,45	
MgO	Оливиниты	42,86	-	2,14	-	
	Не-Пи	5,28	5,73	-	1,79	
Cr ₂ O ₃	Оливиниты	0,29	-	0,61	-	Четкая
	Не-Пи	0,003	0,003	-	0,002	
NiO	Оливиниты	0,17	-	0,14	-	
	Не-Пи	0,010	0,008	-	0,002	

*По данным А.А. Кухаренко с сотрудниками [37] и В.А. Кононовой [31]

Фл месторождения и в некоторых телах апатитоносных карбонатов, сингенетических Ап-Мт месторождению и практически не отличающихся от него по последовательности смены минеральных парагенезисов (см. раздел. 2.1.4), наличию реликтов, зависимости от состава пород субстрата.

Унаследование геохимических особенностей вмещающих пород четко проявляется по содержанию Сг и Ni в магнетите месторождений Ковдорского массива, содержание которых (в отличие от Ti и Mg) не зависит от K_v железа, т.е. от окислительно-восстановительных условий минералообразующей среды. Концентрации Сг и Ni в ферришпинели Фл месторождения, залегающего в контакте с оливинитами, обогащенными этими элементами, на 2-3 порядка выше по сравнению с магнетитом Ап-Мт и Ап-Кр месторождений, контактирующих с обедненными этими элементами нефелин-пироксеновыми породами (табл. 5.2). Следует подчеркнуть, что унаследование Сг и Ni прослеживается в магнетите от эндоконтактовых до внутренних частей зональных тел без существенного изменения их содержаний.

Петрологическим признаком широкого развития процессов замещения при формировании карбонатитовых комплексов следует считать и наличие вокруг некоторых массивов УИК (Белозиминского, Поворотного, Маган, Ырасс и др.) мощных экзоконтактовых зон окварцевания, вплоть до развития вторичных кварцитов, связанных с десиликфикацией силикатных пород в процессах фенитизации и карбонатитообразования.

Рассмотрим минералогические признаки зависимости от состава вмещающих пород, характерные для рудоносных карбонатитовых комплексов. Наиболее четко они выражены в ранних карбонатитоидах (РФ I), ведущий петрологический признак которых - появление кальцита в парагенезисе с мелилитом или нефелином или калиевым полевым шпатом лишь при наличии соответствующего силиката во вмещающих породах. При этом образуются новые генерации минералов, обычно с большей крупностью зерен, четко идиоморфных на контакте с кальцитом. Они отличаются от ранних генераций характерными особенностями химического состава: повышением содержания аксманитового минала в мелилите, калиофилитового - в нефелине, ортоклазового - в калинатровом полево шпате. Во всех случаях для новых генераций минералов типичен рост их основности по сравнению с теми же минералами вмещающих пород, формировавшимися до начала карбонатитового процесса. Та же закономерность свойственна и пироксенам, в которых в этих случаях нарастает содержание диопсидового минерала. Специфичен и состав карбонатитов РФ I: мелилит-, монтичеллит-, волластонит-, шорломит-, калишпат-кальцитовые их разновидности развиваются лишь при условии, когда перечисленные силикаты содержатся в экзоконтактовых породах.

Четкая связь с составом экзоконтактовых пород наблюдается в слюдах и пироксенах парагенезисов РФ I и II, карбонатитового этапа. Наименее железистые разновидности слюд ($f = 12-20\%$) Фл месторождений формируются в контакте с породами повышенной магнезиальности - оливиновыми, пироксеновыми, мелилитовыми (массивы Гулинский, Одихинча, Кбвдорский, Вуори-Ярви и др.). В месторождениях, залегающих в более низкомагнезиальных нефелин-пироксеновых породах, железистость слюд возрастает до 30-35% (Маган, Гулинский). Та же закономерность прослеживается и в мелкочешуйчатых слюдах. Наивысшей железистостью (до 50-60%) обладают биотиты карбонатитовых образований, контактирующих с нефелиновыми сиенитами и фенитами - породами наибольшей кремнекислотности и низкой магнезиальности, а наименьшей железистостью - флогопиты апооливинитовых пород. В пироксене карбонатитоидов и карбонатитов закономерно увеличивается содержание эгиринового минала за счет диопсидового с ростом кремнекислотности вмещающих пород. В новообразованных генерациях пироксена по сравнению с пироксеном экзоконтактовых пород постоянно наблюдается рост основности за счет повышения содержания диопсидового минала.

Состав аксессуарных минералов карбонатитоидов и карбонатитов РФ I также зависит от основности вмещающих пород. На контакте с ультрамафитами они представлены кальцитритом ("у"* = 178,2), с ийолитами - сфеном ("у" = 193,9), с не-

*"у" - кислотно-основная характеристика по В.А. Жарикову.

Т а б л и ц а 5.3

Зависимость ниобий-танталового отношения в редкометалльных минералах карбонатитов от кремнекислотности экзоконтактовых пород X_{SiO_2} в массивах Восточной Сибири. По материалам Л.К. Пожарицкой, В.С. Самойлова, В.А. Кононовой и автора

Породы экзо- контакта	$\overline{X}_{SiO_2}$, %	Редко- ме- таль- ные карбо- натиты РФ II	Гатчеттолит (Среднезими- нский массив)		Гатчеттолит- пироклор (Гор- ноозерский, Белозиминский массивы)		Циркелит (Горноозер- ский массив)	
			n	Nb/Ta	n	Nb/Ta	n	Nb/Ta
Фо-Ка РФ I	6,1	Фо-Ка	-	-	28	3	24	6
Пи-Ка РФ I	16,9	Ди-Ка	8	2	15	5	10	10
Пи, Не-Пи	40,1	Ди-Ка	8	2	5	13	6	19
Нефелиновые сиениты	51,3	Эг-Ка	5	3	2	28	-	-
Фениты аполсанцевые	57,7	Эг-Ка	5	4	-	-	-	-

фелиновыми сиенитами и фенитами - цирконом ("у" = 203,7). В редкометалльных карбонатитах РФ II месторождений Восточной Сибири отношение Nb /Ta в минералах группы пироклора и циркелита закономерно возрастает с ростом кремнекислотности (падением основности) экзоконтактовых пород (табл. 5.3).

В карбонатитах РФ III и IV пироклоровые и колумбитовые руды во всех изученных месторождениях являются вторичными, т.е. Nb наследуется и оруденение формируется лишь в случаях развития поздних минеральных ассоциаций по первичным гатчеттолитовым и пироклоровым рудам РФ II.

Развитие пироклора и колумбита по гатчеттолиту наблюдалось многими исследователями (Л.С. Бородин, В.С. Гайдукова, Л.Н. Журавлева, Н.З. Евзикова, Т.Б. Здорик, Ю.Л. Капустин, Ю.М. Кирнарский, А.А. Лапин, Л.К. Пожарицкая и др.), детально изучавшими минералогию редкометалльных месторождений карбонатитовых комплексов различных провинций. Этот факт не вызывает сомнений у всех авторов, несмотря на резкие отличия в их генетических представлениях о формировании месторождений (раствор или расплав, замещение или выполнение). Замещение гатчеттолита пироклором и колумбитом приводило к выносу Ta и U, перераспределение которых в породах поздних РФ (III и IV) не зафиксировано. Для Ta это можно объяснить отсутствием его устойчивых минеральных форм в низкотемпературных карбонатитовых ассоциациях. Урановая минерализация,

как известно, имеет широкий температурный диапазон формирования и выявляется простейшими методами аэро- и наземной радиометрической съемки. Реставрация гатчеттолитовых зон по реликтам руд в амфибол-кальцитовых и анкеритовых карбонатах Горноозерского месторождения показала, что количество вынесенных U и Та в интервале глубины в 1 км составило не менее 150-200 тыс. т. Приведенные данные свидетельствуют, что при явно выраженных процессах замещения гатчеттолита, U и Та обладали высокой геохимической подвижностью в РТХ-условиях формирования пород РФ III и IV, интенсивно выносились в значительных количествах и рассеивались до уровня содержаний, близких к кларковым.

На различных эндогенных месторождениях карбонатитовой формации наблюдаются тела карбонатитов и карбонатитоидов, при формировании которых процесс выполнения превалировал над замещением. Например, на Ковдорском массиве к ним относятся линзы и жилы форстерит-кальцитовых карбонатитов, пересекающие аналогичные по парагенезису карбонатитоиды Ап-Мт месторождения, характеризующиеся отсутствием зональности, массивной текстурой, резкими контактами. Отмечены случаи, когда жилы такого типа при переходе в нефелин-пироксеновые породы приобретают четко выраженную зональность с периферическими флогопитовыми слюдитами и апатит-форстеритовыми породами. При прочих равных РТХ-условиях это явление объясняется резким возрастанием химической контрастности поступающей минералообразующей среды по отношению к вмещающим силикатным породам.

Процесс выполнения преобладал при формировании в фенитах некоторых тел Ап-Кр месторождения, сложенных форстерит-кальцитовыми карбонатитами, а также доломит-флогопит-магнетитовых жил Мт месторождения в оливинитах, обладающих массивно-такситовой текстурой без явно выраженной полосчатости и зональности. В последних влияние вмещающих пород сказывается лишь в повышенном на порядок содержаниях Со и Ni в магнетите по сравнению с минералом из аналогичных пород Ап-Мт месторождения. К типичным телам выполнения относятся посткарбонатитовые цеолитовые, кварц- и цеолит-кальцитовые жилы с крустификационной текстурой и отсутствием зависимости минерального состава от их локализации в силикатных, апатит-магнетитовых породах или карбонатитах.

Дискуссионный вопрос о преобладающем процессе при формировании лейкократовых карбонатитов Южного массива Гулинского вулканоплутона рассматривался ранее (см. раздел 2.3). Напомним, что анхимономинеральность значительной части карбонатитов РФ I, II и IV, резко выступающих в рельефе и изучавшихся при маршрутных исследованиях, рассматривается Л.С. Егоровым [18], А.А. Фроловым [69], В.С. Самойловым [59] как довод в пользу их интрузивно-магматического формирования. Материалы автора, полученные при геологическом карти-

ровании, показали, что в пределах массива распространены и мезолитовые карбонатиты, а также карбонатитоиды, чаще приуроченные к эндоконтактам, перекрытые чехлом четвертичных отложений и документировавшиеся автором в горных выработках. Эти породы по ряду геолого-петрологических и минералогеохимических признаков обладают многими сходными чертами с образованиями карбонатитовых комплексов Ковдорского и Горноозерского массивов, формировавшихся при преобладании процессов замещения. Интрузивный способ образования карбонатитов Гулинского вулканоплутона, по мнению автора, не может считаться доказанным, так как лейкократовый облик пород возможно объяснить и иными причинами (см. раздел 2.3.4).

•

5.3. МОДЕЛЬ КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И РАСПОЗНАВАНИЕ ОБРАЗА РУДОНОСНОСТИ ОБЪЕКТОВ ЭКЗАМЕНА

Многолетние полевые исследования массивов различных провинций нашей страны, анализ авторских и литературных материалов позволили впервые предложить и обосновать количественную по ряду важнейших параметров геолого-петрологическую модель рудоносного карбонатитового комплекса. Под термином "модель" по В.А. Штоффу [75] понимается мысленно представляемая система, способная отражать основные закономерности объекта таким образом, чтобы получать о нем новую информацию. Модель построена по результатам изучения эталонных объектов и проверена на контрольных объектах, сведения о которых изложены в предыдущих разделах книги.

Главными составляющими, или координатами, геолого-петрологической модели выбраны "вещество", "пространство" и "время" (рис. 5.10). В координату "вещество" входит расчленение карбонатитовых комплексов по разным признакам: карбонатитоиды и карбонатиты; руды, околорудные и вмещающие породы; минеральные типы месторождений и руд. Координата "пространство" включает такие геологические факторы, как форма тел, вертикальная (ВЗ) и латеральная (ЛЗ) зональность карбонатитовых комплексов; форма тел, ВЗ и ЛЗ эндогенных месторождений; способ решения "проблемы пространства". К координате "время" относятся дорудная и интратрудная тектоника, последовательность формирования временных групп пород карбонатитовых комплексов (стадий процесса) и соответствующих им РФ карбонатитовой формации.

Принципиальная схема модели рудоносного карбонатитового комплекса (рис. 5.11) представляет собой попытку создания смыслового изображения на плоскости разнообразных геологических, петрологических, минералогических и рудно-формационных факторов - блоков модели, путей и способов решения предложенных задач, а также практического выхода,



Рис. 5.10. Основные составляющие геолого-петрологической модели рудоносного карбонатитового комплекса массивов УИК.

получаемого в результате использования модели в ходе геологоразведочных работ на ранних стадиях изучения массивов УИК. Из семи блоков модели по пяти блокам задачи могут решаться на количественном уровне, по двум - на количественно-качественном.

Анализ модели позволяет установить научно обоснованные поисково-оценочные признаки и факторы локального прогноза по наиболее важным типам месторождений ископаемых карбонатитовых комплексов массивов УИК. Рассмотрим возможности практического использования результатов анализа модели в двух аспектах: для создания поисково-прогнозного комплекса (ППК) и для определения рудно-фациальной принадлежности эндогенных месторождений на массивах УИК, отнесенных к объектам экзамена.

Модель поисково-прогнозного комплекса (рис. 5.12) построена на основе обобщения обширного материала по рудоносным карбонатитовым комплексам массивов УИК и анализа геолого-петрологической модели. Способ построения и использования ППК для осуществления надежного локального прогноза проиллюстрируем на примере наиболее сложных комплексных редкометальных (Zr, Nd, Ta) железо-фосфорных месторождений карбонатитовой рудной формации. Распознавание участков возможной локализации месторождений указанного типа и определение минерального типа редкометальных руд (бадделитовые, гатчеттолитовые, пироксеновые) проводится на основании многофакторного анализа, включающего: расчленение пород

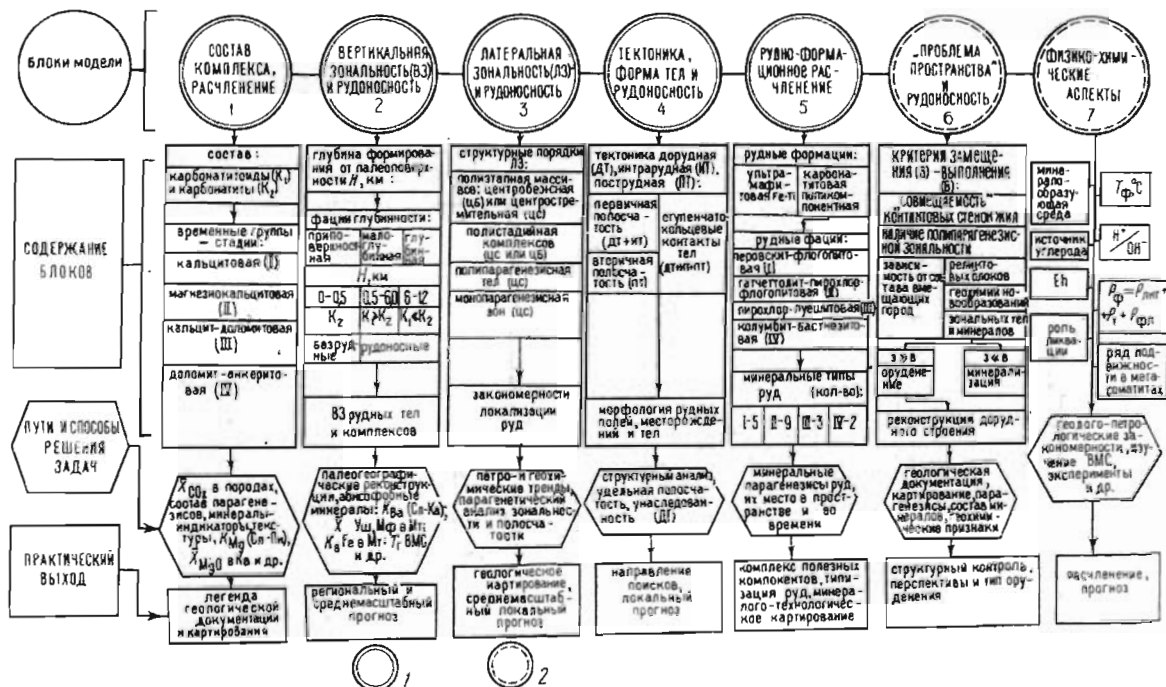
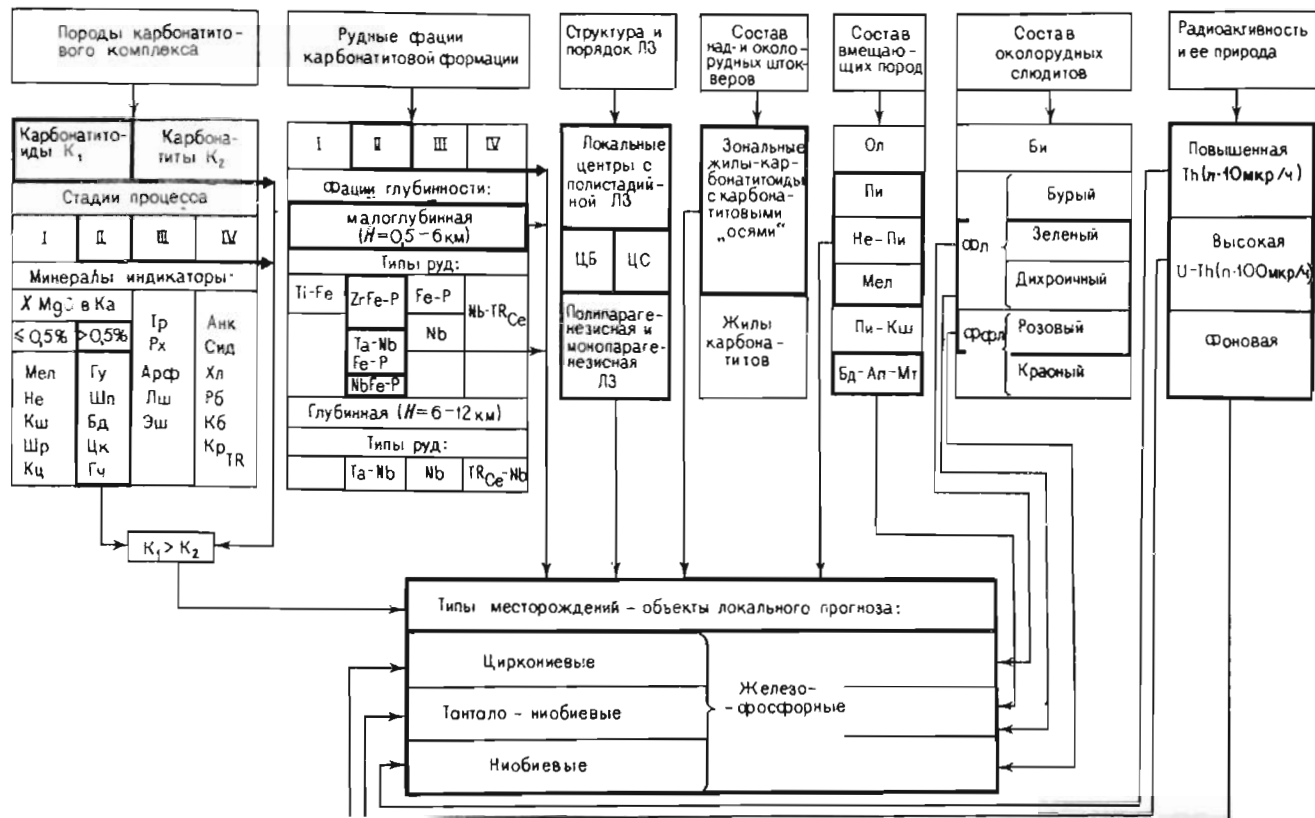


Рис. 5.11. Принципиальная схема геолого-петрологической модели рудосного карбонатитового комплекса массивов УИК. 1-2 - блоки модели: 1 - количественные, 2 - количественно-качественные.



карбонатитовых комплексов на петрографические разновидности и на временные группы - стадии (путем анализа минеральных парагенезисов и использования минералов-индикаторов); определение принадлежности к РФ глубинности; выявление структуры комплексов, порядка ЛЗ; изучение состава вмещающих пород, зональных жил в штокверках и слюдитовых зальбандов; выявление уровня радиоактивности и ее природы. Всего использовано 10 факторов. В каждом конкретном случае не обязательно применение всех признаков, но всегда необходимо установление возрастной принадлежности минеральных парагенезисов, а также фации глубинности и РФ, применение спектральных радиометрических данных.

Наличие магнитных и гравитационных аномалий не всегда однозначно указывает на локализацию руд, так как содержание магнетита в редкометалльных железо-фосфорных месторождениях изменчиво и нередко сопоставимо с его содержанием и характером распределения во вмещающих ультрамафитах. В периферических зонах месторождений, как указывалось, могут залегать железистые силикат-апатитовые, а во внутренних частях и апатит-карбонатные руды; нередко наблюдается чередование всех трех разновидностей руд. Проведение гравимагнитной съемки необходимо для выявления структуры месторождения, определения оптимальной ориентировки сети наземных выработок и буровых скважин, прогноза на глубину.

Накопленный фактический материал, создание геолого-петрологической модели и модели ППК редкометалльных железо-фосфорных месторождений наряду с обобщением новых данных позволит создать ППК для прочих многообразных минеральных типов месторождений, и в первую очередь для гатчеттолитовых и пироксеновых карбонатитов, апатитовых и других наиболее дефицитных видов минерального сырья рудоносных карбонатитовых комплексов.

Определение рудно-фациальной принадлежности месторождений проведено на объектах экзамена, в качестве которых выбраны массивы УИК нашей страны, изученные автором и другими исследователями с меньшей детальностью по сравнению с эталонными и контрольными объектами: Африканда, Себль-Явр, Вуори-Ярви и Салланлатва Кольской провинции, Одихинча Западно-Прианбарской провинции, Поворотный Сетте-Дабанской провинции. Кроме того, с этой целью привлечены данные по зарубежным массивам УИК с крупными месторождениями различных полезных ископаемых, достаточно полно охарактеризованные в литературе - Палабора в ЮАР и Араша в Бразилии, а также Сокли в Финляндии, разнообразные материалы по которому, как указывалось, подробно рассмотрены автором.

Рис. 5.12. Многофакторная модель ППК редкометалльных железо-фосфорных месторождений карбонатитовой рудной формации

Примеры установления принадлежности месторождений карбонатитовой формации к рудным фациям (РФ)

Массив, месторождение	Полезные компоненты		Типичный минеральный парагенезис	
	главные	попутные	предрудный	рудный
Африканда, Пе-Мт	Ti	Nb, Fe	Авгди±Ол+Мт (бескарбонатный)	Ди+Ро+Мт+Ал+Ка+Пе
Себель-Явр, Ал-Кц	P, Zr	Fe, Cu, Co, Au, Ag	Пи+Мт (бескарбонатный)	Авгди+Гс или Фл+Шр или Мт+Ал+Ка+ <u>Кц</u> +Хп+Дз
Вуори-Ярви (уч. Неске-Вара), Пх	Nb, Ta	Fe, P, Zr	Пи+Би+Мт+Ал+Ка+Дз и Не+Пи+Би+Шр или Мт+Ал+Ка+Дз	Фо или Кг+Фл или Ффл+Мт+Ал+Дол+Ка+Пх или <u>Гч</u> + <u>Цк</u> + <u>Бд</u> +Хп
Салланлатва, Лу-Пх	Nb	P	Фо+Фл+Мт+Ал+Дол+Ка+Бд	Ффл+Мт+Ал+Дол+Ка+Лу
Одихинча, Фл	Фл	-	Не+Мел+Мт (бескарбонатный)	Пи±Не+Фл+Шр или Мт+Ал+Ка+Пе
Поворотный, Пх	Nb	P	Эгди±Би+Шр или Мт+Ал+Ка+Дз	Фо+Фл+Мт+Ал+Дол+Ка+Пх+ <u>Цк</u>
Сокли, Пх	Nb	P, Fe	Фо+Фл+Мт+Ал+Ка+Дз	Фо+Фл или Ффл+Мт+Ал±Дол+Ка+Пх+Бд+Цк
Палабора, Фл	Фл	P, Fe, Zr	"Пироксениты измененные"	Ди или Фо+Фл+Мт+Ал+Ка+Бд
То же, Ал-Мт	Fe, P	Zr, Cu	Пи+Фл+Мт+Ал±Ка	Фо+Фл+Мт+Ал+Дол+Ка+Бд+Хп(?)
То же, Хп	Cu	Au, Ag, Fe, P, Zr	-	Фо+Фл+Мт+Ал+Дол+Ка+Хп+Бд+Тн
Араша, Пх (коренное)	Nb	P, Fe	-	±Фо+Ффл+Мт+Ал+Дол+Ка+Пх+ <u>Цк</u>

*Здесь и ниже подчеркнуты минералы-индикаторы РФ (стадий)

Т а б л и ц а 5.4

Типичный минеральный парагенезис	Информативные МГП расчленения РФ (стадий)		Номенклатура рудоносных пород	РФ (стадия)
	послерудный	$\overline{X}$ MgO в Ка, % $T, ^\circ\text{C}$ [$T=f(K_{Mg})$]		
Ди+Фл+Мт+Ап+Ка+ + Пх+Цк*	0,07-0,28	570-650	Карбонатитоиды Амф-Пи, Ка-Амф- Пи	I
Тр или Рх+Фл+ + Мт+Ап+Дол+Ка+ + Цр	0,11-0,42	710-780	Карбонатитоиды Ка-Ап-Пи	I
Тр или Рх+Фл+ +Мт+Ап+Дол+Ка+Пх	1,10-1,40	680-540 (предрудный)	Карбонатитоиды Ка-Фо-Мт, карбонатиты Фо-Ка, Фл-Ка	II
Хл+Ба+Пр+Ил+Сид+ +Пх	-	-	Карбонатиты Фл-Дол-Ка	III
Ди+Фл+Мт+Ап+Ка+ +Пх	0,05-0,09	680-700	Карбонатитоиды Фл-Не-Пи, Ка- Фл-Пи, карбонатиты Шр-Фл-Ка	I
Рх или Эк+Фл+ +Мт+Ап+Дол+Ка±Пх	0,5-1,0	-	Карбонатиты Фо-Ка, Фл-Ка	II
Тр+Фл+Мт+Ап+ +Дол+Ка+Пх+Цр	Высокомагнезиальный	-	Карбонатиты Фо-Ка с линзами Ка-Фо-Мт карбонатитоидов	II
-	-	-	Карбонатитоиды Ап-Фл-Ди, Ап-Фл-Фо	II
Хн+Фл+Мт+Ап+ +Дол+Ка	3-4	-	Карбонатитоиды Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт, карбонатиты Фо-Ка	II
-	3-8	-	Карбонатиты Фо-Ка	II
-	Высокомагнезиальный	-	Карбонатитоиды Ка-Ап-Мт	II

Распознавание образца рудоносности (т.е. установление формационной и фациальной принадлежности конкретного месторождения) до получения данных детального геологического картирования производится в первую очередь с помощью парагенетического анализа минеральных ассоциаций - выявления предрудных, рудных и послерудных групп равновесных минералов, использования минералов - индикаторов РФ, информативных МГП расчленения (табл. 5.4) и других данных.

Способ установления места оруденения в эндогенном процессе рассмотрим на примере Пе-Мт месторождения Африканда - представителя довольно распространенного типа месторождений, приуроченных к существенно ультрамафитовым образованиям (массивы Вуори-Ярви, Себль-Явр, Кугда и др.). По вопросу об относительном времени формирования таких месторождений высказываются самые различные точки зрения. Е. Хейнрих, А.А. Фролов относят их к магматическим рудам гипербазитового этапа. Л.С. Бородин считает, что Пе-Мт месторождения сформировались на фронте щелочного метасоматического преобразования пироксенитов, т.е. в ийолитовый этап. А.А. Кухаренко с сотрудниками, основываясь на материалах детального изучения массива Африканда, пришли к выводу о постмагматическом аутометаморфическом происхождении Пе-Мт руд.

Анализ авторских и литературных данных при расчленении карбонатитовых комплексов на карбонатитоиды и карбонатиты позволяет с иных позиций подойти к решению этой задачи. Предрудные парагенезисы Пе-Мт месторождения массива Африканда представлены бескарбонатными пироксенитами или пироксеновыми породами ийолитового этапа с реликтовыми блоками оливинитов, т.е. минеральными парагенезисами $Ол + Мт$, $Ол \pm \pm Пн + Мт$, $Пн + Мт$. Рудоносные породы сложены, главным образом, диопсидом, амфиболом, близким к обыкновенной роговой обманке, перовскитом и магнетитом, подчиненными им количественно апатитом, сфеном и кальцитом при преобладании пород амфибол-пироксенового и кальцит-амфибол-пироксенового состава. Так как кальцит является отчетливо парагенным минералом, рудоносные породы следует относить к группе карбонатитоидов. Минералы-индикаторы в парагенезисе отсутствуют. Принадлежность к рудной фации определяется по МГП расчленения: низкой магнезиальности кальцита ($X_{MgO} = 0,07-0,28\%$) и интервалу температуры фазового соответствия в парах Сл-Пн и Амф-Пн, лежащей в пределах 570-650 °С. Послерудные парагенезисы развиты незначительно и представлены $Ка + Цк + Пх$ (РФ II). Приведенные данные однозначно свидетельствуют о принадлежности крупно-гигантозернистых Пе-Мт карбонатитоидов к РФ I карбонатитовой формации.

Кроме рудных карбонатитоидов перовскит установлен и в бескарбонатных мелкозернистых пироксенитах. А.А. Кухаренко считает, что эта ранняя генерация перовскита, как и магне-

тит, сингенетична ультрамафитам. Л.С. Бородин пришел к выводу о наложенном характере перовскита на первичный Пи-Мт парагенезис. Наблюдения автора на массивах Африканда, Вуори-Ярви и Себль-Явр показывают, что главная масса перовскита в этом случае формируется в парагенезисе с флогопитом и апатитом. При дальнейшем нарастании содержания перовскита происходит перекристаллизация пород с образованием гнездобразных гигантозернистых обособлений пироксен-перовскит-магнетитового состава с апатитом и кальцитом, т.е. концентрация перовскита скорее всего связана с фронтом Пе-Мт карбонатитоидов. Вместе с тем не исключается наличие перовскита в пироксенитах ранней магматической генерации, как это достоверно устанавливается в неизмененных турьяитах Ковдорского, Турьинского и других массивов.

В таком же плане рассмотрена привязка месторождений других объектов экзамена (см. табл. 5.4). Не повторяя данных таблицы, отметим некоторые черты объектов, необходимые для понимания специфики месторождений.

В массиве Себль-Явр Ап-Кц руды относятся к новому минеральному типу фосфор-циркониевых месторождений, пока еще не установленному ни на одном другом объекте. Они залегают среди бескарбонатных пироксеновых пород с предрудным парагенезисом Пи + Мт. Рудоносные породы представлены в основном кальцит-апатит-пироксеновыми карбонатитоидами с магнетитом, халькопиритом, гаустингситом, принадлежность которых к РФ I определяется наличием минералов-индикаторов шорломита и кальцитрита, низкой магнезиальностью парагенного кальцита и температурами фазового соответствия. В центральной части месторождения Ап-Кц руды рассекаются линзовидными телами Ап-Мт карбонатитоидов и карбонатитов, принадлежность которых к РФ II однозначно устанавливается по присутствию в парагенезисе с высокомагнезиальным кальцитом бадделита, гатчеттолита и циркелита. Непосредственно на Ап-Кц руды накладывается ассоциация с тремолитом или рихтеритом, красным тетраферрифлогопитом, доломитом и кальцитом - типоморфным минеральным парагенезисом РФ III. В этот парагенезис входит и циркон, развивающийся по кальцитриту или сменяющий его при перекристаллизации породы. Таким образом, Zr в рудах месторождения Себль-Явр распределяется между кальцитритом и цирконом в разных количественных соотношениях в зависимости от интенсивности проявления наложенного процесса.

На массиве Вуори-Ярви в качестве объекта экзамена выбраны танталовые пироксеновые руды участка Неске-Вара, представленные, главным образом, апатит-магнетитовыми карбонатитоидами, форстерит- и тетраферрифлогопит-кальцитовыми карбонатитами с бадделитом, циркелитом, реже гатчеттолитом, парагенными с высокомагнезиальным кальцитом, т. е. типичной равновесной ассоциацией РФ II. К той же возрастной группе относятся и апатит-магнетитовые карбонатитоиды участка

Тухта-Вара, подразделяющиеся на руды с бадделентом и танталониобатами; в последних гатчеттолит резко преобладает над пироксолом. На руды обоих участков накладывается типичный парагенезис РФ III: Tr или $\text{Px} + \text{Фл}$ (красный) + $\text{Дол} + \text{Ка}$, включающий бестанталовый пироксолом только в том случае, когда поздняя ассоциация развивается по тантало-ниобиевым рудам.

Луешит-пироксоловые руды - новый минеральный тип ниобиевых месторождений, известный только на массиве Салланлатва. Они вскрыты редкой сетью скважин под чехлом моренных отложений. Естественно, что при таком положении геологическая информация о возрастных соотношениях пород крайне ограничена. Следует подчеркнуть, что луешит зафиксирован во многих карбонатитовых комплексах как малораспространенный, но весьма характерный минерал парагенетической ассоциации с амфиболами ряда тремолит - рихтерит и эккерманит - арфведсонит с темно-красным тетраферрифлогопитом, доломитом и кальцитом, т.е. типоморфной равновесной ассоциации РФ III.

Рассмотрим последовательность формирования парагенезисов и место луешитового оруденения в штокообразном теле карбонатитового комплекса массива Салланлатва, залегающего в ийолитах. В его эндоконтактной части ограниченно распространены апойолитовые ранние кальцит-нефелин-пироксеновые карбонатитоиды, отнесенные к I стадии по парагенезису $\text{He} + \text{Шр} + \text{Ка}$ (низкомагнезиальный). Последующая возрастная группа пород встречается в ийолитах и ранних карбонатитоидах в виде редких маломощных жил форстерит-кальцитовых карбонатитов с бадделентом - РФ II. Ниобиеносные породы представлены тетраферрифлогопит-доломит-кальцитовыми карбонатитами с магнетитом, апатитом и луешитом, т.е. вполне сопоставимы с РФ III. Карбонатиты слагают внешнюю часть штокообразного тела. В его внутренней части развиты хлорит-анкеритовые карбонатиты с ферридоломитом, анкеритом или сидеритом, баритом, поздним пироксолом, редкоземельными и другими минералами РФ IV - типичными барит-сидеритовыми рудами. Отчетливо наблюдается изменение минералов РФ III. Особенно характерна хлоритизация тетраферрифлогопита, который при макроскопической документации выглядит как темно-зеленый биотит, а в шлифах видны лишь его реликтовые ядра. Типично также развитие мелкозернистого (до пылевидного) позднего пироксолом по более крупным кристаллам луешита, замещение кальцита анкеритом.

В массиве Одихинча флогопитовое (Фл) месторождение приурочено к пегматоидным зональным жильным телам, залегающим в магматических среднезернистых нефелин-мелилитовых породах. Место оруденения в эндогенном процессе может быть уверенно установлено исходя из анализа данных С.М. Прохоровой, Н.З. Евзиковой и А.Ф. Михайловой, детально изучавших геологическое строение и минеральный состав флогопитоносных

жил, а также по материалам автора. Концентрация крупных кристаллов слюды приурочена главным образом к зонам кальцит-апатит-флогопитовых карбонатитоидов и шорломит-флогопит-кальцитовых карбонатитов. Принадлежность пород РФ I устанавливается по минералам-индикаторам шорломиту и нефелину, парагенным с низкомагнезиальным кальцитом, а также по геотермометрическим показателям.

Пироксеновые руды массива Поворотный связаны с форстерит-кальцитовыми карбонатитами, обладающими характерным парагенезисом, близким к соответствующим разновидностям руд эталонного Горноозерского месторождения. Их отнесение к РФ II проведено по наличию минерала-индикатора циркелита, равновесного с высокомагнезиальным кальцитом.

В пределах массива Соколи пироксеновое (Пх) месторождение представлено форстерит-кальцитовыми карбонатитами с линзовидными синхронными обособлениями апатит- и кальцит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов. Они содержат типичный для подобных образований набор парагенных минералов. По наличию минералов-индикаторов бадделеита и циркелита определена их принадлежность к РФ II. То же относится и к гатчеттолитовым рудам данного массива, в которых кроме бадделеита и циркелита минералом-индикатором РФ является и их главный рудный минерал-гатчеттолит.

Особый интерес представляет установление места оруденения в процессе формирования массива Палабора, небольшого по площади (10-11 км²), но включающего крупнейшее медное месторождение, а также железо-фосфорные и флогопитовые руды. Массив достаточно подробно, хотя не во всех главных аспектах, освещен в геологической литературе [30, 91]. При характеристике и номенклатуре пород авторы включают в их состав без подразделения как первичные, так и явно наложенные эндогенные и даже гипергенные минералы. Например, применяются такие наименования как "пироксен-вермикулит-оливиновые" и "вермикулит-оливиновые" породы. Поэтому изначальной задачей автора данной работы явилось "восстановление" первичных парагенезисов, что оказалось возможным в связи с близостью минерального состава, текстурно-структурных особенностей и последовательности формирования пород массива Палабора и детально изученного Ковдорского массива. Следует напомнить, что эти два массива УИК обладают наибольшими чертами сходства по геологическому строению и набору полезных ископаемых, несмотря на огромное различие в изотопном возрасте: Палабора - 2040 млн лет, Ковдорский - 500-380 млн лет.

В пироксенитах массива Палабора, частично измененных в связи с наложением ранних (I стадия) парагенезисов карбонатитового этапа, выявлено три штокообразных концентрических тела - Северное, Центральное и Южное, сложенных в основном карбонатитоидами и в меньшей мере карбонатитами. Наиболее

широко дифференцированным, четко зональным и практически ценным является Центральное тело площадью около 1 км² (1,6 × 0,75 км), называемое также участком Лулекоп или Лул. Периферическая зона локальной концентрической структуры Лул представлена пегматоидными породами, по номенклатуре автора именуемыми апатит-флогопит-диопсидовыми карбонатитоидами, переходящими в апатит-флогопит-форстеритовые разновидности, наиболее значительно развитыми во внутренней части Северного тела. Не вызывает сомнений правильность вывода [68] о единстве минерального состава, текстур и структур этих образований с породами Ковдорского Фл месторождения, отличающегося меньшим объемом руд, но содержащего более крупные кристаллы слюды. Следующая к центру зона участка Лул сложена "фоскоритами", т.е. апатит- и кальцит-форстерит-магнетитовыми карбонатитоидами, переходящими к внутренней части в форстерит-кальцитовые карбонатиты, аналогичные карбонатитоидам по набору парагенных минералов. Первичная полосчатость карбонатитов конформна полосчатости карбонатитоидов. В этих породах кроме главных породообразующих минералов присутствуют флогопит (гидратизированный или превращенный в вермикулит), бадделеит и серпентин (по форстериту). Как видно, набор минералов и пород этой зоны практически полностью соответствует карбонатитоидам и карбонатитам Ковдорского Ап-Мт месторождения. В породах развиты минералы меди, представленные, по описанию авторов, борнитом и халькозином (вероятно, продуктами замещения халькопирита). Центральная часть карбонатитового комплекса Лул сложена секущим телом форстерит-кальцитовых карбонатитов - крупным Хп месторождением (около 2 млн т Си при содержании около 1%). В карбонатитах отмечены также флогопит, магнетит, апатит и урановый торианит. Кальцит включает врослки доломита, трактуемые как продукты распада твердого раствора; содержание MgO в кальците с учетом вростков достигает 8%.

Совокупность имеющихся материалов позволяет с уверенностью относить флогопитовые, апатит-магнетитовые и халькопиритовые руды массива Палабора к РФ II карбонатитовой формации (см. табл. 5.4). Следует подчеркнуть, что в комплексе Лул флогопитовое оруденение является передовой зоной апатит-магнетитовых руд, в то время как на Ковдорском массиве они слагают изолированные месторождения (РФ II, ранняя субфация). Что касается форстерит-кальцитовых карбонатитов медного месторождения, то их можно сопоставить с гатчеттолитовыми рудами Ковдорского массива (РФ II, поздняя субфация), секущими ранние апатит-магнетитовые руды и обогащенными халькопиритом. В комплексе Лул фиксируется торианит. Напомним, что торианит установлен в тетраферрифлогопит-форстеритовых карбонатитоидных жилах, секущих Ковдорское Фл месторождение (РФ II, поздняя субфация), а также в форстерит-кальцитовых карбонатитах РФ II Южного карбонатитового

массива Гулинского вулканоплутона. Черты сходства массивов Палабора и Ковдорского заключаются и в характере развития структуры - в обоих случаях массивы в целом обладают центробежной полиэтапной ЛЗ, а их рудоносные карбонатитовые комплексы центростремительной полистадийной, поли- и монопарагенезисной ЛЗ.

Коренные руды бразильского Пх месторождения Араша, вскрытые шестью скважинами до глубины 840 м, в отличие от детально изученных перекрывающих их кор выветривания, практически не освещены в доступной зарубежной литературе. Имеющиеся данные получены автором в основном из докладов бразильских геологов А.Б. Сильвы, Н.С. Родригеса, А.С. Филхо на симпозиуме в ГКНТ СССР (1982 г.). Рассмотрение слайдов и ответы бразильцев на вопросы показали, что коренные руды представлены главным образом кальцит-апатит-магнетитовыми карбонатитоидами с тетраферрифлогопитом, доломитом, реже форстеритом; из редкометалльных минералов кроме пирохлора зафиксирован циркелит. По минеральному составу эти породы близки к редкометалльным рудам эталонного Ковдорского месторождения, но отличаются заменой гатчеттолита на пирохлор. Изложенные данные позволяют отнести указанные пирохлоровые карбонатитоиды месторождения Араша к РФ II карбонатитовой формации. Содержание Nb_2O_5 в рудах колеблется в интервале 1-3% и в среднем по опробованным интервалам составляет около 1,5%; запасы до глубины 500 м могут быть оценены в 20-25 млн т. Таким образом, эндогенное месторождение Араша является крупнейшим богатым месторождением Nb, что и заставило автора остановиться на его привязке, несмотря на скудность имеющихся материалов. По последним данным с ним могут быть сопоставимы по масштабам оруденения пирохлоровые карбонатитоиды и карбонатиты Томторского массива.

5.4. ФОРМАЦИИ ГИПЕРГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение гипергенных месторождений не входило в основные задачи настоящего исследования. Однако без их краткой характеристики представление о разнообразии минеральных типов месторождений и промышленной значимости массивов УИК было бы неполным. Е. Хейнрих выделяет три группы месторождений: 1) латериты или, как принято в отечественной литературе, коры выветривания; 2) алювиально-делювиальные; 3) содовые озерные рассолы. А.В. Лапин [41] предложил подразделять коры выветривания на латеритные и долатеритные.

Наибольшим распространением пользуются площадные и линейно-площадные коры выветривания, разнообразные по набору полезных ископаемых (табл. 5.5). Наибольший интерес представляют латеритные Пх-Ап-Ба коры месторождения Араша в Бразилии, богатые руды которых обеспечивают около 80% миро-

Классификация и характеристика геолого-промышленных типов месторождений в корях выветривания карбонатитовых комплексов

Тип месторождений	Примеры типичных месторождений	Преобладающие руды (породы) субстрата	Характеристика
			типоморфные руды
			<i>Редкометалльные</i>
Титан-ниобий-фосфорный	Тапира (Бразилия)	Пе-Мт	Апатит-перовскитовые
Тантал-ниобий-фосфорный	Ковдорское	Ап-Фо-Мт, Фл-Ка	Франколит-магнетитовые
Ниобий-фосфорный	Белозиминское	Пи-, Фо-, Амф-Ка, Анк	Апатит-гетитовые
	Араша (Бразилия)	Ка-Ап-Мт, Фо-, Фл-Ка	Гетит-апатитовые
	Татарское	Ка-Амф-Аб	Каолинит-гетитовые
		Дол	Гетит-каолинитовые Франколитовые
	Сокли (Финляндия)	Фо-Ка	Франколит-магнетитовые
Ниобий-редкоземельно-фосфорный	Томторское	Ка-Хл, Ка-Мт, Ка, Анк	Гетит-каолинитовые, гетит-франколитовые
Железо-фосфорный	Ковдорское, Ес-сей	Ап-Фо-Мт, Ка-Фо-Мт	<i>Прочие</i> Франколит-магнетитовые
	Ковдорское, Сокли	Фо-, Фл-Ка	
Никелевый	Моро де Энжено (Бразилия)	Дуниты, перидотиты	Гарниеритовые
Апатит-вермикулитовый	Ковдорское, Потанинское; Ипанема (Бразилия)	Ка-Фл-Фо, слюдиты	Апатит-вермикулитовые
Хризолитовые	Кугда	Ка-Мт-Фо	Хризолитовые

рудоносных кор

механическое состояние руд	рудные минералы- главные (попут- ные)	среднее содержание полезных компонентов, %	запасы, ресурсы (млн т), масштабы
<i>месторождения</i>			
Рыхлые	Пе, Да (Ап, Мт)	Nb_2O_5 - 1,2 TiO_2 - 17,7 P_2O_5 - 8,3	2 17 Крупное
Плотные, крепкие	Гч, (Бд, Фр, Мт)	Ta_2O_5 - 0,016 Nb_2O_5 - 0,1 ZrO_2 - 0,16 P_2O_5 - 15,0 Fe - 30,0	Мелкое, отработано карьером
Рыхлые	Пх (Ап)	Nb_2O_5 - 0,5	Крупное
"	Пх (Ап, Ба)	Nb_2O_5 - 2,48 P_2O_5 - 15,0 Ba - 20,7	11,5 69 95
"	Пх (Ап, Фр)	Nb_2O_5 - 0,5	Мелкое
Плотные			
Плотные, крепкие	Пх (Фр, Мт)	Nb_2O_5 - 0,4 P_2O_5 - 15,0	0,7 Мелкое
То же	Пх, Мн (Фр)	Nb_2O_5 - 0,74 TR_2O_3 - 3,9 P_2O_5 - 12	Уникальное
<i>месторождения</i>			
Плотные, крепкие	Мт, Ап, Фр	P_2O_5 - 14 $\text{Fe}_{\text{общ}}$ - 35	Крупные, средние
Нет данных	Гарниерит	Ni - 1,3	0,9
Рыхлые	Ве, Ап	Вермикулит - 20 P_2O_5 - 6,8	1 8
"	Хр	Нет данных	

вого производства ниобиевого сырья (17 тыс. т Nb_2O_5 в год). Площадь рудного тела - 4 км² при средней мощности коры 100 м. Экзогенные процессы в условиях жаркого влажного климата послужили фактором естественного обогащения кор по сравнению с эндогенными пироклоровыми карбонатитоидными в 1,7 раза - по данным А.Б. Сильва [87]. Эксплуатируются и пироклор-апатитовые коры менее крупного и богатого бразильского месторождения Каталао I. Важное значение имеют дизаналит-апатитовые руды (Nb, Ti, P) массива Тапира, гарниеритовые (Ni) - массива Моро де Энжени и апатит-вермикулитовые - массива Ипанема [87], а также вермикулитовые - Ковдорского (Кольский полуостров) и Патанинского (Урал) месторождений.

Изучению кор выветривания пород карбонатитовых комплексов нашей страны посвящены исследования Ю.Н. Занина, Е.А. Зверевой, Л.Т. Жировой, Г.В. Писемского, В.И. Тернового, А.В. Лапина и др. В.И. Терновой [68], детально изучавший коры Ковдорского массива, кроме апатит-вермикулитового (Ап-Ве) выделяет также "магнетит-штаффелитовый" тип месторождений. По принятой номенклатуре для подобного карбонат-апатита предлагается термин "франколит", который и употребляется в дальнейшем изложении. При формировании Ап-Ве месторождений из коренных руд полностью выщелачиваются карбонаты и гидратируются слюды, а другие породообразующие минералы (апатит, магнетит, пироксен, форстерит) в основном сохраняются как остаточные без существенных изменений, кроме верхней зоны коры, для которой характерны сульфидизация и окисление железа.

В магнетит-франколитовом (Мт-Фр) типе выщелачиванию подвергаются не только карбонаты, но и силикаты. Из магнетита выносятся Mg и Al и он обогащается Fe практически до теоретических формульных соотношений. Апатит частично кристаллизуется в виде новой генерации, но в основном псевдоморфно замещается франколитом, перестраивающимся в трещинах, вплоть до образования штокверковых зон. Кроме того, франколит в процессе корообразования цементирует брекчии, возникающие в результате обрушений в карстовые полости карбонатитов. В отличие от сыпучих апатит-вермикулитовых руд, коры с франколитом, хотя и обладают пористостью, но интенсивно сцементированы и по дробимости не уступают коренным рудам. Коэффициент обогащения кор фосфором варьирует от 2 до 8 и зависит от содержания карбоната в исходных породах и степени их выветривания. При формировании магнетит-франколитовых кор по редкометалльным халькопиритсодержащим апатит-магнетитовым рудам (Ковдорский массив) франколит приобретает голубой и зеленовато-голубой цвет за счет мельчайших включений вторичных минералов Cu , что может служить поисковым признаком.

Редкометалльные коры выветривания по породам карбонатитовых комплексов нашей страны разнообразны по минеральному составу, возрасту и палеогеографическим условиям формиро-

вания. Крупнейшее в мире Nb-P месторождение установлено Э.Н. Эрлихом и Г.И. Поршневым на Томторском массиве; оно представлено франколит-гетитовыми корами, перекрытыми угленосными пермскими и морскими юрскими осадками. Пироклор-апатитовые коры четвертичного возраста по карбонатам детально изучены на Белозиминском массиве Г.В. Писемским, Е.А. Зверевой, И.И. Егоровым.

Россыпные месторождения Р, Nb, TR, Y, Sc, как правило, локализируются в пределах массивов УИК. Они представлены захороненными делювально-озерными уникально богатыми рудами, образовавшимися за счет перемыва кор выветривания (Томторский массив) и могут служить объектами первоочередной отработки месторождений. В некоторых случаях наблюдаются россыпи, сформировавшиеся при размыве коренных пород (Горно-озерский массив, Северный карбонатитовый массив Гулинского вулканоплутона). Содовые рассолы озер Натрон и Могоди располагаются вблизи современного вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) и служат источником получения безводной соды, хлорида и фторида натрия.

Глава 6

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В мировой и отечественной литературе широко дискутируется проблема условий формирования и генезиса карбонатитов, а также связанных с ними месторождений полезных ископаемых [7, 12, 19, 30, 36, 54, 59, 69, 78, 89, 95 и др.]. С позиций рудообразования к наиболее сложным и важным сторонам этой проблемы относятся: физико-химическое состояние минералообразующей среды, температурный интервал, механизм становления околорудных пород и руд, структурные условия образования карбонатитов, роль ликвации в формировании карбонатитовых комплексов.

В настоящей работе нет возможности подробно рассмотреть столь сложные, во многом еще принципиально не решенные вопросы. Предмет дискуссий наиболее полно изложен в монографии "Карбонатиты" [30]. Здесь попытаемся лишь кратко сформулировать важнейшие генетические положения, вытекающие из имеющихся в нашем распоряжении фактических данных и литературного материала.

6.1. МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩАЯ СРЕДА

Минералообразующая среда ранних (РФ I и II) месторождений карбонатитовой рудной формации первично представляла собой

сложную солевую систему - низковязкую водную высококонцентрированную; ее главные катионные составляющие - К, Na и Ca, анионные - хлориды, фосфаты и карбонаты; кроме того, присутствовали углеводороды. Приведенный вывод с достаточной вероятностью следует из совокупности геолого-петрологических и минералогических материалов, результатов экспериментальных исследований и изучения фазового состава ВМС. Такую систему представляется целесообразным именовать *эндогенным рассолом* и на конкретном геологическом и петрологическом материале рассматривать вопрос о близости ее к расплаву, тяжелому флюиду (heavy fluid) или "карботермальному" раствору, исходя из физико-химических и механических свойств этой системы. Обогащение рудоносных карбонатитовидов и карбонатитов силикатами и алюмосиликатами происходило в основном за счет взаимодействия с породами ранней силикатной системы - ультрамафитами, мелилитами, сиенитами, ийолитами, фенитами, а в поздние стадии - и с более ранними меланократовыми разновидностями пород карбонатитовых комплексов.

Систематические исследования фазового состава ВМС минералов карбонатитовых комплексов с применением методов гомогенизации, криометрии, водных вытяжек, газового анализа (С.В. Соколов, Д.Н. Хитаров, Е.С. Харламов при участии автора) свидетельствуют о существенно кальциево-натриевом хлоридно-бикарбонатно-водном составе и наличии жидких углеводородов. Концентрация солей (в %) в жидкой фазе ВМС значительно различается в парагенных минералах и зависит главным образом от состава минерала-хозяина: в магнетите 4-10, кальците 8-16, апатите 20-60, силикатах 60-90 (или от 540 до 890, г на 1 л воды); от ранних и поздних РФ рассол обогащается Mg. В твердых фазах ВМС из минералов карбонатитовых комплексов диагностированы галит, кальцит, щелочные карбонаты, углеводороды, магнетит (?), но не обнаружено силикатов.

Щелочно-карбонатные неререитовые $[Na_{1.5} K_{0.5} Ca_{10} (CO_3)_2]$ лавы современного вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании [30, 97, 98], по мнению автора, представляют собой остаточную бесфосфорную часть рассола после его вскипания и выпаривания воды в приповерхностных условиях. До сих пор остаются неясными условия формирования кальциевых пород с типично лавовой текстурой в пределах вулканов Керимаси в Танзании, Форт-Портал в Уганде [30]. По известным физико-химическим данным при атмосферном давлении диссоциация кальцита (920 °C) должна была произойти до его кристаллизации, которая по T_f ВМС составляла 635-700 °C (Б.П. Романчев). Можно предположить, что кальцитовые лавы образовались в результате псевдоморфного замещения первичного щелочного карбоната кальцитом в результате постмагматического, фумарольного процесса с сохранением веревочной лейстовой текстуры исходной щелочно-карбонатной лавы. Псевдо-

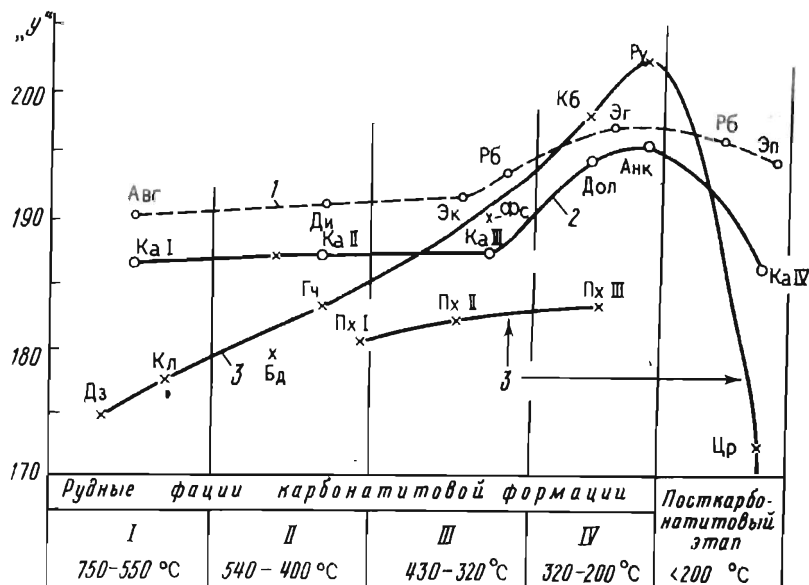


Рис. 6.1. Кислотно-основная эволюция минеральных парагенезисов карбонатитовых комплексов на примере Горноозерского массива:
1 - силикаты, 2 - карбонаты, 3 - редкометалльные минералы

морфное замещение нерерита кальцитом наблюдалось автором в шлифах щелочно-карбонатных лав Олдоиньо-Ленгаи, собранных А.И. Поляковым (1967-1969 гг.). Данные о наложенном характере кальцита в карбонатитовых лавах, выдвинутые автором [12], подтверждены Б. Робертсом, И.Б. Даусоном и М.С. Гарсоном [97], зафиксировавшими смену Na и K на Ca в щелочных карбонатах лав. Необходимо подчеркнуть, что наличие "кальцитовых лав" может быть объяснено только фумарольным псевдоморфозным характером в них кальцита, что снимает грубейшее противоречие между экспериментальными данными и геологическими материалами. В породах глубинных карбонатитовых комплексов отмечаются отдельные находки щелочных карбонатов типа нерерита [26] и шортита [63].

Возможность переноса больших масс кальцита в концентрированной водной щелочно-карбонатной среде (рассоле) обоснована экспериментами В.Ф. Дернова-Пегарева и С.С. Малинина.

Минералого-петрологическими исследованиями установлена ведущая закономерность изменения состава и свойств рассола в последовательно формировавшихся минеральных парагенезисах [80], заключающаяся в обогащении "кальцитового" рассола Mg и Fe при постепенном (от РФ I к РФ II), а затем резко (от РФ II до РФ IV) падении основности и, наконец, росте ее - в

период формирования кварц-цеолит-кальцитовых жил посткарбонатитового этапа (рис. 6.1). Выявленная закономерность согласуется с установленной Д.С. Коржинским [32] тенденцией кислотно-основной эволюции эндогенных растворов во времени: ранняя щелочная стадия → стадия кислотного выщелачивания → поздняя щелочная стадия. Проявление волны кислотности отмечено также ростом содержания эгиринового минерала пироксена и железистости слюд в сопоставимых разновозрастных типах карбонатитов по мере уменьшения глубины эрозионного среза массивов Горноозерского, Поворотного и Гек от палео-поверхности.

6.2. ГАЗОВАЯ ФАЗА

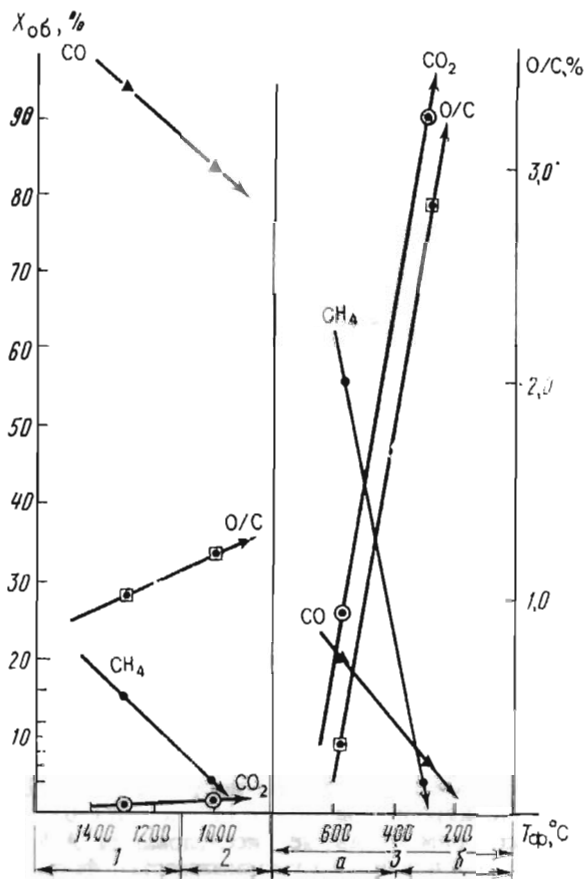
Обобщение результатов изучения состава газовой фазы пород и ВМС минералов позволяет заключить, что перенос углерода из мантийных источников в зону формирования карбонатитовых комплексов в земной коре осуществлялся главным образом в виде метана в высоковосстановленной водородно-водной составляющей рассола.

Состав газов пород Ковдорского массива (H_2 , CH_4 , CO , CO_2), определенный после вскрытия в вакуумных мельницах (И.А. Петерсилье), закономерно изменяется в рядах ультрамафиты → ийолиты [51] и породы РФ I и II карбонатитового комплекса → породы РФ III и IV. Общая тенденция заключается в падении на порядок содержания (объемной доли) CO ($60 \rightarrow 6\%$) и нарастании CO_2 , резко подчиненного во всех ранних образованиях (1-10%) и абсолютно преобладающего в поздних карбонатитах (до 80%). Показатель степени окисленности O/C изменяется от ранних к поздним породам скачкообразно: возрастает в силикатной системе, резко падает в ранних породах карбонатной системы и затем вновь увеличивается в поздних образованиях; также скачкообразно, но обратно к значениям O/C изменяется концентрация CH_4 (рис. 6.2).

Изучение газового состава (CH_4 , CO_2 , H_2O) ВМС Ковдорского Ап-Мт месторождения проведено Д.Н. Хитаровым после извлечения газа методом последовательной декрепитации в интервале $270-480^\circ C$ из доломита и $300-600^\circ C$ из апатита и кальцита; при более высокой температуре на термограммах отмечено начало разложения минералов. Анализ данных подтверждает рост значения O/C во времени, т.е. в ряду минералов РФ I → РФ II → РФ III. Установлено повышение в том же направлении водонасыщенности газовой фазы ВМС, причем для карбонатов этот показатель в 2-4 раза выше, чем для парагенного апатита. При вскрытии тем же методом в интервале $400-600^\circ C$ апатита Ковдорского Фл месторождения в нем определены H_2O , H_2 , CH_4 , C_2H_6 и CO . Появление высоких концент-

Рис. 6.2. Главные тенденции изменения состава газов в породах Ковдорского массива:

1 - ультрамафиты, 2 - ийолиты, 3 - породы карбонатитового комплекса: а - РФ I-II (n=44), б - РФ III-IV (n=6). $X_{об}$ - относительная объемная доля (содержание) газов - CH_4 , CO , CO_2 ; O/C - отношение атомных количеств элементов.



раций CO_2 в этом эксперименте при температуре 800 и 1000° С может объясняться разложением микровключений кальцита.

Состав углеводородных газов, извлеченных органическими растворителями из измельченной кальцит-пироксеновой породы (РФ I) Ковдорского массива, по данным анализов, проведенных в лаборатории М.К. Калининко, оказался достаточно сложным. Кроме преобладающего CH_4 обнаружены в убывающих концентрациях C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_8 , C_4H_{10} ; установлено присутствие жидких (бутан, пропан) и недиагностированных твердых углеводородов. Криометрические исследования ВМС, выполненные Е.С. Харламовым, подтвердили наличие жидких углеводородов в апатите Ковдорского массива, а также CO_2 в минералах РФ III и IV и редко - РФ II.

Низкий уровень P_{CO_2} при формировании карбонатитовых

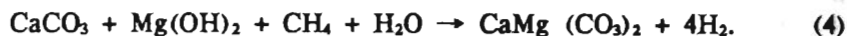
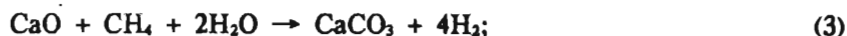
комплексов отмечен Л.К. Пожарицкой [54] на основании находок периклаза и брусита в карбонатитах Белозиминского массива. Исследованиями автора данной работы периклаз (РФ II) и брусит (РФ III) как продукты десилификации форстерита обнаружены в породах Ковдорского Ап-Мт месторождения. Зафиксированная составом газов высокая степень восстановленности рассола доказывается и наличием ульвошпинели - продукта распада твердого раствора магнетита в породах РФ I и II Ковдорского массива.

Накопленные данные приводят к выводу о закономерном нарастании степени окисленности углерода ($\text{MeC} \rightarrow \text{CH}_4 \rightarrow \text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$) по мере падения температуры при формировании пород массивов УИК в условиях низкой фугитивности кислорода. Правомерно полагать, что окисленные формы углерода возникали в результате взаимодействия устойчивых в мантийных условиях карбидов и углеводородов с водой по реакциям типа:

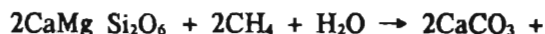


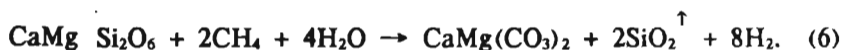
Сдвигу реакций вправо в изотермических условиях образования данной РФ карбонатитовой формации способствовало падение флюидного давления при подъеме рассола в верхние области земной коры или проникновении его в "раздувы" массива и тектонически ослабленные зоны, так как объем газов возрастает в правых частях уравнений в 1,7-2 раза. Этому положению не противоречат проведенные термодинамические расчеты. Окислению CH_4 по реакции (2) способствовало и образование карбонатов.

Экспериментальные исследования А.А.Джиарди и С.А. Саллати демонстрируют возможность формирования кальцита и доломита в надкритической области в системе $\text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaO}$ (MgO). Показано, что при воздействии водорода на карбонаты ($T = 400 - 880^\circ \text{C}$, $P = 1 - 350 \text{ МПа}$) с ростом T_f происходит выделение CH_4 . Тогда при падении T_f реакции могут быть записаны следующим образом:



В конкретных условиях карбонатитовых метасоматитов вероятно протекание реакций типа:





Характерно, что сдвигу реакций (3) - (6) в сторону формирования карбонатов и здесь может способствовать падение $P_{\text{фл}}$, которое в этом случае приобретает значение минерало-образующего фактора.

6.3. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ИНТЕРВАЛ

Температура формирования $T_{\text{ф}}$, снижающаяся в процессе становления пород массивов УИК, несомненно является ведущим фактором в смене минеральных парагенезисов, что отмечалось многими исследователями и рассмотрено В.С. Самойловым [59], С.В. Соколовым [64], Б.П. Романчевым [57] и другими исследователями [8, 48, 54]. Обобщение литературных данных по минералогическим геотермометрам и экспериментам демонстрирует последовательное снижение температурных интервалов образования от ультрамафитов к мелилитовым породам и ийолитам соответственно от 1480-1120 до 1350-1190 и 1200-920 °С. Важно, что указанные данные в силикатной системе согласуются с $T_{\text{г}}$ первичных включений минерало-образующих сред (ВМС) в этих породах, составляющей соответственно 1480-1160, 1110-950 и 1150-830 °С (табл. 6.1, рис. 6.3).

Совершенно иное положение выявляется в карбонатной системе. По минералогическим геотермометрам и согласующимся с ними экспериментальным данным устанавливается последовательное снижение $T_{\text{ф}}$ пород и руд от ранних к поздним рудным фациям (в °С): РФ I 750-550; РФ II 540-400; РФ III 420-320; РФ IV 320-200. Указанные температурные интервалы (см. табл. 6.1) подтверждены петромагнитными исследованиями ферришпинелидов в ультрамафитах, карбонатах и апатит-магнетитовых рудах, проведенными в Институте физики Земли [8]. Более высокие температуры для карбонатитоидов и карбонатитов предполагаются исследователями $T_{\text{г}}$ первичных кристалло-флюидных включений главным образом в силикатных минералах; так, по данным С.В. Соколова, эти температуры для РФ I-РФ IV составляют соответственно 1020-860, 900-740, 760-620 и 680-520 °С. Указанные интервалы, согласно мнению специалистов по ВМС, относятся к наиболее достоверной термометрической информации. Совершенно другие интервалы

Т а б л и ц а 6.1

Температурные интервалы формирования пород и руд массивов УИК

Система	Породы		Температура, °С			
			экспериментальные данные	минералогические геотермометры (минералы)	гомогенизация преобладающих первичных включений (минералы)	
					кристалло-флюидных	газово-жидких
Силикатная	Оливиниты, пироксениты		1270±150	1310±170 (Ол, Пи) 1000±40 (Мт-Ил)	1320±160 (Ол, Пи)	-
	Мелилитовые		1270±80	-	1320±80 (Не, Мел, Пи)	-
	Ийолиты		1060±140	-	990±160 (Не, Пи)	-
	Метасоматиты ийолитового этапа	по ультрамафитам	-	750±100 (Сл±Пи, Амф-Пи)	750±120 (Пи, Не, Ап)	-
		по гранито-гнейсам	-	770±20 (Кш-Не)	-	-
	Нефелиновые сиениты		660±60	650±40 (Сл-Пи)	-	-
Карбонатная	Карбонатитоиды	РФИ	Кш+Ка 530 Аб+Ка	680±70 (Сл-Пи, Амф-Пи)	940±80 (Пи, Не, Вл)	430±170 (Ап)
	Карбонатиты			600±50 (Сл-Пи, Амф-Пи, Мт-Ил)	-	-
	Карбонатитоиды	РФII	Фо+Ка 420±20 Сп+Дол	490±50 (Сл-Пи, Мт-Ил, Ка-Дол)	820±80 (Фо, Ди, Ап)	320±160 (Ап)
	Карбонатиты			490±50 (Сл-Пи, Амф-Пи)	-	-
	Карбонатиты	РФIII		370±50 (Сл-Пи, Амф-Пи)	690±70 (Дол, Ап)	260±100 (Ап)
	Карбонатиты	РФ IV	≤300 (Fe-Mg карбонаты)	260±60? (Анк)	600±80 (Дол, Цр)	320±80 (Дол, Ап, Кв)

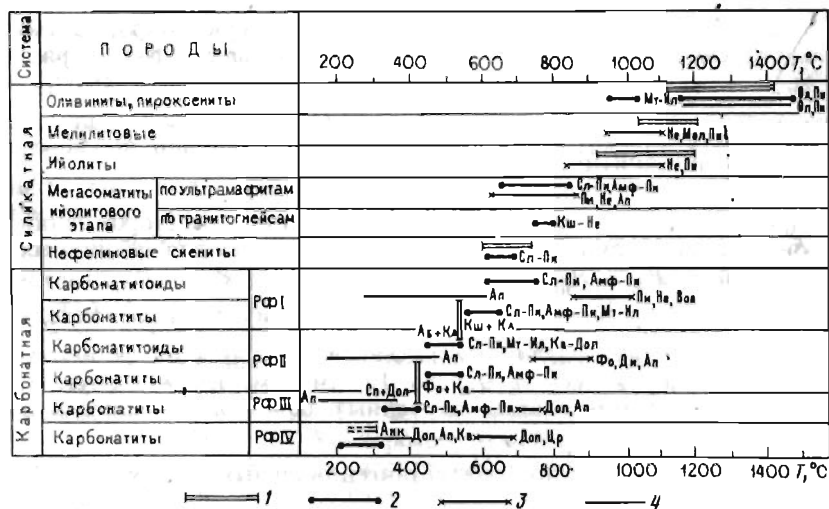


Рис. 6.3. Термометрия наиболее распространенных пород массивов УИК:

1-4 - температура, определенная: 1 - по экспериментальным данным, 2 - по минералогическим геотермометрам, 3-4 - по гомогенизации первичных кристалло-флюидных (3) и газовой-жидких (4) включений в минералах

температур - на 300-500° С ниже получены по T_f первичных существенно газовой-жидких включений, например, в апатите, несомненно парагенном с силикатами (см. табл. 6.1). Причем введение поправок на давление и концентрацию солей в жидкой фазе не выравнивает существенно указанные температуры.

Попытки объяснить резкое различие фазового состава ВМС и T_f в силикатах и парагенном апатите гетерогенностью минералообразующей среды (силикаты кристаллизовались из расплава, а апатит из флюида - по С.В. Соколову или наложением апатита на породы всех РФ - по Е.С. Харламову), не увязываются с геологическими и петрологическими данными, свидетельствующими о закономерном расположении в телах зон, обогащенных парагенными силикатами, апатитом и карбонатами. Наиболее вероятное, хотя и, несомненно, гипотетическое, объяснение подобного явления следует искать в области взаимодействия кристаллической решетки растущих минералов с приповерхностной пленкой рассола, состав которого, видимо, значительно отличался в контактах с силикатами и апатитом от его среднего состава. В этом случае первичные ВМС в карбонатной системе могут быть по классификации Н.П. Ермакова отнесены к так называемым "аномальным включениям", не дающим информации об истинном составе среды и T_f минералов,

но позволяющим получить принципиально новую информацию о взаимодействии растущих твердых минеральных фаз с расплавом.

6.4. БАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Барометрические условия формирования месторождений карбонатитовой формации необходимо рассмотреть для различных составляющих: $P_{\text{ф}} = P_{\text{лит}} + P_{\text{т}} + P_{\text{фл}}$ или $P_{\text{ф}} = P_{\text{тв}} + P_{\text{фл}}$.

Значение $P_{\text{лит}}$ возможно определить количественно, исходя из рассчитанной для различных массивов глубины их формирования H , варьирующей от 0,5 до 12 км (см. гл. 4). Отсюда, $P_{\text{лит}}$ в период формирования изученных объектов находилось в пределах 10-300 МПа.

Абсолютные значения палеотангенциальных нагрузок $P_{\text{т}}$ на конкретных месторождениях современными методическими приемами определить не представляется возможным. Результаты изучения горного давления в подземных выработках и скважинах [46] и теоретические исследования О.Г. Сорохтина в области тектоники плит показывают, что в верхних частях земной коры $P_{\text{т}}$ может во много раз превышать $P_{\text{лит}}$ (до 3000 МПа, возможно более). Значительная роль $P_{\text{т}}$ в формировании месторождений малоглубинной фации карбонатитовых комплексов показана на примере Ковдорского массива и не вызывает сомнений. Имеющиеся геологические и петрологические данные позволяют полагать, что изменение тангенциальных нагрузок в пространстве и наличие синхронных оруденению тектонических напряжений при прочих равных $P_{\text{ТХ}}$ -параметрах служило важными геологическими и рудообразующими факторами. Воздействием $P_{\text{т}}$, синхронного формированию карбонатитоидов и карбонатитов, можно объяснить образование типичной для этих пород первичной полосчатости и упорядоченной ориентировки микроузора, конформной внешним контактам тел.

С позиций данных о скачкообразном градиенте изменения в пространстве значения $P_{\text{т}}$, фиксируемого значением $K_{\text{Ва}}$ в парах Сл-Ка и Сл-Ап, возможен подход к решению вопроса об условиях становления серии синхронных пород, различающихся только количественным соотношением парагенных минералов - монопарагенезисная ЛЗ. Указанная ЛЗ возникает в карбонатитоидах на фоне полипарагенезисной ЛЗ с уменьшением числа минералов, вплоть до внутренних анхимонокристаллических частей зональных тел. Однако ни теория метасоматоза, ни одна из других генетических концепций не рассматривают причин изменения количественного соотношения минералов в данном теле или жиле

внутри единого парагенезиса. Следовательно, не выявлены условия формирования богатых или бедных апатит магнетитовых и других руд, а также безрудных пород при единстве $P_{\text{лит}}$, $T_{\text{ф}}$ и состава поступающей минералообразующей среды. Еще одной возможной причиной этого явления (кроме градиента $P_{\text{г}}$) может быть изменение соотношений химических активностей компонентов, например $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ и $\text{P}_2\text{O}_5/\text{CO}_2$.

$P_{\text{г}}$ относится к факторам, изменяющим свободную энергию системы. На повышение нагрузки на твердую фазу в период кристаллизации нового парагенезиса минералы отвечают увеличением внутренней энергии - уплотнением кристаллической ячейки за счет изменения соотношения изоморфных примесей. К такому выводу позволяет прийти сопоставление состава одноименных минералов (Фо, Фл, Мт и Ка) в синхронных Ап-Мт и Ап-Кр месторождениях Ковдорского массива.

Общепринято, что $P_{\text{фл}}$ играет важнейшую роль в процессах рудообразования. Это положение, несомненно, относится и к месторождениям карбонатитовой рудной формации. В отличие от $P_{\text{г}}$ имеется ряд методов определения $P_{\text{фл}}$. Применительно к массивам УИК к таким методам относятся Ка-Дол геобарометр, данные изучения ВМС, оценка $P_{\text{гидр}}$ на основании установленной глубины формирования и выявленная закономерная связь $K_{\text{в}}$ железа в магнетите и $P_{\text{фл}}$.

Абсолютные значения $P_{\text{фл}}$ определялись главным образом на примере детально изученных месторождений Ковдорского массива. На Ап-Мт месторождении по двум методически независимым геотермометрам установлен градиент $P_{\text{фл}}$ с падением от периферии к центру зонального тела: по Ка-Дол геобарометру [66] - 130-100 МПа, по ВМС (данные С.В. Соколова) - 150-130 МПа. В этом же направлении снижается значение $K_{\text{в}}$. Среднее значение $P_{\text{фл}}$ для синхронно формировавшегося Ап-Кр месторождения того же массива оценивается в 180 МПа. Сопоставление показывает, что разброс значений $P_{\text{фл}}$ на Ап-Мт месторождении (50-230 МПа) значительно превышает таковой для Ап-Кр месторождения (100-260 МПа), что увязывается с геологическими данными - на первом объекте широко развиты интратрудные взрывные явления, на втором они не зафиксированы.

В результате расчета палеогидростатического давления ($P_{\text{гидр}} = 1/2,7 P_{\text{лит}}$) установлено, что на всю выявленную протяженность карбонатитовых комплексов оно изменялось от 4 до 100 МПа, т.е. было в несколько раз ниже установленного $P_{\text{фл}}$ для пород РФ I и РФ II, что, вероятно, объясняется мощными восходящими потоками надкритического рассола.

Важное значение для интерпретации данных по минерало- и рудообразованию имеет анализ соотношения давления на твердую и флюидную фазы. Глубина формирования Ковдорского массива оценивается в $4,0 \pm 0,7$ км, что соответствует $P_{лит} \approx 100$ МПа. Следовательно, Ап-Мт месторождение ($P_{фл} = 50-230$ МПа) образовалось при $P_{лит} \approx P_{фл}$, а Ап-Кр месторождение ($P_{фл} = 100-260$ МПа) при $P_{лит} \leq P_{фл}$. Условие $P_{лит} > P_{фл}$, по данным Н.Л. Добрецова (1970 г.) и В.В. Хлестова (1969 г.), вызывает резкое увеличение растворимости твердых фаз и интенсивное переотложение вещества, что, в свою очередь, приводит к уменьшению пористости и проницаемости пород, а значит, к увеличению вертикальных градиентов $P_{фл}$. Экспериментальные данные (Д.Т. Григаес, Л.Д. Блек, 1965 г.) показали, что при высоких PT -параметрах "закупоривание" могло быть исключительно интенсивным, за счет чего в нижних структурных этажах создавались условия $P_{лит} < P_{фл}$, при которых становились возможными взрывные явления в зонах снятия тектонических напряжений. В подобную модель процесса рудообразования хорошо вписывается фактический материал по Ап-Мт месторождению - интенсивное переотложение вещества, резкая смена $P_{фл}$, наличие взрывных breccias. В Ап-Кр месторождении отмечались повышенные градиенты привноса и выноса компонентов, не наблюдалось признаков интратрудной тектоники и взрывных процессов, следовательно, отсутствовала кальматация пор. Эти данные удовлетворительно согласуются с моделью высокого постоянного подпора надкритических жидкостей при $P_{лит} < P_{фл}$ (Н.Л. Добрецов).

Соотношение P_t и $T_{ф}$ имело большое влияние на характер контактов и форму образующихся тел, а P_t и $P_{фл}$ - также и на преобладающий способ решения проблемы пространства. На всех изученных массивах УИК высокотемпературные ($750-550^\circ \text{C}$) карбонатиты и карбонатитоиды (РФ I) в пироксеновых, нефелин-пироксеновых и пироксен-калишпатовых еще относительно пластичных породах чаще всего локализуются в виде тел неправильной формы, пятно- и линзовидных обособлений с нечеткими контактами, а также прожилков, приуроченных к отдельности вмещающих пород. Существенно по-иному в уже сравнительно хрупких вмещающих породах залегают линзы, жилы и штокверки пород РФ II, III, и IV ($T_{ф} = 550-200^\circ \text{C}$), обладающие резкими контактами и приуроченные к системам трещин разрыва и скола, "игнорирующим" отдельность вмещающих пород. Кроме того, в новообразованных минеральных парагенезисах главные породообразующие минералы субстрата (нефелин, калиевый полевой

шпат, пироксен) перекристаллизовывались с формированием новых генераций в породах РФ I.

Градиент нагрузки на твердую фазу ΔP_T и изменение $P_{фл}$ могли приводить к преобладанию замещения или выполнения при становлении конкретных тел. Представляется, что при прочих равных РТХ-условиях преобладание одного из них в значительной мере зависело от структурно-геологических факторов - соотношения скоростей приоткрывания трещины v_1 и продвижения фронта замещения v_2 . В случае $v_1 > v_2$ главную роль играло выполнение, а при $v_1 < v_2$ - замещение. В конкретных геологических условиях величина P_T могла различаться даже в пределах данной трещины (жилы) при изменении ее простирания или падения - в зависимости от значения и направления вектора тектонических нагрузок. Другая переменная v_2 - функция интенсивности вывода растворенного вещества из зоны реакции; она связана с $P_{фл}$, обуславливающим скорость фильтрации рассола, а также со степенью контрастности рассола по отношению к вмещающей породе. Важное значение имеет площадь соприкосновения вмещающей породы с поступающим рассолом - фильтрация его по порам или микротрещинам. Приведенные данные свидетельствуют о многообразии не только физико-химических, но также динамических и кинетических факторов, влияющих на преобладающий способ решения проблемы пространства карбонатитовых комплексов даже в случае прочих одинаковых РТХ-параметров.

Обобщение материалов показывает, что в пределах данной фации глубинности факторами, определяющими широкое разнообразие набора пород и руд массивов УИК, являлись геолого-структурные условия их становления: подготовленность канала перед внедрением интрузий или поступлением флюидов - взрыв, обрушение, трещиноватость, пористость и тектоническая напряженность данного блока, влияющие на степень "открытости" канала. Последняя предопределяла скорость подъема минералообразующих сред, возможность их "вскипания" и ухода флюидов из поднимающегося силикатного расплава или рассола, наличие промежуточных камер, изменение соотношения $P_{лит}$, P_T и $P_{фл}$. Многие из указанных факторов лишь намечены, но исследованы явно недостаточно и требуют количественной оценки.

6.5. О РОЛИ ЛИКВАЦИИ

Процессу ликвации по современным петрологическим представлениям принадлежит важная роль в концентрации рудного вещества при формировании эндогенных месторождений многих формаций. Подъем в верхние структурные области земной коры

материнской магмы при падении давления может приводить к отщеплению высокоплотных "флюидных расплавов" или, по терминологии автора, "эндогенных рассолов", в ходе последующего охлаждения которых отделяются неполярные флюиды углекислого, водородного и другого состава. Подобный механизм эволюции минералообразующей среды применим и к сложному дискретному процессу становления пород массивов УИК.

Признаки ликвации обнаружены Б.П. Романчевым и С.В. Соколовым при гомогенизации ВМС минералов турьяитов: разделение на силикатную и карбонатную системы во включениях происходило в меллите, пироксенах и нефелине в пределах интервала 980-1050° С при небольшом снижении температуры в ряду перечисленных минералов. Подчеркнем, что проявление ликвации в ВМС установлено только в минералах меллитовых пород, экстремально обогащенных Са из всей серии магматитов силикатной системы. Одновременно с меллитовыми породами или несколько позже в массивах кристаллизовались ийолиты, далее в некоторых случаях нефелиновые сиениты и лишь затем - породы карбонатитового комплекса. Таким образом, гипотеза о возможности ликвационного отделения карбонатитовых жидкостей от материнской магмы в условиях резкого падения давления в глубинных магматических камерах не противоречит имеющемуся фактическому материалу. Однако не исключается и вариант генерации карбонатитового рассола в результате мантийных реакций окисления карбидов металлов водой с образованием CH_4 , окисляющегося в дальнейшем при подъеме до CO_2 или HCO_3^- , либо прямого взаимодействия системы CH_4 - H_2O с кальцийсодержащими силикатами.

Высказана гипотеза и о ликвационном разделении в земной коре апатито-магнетитовых карбонатитоидов - "камафоритов" и карбонатитов [6]. В качестве одного из доказательств такого явления А.В. Лапин приводит наличие орбикулярных или овоидных структур - "капель" существенно форстерит-магнетитового состава в форстерит-кальцитовых карбонатитах. Однако статистическое изучение состава орбикул из карбонатитовых комплексов Горноозерского массива с применением видеоробота "Маджискан" показало резкую невыдержанность их количественно-минерального состава. Содержание магнетита в них варьирует от 5 до 90% даже в пределах одного шурфа; кроме того, Н.А. Данильченко были обнаружены орбикулы существенно флогопитового состава среди слюдитов массива Вуори-Ярви. Приведенные данные не укладываются в модель кристаллизации орбикул из капель расплава. Ликвационному расщеплению *in situ* противоречит также установленное на Ковдорском месторождении резко переменное соотношение мощностей апатит-форстерит-магнетитовых карбонатитоидов и синхронных им карбонатитов в жилах штокверковых зон.

В последние годы в отечественной и зарубежной литературе получила широкое распространение гипотеза о гетерогенном

происхождении ранных (РФ I и II по номенклатуре автора) глубинных карбонатитов и апатит-магнетитовых руд - ликвация в мантии и формирование в земной коре, расплавы и надкритические гидротермы, интрузии, магматическое замещение и метасоматоз. Не отрицая такой возможности, следует подчеркнуть, что сторонники гетерогенной гипотезы не сформулировали конкретных текстурно-структурных, минералого-петрографических и геохимических критериев генетического различия пород, формировавшихся в различных условиях. Подобное положение еще раз подчеркивает значительную сложность решения указанных проблем для карбонатитовых комплексов.

6.6. ИНЕРТНОСТЬ - ПОДВИЖНОСТЬ КОМПОНЕНТОВ В МЕТАСОМАТИТАХ

Детальное изучение рудоносных метасоматитов карбонатитовых комплексов на многих массивах УИК позволило выявить ведущие закономерности смены минеральных парагенезисов в зональных телах со стремлением к мономинеральности и установить типичные ряды подвижности элементов для каждой из РФ (табл. 6.2). Результаты исследований свидетельствуют, что зональные тела карбонатитоидов и карбонатитов формировались при преобладании инфильтрационного метасоматоза, приводящего к последовательной десицификации пород вплоть до появления во внутренних частях тел анхимономинеральных зон, сложенных вполне подвижным минералом - карбонатом: кальцитом в породах РФ I, II, III и анкеритом в РФ IV. Установленные закономерности показывают, что кристаллизацию из расплава или магматическое замещение нельзя рассматривать как ведущие процессы образования месторождений карбонатитовых комплексов.

Для оценки физико-химических свойств карбонатитового рассола при его воздействии на вмещающие породы силикатной системы важно отметить, что даже на контакте с оливинитами в телах карбонатитоидов и карбонатитов РФ I и II отмечается рост основности от внешних к внутренним частям тел. Это фиксируется в слюдах падением железистости при стабильном или снижающемся содержании Al, а также находками периклаза ("у" = 142!), парагенного с кальцитом и сменяющего оливин.

Термодинамическими расчетами Ф.А. Летникова доказана экзотермичность реакции замещения силикатов кальцитом. Таким образом, кроме резкой химической неравновесности состава рассола с вмещающими породами еще одним, уже энергетическим, фактором, способствующим широкому проявлению процессов метасоматического замещения, является тепловой эффект карбонатизации силикатов, обуславливающий длительность протекания процессов в значительных объемах пород даже на фоне общего падения изотерм.

Принципиальная схема дифференциальной подвижности компонентов при формировании апоультрамафитовых метасоматитов рудоносных карбонатитовых комплексов (на примере Горноозерского массива)

Руд- ная фа- ция (ста- дия)	Зоны колонки	Компоненты	
		инертные	вполне подвижные
I	0. Пи породы		
	1. Авгдит+Фл* ₂₀₋₃₀ +Мт+ +Ап+Ка	P, Fe, Al, Mg	Si, Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	2. Фо+Фл ₁₄₋₁₆ +Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al, Mg	Si, Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	3. Фо+Фл ₁₂₋₁₆ +Мт+Ап+Ка	P, Fe, Al	Si, Mg, Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	4. Мт+Ап+Ка	P, Fe	Al, Si, Mg, Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	5. А. Ка	P,	Fe, Al, Si, Mg, Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
II	6. Ка (MgO<0,5% во всех зонах)	Нет	Все
	0. Пи породы		
	1. Ди+Фл ₁₀₋₁₄ +Мт+Ап+ Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al, Si	Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	2. Фо+Фл ₈₋₁₅ +Мт+Ап+ +Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al, Si	Ca, K, CH ₄ , H ₂ O
	3. Фл ₁₀ +Мт+Ап+Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al	Si, Ca, CH ₄ , H ₂ O
	4. Мт+Ап+Дол+Ка	Mg, P, Fe	Al, Si, Ca, CH ₄ , H ₂ O
	5. Ап+Дол+Ка	Mg, P	Fe, Al, Si, Ca, CH ₄ , H ₂ O
	6. Дол+Ка	Mg	P, Fe, Al, Si, Ca, CH ₄ , H ₂ O
III	7. Ка (MgO=0,5-1,5% во всех зонах)	Нет	Все
	0. Пи породы		
	1. Рх ₉₋₁₂ +Фл+Мт+Ап+ +Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al, Si	Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
	2. Эк ₂₇₋₃₀ +Фл+Мт+Ап+ +Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al, Si	Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
	3. Фл+Мт+Ап+Дол+Ка	Mg, P, Fe, Al	Si, Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
	4. Мт+Ап+Дол+Ка	Mg, P, Fe	Al, Si, Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
	5. Ап+Дол+Ка	Mg, P	Fe, Si, Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
	6. Дол+Ка	Mg	P, Fe, Si, Ca, K, Na, CO ₂ , H ₂ O
IV	7. Ка	Нет	Все
	0. Пи породы		
	1. Эг+Аб+Пр+Дол	S, Al, Si	Fe, Mg, Ca, Na, K, CO ₂ , H ₂ O
	2. Рб+Аб+Пр+Анк	S, Al, Si	Fe, Mg, Ca, Na, K, CO ₂ , H ₂ O
	3. Аб+Пр+Анк	S, Al	Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, CO ₂ , H ₂ O
	4. Пр+Анк	S	Al, Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, CO ₂ , H ₂ O
	5. Анк	Нет	Все

* Цифры внизу здесь и далее - коэффициент железистости, %

$$\left(100 \frac{Fe_{абш}}{Fe^{2+} + Mg} \right).$$

6.7. ИНТРАКАРБОНАТИТОВЫЕ ДАЙКИ

Специального краткого рассмотрения заслуживает вопрос о генетическом и временном соотношении даек силикатных магматитов с породами карбонатитового комплекса. Интракарбонатитовые дайки ультрамафитового и щелочного состава пользуются достаточно широким распространением. На разных массивах и даже участках одного массива они могут различаться по составу и времени формирования. На Ковдорском массиве дайки биотитовых оливинитов кимберлитовой текстуры прорывали в период интравулканной тектонической активности и эксплозивных явлений апатит-магнетитовые карбонатитоиды и карбонатиты РФ IIА и замещались более поздними минеральными ассоциациями, начиная с РФ IIБ. Карбонатитоиды Ковдорского Фл месторождения в тот же период прорывались дайками полевошпатовых ийолитов и нефелиновых сиенитов. На Горноозерском массиве дайки нефелиновых сиенитов залегают в редкометалльных карбонатитах РФ II и замещаются парагенезисами РФ III, а анкеритовые карбонатиты прорываются дайками кемберлитоподобных пород. На Белозиминском массиве малые интрузии и дайки пикритовых порфиритов внедрялись после нефелиновых сиенитов и замещены карбонатитами РФ I. Приведенные примеры демонстрируют, что развитие позднего дайкового магматизма происходило независимо и параллельно со становлением разновозрастных пород карбонатитового комплекса. Состав и время внедрения даек зависели только от периода вскрытия разломами небольших глубинных остаточных камер с силикатными расплавами различного состава.



Приведенные автором в настоящем разделе соображения о физико-химических, динамических и кинетических условиях формирования эндогенных месторождений карбонатитовых комплексов - генетических аспектах "модели" - следует рассматривать как попытку обобщения большого и разнообразного материала, базирующегося на анализе минеральных парагенезисов и на надежной геологической основе. Несомненно, что условия генезиса этих сложнейших рудоносных образований требуют дальнейшего критического обсуждения и продолжения разнообразных петрологических исследований и экспериментального изучения систем.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ, ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ, ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ И ОЦЕНКА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многолетний опыт детального геологического картирования, структурных и минералого-петрологических исследований, создание "модели" послужили научной основой для выявления достоверных критериев поисков, локального прогноза оценки эндогенных, и в первую очередь редкометалльных, месторождений, пространственно и генетически связанных с карбонатитовыми комплексами массивов УИК. В последующем изложении целесообразно сконцентрировать внимание на критериях поисков и прогнозной оценке месторождений на ранних стадиях их изучения, а также на соответствующих методах исследований рудных узлов и месторождений карбонатитовой рудной формации на каждой из стадий геологоразведочных работ.

7.1. ПОИСКИ

Работы проводятся на основе государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 и 1:50 000 в пределах провинций массивов УИК, приуроченных к платформам и консолидированным зонам сочленения со складчатыми областями, активизированным в связи с развитием рифтов и сквозьструктурных разломов.

Около 400 выявленных в настоящее время массивов УИК сосредоточено в 25 провинциях мира, в том числе в 9 провинциях нашей страны: Кольской и Тиманской на северной границе Русской платформы, Восточно-Саянской, Приенисейской, Чадобецкой, Западно- и Восточно-Прианабарской, Сетте-Дабанской и Алданской, окаймляющих Сибирскую платформу. Кроме того, массивы с карбонатитами обнаружены в пределах Кокчетавской и Сихотэ-Алиньской провинций, где они приурочены к одноименным крупным срединным глыбам складчатых областей; принадлежность их к геологической формации УИК требует дополнительного изучения.

Перспективы рудоносности различных провинций УИК определяются в первую очередь глубиной формирования H современных эрозионных срезов массивов от палеоповерхности. По этому признаку достаточно полно изученные провинции нашей страны располагаются в следующий ряд. Западно-Прианабарская, Кольская и Алданская ($H = 0,5-6$ км) приурочены к типичным платформам. Крупные массивы можно трактовать как в различной степени эродированные вулканоплутоны. Наблюдаются щелочно-ультрамафитовые эффузивы (Западное Прианабарье, Кольский п-ов), широко распространены эксплозивы и абиссофобные минералы. Эндогенные месторождения связаны, главным образом, с

карбонатитоидами (Ап, Ап-Мт, Пс-Мт, Пх-Гч, Фл и др.), реже с карбонатитами (Пх-Гч). Восточно-Саянская провинция ($H = 6-8$ км) расположена в области консолидированной, при-члененной к платформе складчатости. Щелочно-ультрамафитовые эффузивы отсутствуют, слабо развиты эксплозивы и абиссо-фобные минералы. Преобладающее Пх-Гч оруденение приурочено к карбонатитам, реже к кальцит-альбитовым карбонатитоидам. Сетте-Дабанская провинция (для крупных массивов $H = 5-9$ км) сформировалась в области краевой прогнутой части платформы. Признаки малых глубин полностью отсутствуют. Пх-Гч месторождения связаны только с карбонатитами. Глубина формирования при размахе более 1,5 км приобретает значение поискового критерия в пределах провинции.

Перспективы обнаружения новых комплексных месторождений (Р, Fe, Nb, Ta, Zr и др.) имеются в пределах Кольской, Тиманской, Западно- и Восточно-Прианабарской, Алданской, Приенисейской и Чадобецкой провинций. В качестве примера приведем Каменскую структуру в северной части Западного Прианабарья, где обнаружена надкровельная зона очень крупно-го (1,5 тыс.км²) плутона УИК.

В пределах Восточно-Прианабарской, Приенисейской, Чадобецкой и Тиманской провинций широко развиты площадные коры выветривания. Здесь необходимо обратить особое внимание на поиски крупных комплексных гипергенных месторождений Nb, Р, Fe, Sc, Mn, Ni (гарниерита) и вермикулита.

На территории нашей страны еще далеко не исчерпаны возможности открытия новых провинций УИК. По данным автора и литературным материалам [69] к перспективным относятся следующие регионы: окраинные части Русской и Сибирской платформ и причлененные к ним области консолидированной складчатости. Такими регионами являются: Прионежье, прежде всего восточное продолжение Кандалакшского разлома; области наименьшей мощности осадочного чехла на юге европейской части - Житковичское и другие горстовые структуры, КМА, Воронежский массив, Днепровско-Донецкая структура; Полярный Урал в зонах его активизации мезозойскими тектоническими разломами северо-западного простираения - Тынаготская, Харбейская, Оченадырская кольцевые и полукольцевые структуры; южные ограничения Сибирской платформы - Байкальская, Саянская, Енисейская зоны активизации, а также области, примыкающие с востока и юго-востока к Тунгусской синеклизе.

В указанных регионах, так же как в известных провинциях, для открытия новых и опоскования слабо изученных массивов УИК рекомендуются, прежде всего, постановка тематических обобщений геолого-геофизических материалов, целенаправленное дешифрирование космо- и аэроснимков, что позволит уверенно проектировать и наиболее эффективно проводить поисковые работы. Первоочередной проверке подлежат тела изометричной, эллипсовидной, кольцевой и полукольцевой формы площадью от

2-10 до 2 000-4 000 км². Они характеризуются положительными гравиметрическими аномалиями и высоким переменным положительным и отрицательным магнитным полем. Следует учитывать, что некоторые типы эндогенных месторождений массивов УИК отличаются низким уровнем гравито- и магнитных полей, например, редкометальные анхимономинеральные карбонатиты и албититы.

Рассмотрение изложенного фактического материала об условиях локализации и способе формирования эндогенных месторождений карбонатитовой рудной формации подтверждает идеи В.И. Смирнова о наибольшей перспективности интенсивно дифференцированных магматических комплексов. Следовательно, первоочередными объектами поисковых работ следует считать массивы УИК, обладающие широким набором силикатных магматитов и пород карбонатитового комплекса.

В обнаженных и слабо перекрытых рыхлыми отложениями районах для поисков редкометальных руд следует использовать высокоэффективный аэрогаммаспектральный метод съемки в комплексе с магнитометрией масштаба 1:50 000 - 1:10 000, разработанный и успешно применяемый Э.Я. Островским.* С помощью этого метода выявляются месторождения: гатчеттолитовые (РФ II) - по U или U-Th природе активности; пироксоловые (РФ II и III) и колумбит-бастнезитовые (РФ IV) - по Th природе. Последний тип месторождений отличается от остальных низким магнитным полем. За пределами U и Th аномалий, в области аномальной K составляющей, могут быть установлены Ал месторождения в фенитах, характеризующиеся повышенным по сравнению с вмещающими породами уровнем гравиполя.

Масштаб наземных поисковых работ устанавливается в каждом конкретном случае в зависимости от площади перспективных объектов и степени неоднородности их геофизических полей. В результате работ отбраковываются безрудные массивы УИК. По рудоносным и перспективным массивам на базе геологических карт соответствующих масштабов дается локальный прогноз и проводится оценка прогнозных ресурсов (Р₃ и Р₂).

Кроме эндогенных месторождений выделяются и оцениваются зоны распространения площадных и линейных кор выветривания, участки проявления делювиально-аллювиальных и озерных редкометальных россыпей, локализующиеся, как правило, в пределах массивов УИК на расстоянии не более 1-2 км от выходов коренных руд и кор выветривания.

7.2. ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ РАБОТЫ

На массивах УИК такие работы проводятся в масштабах 1:10 000 - 1:2 000, в первую очередь в пределах площадей, на которых выявлены месторождения дефицитных видов минерального сырья (Nb, Ta, Zr, Р и др.), и участков, перспективных для

их обнаружения по геолого-геофизическим и минералогическим признакам. Максимальная эффективность исследований достигается, когда они сопровождаются геологическим картированием - основой достоверного определения структур месторождений и прогноза на глубину, а также комплексом геофизических работ. Главной геологической задачей последних, кроме оконтуривания месторождений и установления формы рудных тел, является прослеживание по простиранию контактов между породами, контрастными по какому-либо одному признаку или их комплексу - плотности, магнитности, суммарной или спектральной (U, Th, K) радиоактивности, электропроводимости и др.

Выбор сети горных выработок определяется в каждом конкретном случае в зависимости от минерального типа оцениваемых месторождений, так как их размеры и форма значительно различаются. Приведем несколько характерных примеров: Ковдорское Ап-Мт месторождение - столбообразное эллипсовидное (площадь 0,5 км²); Ыраасское Ап-Мт - штокверк, ограниченный площадями многоугольник (1 км²); Ап-Кц Сель-Явр - столбообразное изометричное (2 км²); Ковдорское Фл - широколинзовидное (400 × 120 м); Пх Араша - изометричное столбообразное (4 км²) с площадной корой выветривания мощностью 100 м; Пх Сокли - широколинзовидное (1 км²), Гч Сокли - удлиненно-линзовидное (0,4 км²); Хп Палабора - линзовидное (0,2 км²). На других месторождениях встречаются тела и значительно меньших размеров. Например, Гч-Ап-Мт столбообразные тела Ковдорского месторождения, характеризующиеся неправильной и линзовидной формой в плане, имеют размеры 250 × 150 и 120 × 50 м, а богатые линзовидные тела месторождения Вуори-Ярви - 100 × (20 - 40) м.

Геологическое изучение объекта еще при проведении поисковых работ начинается с *расчленения пород на возрастные группы*; соответствующие этапам и стадиям процесса формирования массивов УИК. По опорным разрезам составляются рабочая эталонная коллекция и легенда геологической документации. Расчленение базируется на анализе последовательности смены минеральных парагенезисов во времени и пространстве. Эта наиболее сложная часть работы на массивах УИК требует высокой квалификации геологов и значительного опыта изучения подобных объектов в связи с необычным многообразием минерального состава разновозрастных пород и в то же время его нередкой близостью в различных возрастных группах. Принципы расчленения были рассмотрены для эталонных объектов - Ковдорского, Гулинского и Горноозерского массивов (см. табл. 2.1, 2.5, 2.9). Здесь приведем характерные примеры.

При развитии метасоматитов по разным вмещающим породам одновременно возникают пространственно разобщенные образования, резко различающиеся по составу минеральных парагенезисов. Так, в I стадию карбонатитового этапа формируются

карбонатитоиды: по ультрамафитам - кальцит- и кальцит-амфибол-пироксеновые, по мелилитовым породам - кальцит-мелилит-пироксеновые и кальцит-амфибол-пироксеновые, по ийолитам - кальцит-нефелин-пироксеновые и кальцит-шорломит-пироксеновые, по сиенитам и фенитам - кальцит-пироксен-калишпатовые. Принадлежность их к данной стадии устанавливается по пороодообразующим минералам-индикаторам: нефелину, мелилиту, шорломиту, калиевому полевому шпату, а также аксессуариям - кальцитриту, тажераниту, перовскиту. При отсутствии в породах (кальцит- и кальцит-флогопит-пироксеновых, пироксен- и флогопит-кальцитовых, кальцитовых) минералов-индикаторов принадлежность этих пород к I стадии определяется по общим минералого-геохимическим признакам, например, таким, как геотермометр Сл-Пи и низкой магнезиальности кальцита ($Mg < 0,5\%$), не зависящим от состава вмещающих пород. Одновозрастные метасоматиты показываются на геологической карте одним цветом с разными формами значков или крапом одного цвета на фоне пород субстрата.

Метасоматиты по разным субстратам перспективны на различные типы эндогенных месторождений: апоультрамафитовые могут содержать Пе-Мт, Фл и Ап-Кл объекты, апомелилитовые - Фл, апоийолитовые - Мт, апофенитовые - Ап.

Форстерит-магнетитовые породы встречаются во многих массивах УИК и несмотря на близость минерального и химического состава могут относиться к рудным оливинитам, не содержащим редкометалльного оруденения, а также карбонатитоидам I и II стадий. Последние отличаются от ультрамафитов наличием кальцита, часто крайне неравномерно распределенного в породе в виде макро- и микрогнездообразных обособлений, в которых отчетливо устанавливается его парагенность с форстеритом и магнетитом. Форстерит-магнетитовые карбонатитоиды I стадии, характеризующиеся наличием сложных комплективных сростков форстерита и магнетита, аксессуарного низкомагнезиального кальцита, перспективны на циркониевые (кальцитритовые) руды. В форстерит-магнетитовых карбонатитоидах II стадии симплектиты отсутствуют, рудные редкометалльные минералы могут быть представлены бадделейтом, гатчеттолитом, пироксеном, магнезиальностью кальцита в них скачкообразно возрастает ($Mg = 0,6 - 1,4\%$). Разновозрастные разновидности пород одного состава (по главным пороодообразующим минералам) выделяются на геологической карте разными цветами при единой форме значка.

Как указывалось, практически в каждой из стадий могут формироваться карбонатитоиды и карбонатиты, сложенные единым или близким парагенезисом. При составлении легенды рабочей документации и геологической карты важно определить сопереженность этих групп пород и одновозрастные образования показывать единым цветом при разной форме значков. Следует иметь в виду, что карбонатиты могут рассекают карбонатитоиды

той же возрастной группы в связи с проявлениями интра-стадийности (интратрудной) тектоники, т.е. геологические пересечения не всегда однозначно доказывают принадлежность пород к разным стадиям.

Достоверное расчленение пород и руд на статистическом уровне, базирующемся на анализе минеральных парагенезисов при выделении временных групп пород и пространственных зон, - неперемненное условие достоверного локального прогноза и оценки месторождений. Несоблюдение этого положения приводит к грубым геологическим и оценочным просчетам.

Промышленное значение вермикулита на Ковдорском массиве впервые было определено Н.Д. Соболевым (1947 г.). Разведочными работами (1954-1956 гг.) околонтурены крупные участки богатых руд. В этот период господствовала гипотеза гидротермального генезиса вермикулита, ассоциирующего с диопсидом, форстеритом, магнетитом, апатитом. В.И. Терновым и Б.И. Сулимовым (1958-1960 гг.) были выделены вермикулитовые коры выветривания, заданы глубокие скважины и открыто Ковдорское флогопитовое месторождение. То есть ошибочное отнесение вермикулита к эндогенному минеральному парагенезису задержало на годы выявление крупнейшего в мире флогопитового месторождения.

При изучении фосфорных месторождений Западного Прианбарья Л.С. Егоров (1976 г.) предложил выделить группу "посткарбонатитовых пород нельсонитовой серии", наиболее богатых по содержанию фосфора. При характеристике их состава были перечислены минералы, типоморфные для разновозрастных пород карбонатитового этапа (кальцитрит - РФ I, бадделейт - РФ II, оливин - РФ I или РФ II, тремолит - РФ III, анкерит, барит, анкилит - РФ IV и др.), а также типичные минералы карбонатитовых кор выветривания (франколит, вермикулит, псиломелан).

Как уже было показано (см. раздел 5.4), во франколитовых корах выветривания по породам карбонатитового комплекса содержание фосфора по сравнению с эндогенным апатитовым субстратом возрастает в 2-3 раза. При оценке фосфорного месторождения Ессей Л.С. Егоров [18] указывает среднее содержание P_2O_5 17,7% и распространяет его до глубины 500 м. По принятым параметрам месторождение Ессей сопоставлено Л.С. Егоровым по содержанию и запасам P_2O_5 с крупнейшим в мире Хибинским апатитовым месторождением. Анализ результатов последующих разведочных работ, выполненный В.П. Богадицей, Е.Л. Данилиным и др. [4], позволил выделить франколитовые коры выветривания (мощность 30 м, запасы 30 млн т P_2O_5 при содержании 13,8%) и эндогенные апатит-магнетитовые с бадделейтом руды ковдорского типа (запасы 90-120 млн т P_2O_5 при содержании 6%). Таким образом, предложенное Л.С. Егоровым сопоставление месторождения Ессей с хибинским месторождением оказалось ошибочным за счет отнесения франколита к парагенезису эндогенных минералов.

Характер латеральной зональности ЛЗ - один из важнейших поисково-оценочных критериев, определяющих перспективы рудоносности массивов УИК, относящихся, как правило, к структурам центрального типа. Наиболее перспективны массивы и карбонатитовые комплексы, обладающие центростремительной ЛЗ, так как в подобных структурах, в отличие от центробежных, происходила концентрация рудного вещества, локализующегося во все меньшем объеме по мере формирования от ранних к поздним образованиям.

Известны массивы УИК, которые в целом характеризуются центробежной полиэтапной ЛЗ (ультрамафиты → ийолиты → карбонатиты), а карбонатитовые комплексы в их внутренних частях - центростремительной полистадийной ЛЗ. Подобная зональность наблюдается на детально изученном Ковдорском массиве: ультрамафиты в центре, ийолиты в эндоконтакте, а в экзоконтакте - бедные руды (апатитоносные карбонатиты, иногда с гатчеттолитовыми и пироксоловыми проявлениями). В пределах концентрической структуры карбонатитового комплекса на юго-западе массива после периферических безрудных карбонатитов I стадии залегают апатит-магнетит-бадделейтовые руды (подстадия II А), а в центральной части - гатчеттолит-apatит-магнетитовые (подстадия II Б). Рудоносные тела обладают как полипарагенезисной ЛЗ, причем наиболее богатые руды приурочены к пространственной зоне форстеритового парагенезиса (Фo + Фл + Мт + Ап + Ка), так и монопарагенезисной ЛЗ, фиксирующей минеральные типы руд с различным количественным соотношением рудных и породообразующих минералов.

Большинство известных хорошо изученных месторождений с крупными запасами Fe, P, Cu и редкометалльных руд приурочены к карбонатитовым комплексам с центростремительной, полистадийной, а часто полипарагенезисной ЛЗ (Белозиминское, Горноозерское, Гулинское, Сокли, Палабора и др.). Наличие такой ЛЗ является благоприятным поисковым критерием, а подобные структуры - первоочередным объектом поисково-оценочных работ, среднемасштабного и локального прогноза.

Критерии рудоносности, базирующиеся на установленных закономерностях вертикальной зональности карбонатитовых комплексов, используются и на поисково-оценочной стадии геологоразведочных работ. Следует учитывать, что вертикальная протяженность рудных тел значительно превышает их площадные линейные размеры. Так, небольшое на поверхности линзовидное тело гатчеттолит-apatит-магнетитовых руд (120 × 50 м) подсечено скважиной на глубине свыше 1500 м. Бадделейт-apatит-магнетитовый рудный столб Ковдорского месторождения, характеризующийся эллипсовидным сечением с длинной осью около 1 км, прослежен без признаков выклинивания на глубину до 2 км, а по структурным построениям с учетом эродированной части имеет протяженность по склонению 5-6 км

и далее сменяется карбонатитами. Необходимо принимать во внимание и возможность выклинивания некоторых типов руд в пределах глубин, подлежащих оценке. В первую очередь это относится к телам магнетитовых и апатит-магнетитовых карбонатитоидов, залегающих в карбонатитах (например, Гулинский и Белозиминский массивы). В этих случаях рудные карбонатитоиды по простиранию и падению сменяются апатитоносными карбонатитами.

При оценке тантал-ниобиевых руд следует иметь в виду, что их масштабы в малоглубинной фации могут возрастать с глубиной; установлено наличие слепых рудных тел. В общем случае гатчеттолитовые руды с увеличением глубины формирования массивов от палеоповерхности сменяются пироксоловыми. На конкретных массивах наблюдается зональность в их распределении или чередование указанных типов руд. На Ковдорском месторождении (малоглубинная фация) по падению происходит уменьшение мощности одного из тел и нарастание другого, а на Белозиминском (глубинная фация) отмечено выклинивание (или пережим?) тела пироксоловых карбонатитов на глубине 250-300 м. Ведущими поисковыми признаками на обнаружение первичных гатчеттолитовых и пироксоловых руд на глубине или близлежащем участке является наличие в карбонатитоидах и карбонатитах дихроичного (зелено-розового) флогопита и розового тетраферрифлогопита в парагенезисе с форстеритом или клиногумитом, а также магнетита с повышенным содержанием Nb_2O_5 (0,03-0,1%).

Поисковое значение для обнаружения редкометальных тел имеют первичные геохимические ореолы (Nb, Sr, P, Mn). Для выявления радиоактивных редкометальных руд под чехлом рыхлых отложений используется трековая регистрация радиоактивных эманаций. При применении этого метода на редкометальных месторождениях карбонатитовых комплексов со смешанной U-Th природой радиоактивности необходимо учитывать резкое различие в периодах полураспада радона (3,8 сут) и торона (52 с). Указанная закономерность может повлиять на результативность метода и возможность получения данных, не различимых для рядовых или бедных гатчеттолитовых и богатых пироксоловых руд. Кроме того, количественное соотношение радоновых и тороновых треков, различимых только при специальных исследованиях, на одном типе руд будет существенно изменяться в зависимости от мощности и проницаемости четвертичных отложений.

Прямой магнитометрический метод установления магнетитовых месторождений не всегда пригоден как при поисках, так и для оконтуривания редкометальных апатит-магнетитовых руд, в которых содержание и распределение магнетита может практически не отличаться от вмещающих ультрамафитов. В этих случаях поисковым критерием служит наличие над- и около-рудных штокверков зональных жил, в которых периферические

части сложены апатитоносными карбонатитоидами, а осевые - карбонатитами. Эндоконтакты жил часто представлены слюдитовыми карбонатитоидами. При залегании их в ультрамафитах состав слюды определяет перспективность Ап-Мт месторождений на редкие металлы: железистый флогопит сопровождает обычно кальцититовые руды (РФ I), флогопит - бадделеитовые или также гатчеттолитовые (РФ II), дихроичный (зелено-розовый) флогопит - гатчеттолитовые и пироксоловые, тетраферри-флогопит (розовый и красный) - пироксоловые (РФ II, III); появление хлорита в зальбандах указывает на возможность обнаружения пироксоло-колумбитового и редкоземельного оруденения.

Изучение геолого-структурных особенностей месторождений и рудных узлов как важного элемента их оценки и прогноза на глубину проводится одновременно с геологическим картированием. Важнейшим звеном здесь являются систематические замеры субпараллельного контактам главного элемента структуры пород карбонатитовых комплексов - первичной макрополосчатости в обнажениях, забоях и ориентированном керне; а также микрополосчатости в ориентированных шлифах. Статистическая обработка данных и анализ структурных диаграмм позволяют с большой степенью достоверности определить элементы залегания контактовых плоскостей рудных тел.

Важно напомнить, что контакты тел рудоносных карбонатитовых комплексов обладают ступенчато-кольцевой формой, выявляющейся при прослеживании контактовых плоскостей по простиранию и падению, а также с помощью структурного анализа. Установленные плоскостные элементы залегания изометричных в плане тел при статистически достаточном материале позволяют обоснованно изобразить форму тел на геологической карте, разрезах и определить ориентировку рудоконтролирующих структур, а следовательно, уточнить направление дальнейших работ. Анализ ориентировки тектонических подвижек и элементов залегания контактов жильных тел во вмещающих породах и рудах дает возможность выявить и сопоставить элементы залегания систем до-, интра- и пострудных дизъюнктивных нарушений, что наряду с оконтуриванием и изучением участков развития эксплозивных явлений позволяет установить влияние деструктивных процессов на форму рудных тел.

На участках с мощными насосами, где коренные руды вскрыты только скважинами, господствующие направления простираний рудоносных тел уточняются статистической обработкой детальных (1:5 000 - 1:500) карт или графиков геофизических полей. Для этого составляются диаграммы простирания длинных осей геофизических аномалий - радиоактивных, магнитных, гравитационных, электрополяризации и др. Направления и углы падения плоскостей контактов и рудной полосчатости определяются замерами их в ориентированном керне, наряду со статистической обработкой массовых замеров.

Одновременно с геологическим картированием проводится тщательное изучение *текстурно-структурных особенностей околорудных пород и руд*, причем необходимо стремиться к их количественной оценке - подсчету удельной полосчатости, выявлению размеров и форм такситовых обособлений, распределения содержаний рудных и породообразующих минералов с помощью крупномасштабных фотометрических, спектральных, радиометрических, рентген-радиометрических, люминесцентных и других измерений пород в обнажениях горных выработок и керне скважин. Характеристика элементов неоднородности распределения рудных компонентов в породах и определение количественных дискретных признаков является геолого-петрографической предпосылкой возможности применения и выбора методов предварительного обогащения - сортировки в емкостях и кусковой сепарации, включение которых в процесс переработки руд, особенно редкометалльных, может принципиально изменить экономическую оценку изучаемого месторождения.

Полученные при поисково-оценочных работах данные по геологии и минеральному составу собственно эндогенных, а также коровых и россыпных месторождений используются для проведения фацальной систематики (см. табл. 5.1 и 5.5). Наиболее важно установить место месторождений в поликомпонентной карбонатитовой формации, принадлежность их к РФ и минеральным типам. Такая информация имеет значение для прогнозных решений, а также определения возможного набора попутных компонентов в комплексных месторождениях (например, редких, цветных и благородных металлов, драгоценного хризолита и др.), учет которых значительно повышает экономические показатели отработки руд.

Еще одна важная задача данной стадии работ заключается в выделении на базе геологической карты *минеральных типов руд*, что является обязательным условием изучения и оценки любых месторождений полезных ископаемых. Особую роль оптимальная типизация руд приобретает при проведении минералоготехнологического картирования на таких сложных объектах, как комплексные редкометалльные месторождения. Прежде чем перейти к изложению конкретных материалов, целесообразно сформулировать основные понятия о типах руд, применяемые в настоящей работе, так как в их определении нет единства мнений в литературе.

Минеральный (или природный) тип МТ руды обладает устойчивым фазовым и химическим составом, определенными текстурно-структурными признаками, набором полезных компонентов и уровнем их содержаний; выделяются МТ по результатам документации опорных разрезов, геологического картирования и детального изучения минерального состава руд.

Минералого- (или геолого-) технологический тип МТТ руды включает один или несколько минеральных типов, обогащающихся по схеме с близкими технико-экономическими показателями;

Типы комплексных тантал-ниобиевых руд на примере участка месторождения редкометалльных карбонатитоидов и карбонатитов ($n = 433$)

Тип руды, его индекс	Количественное соотношение типов, %	Относительное содержание породообразующих минералов по типу, %				
		Мт	Ап	Су	Ка+Дол	Силикаты (Фо, Фл и др.)
Апатит-магнетитовый карбонатитоидный М	46	27	12	4	45	12
Карбонатитовый К	54	7	8	2	75	8
Гатчеттолитовый Г	66	17	10	3	62	8
Пироксоловый П	34	15	10	3	65	6
Гатчеттолитовый апатит-магнетитовый ГМ	34	26	11	4	48	11
Пироксоловый апатит-магнетитовый ПМ	12	29	14	5	48	4
Гатчеттолитовый карбонатитовый ГК	32	7	9	2	76	6
Пироксоловый карбонатитовый ПК	22	6	7	2	73	12
В целом по месторождению	100	16	10	3	63	8

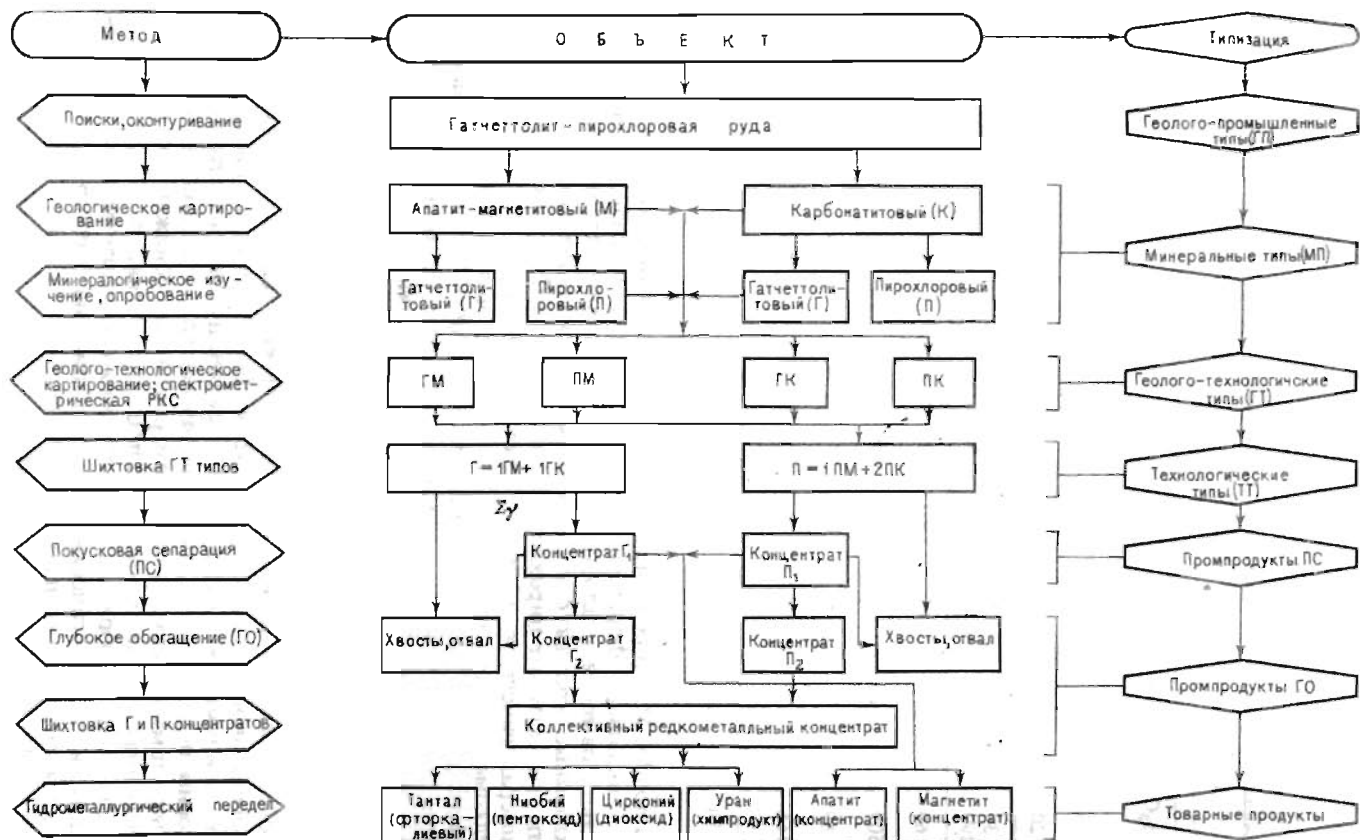
выделение его целесообразно только при возможности оконтуривания в отдельные блоки при геолого-технологическом картировании и подсчете запасов или отделении из рудной массы методами предварительного обогащения; МТТ определяются после выработки принципиальной схемы обогащения по результатам лабораторных технологических исследований.

Технологический тип ТТ руды объединяет рудную массу, которая добывается в одном потоке и обогащается по единой схеме в промышленных условиях при шихтовке МТТ руд в определенных, обычно близких к природным, пропорциях; ТТ выделяются по данным технологических исследований, геолого-технологического картирования и служит основой отбора укрупненных проб для полупромышленных испытаний.

Приведем примеры выделения типов руд для геолого-технологического картирования. В качестве первого из них используем материалы опробования керны скважин, полученного в результате поисково-оценочных работ на одной из зон месторождения редкометалльных карбонатитоидов и карбонатитов. По данным геологической документации опорных разрезов выделяются следующие виды редкометалльных рудоносных пород: апатит-форстерит-, кальцит-форстерит-, кальцит-флогопит и кальцит-тсераферрифлогопит-магнетитовые, которые можно объединить в минеральный тип *апатит-магнетитовых карбона-*

Содержание редких металлов, $n \cdot 10^{-3}\%$					Расчетные показатели			
Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	U	Th	ZrO ₂	$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{Ta_2O_5}{U}$	$\frac{Nb_2O_5}{Th}$	$\frac{Th}{U}$
258	15	9	19	130	23	1,7	14	2,1
120	8	6	11	30	15	1,3	11	1,8
130	14	9	12	70	9	1,5	11	1,3
290	7	6	22	70	41	1,2	13	3,7
169	17	10	15	120	10	1,7	11	1,5
509	11	9	32	150	46	1,2	16	3,5
89	10	8	8	40	9	1,2	11	1,0
166	5	4	16	20	33	1,2	10	4,0
184	11	7	15	80	17	1,6	12	2,0

титов М. Второй минеральный тип - кальцитовые карбонаты К - включает форстерит-, флогопит- или тетраферрифлогопит-кальцитовые и кальцитовые разновидности (табл. 7.1). Все указанные породы относятся к магнезиокальцитовой (II) стадии или гатчеттолит-пирокс-флогопитовой РФ. При детальном минералогическом изучении устанавливается, что по составу редкометаллических минералов М и К типы руд в свою очередь могут также подразделяться на гатчеттолитовый Г и пирокс-флогопитовый П минеральные типы, которые фиксируются не только минералогическими методами, но и данными опробования по величине отношения Nb₂O₅/Ta₂O₅ (Г тип ≤ 15; П тип > 15). Выявлено, что зерна гатчеттолита обладают на порядок меньшими размерами при более чем в 2 раза низком содержании их в рудах по сравнению с пироксом, поэтому Г и П типы руд должны обогащаться по разным технологическим схемам. Установлена корреляционная связь между Nb и Th, Ta и U, а также между отношениями Nb/Ta и Th/U. Величину последнего наиболее удобно использовать для расчленения руд при помощи экспрессных гамма-спектральных измерений в обнажениях, забоях, скважинах, керне и пробах (Th/U для Г типа ≤ 2, для П типа > 2). Таким образом, для геолого-технологического картирования и технологических исследований на месторождении выделены четыре минеральных типа руд: ГМ и ПМ, ГК и ПК (см. табл. 7.1).



Характер распределения этих типов руд в пространстве изменяется на различных участках месторождения. В одних случаях они занимают достаточно большой объем и оконтуриваются в подсчетные блоки, в других - могут выделяться при добыче лишь комбинированными магнитометрическим (М и К типы) и спектрально-радиометрическим (Г и П типы) методами крупнопорционной сортировки (КС) с помощью радиометрической контрольной станции в транспортных емкостях (ковши, вагонетки, самосвалы) и покусковой сепарации (ПС).

В результате геолого-минералогических, технологических работ и экономических расчетов, основанных на данных технологов ВИМСа и ГИРЕДМЕТа, устанавливается следующая рациональная схема отработки гатчеттолит-пироклоровых руд месторождения (рис. 7.1):

эксплуатационной разведкой в недрах оконтуриваются и характеризуются четыре выделенных геолого-технологических типа руд: ГМ, ГК, ПМ и ПК (см. табл. 7.1);

при добыче в транспортных емкостях руда разделяется на два технологических типа - гатчеттолитовый (ГМ + ГК) и пироклоровый (ПМ + ПК); М и К минеральные типы шихтуются в количественных соотношениях, отвечающих средним по месторождению: $G = 1ГМ + 1ГК$, $P = 1ПМ + 2ПК$;

покусковая сепарация для повышения содержания редких металлов в рудах путем выделения отвальных продуктов осуществляется раздельно: гатчеттолитовый ТТ - по суммарной гамма-активности $\Sigma\gamma$, пироклоровый - по содержанию $X_{Nb_2O_5}$;

глубокое обогащение руд для получения требуемых показателей извлечения редких металлов осуществляется по различным технологическим схемам, из которых более сложная - для гатчеттолитового ТТ; в случае объединения этих руд извлечение наиболее дорогого редкого металла - Та - падает; на стадии глубокого обогащения кроме редкометалльных концентратов получают товарные апатитовый и магнетитовый концентраты;

гидрометаллургический передел гатчеттолитовых и пироклоровых концентратов, полученных при глубоком обогащении, проводится по единой технологической схеме с получением товарных продуктов: фтортанталата калия, технического пентоксида ниобия, диоксида циркония и уранового химпродукта.

К одному из сложных вопросов оценки комплексных Та-Nb месторождений относится *выбор бортового содержания полезного компонента*. До настоящего времени при отсутствии четких геологических границ оконтуривание гатчеттолитовых рудных

Рис. 7.1. Схема последовательности применения методов при геолого-минералогическом изучении и технологической переработке гатчеттолит-пироклоровых руд карбонатитовых комплексов

тел проводилось по бортовому содержанию Ta_2O_5 0,006-0,008%, а пироклоровых - по содержанию Nb_2O_5 0,07-0,10% с подсчетом остальных компонентов в пределах оконтуренных блоков. Подобный подход объяснялся тем, что пироклоровые концентраты использовались для получения феррониобия, при этом сумма ниобия и тантала учитывалась по цене ниобия. В последнее время работами Н.В. Петровой доказана техническая возможность и экономическая целесообразность получения товарных ниобиевых и танталовых продуктов из руд с соотношением Nb_2O_5/Ta_2O_5 30-40 вместо максимального 15 по прежним схемам.

В связи с разработкой новой технологии способ оконтуривания $Ta = Nb$ месторождений требует пересмотра с учетом необходимости наиболее полного извлечения дефицитных редких металлов. Оконтуривание в недрах рудных тел и месторождений, их первоначальную сравнительную оценку рекомендуется проводить по содержанию "условного ниобия", определяемого по формуле

$$Nb_2O_{5_{\text{усл}}} = Nb_2O_5 + 22,3Ta_2O_5 + (0,11 ZrO_2 + 0,003P_2O_5 + 0,0013Fe),$$

где цифровые коэффициенты - соотношение оптовой цены пентоксида ниобия с ценами других компонентов в товарных продуктах первого передела. Значения этих коэффициентов должны корректироваться при изменении оптовых цен.

На одном из изученных месторождений содержание $Nb_2O_{5_{\text{усл}}}$ в разных типах руд колеблется в пределах 0,31-0,84%, в среднем составляет 0,49%. От общей ценности компонентов в 1 т средней руды на Ta приходится 40% (по ценам 1991 г.) на Nb - 53% и около 7% - доля попутных компонентов (Fe , P , Zr). С учетом извлечения суммарная стоимость редкометальной товарной продукции составляет 80%. Бортвое содержание при расчете кондиций следует выбирать по $Nb_2O_{5_{\text{усл}}}$ для упрощения с учетом содержаний только главных компонентов - Nb и Ta . При сопоставительных расчетах ценности различных типов руд необходимо учитывать все полезные компоненты, что может быть сделано через $Nb_2O_{5_{\text{усл}}}$ путем подстановки соответствующих коэффициентов извлечения в предложенную формулу.

Другой способ расчленения на минеральные типы проиллюстрируем на примере бадделеит-апатит-магнетитовых руд эксплуатируемого Ковдорского месторождения. В основу разделения здесь положено содержание в породах карбонатов (или CO_2), т.е. принцип, применявшийся при геологическом расчленении пород (см. разд. 1.1). Использование данных Ковдорской ГРП по детальной разведке (15 тыс. проб) позволило выделить пять минеральных типов руд (табл. 7.2), четыре из которых окон-

турены на геологической карте. Минеральные типы руд различаются количественным соотношением рудных и породообразующих минералов, а также такими важными для технологии обогащения показателями, как фосфорный модуль - $P_2O_5 : CO_2$ и силикатный коэффициент - содержание $(\Phi_o + \Phi_l) : (M_t + A_p + K_a)$. Четыре первых минеральных типа карбонатитоидов - А, АМ, КМ, АКМ объединены в технологический тип, так как они обогащаются в едином потоке, но при обязательной шихтовке в природной пропорции по данным эксплуатационной разведки. АК карбонатитоиды образуют самостоятельный технологический тип, поскольку низкий фосфорный модуль требует создания специальной флотационной схемы, которая проектируется, а руды в настоящее время складываются в специальный отвал. Резервы повышения технико-экономических показателей на этом месторождении состоят в первую очередь в повышении извлечения бадделеита, а также выделения из концентратов методами кислотного выщелачивания попутных компонентов - Se, Ta, Nb, стоимость которых будет сопоставима со стоимостью технического ZrO_2 . Кроме того, из хвостов обогатительной фабрики могут производиться дефицитные в Мурманской области карбонатно-силикатные строительные материалы.

Определение бортового содержания и других показателей кондиций в рудах Ковдорского и близких к нему Ап-Мт месторождений (Вуори-Ярви, Себль-Явр, Ессей, Ыраас) предлагается проводить по содержанию "условного железа" по формуле

$$Fe_{\text{усл}} = Fe_{\text{общ}} + 2,68P_2O_5 + 81,55ZrO_2,$$

где цифровые коэффициенты рассчитаны также по соотношению оптовых цен в товарных концентратах. На Ковдорском месторождении в среднем по всем минеральным типам от общей ценности компонентов в 1 т руды Fe составляет 45%, P - 35%, Zr - 20% (по ценам 1991 г.).

Конечный результат поисково-оценочных работ на массивах УИК, как и на других объектах, заключается в предварительной комплексной оценке на выявленных месторождениях запасов полезных ископаемых (C_2) и их прогнозных ресурсов (P_1), в локальном прогнозе на глубину на базе детальных геологических карт, составлении ТЭС с решением вопроса о целесообразности перехода к предварительной разведке.

7.3. РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Специфика этих видов работ на объектах карбонатитовой рудной формации проявляется главным образом в методах изучения и оценки комплексных редкометальных месторождений. Основная цель состоит во всестороннем геологическом, мине-

Характеристика типов комплексных апатит-магнетитовых руд на примере Ковдорского месторождения (по материалам детальной разведки; $n = 15\ 000$)

Группа пород	Тип руды, его индекс	Количественное соотношение типов, %	Относительное содержание породообразующих минералов по типу, %			
			Мт	Ап	Ка±Дол	Фо+Фл
Карбонати-тоиды	Апатитовый маложелезистый А	4	17	16	10	57
	Апатит-магнетитовый АМ	65	43	20	10	27
	Кальцит-магнетитовый КМ	7	49	4	23	24
	Апатит-кальцит-магнетитовый АКМ	13	35	18	32	15
Карбонатиты	Апатит-кальцитовый АК	11	13	14	62	11
В целом по месторождению		100	38	18	20	24

ралого-петрографическом и технологическом изучении месторождения, направленном на типизацию руд, достоверный подсчет запасов, разработку эффективных технологических схем малоотходного и безотходного передела руд, комплексную экономическую оценку.

Предварительная разведка. В начале работ на базе ранее составленных геологических карт выбирается не менее трех представительных опорных разрезов. По этим разрезам с наибольшей детальностью проводится расчленение разновозрастных пород и руд, опробование, изучение их минералого-петрографических и структурных особенностей. При этом выделяются и характеризуются минеральные типы руд, состав которых изучается с применением разнообразных методов технологической минералогии, составляются балансы распределения главных видов полезных компонентов в минералах по типам руд, отрабатываются геолого-геофизические методы прослеживания границ различных типов рудоносных и безрудных пород в пространстве. После обработки данных по опорным разрезам осуществляется детальное геологическое картирование, изучение и опробование месторождения в целом, а также геолого-технологическое картирование.

При проведении предварительной разведки необходимо получение статистически надежных данных по текстурной неоднородности, степени контрастности распределения рудных и породообразующих минералов по каждому минералого-технологическому типу руд. Оценка возможности применения КС и

Содержание полезных компонентов, %			Расчетные показатели		Породы, выделенные на геологической карте масштаба 1:1000 (см.рис. 2.2)
Fe _{общ}	P ₂ O ₅	ZrO ₂	$\frac{P_2O_5}{CO_2}$	$\frac{\Phi\text{о}+\Phi\text{л}}{\text{Мт}+\text{Ал}+\text{Ка}}$	
11,4	6,4	0,07	1,4	1,3	Ап-Фо
28,8	8,0	0,16	1,7	0,4	Ап-Фо-Мт
33,2	1,7	0,21	0,2	0,3	Ка-Фо-Мт
23,8	7,2	0,15	0,5	0,2	Ап-Фо-Мт с жилами Фо-Ка
9,0	6,0	0,07	0,2	0,1	Фо-Ка, Фл-Ка
25,6	7,2	0,14	0,6	0,4	-

выбор метода селективной выемки руд проводится расчетным путем по результатам опробования рудных тел.

С учетом всех имеющихся геолого-петрографических, геофизических, аналитических материалов и данных геолого-технологического картирования намечаются представительные разрезы для отбора укрупненных лабораторных технологических проб, которые в первую очередь передаются на экспериментальные исследования покусковой сепарации (ПС) - для отработки методов выделения отвальных хвостов, разделения на минералого-технологические типы и сорта руд. На обоснование, подготовку и выполнение работ по ПС следует обратить особое внимание. Использование этого метода на контрастных редкометальных рудах позволяет повысить содержания основных компонентов в продукте, подаваемом на обогатительную фабрику, в 1,3-1,6 раза при потерях в хвостах, вполне сопоставимых с потерями при глубоком обогащении, но достигаемых со значительно меньшими эксплуатационными затратами.

На концентратах ПС проводится лабораторная разработка технологических схем глубокого обогащения с целью получения комплекса товарных продуктов или редкометальных концентратов, для которых разрабатываются методы гидрометаллургического передела до получения товарных продуктов.

Специфика изучения кор выветривания заключается в составлении их вертикальных разрезов с выделением зон дезинтеграции по каждой разновидности коренных пород, их первичной коры выветривания и зоны ее окисления - "железной шляпы".

Подобное расчленение имеет особо важное значение для редко-металлических месторождений, так как в некоторых случаях основная масса Ta, Nb, других редких и радиоактивных элементов может находиться в тонкодисперсной и неминеральной сорбированной форме и извлекаться лишь гидро- или пирометаллургическими методами. Для минеральных типов руд неокисленных кор и зон дезинтеграции разрабатываются технологические схемы с получением товарных продуктов или черновых концентратов методами механического обогащения. Соответственно отбор технологических проб должен проводиться по каждому выделенному минеральному (природному) типу коры выветривания.

При геолого-экономической оценке месторождений, составлении проекта временных кондиций и ТЭДа необходимо рассмотреть различные варианты применения предварительного обогащения, его сочетания с глубоким обогащением, пиро- и гидрометаллургическом переделом черновых концентратов до конечных товарных продуктов.

Детальная разведка. На месторождениях карбонатитовой формации при проведении заключительной стадии разведки наряду с выполнением известных требований ГКЗ необходимо обратить особое внимание на геолого-структурные и минералого-петрографические исследования, в ходе которых уточняется ориентировка рудной полосчатости и контактов, морфология рудных тел, классифицируются тектонические нарушения и определяется их роль в формировании и последующем изменении формы рудных тел. На этой стадии проводится окончательная рисовка детальных геологических карт как основы подсчета запасов, прогноза глубинного строения и оценки месторождения.

На месторождениях, при формировании которых преобладали процессы замещения, на основе систематической регистрации в рудах состава реликтов вмещающих и околорудных пород реконструируется дорудное строение участка, что позволяет определить положение рудоподводящих и рудовмещающих структур, прогнозировать в пределах рудного узла возможность обнаружения новых залежей. Геолого-технологическое картирование заканчивается оконтуриванием типов, а при необходимости - и сортов руд (богатых, рядовых).

По результатам картирования и лабораторных технологических испытаний намечаются участки отбора представительной полупромышленной пробы или нескольких проб (в соответствии с числом выделенных технологических типов руд). Наиболее сложными объектами полупромышленных испытаний являются комплексные Ta-Nb и Nb-TR месторождения. Полупромышленные исследования руд этих месторождений необходимо проводить по нескольким взаимосвязанным последовательным направлениям.

1. Сортировка руд в транспортных емкостях для экспериментальной проверки расчетных показателей КС относится к

наиболее трудоемкой и дорогостоящей операции и выполняется путем пробной эксплуатации опытных карьеров или разведочных шахт. Имеющийся опыт показывает, что при оптимальном подборе метода сортировки эксплуатация месторождения может проходить без разубоживания руд и потерь металлов с отвальными вмещающими породами.

2. Покусковое предварительное обогащение в зависимости от результатов лабораторных исследований должно проводиться по каждому геолого-технологическому типу руд или на объединенной средней пробе. В итоге определяются выход отвальных хвостов, необходимый по имеющейся потребности, и возможный объем годового производства проектной обогатительной фабрики, содержание полезных компонентов в комплексных рудах, подлежащих обогащению.

3. Глубокое обогащение ведется на продуктах покусковой сепарации с целью испытания разработанных лабораторных технологических схем будущей фабрики с учетом необходимости комплексного использования руд и создания мало- или безотходного экологически безопасного производства.

4. Гидрометаллургический передел или химическая доводка редкометалльных концентратов, полученных при полупромышленных испытаниях обогатительных схем, осуществляется с целью получения товарных продуктов - технического пентоксида ниобия, фтортанталата калия, а также химпродуктов циркония, урана, скандия, иттрия, редких земель и других элементов при наличии потребности и экономической рентабельности.

В результате полупромышленных испытаний определяются технико-экономические показатели для проектирования предприятий, которые передаются соответствующим организациям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований впервые создана количественная по важнейшим параметрам геолого-петрологическая модель рудоносного карбонатитового комплекса формации ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (УИК). Она предлагается в качестве научно-методической основы поисков, локального прогноза, изучения и оценки эндогенных месторождений и содержит семь главных элементов или блоков.

1. Состав и расчленение карбонатитовых комплексов. Карбонатитовый комплекс представляет собой генетическое сообщество пространственно сопряженных, дискретно различающихся по минеральному составу карбонатитов и карбонатитоидов. Понятие "карбонатитоид" введено для серии пород, каждая из которых сингенетична, чаще синхронна и сходна с одним из типов карбонатитов, т.е. характеризуется близкой равновесной минеральной ассоциацией, но отличается количественной подчиненностью (чаще 10-30%) парагенного карбоната. Совокупность карбонатитов и карбонатитоидов расчленяется на четыре последовательные временные группы пород, соответствующие стадиям формирования карбонатитового процесса. При переходе к поздним стадиям снижается относительная роль карбонатитоидов. Принадлежность породы к той или иной стадии устанавливается по геологическим соотношениям, типичным минеральным парагенезисам, минералам-индикаторам, текстурно-структурным особенностям и статистически различимыми минералогическими признаками.

2. Вертикальная зональность (ВЗ) и рудоносность. Рассчитанная от палеоповерхности глубина формирования современных эрозионных срезов для 22 массивов Западно-Прианбарской, Сетте-Дабанской, Кольской и Восточно-Саянской провинций варьирует от $0,8 \pm 0,1$ до $8,2 \pm 1,3$ км. По указанному параметру кроме вулканической выделены малоглубинная (0,5-6 км) и глубинная (6-12 км) фации. В малоглубинной преобладают рудоносные: апатитовые, магнетитовые, флогопитовые, а также редкометалльные (Nb, Ta, Zr) карбонатитоиды, а в глубинной - редкометалльные (Nb, Ta, TR) карбонатиты.

3. Латеральная зональность (ЛЗ) и рудоносность. ЛЗ представляет собой типоморфную геологическую особенность массивов и рудных тел. Выделено четыре структурных порядка. ЛЗ: I - полиэтапная ЛЗ массивов как закономерная смена в них обычно ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов; II - полистадийная ЛЗ карбонатитовых комплексов, проявляющаяся в закономерной смене разновременных групп пород; III - полипарагенезисная ЛЗ синхронных карбонатитоидных и карбонатитовых тел, связанная с закономерной сменой равновесных минеральных

ассоциаций от периферических к внутренним анхимонокарбонатным зонам; IV - монопарагенезисная минеральная ЛЗ карбонатитов, обусловленная закономерным изменением количественного соотношения минералов в пределах единой равновесной ассоциации.

4. Тектоника и рудоносность. Установлено, что кольцевым в плане массивам УИК свойственна ступенчатая по простиранию и падению форма контактов, обусловленная сочетанием нескольких линейных направлений, соответствующих унаследованным многократным до- и интравудным тектоническим деформациям.

5. Рудно-формационная систематика. Эндогенные месторождения геологической формации УИК подразделяются на две рудные формации: ультрамафитовую Fe-Ti и карбонатитовую поликомпонентную, разделенную на четыре РФ, отвечающие стадиям карбонатитового этапа. Следующее звено классификации - минеральный тип месторождений или руд, для которых характерно единство относительного времени формирования и парагенезиса рудных минералов. Выделено и охарактеризовано 19 ведущих минеральных типов месторождений, из которых 12 эксплуатируются или подготовлены к освоению.

6. "Проблема пространства" и рудоносность. Образование рудных тел карбонатитовой формации происходило в большинстве случаев при преобладании замещения над выполнением - крайних сторон единого геолого-петрологического процесса.

Геологическими свидетельствами замещения являются горизонтальная синхронная ЛЗ со стремлением к мономинеральности во внутренних частях тел, а также проведенная реконструкция "дорудного" строения Ковдорского Ап-Мт месторождения по реликтам пироксеновых, нефелин-пироксеновых пород и фенитов в рудах. Выявлены также петрологические, минералогические, геохимические и рудогенные критерии преобладания замещения. В пределах конкретного тела соотношение объемов пород, сформированных путем замещения субстрата или выполнения открывающихся полостей, при прочих равных РТХ-параметрах, могло изменяться в зависимости от структурных условий рудообразования, фиксируемых раздувами, пережимами, поворотами контактов тел.

Рассмотрены и более редкие случаи, когда в эндогенных месторождениях наблюдались тела карбонатитов и карбонатитовидов, формирование которых осуществлялось в условиях преобладания выполнения над замещением.

7. Физико-химические аспекты формирования рудоносных карбонатитовых комплексов во многом еще дискуссионны или принципиально не решены.

Минералообразующая среда месторождений карбонатитовой РФ представляла собой сложную солевую систему - низковязкую высококонцентрированную водную (200-600 г/л), калий-натрий-кальциевую, хлоридно-фосфатно-карбонатную с углеводородами. Подобную систему целесообразно называть эндогенным рас-

солом и на конкретном геолого-петрологическом материале решать вопрос о близости ее физико-химических и механических свойств к расплаву, тяжелому флюиду или "карботермальному" раствору. Обогащение рудоносных карбонатитоидов и карбонатитов силикатами происходило главным образом при взаимодействии рассола с ранними ультрамафитовыми и щелочными породами. Изменение состава карбонатов во времени (от РФ I к РФ IV) заключалось в обогащении их Mg и Fe, а в посткарбонатитовый этап - вновь Ca, что соответствует общей кислотно-основной эволюции эндогенных растворов, установленной Д.С. Коржинским.

Перенос углерода из мантийных источников осуществлялся высоковосстановленными флюидами (CH_4 , CO, H_2) при низкой химической активности CO_2 , о чем свидетельствует состав газовой фазы ВМС и наличие в минеральных парагенезисах карбонатитоидов и карбонатитов периклаза и ульвошпинели (РФ I и II), а также брусита (РФ III). Образование карбонатных рассолов могло осуществляться в изотермических условиях путем окисления метана водой при падении флюидного давления за счет подъема рассолов или проникновения их в тектонически ослабленные зоны. Не исключено и ликвационное отделение карбонатитовых рассолов в глубинных условиях.

Температурный интервал формирования T_f основных составляющих силикатной системы - ультрамафитов ($1300 \pm 180^\circ \text{C}$), мелилитовых пород ($1270 \pm 80^\circ \text{C}$) и ийолитов ($1060 \pm 140^\circ \text{C}$) определяется по минералогическим геотермометрам и экспериментальным данным, и увязывается с температурами гомогенизации T_g кристалло-флюидных ВМС. Породы и руды карбонатитовых комплексов по практически совпадающим показателям минералогических геотермометров и полей устойчивости минеральных парагенезисов в экспериментах образовались при T_f (в $^\circ \text{C}$): РФ I - 650 ± 100 ; РФ II - 470 ± 70 ; РФ III - 370 ± 50 ; РФ IV - 260 ± 60 ; T_g преобладающих первичных кристалло-флюидных ВМС в силикатах из тех же пород на $250\text{--}350^\circ \text{C}$ выше, а первичных газовой-жидких ВМС в парагенезисах с силикатами апатитах на $100\text{--}150^\circ \text{C}$ ниже приведенных значений. Следовательно, первичные включения в минералах карбонатитовых комплексов, вероятно, следует относить к группе "аномальных" (по Н.П. Ермакову).

Литостатическое давление $P_{\text{лит}}$ определено на основании расчетов глубины залегания современных эрозионных срезов массивов от палеоповерхности и оценивается в $10\text{--}300$ МПа.

Тангенциальные нагрузки P_t непосредственно не измеряются. Они могли существенно изменяться даже в пределах данного среза рудного тела. Функцией P_t служит величина $K_{\text{ва}}$ в парах Фл-Ап и Фл-Ка, а также степень анизотропии микроузора пород, определяющаяся плотностью максимумов ориентировки минералов на структурных диаграммах.

Флюидное давление $P_{\text{фл}}$, установленное по совпадающим данным кальцит-доломитового геобарометра и изучению ВМС, опре-

деляется в изученных объектах малоглубинной фации интервалом 20-260 МПа. $P_{\text{фл}}$, как правило, превышало $P_{\text{гв}}$, что и обуславливало активную фильтрацию рассола вверх.

Закономерности смены минеральных парагенезисов метасоматитов в зональных телах позволили установить типичные ряды подвижности компонентов при преобладании процесса инфильтрационного метасоматоза с образованием анхимонокарбонатных внутренних зон.

В качестве практических выводов приводятся методы поисков, прогноза, изучения и оценки эндогенных месторождений на разных стадиях ГРР, специфические для рудоносных карбонатитовых комплексов, разработанные на основе анализа причинно-следственных связей модели.

Подводя итоги рассмотрения параметров геолого-петрологической модели рудоносных карбонатитовых комплексов, необходимо отметить, что изложенный материал следует рассматривать как первую попытку системного подхода к решению проблем изучения массивов УИК. На этом пути возможно создание многофакторных прогнозно-поисковых комплексов для разнообразных месторождений карбонатитовой формации, а также использование ЭВМ для решения задач оценки перспективности массивов УИК на ранних стадиях ГРР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Ю.А.* Полезные ископаемые Мурунского комплекса калиевых щелочных пород и карбонатов // Сов. геология. - 1984. - № 5. - С. 46-51.
2. *Апельцин Ф.Р., Гинзбург А.И.* Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов // Металлогеническая специализация магматических комплексов. - М.: Недра, 1964. - С. 45-62.
3. *Богадица В.П.* Состав и рудоносность образований карбонатитового этапа массивов Маган и Ыраас // Щелочной магматизм и апатитовосность севера Сибири. - Л.: изд. НИИГА, 1980. - С. 61-76.
4. *Богадица В.П., Брагин В.И., Герт А.А.* Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка. - Новосибирск: Наука, 1983.
5. *Бородин Л.С.* О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1957. - № 5. - С. 3-16.
6. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г.* Редкометалльные камафориты. - М.: Наука, 1973.
7. *Бородин Л.С.* Проблема генезиса и рудоносность мантийно-коровых карбонатитовых систем. Рудообразующие процессы и системы // Докл. сов. геологов на 28-й сессии Междунар. геол. конгресса. - М., 1989. - С. 188-199.
8. *Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Эпштейн Е.М.* Температурная эволюция ферришпинелидов ультрамафитов и карбонатов по петромагнитным и минералогическим исследованиям // Изв. АН СССР. Сер. Физика земли. - 1986. - № 10. - С. 66-78.
9. *Булах А.Г., Иванов В.В.* Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. - Л.: изд-во ЛГУ, 1984.
10. *Бушканец Ю.С., Старицина Г.Н.* Авамско-Котуйский пояс ультраосновного и щелочного магматизма на севере Сибирской платформы // Апатитовосность севера Сибири. - Л.: изд. НИИГА, 1976. - С. 37-45.
11. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. - Новосибирск: Наука, 1975.
12. *Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М.* Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1968. - С. 152-216.
13. *Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов // Зап. ВМО. - 1983. - Т. 112. - Вып. 2. - С. 164-176.
14. *Данилин Е.Л., Гордиенко Н.И.* Апатитовое месторождение Ыраас на севере Сибирской платформы // Апатитовосность севера Сибири. - Л.: изд. НИИГА, 1976. - С. 95-108.
15. *Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.Н.* Карбонатиты Хибин. - Апатиты: изд. КолФАП, 1984.
16. *Дудкин О.Б.* Карбонатиты и последовательность формирования Хибинского массива // Геология рудных месторождений. - 1991. - Т. 33. - № 1. - С. 33-43.
17. *Дунаев В.А.* Структура Ковдорского месторождения // Геология рудных месторождений. - 1982. - № 3. - С. 28-36.
18. *Егоров Л.С.* Геологическое строение и механизм формирования Южного карбонатитового массива Гулинской интрузии // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. - Л.: изд. НИИГА, 1970. - С. 56-72.
19. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутоизм. - Л.: Недра, 1991.
20. *Егоров Л.С., Гольдбург Т.Л., Шихорина К.М.* Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород. - М.: Госгортехиздат, 1961. - С. 3-115.

21. *Жабин А.Г.* Камерное инъекционное тело карбонатитов в интрузии Одихинча // Докл. АН СССР. - 1966. - Т. 169. - № 5. - С. 1156-1158.
22. *Жаринов В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. - М.: изд. ИГЕМ АН СССР, 1959.
23. *Жегалова Г.В.* Явление кинкбендинга на Камчатке и некоторые соображения об эволюции глубинных разломов // Тихоокеанская геология. - Новосибирск: Наука, 1982. - С. 60-69.
24. *Жирова Л.Г., Вировлянский Г.М.* Глубина формирования эрозийного среза массивов ультраосновных-щелочных пород Меймеч-Котуйской провинции // Геология и геофизика. - 1983. - № 8. - С. 145-150.
25. *Игорский С.В.* О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива // Геохимия. - 1977. - № 11. - С. 1625-1634.
26. *Капустин Ю.Л.* Минералогия карбонатитов. - М.: Наука, 1971.
27. *Капустин Ю.Л.* О происхождении карбонатитов // Зап. ВМО. - 1976. - Вып. 3. - С. 329-343.
28. *Капустин Ю.Л.* Особенности строения и дифференциации вещества ранних кальцитовых карбонатитов // Сов. геология. - 1984. - № 4. - С. 79-90.
29. *Капустин Ю.Л.* Развитие полосчатости в карбонатитах // Геология рудных месторождений. - 1986. - № 2. С. 14-20.
30. *Карбонатиты* / Под ред. О.Таттла, Дж. Гиттинса. - М.: Мир, 1969.
31. *Кононова В.А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. - М.: Наука, 1976.
32. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. - М.: Наука, 1973.
33. *Краснова Н.И.* Минералогия и вопросы генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. - Л.: изд-ва ЛГУ, 1972.
34. *Копылова Л.Н., Краснова Н.И., Судимов Б.И.* О новом типе руд Ковдорского комплексного месторождения // Петрология и минералогия щелочных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Карело-Кольского региона - Апатиты, 1985. - С. 69-76.
35. *Краснова Н.И., Соколова В.Б.* Тектоника и механизм формирования Ковдорского щелочно-ультраосновного интрузивного комплекса // Вестн. ЛГУ Геол., геогр. - 1978. - № 6. - Вып. 1. - С. 16-21.
36. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г.* Каледонский комплекс ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. - М.: Недра, 1965.
37. *Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А.* Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт. - 1971. - Т. 72. - Вып. 2. - С. 277.
38. *Ланда Э.А., Егоров Л.С.* Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. - М.: Недра, 1974.
39. *Ланда Э.А.* Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород // Геология и геофизика. - 1976. - № 10. - С. 65-72.
40. *Лапин А.В.* Проблема карбонатитов в свете современных экспериментальных и геологических данных // Рудная геохимия и геология магматических месторождений. - М.: Недра, 1980. - С. 62-79.
41. *Лапин А.В., Плошко В.В., Генералов Г.В.* Методические рекомендации по прогнозу и перспективной оценке редкометалльных кор выветривания. - М.: изд. ИМГРЭ, 1990.
42. *Магматические горные породы: Классификация. Номенклатура. Петрография.* - М.: Наука, 1983.
43. *Маракушев А.А.* Петрология. - М.: изд-во МГУ, 1988.
44. *Маракушев А.А., Трамезицкий Е.И., Коротаев М.Ю.* Петрологическая

модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. - № 1. - С. 3-20.

45. Маракушев А.А., Емельяненко П.Ф., Кузнецов И.Е. Петрография. М.: изд-во МГУ, 1981.

46. Марков Г.А. Экспериментально-тектонические и методологические основы изучения тектонических напряжений в массиве пород и вокруг подземных выработок в целях управления горным давлением. - М. изд. ИПКОН АН СССР, 1980.

47. Палеогеография Центральной части Советской Арктики / Под ред. И.С. Гранберга. - М.: Недра, 1967.

48. Панина Л.И., Пажуховых Н.М. Включения в минералах эндогенного происхождения. Ультрасосновой щелочной магматизм платформы // Генетические исследования в минералогии. - Новосибирск, 1976. - С. 33-41.

49. Паньшин И.П., Эпштейн Е.М. Закономерности ориентировки минералов и некоторые вопросы генезиса карбонатов // Геология месторождений редких элементов. - М.: Недра, 1972. - С. 108-126.

50. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.

51. Петерсилье И.А., Павлова М.А. Органические соединения в изверженных и метаморфических горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1976. - № 10. - С. 87-94.

52. Петрографический словарь // Под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова, Р.П. Петрова. - М.: Недра, 1981.

53. Пожарицкая Л.К., Эпштейн Е.М. Петрохимические особенности процесса образования карбонатов // Происхождение щелочных пород. - М.: Наука, 1964. - С. 79-84.

54. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатных Восточной Сибири. - М.: Недра, 1972.

55. Римская-Корсакова О.М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения (Кольский п-ов) // Вопросы магматизма и метафоризма. - Л.: изд-во ЛГУ, 1963. - С. 125-143.

56. Роненсон Б.М., Афанасьев Б.В., Левин В.Я. Парагенезисы турьинов Турьего полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1978. - № 11. - С. 15-25.

57. Романчев Б.П., Соколов С.В. Роль ликвации в генезисе и геохимии пород карбонатитовых комплексов // Геохимия. - 1979. - № 2. - С. 229-240.

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

59. Самойлов В.С. Карбонатиты. - М. - Наука, 1977.

60. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982.

61. Соколов С.В., Эпштейн Е.М. Карбонаты как индикатор процесса формирования карбонатитовых метасоматитов // Типоморфизм минералов и его практическое значение. - М.: Наука, 1972. - С. 210-215.

62. Соколов С.В., Эпштейн Е.М., Пантелеева Е.Ю. Об эволюции свойств кальцитов в карбонатитовом процессе // Геология месторождений редких элементов. - 1972. - Вып. 35. - С. 132-142.

63. Соколов С.В. О шортите массива Ковдор // Докл. АН СССР. - 1984. - Т. 259. - № 2. - С. 466-469.

64. Соколов С.В. Термобарохимическое изучение апатита из пород карбонатитовых комплексов // Термобарогеохимия эндогенных процессов. - Владивосток, 1986. - С. 25-32.

65. Сомина М.Я. Доломитовые и анкеритовые карбонатиты Восточной Сибири. - М.: Недра, 1975.

66. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. - М.: Наука, 1981.

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

68. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. - Л.: изд-во ЛГУ, 1977.
69. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. - М.: Недра, 1975.
70. Фролов А.А. Железорудные месторождения в карбонатит-щелочно-ультраосновных массивах центрального типа // Геология рудных месторождений. - 1984. - № 1. - С. 9-21.
71. Фролов А.А., Ноздря В.И., Лягушкин А.П. Эпохи формирования карбонатитосодержащих щелочно-ультраосновных массивов и масштабы их апатитовосности // Эпохи промышленного фосфатообразования и перспективы развития сырьевой базы. - Черкассы, 1990. - С. 75-76.
72. Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сев. геол. - 1947. - № 1. - С. 123-134.
73. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. - М.: Недра, 1968.
74. Сихорина К.М. Вулканические преобразования Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. - Л.: изд. НИИГА, 1970. - С. 5-15.
75. Штофф В.А. Моделирование и философия. - М.-Л.: Наука, 1966.
76. Эпштейн Е.М., О карбонатитах и их структурном положении в Гулинском плутоне // Тр. НИИГА. - 1959. - Т. 107. - С. 13-22.
77. Эпштейн Е.М., Аникеева Л.А., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитовосность Гулинской интрузии // Тр. НИИГА. - 1961. - Вып. 122. - С. 116-272.
78. Эпштейн Е.М. О давлении как рудообразующем факторе в карбонатитовых метасоматитах // Метасоматизм и рудообразование. - Л., 1972. - С. 213-214.
79. Эпштейн Е.М., Панышин И.П., Моралев В.М., Волкодав И.Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Геология месторождений редких элементов. - 1972. - Вып. 35. - С. 108-127.
80. Эпштейн Е.М., Жариков В.А., Здорик Т.Б. О режиме кислотности - основности карбонатитового процесса // Геология месторождений редких элементов. - 1972. - Вып. 35. - С. 69-78.
81. Эпштейн Е.М., Фейгин Я.М. Расчленение пород карбонатитовых комплексов // Разведка и охрана недр. - 1979. - № 7. - С. 13-18.
82. Эпштейн Е.М., Кабаньков В.Я. Глубина формирования и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов // Сов. геология. - 1984. - № 8. - С. 85-98.
83. Эпштейн Е.М. Фации глубинности карбонатитовых комплексов щелочно-ультрамафитовой формации по количественным расчетам // 27-й Международный. геол. конгресс. - М., 1984. - Т. 4. - С. 303-305.
84. Эпштейн Е.М., Фейгин Я.М., Смирнова Т.А. Ферришпинелиды ультрамафитовых и щелочных пород и общие закономерности распределения титана в шпинелидах // Зап. ВМО. - 1986. - Вып. 3. - С. 326-340.
85. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А. Пространственно-генетическая модель рудоносного карбонатитового комплекса формации ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов (на примере Ковдорского апатит-магнетитового месторождения) // Геология рудных месторождений. - 1988. - Т. 30. - № 4. - С. 3-16.
86. Andersen Tom. Carbonatite-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications // Miner. Mag. - 1989. - N4 - P. 395-414.
87. Carbonatitic complexes of Brasil: geology/ed. Silva A.B. - Sao Paulo: CBMM, Department of Geology, 1984.
88. Christie O.H.J. On subsolidus relations of silicates. IV. The system akermanite-sodium-gehlenite and gehlenite-sodium-gehlenite // Norsk. Geol. Tidsskr. - 1962. - V. 42. - P.31-44.

89. *Bell K., Blenkinsop J.* Evidence from Nd and Sr initial isotopic ratios of carbonatites // *Geochim. et cosmochim. acta.* - 1987. - V. 51. - - 2.
90. *Donath F.A.* Experimental study of kink-band development Turtinsburg state Canadian Geol. Survey. - 1969. - P. 255-293.
91. *Hanekom H.J., Van Staden C.M., Smith P.J., Pike D.R.* The Geology of the Palabora igneous complex // *Geol. Soc. S. Africa.* - 1965. - Mem. 54. - P.3 - 179.
92. *Heinrich E.W.* The Geology of carbonatites. - Chicago, 1966.
93. *Hunter D.R.* Carbonatites, alkaline and related intrusions // *Precambrian South Hemisphere.* - Amsterdam e.a., 1981. - P. 803-811.
94. *Kopecky L.* Karbonatity-jejich klasifikace, nazvoslovi, petrografie, mineralogie a chemismus // *Cas. miner. a geol.* - 1987. - V. 32. - -4. - P. 419-437.
95. *Le Bas M.J.* Carbonatite magmas // *Miner. mag.* - 1981. - - 44. - P. 133-140.
96. *Notholt A.J.G., Highley D.E., Deans T.* Economic minerals in carbonatites and associated alkaline igneous rocks // *Trans. Inst. Mining and Metall.* - 1990. - V. 99. - May-august. - P. 859-880.
97. *Peterson Tony D.* Petrology and genesis of natrocarbonatite / *Contrib. Miner. and Petrol.* - 1990. - V. 105. - N.2 - P. 143-145.
98. *Roberts B., Dawson J.B., Garson M.S.* Altered former alkalic carbonatite lava from Oldoinyo Lengai, Tanzania; Inferences for calcite carbonatite lavas // *Geology.* - 1987. - V. 15. - N.8. - P. 765-768

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Список сокращений и условных обозначений	7
Глава 1. Понятие о карбонатитовом комплексе	9
1.1. Карбонатиты и карбонатитоиды	9
1.2. Стадийность формирования	16
1.3. Латеральная зональность	20
Глава 2. Геология, петрология и рудоносность эталонных массивов	21
2.1. Ковдорский массив	21
2.1.1. Структурное положение	21
2.1.2. Геологическое строение массива и локализация эндогенных месторождений	22
2.1.3. Дорудные образования	27
2.1.4. Эндогенные месторождения	31
2.2. Горноозерский массив	73
2.2.1. Структурное положение и геологическое строение	73
2.2.2. Петрографическая характеристика карбонатитов	81
2.2.3. Структура массива	87
2.3. Карбонатитовые массивы Гулинского вулканоплутона	93
2.3.1. Геологическое строение вулканоплутона	94
2.3.2. Флогопитоносные карбонатитоиды - автореакционные скарны	100
2.3.3. Геологическое строение Северного карбонатитового массива	102
2.3.4. Геологическое строение Южного карбонатитового массива	106
2.3.5. Структура и условия формирования карбонатитовых массивов	111
Глава 3. Геологические особенности и рудоносность контрольных массивов	116
3.1. Массивы Западно-Прианбарской провинции	117
3.1.1. Массив Маган	117
3.1.2. Массив Ыраас	125
3.2. Массивы Восточно-Саянской провинции	132
3.2.1. Белозиминский массив	133
3.2.2. Среднезиминский массив	138
Глава 4. Вертикальная зональность и рудоносность массивов ультрамафитов, ийолитов и карбонатитов	139
4.1. Оценка глубины залегания современных срезов массивов от палеоповерхности	140
4.2. Фации глубинности и рудоносность	151
Глава 5. Рудно-формационное расчленение и закономерности формирования месторождений	158
5.1. Формационная классификация	158
5.1.1. Ультрамафитовая железо-титановая формация	159
5.1.2. Карбонатитовая поликомпонентная формация	164
5.2. Ведущие рудообразующие факторы месторождений карбонатитовой формации	171
5.2.1. Латеральная зональность	171
5.2.2. Вертикальная зональность рудного столба	173
5.2.3. Роль структурных факторов в формировании месторождений	175
5.2.4. Ступенчато-кольцевые структуры	182
5.2.5. "Проблема пространства" и рудоносность	186

5.3. Модель карбонатитового комплекса и распознавание образа рудоносности объектов экзамена	193
5.4. Формации гипергенных месторождений	205
Глава 6. Физико-химические аспекты формирования рудоносных карбонатитовых комплексов	209
Глава 7. Методы изучения, поисковые критерии, локальный прогноз и оценка эндогенных месторождений	226
Заключение	
Список литературы	

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Эпштейн Ефим Михайлович

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Заведующий редакцией *Л.С. Дмитриева*
 Редактор издательства *Т.П. Мыскина*
 Обложка художника *О.Н. Точеной*
 Художественный редактор *М.П. Виноградова*
 Технический редактор *Е.Н. Новикова*
 Корректор *Л.В. Зайцева*
 Операторы *И.В. Севалкина, Л.Е. Конькова*
 ИБ № 9545

Лицензия ЛР № 010145 от 24 декабря 1992 г. Подписано в печать 31.07.92.
 Формат 60×88¹/₁₆. Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,68. Уч.-изд. л. 17,74.
 Тираж 500 экз. Заказ 888 /4072-3. Набор выполнен на компьютерной
 технике

Издательство "Недра",
 1250147 Москва, Тверская застава, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Министерство
 печати и информации Российской Федерации.
 109033 Москва, Волочаевская ул., 40.