

В. И. ТЕРНОВОЙ

карбонатитовые
массивы и их
полезные
ископаемые



Министерство высшего и среднего специального образования
РСФСР

В.И. ТЕРНОВОЙ

КАРБОНАТИТОВЫЕ
МАССИВЫ И ИХ
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ



Издательство Ленинградского университета
Ленинград. 1977

Рекомендовано к изданию
Ленинградским горным институтом
имени Г.В.Плеханова

УДК 553.641:552.33 (100)

Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные
ископаемые. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1977, 1 - 188.

В монографии рассмотрены закономерности образования и размещения месторождений флогопита, апатит-магнетитовых руд, карбонатитов, вермикулита и франколита в Ковдорском массиве - первом в СССР массиве, где детально разведан и освоен промышленностью целый ряд крупных месторождений. На основе 18-летнего опыта работы в Ковдорском массиве даны прогнозная оценка других карбонатитовых массивов Карело-Кольского региона и сравнительная характеристика важнейших зарубежных карбонатитовых месторождений.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля и производственников, а также может быть полезна студентам геологических вузов.

Ил. - 65, табл. - 35, библиогр. - 165 назв.

Т 20803 - 007 121 - 1978
076(02) - 77



Издательство
Ленинградского университета
1977 г.

Формация ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в последние годы привлекает большое внимание геологов. Такой интерес не случаен. Он вызван необычным сочетанием в этой формации комагматичных комплексов пород, широкой и разнообразной сопряженностью магматических и метасоматических процессов, оригинальной геохимией пород, обилием полезных ископаемых — различных по составу, условиям образования и промышленному значению. В настоящее время в мире известны десятки эксплуатируемых месторождений, связанных с массивами ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, многие из которых уникальны как по набору полезных ископаемых, так и по масштабу. Число вновь открываемых массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, а также месторождений, с ними связанных, неуклонно увеличивается. Естественно, расширяются исследования, растет поток геологической информации.

Большое значение в познании карбонатитовых образований имели обстоятельные исследования советских геологов: А.А.Кухаренко, О.М.Римской-Корсаковой, А.И.Гинзбурга, Е.М.Эпштейна, Ф.Р.Апельдина, Л.С.Бородинна, Э.М.Шейнманна, Л.С.Егорова, Э.А.Ланда, В.А.Кононовой, А.А.Глаголева, Л.К.Пожарицкой, Н.А.Вологовской, Б.В.Афанасьева, В.П.Петрова и мн.др. Распирению наших знаний по карбонатитовым месторождениям способствуют и успешные исследования зарубежных геологов: Пекора, Смита, Эккермана, Динса, де Тэйта, Геверса, Кинга, Сатерленда, Рассела, Фервурда, Гиттинса, Таттла, Уилли и др.

Основное внимание в работах указанных исследователей уделено закономерностям размещения массивов, структурным, петрологическим и геохимическим особенностям их формирования, минеральному и вещественному составу пород и руд. Закономерности образования и размещения промышленных месторождений в пределах массивов изучены еще далеко не полностью, хотя они и имеют решающее значение при оценке перспектив, выборе и планировании основных направлений поисково-разведочных работ. Детальное и всестороннее изучение месторождений в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов по существу находится еще в начальной стадии. Из известных многих десятков перспективных рудопоявлений в более чем 50 открытых к настоящему времени массивах в СССР детально изучены лишь 6-7. По остальным имеются предварительные, отрывочные, часто противоречивые данные. Более богатый практический опыт освоения карбонатитовых месторождений за рубежом теоретически осмыслен еще недостаточно полно.

В предлагаемой книге предпринята попытка продвинуть решение названных вопросов на примере массивов Карело-Кольского региона. При этом в основу положен опыт поисков, разведки и промышленного освоения месторождений наиболее представительного и полнее всего изученного в СССР Ковдорского массива. Этот массив, единственный в СССР, где осуществляется эксплуатация

месторождений, характеризуется уникальным сочетанием петрографических разновидностей пород и руд.

При написании книги, кроме личных материалов, собранных за последние 18 лет, использованы материалы СЗИТУ, Мурманской ГРЭ, ВСЕГЕИ, ЛГУ, ЛПИ, Кольского филиала АН СССР и ряда других организаций, в которых сосредоточены ценный опыт и обширные знания большого коллектива геологов (Б.В.Афанасьев, В.А.Афанасьев, И.В.Барканов, В.Л.Богатырев, А.И.Богачев, Н.А.Волотовская, М.З.Губайдуллина, Б.В.Губачев, Д.Н.Дмитриев, П.Г.Златкинц, Л.А.Кириченко, Р.В.Карпов, Ю.М.Кириарский, А.А.Кухаренко, Г.А.Поротова, О.М.Римская-Корсакова, Б.И.Серба, Б.И.Сулимов и мн.др.).

Для сравнения приведена геологическая характеристика двух зарубежных карбонатитовых комплексов: Палабора в ЮАР и Сокли в Финляндии. Особое внимание уделено закономерностям образования и размещения связанных с ними месторождений: ториево-медного, бадделейт-апатит-магнетитового и вермикулит-флогопитового в массиве Палабора и апатит-франколитового в массиве Сокли. Выбор этих месторождений не случаен. Советским геологам достаточно хорошо известны зарубежные редкометалльные и редкоземельные месторождения, по которым в нашей печати опубликованы сводные работы Л.С.Бородина, А.И.Гинзбурга и др., В.А.Невского и др., М.М.Москевича, сборник "Карбонатиты" под редакцией Таттла и Гиттияса и др. Месторождения этого типа приурочены к верхним слабоэродированным собственно карбонатитовым телам. Карело-Кольская провинция представлена в основном массивами среднего или глубокого эрозийного среза. Основное значение в них приобретают апатит-магнетитовые, апатит-флогопитовые, апатитовые, а в коре выветривания - вермикулитовые и апатит-франколитовые месторождения. Зарубежные месторождения этого типа в советской печати охарактеризованы крайне схематично.

Месторождения Палаборы представляют особый интерес, во-первых, потому что этот массив по геологическому строению весьма близок массивам Карело-Кольского региона, во-вторых, потому, что он относится, несомненно, к уникальным образованиям, по сочетанию и богатству полезных ископаемых сравнимым лишь с Ковдорским массивом. На примере ковдорских и палаборских месторождений можно видеть, что при удивительно сходных геологических процессах рудообразование отличается неповторимыми особенностями, иногда оказывающими решающее значение на их промышленную оценку.

Финское месторождение Сокли детально разведано фирмой "Раутаруукки". Обширные материалы разведки собраны финскими геологами Х.Паармой (H. Paar-ma), Ю.Нуутилайненом (J. Nuutilainen), Х.Вартиайненом (H. Vartiainen) и др. В 1973-1974 гг., во время производственных командировок, автор имел возможность просмотреть любезно предоставленные ему материалы, керн разведочных скважин, горные выработки, образцы, шлифы, результаты анализов и испытаний. Месторождение Сокли представляет двойной интерес: как пример образования в коре выветривания карбонатитов крупнейшего месторождения фосфатных руд и как пример небывалого в мире по размерам и геологическому строению карбонатитового массива. Расположение его рядом с Ковдорским массивом, в сходных геологических условиях, представляет особый интерес при планировании поисковых работ в Карело-Кольском регионе.

Глава I. ОБЩИЕ ДАННЫЕ
О ФОРМАЦИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
И КАРБОНАТИТОВ

I. Закономерности размещения и образования

В настоящее время в мире известно около 250 массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, группирующихся в 21 провинцию (рис. 1). Географически они распределяются следующим образом:

| | |
|----------------------------------------|--------------|
| Африка | 120 массивов |
| СССР | 60 " |
| Канада | 21 " |
| Западная Европа и Гренландия | 15 " |
| США | 13 " |
| Бразилия | 13 " |
| Индия | 3 " |

На территории СССР выделяются 10 провинций (Карело-Кольская, Тиманская, Кокчетавская, Енисейская, Чадобецкая, Маймеча-Котуйская, Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская, Восточно-Алданская, Сихотэ-Алиньская). Наиболее крупной является Маймеча-Котуйская провинция, в пределах которой уже обнаружено около 20 массивов (Гулинский, Одихинча, Маган, Кутда, Ессей, Бор-Урях и др.). Они прорывают толщу верхнепермских-нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород и толщу верхнепермских-нижнетриасовых покровов сибирских трапш. Возраст их определяется как среднетриасовый. Вторая по масштабам Карело-Кольская провинция включает 17 массивов (Ковдорский, Вуориярвинский, Себляврский, Африкандский, Лесная варака и др.). Они прорывают архейские и протерозойские образования. Абсолютный возраст их определяется в 355-430 млн лет, что отвечает каледонскому интрузивному циклу [59,90]. Некоторые провинции только намечаются. Так, например, по данным М.Г.Руб [106], в Приморье (Сихотэ-Алиньская провинция) найдены два массива, сложенных широксенитами, якуширангитами с дайками ийолит-мельтейгитов, сиенитов и редкими жилами карбонатитов. На Тимане пока обнаружен только один массив, сложенный карбонатитами. В остальных провинциях известно по 3-4 массива.

Ю.М.Шейнманн показал, что пространственное положение провинций ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов контролируется:

- 1) краевыми частями платформ (Маймеча-Котуйская, Восточно-Алданская и Чадобецкая);
- 2) зонами сочленения платформ и консолидированных складчатых облас-

тей (Восточно-Саянская, Сетте-Дабанская, Енисейская, Тиманская);

3) зонами сквозьеструктурных разломов в пределах платформы (Карело-Кольская, провинции Африки).



Рис. 1. Схема размещения массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатов (по А.И.Гинзбургу и Е.М.Эпштейну [30]).

1 - альпийские передовые прогибы и парагеосинклинали; 2 - альпийские геосинклинали; 3 - области преимущественно мезозойской складчатости в альпийских геосинклиналих; 4 - герциниды; 5 - каледониды; 6 - альпийские платформы на докембрийском основании; 7 - шиты; 8 - активизированные участки платформ. Римские цифры - провинции массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатов: I - Западно-Канадская; II - Колорадская; III - Арханзевская; IV - Восточно-Канадская; V - Гренландская; VI - Бразильская; VII - Рейнская; VIII - Скандинавская; IX - Карело-Кольская; X - Западно-Африканская; XI - Восточно-Африканская; XII - Тиманская; XIII - Кокчетавская; XIV - Западно-Индийская; XV - Енисейская; XVI - Чадобецкая; XVII - Маймеча-Котуйская; XVIII - Восточно-Саянская; XIX - Сетте-Дабанская; XX - Восточно-Алданская; XXI - Сихотэ-Алиньская.

А.И.Гинзбург и Е.М.Эпштейн [30] выделяют, кроме того, провинции срединных массивов (Кокчетавская, Сихотэ-Алиньская). Отмечая закономерную приуроченность массивов к активизированным краевым частям крупных платформ - Сибирской, Русской, Африканской, Канадской и Бразильской, эти авторы выделяют на территории СССР перспективные районы для выявления новых массивов. К ним прежде всего относятся: южная окраина Русской плат-

формы (Украинский массив, Воронежская глыба, район Курской магнитной аномалии), Тиман, Северный Казахстан, южная окраина Сибирской платформы (Западный и Восточный Саяны, Северное Прибайкалье). Этот прогноз недавно блестяще подтвердился открытием карбонатитового массива в Приазовье. А.А.Кухаренко [90] отмечает приуроченность палеозойских массивов Карело-Кольского региона, Финляндии, Швеции и Норвегии к сквозьеструктурному разлому, который к югу через Рейнский грабен сочленяется со Средиземноморским межматериковым рифтовым поясом.

Структурно-генетическая сопряженность формирования карбонатитовых массивов с рифтогенезом подчеркивается А.А.Фроловым [126,127]. Им отмечается, что массивы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов характерны для материковых рифтовых зон, неоднократно возникавших (начиная с рифея) в процессе формирования земной коры. Массивы приурочиваются к наиболее ослабленным участкам рифтов: к местам разветвления, сочленения и пересечения их отдельных звеньев.

Усилиями большого коллектива исследователей к настоящему времени установлены важные закономерности формирования массивов, их структуры, петрологии, геохимии и минералогии.

В частности, А.А.Кухаренко и др. [59,78,90] на примере массивов Кольского полуострова и Карелии, а А.А.Фроловым [126,127] на примере сибирских массивов выявлена определенная зависимость между глубиной формирования массивов, уровнем их эрозионного среза и распространенностью в них пород различных серий. Так, на территории Карело-Кольского региона в массивах более глубоких сечений (Африканский, Лесная варака) преобладают гипербазиты; щелочные породы и карбонатиты на современных эрозионных срезах этих массивов имеют незначительное распространение и представлены главным образом мелкими жильными телами. Массивы средних глубин (2,5-3,0 км) имеют более сложное строение. На современном эрозионном срезе таких массивов широко распространены породы всех трех этапов. Наравне с магматическими комплексами широкое развитие получают пневматолитово-гидротермальные метасоматические образования (Ковдорский, Вуориярвинский, Себляврский). Близповерхностные интрузии несут все признаки субвулканических образований и формировались на глубинах не более 1,5-2,0 км. Некоторые из них (Контозерский) представляют собой типичные некки, выполненные эруптивными брекчиями жерловой фации и сопровождаемые свитами даек. Сложены эти массивы в основном щелочными породами и образованиями карбонатитового этапа (Салланлатвинский, Озерная варака).

На территории Финляндии, вблизи от Ковдорского массива, в 1967 г. открыт уникальный массив Сокли, сложенный целиком (20 км²) карбонатитами. Это самый крупный массив карбонатитов в мире. Классическим примером субвулканических и типичных вулканических построек являются массивы Западно- и Восточно-Африканской провинций щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. Здесь известно свыше 40 вулканических конусов, жерл, штоков и конфокальных интрузий, приуроченных к зоне Великих Африканских разломов. Формирование их отличается большим возрастным диапазоном: от докембрийских (карбонатитовый комплекс Мбея) до мезозойских-юрских и меловых, третичных и современ-

ных (вулкан Олдоиньо-Ленгаи). Замечательной особенностью этих массивов является отчетливая связь интрузивных и вулканических пород и зависимость геологического строения вулканических построек от уровня эрозионного среза. Наиболее глубоко эродированные массивы представлены гипабиссальными конформальными телами зонального строения, сложенными пироксенитами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами с резко подчиненными более поздними карбонатитами. С Жерла вулканических конусов сложены преимущественно карбонатитами различного состава. Современные вулканы сопровождаются излиянием карбонатных лав (натрово-карбонатные лавы Олдоиньо-Ленгаи в Танзании). Устанавливается отчетливая возрастная миграция вулканов Африки заключающаяся в том, что с юго-запада на северо-восток появляются все более молодые постройки [147]. Сходную последовательность развития щелочного магматизма отмечают А.А.Кухаренко и др. [90] на территории Фенноскандии. С запада на восток, по мере удаления от зоны норвежских каледонид, возраст ультраосновных, щелочных и карбонатитовых комплексов уменьшается. Так, возраст пород массива Фен в Норвегии оценивается в 565-590 млн лет, Ально в Швеции - 560, Ковдорского и Vuориярвинского - 500-600, Африкандского, Лесной и Озерной варак, Салмагорского - 375-376 и Турьинского - 355-360 млн лет. Устанавливается, таким образом, возрастная миграция тектонических деформаций от кембрия близки орогена до среднего девона в наиболее удаленных от него участках.

Особенностью массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов является независимость их состава от характера вмещающих пород. Располагаются ли они в гнейсах (Ковдорский массив на Кольском полуострове), карбонатных породах (Одихинча на севере Сибирской платформы) или песчаниках (Турьинский на Кольском полуострове и Кондер на Алдане), состав и характер интрузий практически не меняются. Это подтверждает выводы Ю.М.Шейнмана [129], что загрязнение родоначальной магмы посторонним веществом было малосущественным.

Размеры массивов небольшие, до 50-100 км². Исключением является Гулинский массив, площадь которого составляет около 600 км², а с учетом погребенных под мезо-кайнозойскими отложениями частей - около 2000 км².

Внедрение интрузий сопровождается интенсивным проявлением щелочного метасоматоза, в результате которого вокруг массивов возникают мощные зоны (до нескольких километров) в той или иной степени переработанных вмещающих пород, объединяемых под общим названием "фениты".

Строение ореола фенитов, как установлено А.С.Сергеевым [111], характеризуется определенной зональностью, обусловленной постепенной сменой минеральных ассоциаций в процессе переработки гнейсов. В слабоизмененных гнейсах, сохранивших присущие им структурно-текстурные особенности, заметно лишь уменьшение основности плагиоклаза. При приближении к контакту щелочных пород биотит гнейсов замещается амфиболом (часто представленным арфведсонитом), еще ближе к контакту исчезает кварц, появляется пироксен, по составу варьирующий от эггрина до эггрин-диопсида. Вблизи массива развиты собственно фениты (сиениты), состоящие из эггрина и калиевого полевого шпата. Им свойственны массивные или полосчатые (из-за неравномерного распределения пироксена) текстуры. Второстепенные минералы в них - бурый флого-

пит, апатит, сфен, магнетит, сульфиды. Непосредственно на контакте с щелочными породами в фенитах появляется нефелин или канкринит. Количественные соотношения между эгирином-диопсидом, полевым шпатом и нефелином могут быть самыми разнообразными, вследствие чего порода может быть названа полевошпатовым пироксенитом, твейтозитом, сиенитом, цуласкином, нефелиновым сиенитом и т.п. Общая тенденция метасоматоза сводится к постепенному сближению составов фенитов и щелочных пород внешних частей массива. По этой причине контакты якуширангитов и ийолит-уртитов с фенитами не всегда надежно устанавливаются. В приконтактных зонах возможны и палингенные фениты.

Расчеты показывают, что фенитизация идет в условиях привноса K , Na , Al , Ca , Mg , Fe , Ti , P и выноса преимущественно кремния. Объемы перемещения вещества грандиозны. Принято считать, что фениты образовывались под действием растворов, связанных с интрузией мельтейгит-ийолитовых пород. Однако часть фенитов, несомненно, связана с формированием карбонатитов. Об этом, например, свидетельствует мощный ореол фенитов вокруг карбонатитового массива Сокли, в составе которого как на современном эрозионном срезе, так и на изученной глубине до 300–500 м интрузии щелочных пород не обнаружены. Отчетливая связь фенитов с карбонатитами установлена Т.Бартом и И.Рамбергом [67] на массивах Фен в Норвегии и Ально в Швеции.

Характерной особенностью массивов является их кольцевая конфокальная форма (серия крутонаклонных конических интрузий). Протяженность массивов на глубину проблематична. По данным И.Г.Клушина [67], она достигает 10 км и более. А.А.Кухаренко и др. [90], А.А.Фролов [127] отмечают, что штокообразные овальные в плане массивы с глубиной сменяются линейно-вытянутыми грешинными телами.

Отмечается одинаковая последовательность в образовании различных комплексов пород. Наиболее ранними являются ультраосновные породы, затем следуют щелочные и, наконец, карбонатиты и их производные.

К настоящему времени собран обильный фактический материал, уточняющий природу сложных комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, их взаимообусловленность, связь и место в ряду других геологических образований. В частности, становится общепризнанной точка зрения о генетической и пространственной связи в массивах ультраосновных, щелочных и карбонатитовых серий пород. Свидетельством их комагматичности является повсеместная их пространственная сопряженность, строго закономерная смена различных серий пород и независимость их состава от возраста, местоположения и состава вмещающих пород, общность их петрохимических признаков (резкая недосыщенность SiO_2 , обогащение Fe и Ti , однотипный набор элементов-примесей: Nb , Ta , TR , Zr , Sr). Петрохимические пересчеты составов ультраосновных и щелочных пород различных массивов [59, 127] указывают на принадлежность их к единому генетическому ряду.

Общепризнано, что родоначальная магма выплавлялась из верхней мантии. Анализ геологических данных и учет экспериментальных исследований Г.Йодера и К.Тилли, Д.Х.Грина и А.З.Рингвуда позволяют А.А.Кухаренко и др. предполагать возможность образования такой магмы из эклогитов и гранатовых перидотитов на глубине порядка 100 км [59].

Весьма интересные результаты получены А.А.Кухаренко, А.Г.Булахом, Г.А.Ильинским, Н.Ф.Шинкаревым и М.П.Орловой [90] при изучении металлогении щелочных формаций восточной части Балтийского щита. ими установлено закономерное изменение характера щелочного магматизма Балтийского щита, контролируемого сквозьструктурными глубинными разломами, заложенными еще в начале протерозоя и неоднократно подновлявшийся в эпохи карельского, каледонского и герцинского орогенеза. Прогрессирующая стабилизация складчатого фундамента щита, переход его к платформенному режиму развития приводили ко все более возрастающей консолидации подкоровых горизонтов, возникновению все более глубоких разломов и выводу по ним глубинных мантийных магм. Следствием различий в составе глубинного субстрата и в режиме генераций из него мантийных магм послужило появление вначале карельской щелочно-габброидной, затем каледонской щелочно-ультраосновной с карбонатитами и, наконец, герцинской нефелин-сиенитовой формаций.

Таким образом, оливин-базальтовые магмы карельской формации зарождались в самых верхних, еще слабо стабилизированных горизонтах мантии. Щелочно-ультраосновные и нефелин-сиенитовые магмы каледонской и герцинской формаций генерировались в более глубоких горизонтах, причем разница в составе формаций зависит не только от вертикальной миграции магматических очагов, но и от режима процессов. При быстром спаде давлений за счет пород типа пиролитов (широповых перидотитов) возникает щелочно-ультраосновные магмы; при медленном плавлении и особенно в условиях повышенного давления могут генерироваться существенно щелочные расплавы.

Примерно этих же взглядов придерживается и В.П.Петров [99], объясняя появление щелочно-ультраосновных магм реакционным взаимоотношением богатой щелочами карбонатитовой магмы и ультраосновных пород.

По мнению других исследователей, родоначальная магма, будучи продуктом выплавления вещества верхней мантии, по составу соответствовала базальту и в дальнейшей эволюции испытала ошелачивание, которое Л.С.Егоров и Т.Л.Гольдбурт связывают с явлениями дифференциации [38, 48], Г.Г.Мсор — с процессами ассимиляции боковых пород [92], а Л.С.Бородин — с воздействием более поздних щелочных эманаций [19]. Ю.М.Шейнманн [129], А.А.Кухаренко, М.П.Орлова и др. [59], А.Г.Лабин [51], В.П.Петров [99] и др. отмечают пространственную связь щелочно-ультраосновных комплексов с кимберлитами, морфологическое их сходство, близость химического состава, однотипность породообразующих силикатов (маложелезистые оливины, флогопиты, высококальциевые пироксены) и некоторых аксессуарных минералов. Все это, а также наличие переходных в петрографическом отношении типов пород (меллитовые базальты, альеиты и др.) позволяет им рассматривать те и другие в качестве субформаций единой магматической формации.

Многие принципиальные проблемы природы сложных комплексов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов еще не находят однозначного решения. Некоторые исследователи в термин "карбонатиты" вкладывают гораздо более широкое содержание. К ним начинают относить не только эндогенные карбонатные породы, парагенетически связанные с ультраосновными и щелочными интрузивами, но и различные гидротермальные породы, связанные с граносиенитами, сиенитами, кимберлитами и другими магматическими образованиями. Все это обус-

ловливает различный подход к генетической классификации карбонатов. Одни исследователи (Л.С.Бородин, А.А.Кухаренко) за основу классификации принимают формационную принадлежность карбонатов, структурно-тектонические условия формирования и геохимическую специализацию; другие — либо только структурно-тектонические условия формирования (Ю.М.Шейнманн), либо комбинацию их с различными другими признаками.

Л.С.Бородин выделяет четыре группы карбонатов, генетически связанных: а) с щелочно-ультраосновными породами и нефелиновыми сиенитами, б) с щелчными габброидами и нефелиновыми сиенитами, в) с нефелиновыми и фельдшпатовидными сиенитами, г) с щелчными сиенитами и граносиенитами.

А.А.Кухаренко [78] различает две формации карбонатов: платформ и древних щитов и областей завершенной складчатости, приуроченных к платформам. В первой формации карбонаты появляются в качестве поздних членов в двух субформациях: кимберлитовой (особенно при наличии в кимберлитовых полях пород даек альнеитового состава) и щелочно-ультраосновной (включающей оливиниты, пироксениты, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые и канкринитовые сиениты и разнообразные по составу мегасоматиты). А.А.Кухаренко отмечает геохимическую близость карбонатов обеих субформаций, однотипность минеральной формы концентрации редких и редкоземельных элементов.

Карбонаты областей завершенной складчатости также разделяются на две субформации: нефелин-сиенит-перидотито-габбровую, характерную для конечных этапов консолидации платформ, и пироксенит-шонкинит (эссексит)-сиенитовую (с подчиненными ийолит-мельтейгитами), характерную для приуроченных к платформам складчатых зон. Карбонаты первой субформации не типичны, они появляются спорадически и отличаются циркониево-ниобиевой минерализацией. Для второй субформации карбонаты типичны, в геохимической их специализации ведущую роль играют редкие земли при заметном участии Nb, Ta, Ba, Sr и Y.

В.Фервуд [165] выделяет три группы карбонатов: а) связанные исключительно с эффузивными породами (туфы, туфобрекчии и пещовые образования центральноафриканских вулканов); б) карбонаты в комплексах как эффузивных, так и интрузивных пород (Напак и Мбея в Африке, Кейзерштуль в Западной Германии, Магнет-Ков в США); в) карбонаты в ассоциации исключительно с интрузивными породами (Лулекоп в ЮАР, Фен в Норвегии, Якупиранга в Бразилии, Ока в Канаде и др.).

В каждой из групп провинций А.А.Фролов [126,127] выделяет:

1. Массивы, не вскрытые эрозией, фиксируемые жильными проявлениями анкерит-доломитовых карбонатов, дайками и трубками щелчных (сиенит-порфиры) и ультраосновных пород (пикритовые порфириты, альнеиты и их брекчии), широкими явлениями карбонатизации, флюоритизации и альбитизации вмещающих пород вдоль крупных зон разломов. Наличие таких массивов предполагается практически во всех известных ныне провинциях ультраосновных, щелчных пород и карбонатов.

2. Практически незеродированные массивы, сохраняющие элементы вулканического аппарата. Они развиты главным образом в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны.

3. Малоэродированные массивы с резким преобладанием карбонатитов и сиенитов над другими породами и широким развитием порфиroidных и дайковых фаций пород, наличием останцов вмещающих пород кровли. К ним можно отнести некоторые массивы Сибири (Средняя Зима, Поворотный), Бразилии и Африки.

4. Среднеэродированные массивы, в геологическом строении которых помимо карбонатитов и щелочных пород существенное участие принимают ультраосновные породы. К ним можно отнести многие массивы Маймеча-Котуйской (Маган, Ессей), Карело-Кольской (Ковдорский, Себляврский, Вуориярвинский) и других провинций мира.

5. Глубокоэродированные массивы, сложенные преимущественно гипербазитами с подчиненным развитием щелочных пород и редкими жилами карбонатитов (Африканский, Лесная варака, Шава).

На основе сопоставления массивов с различным эрозионным срезом советские геологи (А.А.Кухаренко, Л.С.Бородин, А.И.Гинзбург, Л.К.Пожарицкая, Е.М.Эпштейн, А.А.Фролов и др.) приходят к важному выводу о вертикальной зональности собственно карбонатитовых тел в массивах. Карбонатиты в наиболее глубоко эродированных массивах представлены кальцитовыми разностями. По мере повышения уровня эрозионного среза в составе карбонатитов начинают преобладать доломитовые, затем анкеритовые и, наконец, анкерит-сидеритовые разности.

Указанное разделение массивов в известной мере носит условный характер. Почти в каждой провинции можно найти массивы, отнести которые к той или другой группе затруднительно. Не совсем отчетливы еще и принципы классификации массивов. Неясно, что должно быть ведущим классификационным признаком: планетарная структурно-генетическая позиция массива, локальные геолого-тектонические условия их формирования, особенности геологического строения или их металлогенетическая специализация? Удачно отразить все эти факторы, важные для поисков массивов и месторождений в них, не просто.

Одной из наиболее спорных вот уже многие годы является проблема генезиса карбонатитов. Здесь нет необходимости подробно ее освещать. Она достаточно полно рассмотрена в работах Л.С.Бородина [19], А.И.Гинзбурга и др. [28-30], А.А.Кухаренко и др. [59, 78, 90], Л.К.Пожарицкой [102], Л.К.Пожарицкой и В.С.Самойлова [101], В.И.Смирнова [113], В.Н.Котляра [74], В.П.Петрова [99], Н.Т.Пекора [157], В.К.Смита [162], П.Дж.Уилли [61] и др.

Следует лишь вкратце напомнить, что еще до недавнего времени среди большинства геологов господствовали представления о гидротермальном, пневматолитовом или осадочном генезисе карбонатитов. Гипотеза Бреггера о магматическом генезисе карбонатитов района Фен в Норвегии, обоснованная в 1921 г., вызывала недоверие главным образом потому, что экспериментальные данные свидетельствовали о высокой температуре плавления кальция (1340°C), а полевые наблюдения приводили к выводу о низких температурах формирования карбонатитов (не выше 600-700°C).

В настоящее время признанием пользуются лишь две гипотезы: гидротермального (метасоматического) и магматического генезиса карбонатитов. Важно отметить, что гидротермальные растворы, согласно первой гипотезе, и карбонатитовые расплавы, согласно второй, все исследователи единодушно считают конечными дифференциатами единой щелочно-ультраосновной магмы.

Принципиальная возможность существования кальцитовых расплавов при относительно низкой температуре (порядка 600–700°C) доказана экспериментальными исследованиями. П.Дж.Уилли [61] показал несмешимость силикатной и карбонатной магмы, возможность отделения карбонатитовых расплавов и флюидов от материнской щелочно-перидотитовой магмы, постепенные переходы от карбонатитовой магмы к "карботермальным" растворам. Существенным доводом в пользу магматической природы карбонатитов служат современные лавовые извержения содовых карбонатитов вулкана Олдоиньо-Ленгаи в северной Танзании. Правда, состав лавы необычен и резко отличается от всех известных карбонатитов крайне высоким содержанием щелочей, фтора, хлора и сульфатной серы, низким содержанием кальция и магния. По данным Дж.Б.Даусона [61], температура лавы вряд ли превышает 500°C. Пузырчатые лавы сложены гидратированным карбонатом натрия и столбчатыми призматическими кристаллами нового, еще не получившего названия, натрово-кальциево-калиевого карбоната.

О.Кнорринг и К.дю Буа [148] описали свежие кальцитовые лавы вулкана Калианго-возле района Форт-Портал в западной Уганде, близкие по составу многим известным карбонатитам. Основная масса пузырчатых светло-серых лав содержит мелкую вкрапленность магнетита, биотита и миндалины, выполненные кальцитом и цеолитом. Обнаружены также зерна пироксена, оливина, апатита, перовскита и пирита. Химический состав лав приводится в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав карбонатитовых лав (вес.%)

| Компоненты | Содовые лавы Олдоиньо-Ленгаи, Танзания (Дж.Б.Даусон [61]) | | Кальцитовые лавы Калианго, Форт-Портал, Уганда (О.Кнорринг, К. дю Буа [148]) | |
|--------------------------------|-----------------------------------------------------------|--------|------------------------------------------------------------------------------|--------|
| | обр. 1 | обр. 2 | обр. 1 | обр. 2 |
| SiO ₂ | 1,18 | 1,12 | 12,99 | 13,81 |
| TiO ₂ | - | - | 1,74 | 1,96 |
| Al ₂ O ₃ | 1,64 | 1,70 | 3,03 | 3,20 |
| Fe ₂ O ₃ | | | 7,93 | 4,33 |
| FeO | - | - | 4,44 | |
| MgO | 1,43 | 2,35 | 8,55 | 8,65 |
| CaO | 19,09 | 17,52 | 35,97 | 35,42 |
| BaO | 1,05 | 1,02 | 0,25 | 0,20 |
| SrO | 0,89 | 0,85 | 0,63 | 0,60 |
| Na ₂ O | 29,0 | 30,0 | 0,73 | 1,03 |
| K ₂ O | 6,90 | 7,50 | 0,20 | 0,17 |
| H ₂ O ⁺ | | | 3,45 | 3,76 |
| H ₂ O ⁻ | 1,81 | 1,91 | 1,65 | 2,89 |
| P ₂ O ₅ | - | - | 3,32 | 3,57 |
| CO ₂ | 31,98 | 30,73 | 14,79 | 11,27 |
| Cl | 2,07 | 3,03 | - | - |
| SO ₃ | 2,79 | 2,88 | - | - |
| S | 0,03 | 0,13 | 0,35 | 0,40 |
| F | - | - | 0,3 | 0,3 |
| Сумма ... | 99,91 | 100,74 | 100,62 | 100,05 |

Магматическая гипотеза происхождения карбонатитов, которую разделяют сегодня почти все зарубежные геологи и в той или иной форме многие советские геологи, лучшим образом объясняет крупные размеры и однородность состава карбонатитовых тел, отсутствие в них всяких следов метасоматической зональности, независимость их состава от вмещающих пород, резкие секущие контакты, наличие в карбонатитах ксенолитов вмещающих пород, наличие даек карбонатитов с зонами закалки, порфировыми структурами и трахитоидно-флюидальными текстурами, однородность и выдержанный состав в условиях пересечения разнообразных пород, появление кальцита, имевшего все признаки первичного минерала, в заведомо интрузивных щелочных породах.

Обсуждая проблему существования карбонатитовых расплавов, многие исследователи обращают внимание на их большую подвижность, активность, богатство летучими, чрезвычайно низкую вязкость, сравнимую с вязкостью водных растворов. Все это позволяет справедливо ставить вопрос: не правильнее ли такие системы называть не магмой, а гидротермальным раствором [30] и в максимальной степени сблизить противоборствующие гипотезы?

Геологические наблюдения в ряде случаев свидетельствуют о бесспорно метасоматической природе карбонатитов. Так, наряду с крупными штоками и дайкообразными телами, имеющими резкие контакты с вмещающими породами и однородный состав, во многих массивах наблюдаются неправильные зоны в различной степени карбонатизированных силикатных пород. Можно наблюдать все стадии такой карбонатизации: от образования отдельных гнезд и жилок до почти мономинеральных кальцитовых карбонатитов с редкими реликтами силикатных пород. Эти жилы и зоны обладают определенной метасоматической зональностью. Так, кальцитовые жилы в щелочных породах окаймляются зонами слюдита, в пироксенитах — тремолита, реже форстерита и тремолита.

Геолого-петрологические исследования, проведенные особенно глубоко и всесторонне советскими геологами на разнообразных карбонатитовых массивах, убедительно показывают, что формирование карбонатитов — процесс сложный, длительный, многостадийный, идущий в широком интервале давлений и температур (600–100°C) и при различном фазовом состоянии минералообразующей среды. На первых стадиях формируются высокотемпературные преимущественно кальцитовые карбонатиты с апатитом, магнетитом и пирохлором, на заключительных стадиях — низкотемпературные доломитовые, анкеритовые, анкерит-сидеритовые явно гидротермальные карбонатиты с баритом и редкоземельными карбонатами (паризит, анкилит, бастнезит). Нижний температурный предел формирования карбонатитов определяется появлением на поздних стадиях таких минералов, как гексагональная модификация пирротина, марказит, клейофан, гидрохлориты и некоторые другие минералы, неустойчивые при температурах 100–200°C.

Таким образом, сомнений в существовании гидротермальных, в том числе и метасоматических, карбонатитов в настоящее время у советских геологов нет. Спорен обычно генезис ранних высокотемпературных кальцитовых карбонатитов, особенно в случае образования ими крупных штокообразных тел и кольцевых даек с резкими контактами, однородным и независимым составом, явлениями течения, захвата и перемещения обломков вмещающих пород и т.д. Ниже этот вопрос будет рассмотрен подробнее с привлечением фактического матери-

ала по наиболее изученным массивам. Здесь же достаточно отметить, что георетические и экспериментальные данные свидетельствуют скорее всего о возможности как магматического, так и гидротермального образования карбонатитов. Видимо, в природной обстановке оба эти способа сопряжены и обусловлены необычно широким диапазоном глубины, температуры, давления и других факторов формирования карбонатитов. Наиболее высокотемпературные карбонатиты формировались преимущественно из магматических расплавов, которые по достижении определенного уровня эволюционировали в газовой-жидкую систему. Соотношение магматических и гидротермальных процессов карбонатитообразования было, очевидно, различным в зависимости от уровня и структурной обстановки формирования массивов, проницаемости вмещающих и перекрывающих пород.

2. Промышленное значение карбонатитовых месторождений

К настоящему времени в карбонатитовых массивах всего мира обнаружено около 80 месторождений, многие из которых уникальны по масштабам и качеству руд. К ним прежде всего относятся месторождения ниобия, флогопита, вермикулита и апатита. Согласно данным де Кюпа [150], в пироклорных карбонатитовых месторождениях сосредоточено 98,5% мировых запасов ниобия. Содержание Nb_2O_5 в карбонатитах эксплуатируемых месторождений составляет не ниже 0,4–0,5%. Запасы руд ниобия оцениваются во многие сотни миллионов тонн. Еще более богатые ниобием руды образуются в коре выветривания карбонатитов. Содержание Nb_2O_5 в таких остаточных рудах достигает 1,34% (Луэш, Заир) и даже 3,0–4,3% (Аракса и Ташира, Бразилия), а запасы – сотни тысяч и миллионы тонн. Характеристика наиболее крупных и лучше всего изученных мировых месторождений приведена в табл. 2.

С формацией ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов связано (по нашей оценке) не менее 90% мировых запасов флогопита и вермикулита. Достаточно отметить, что только Ковдорское флогопитовое месторождение в СССР по запасам в 4–5 раз превышает вместе взятые месторождения Алданской, Канадской и Мадагаскарской флогопитоносных провинций, где еще 10 лет назад была сосредоточена вся мировая добыча этого минерала. Уникальны по запасам и качеству и вермикулитовые руды, приуроченные к коре выветривания флогопитоносных пород рассматриваемых массивов. Запасы вермикулита на отдельных месторождениях достигают многих десятков и даже сотен миллионов тонн, а среднее его содержание – до 30–40% (Либи в США, Палабора в ЮАР и Ковдорское в СССР). Следует отметить, что вся мировая добыча вермикулита (около 500 тыс. т в год) сосредоточена на месторождениях этого типа.

Существенное промышленное значение приобретают гипогенные апатит-магнетитовые, апатитовые и гипергенные апатит-франколитовые месторождения. Наибольший практический интерес представляют комплексные апатит-магнетитовые руды. Содержание магнетита в них колеблется в пределах 30–50%, апатита – 15–30%. Апатитовые руды представлены двумя типами: апатит-силикатными (apatит-форстеритовыми, апатит-флогопитовыми, апатит-пироксеновыми) и апатит-кальцитовыми (apatитоносными карбонатитами). Апатит-силикатные

Мировые месторождения ниобия

| Месторождение, штат, страна | Генезис | Содержание Nb ₂ O ₅ в руде, % |
|----------------------------------|----------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| Айрон-Хилл, Колорадо, США | Гипогенное, в карбонатитах | 0,25 |
| Ока, Квебек, Канада | То же | 0,36 |
| Оз. Ниписсинг, Онтарио, Канада | " " | 0,53 |
| Оз. Лакнер, Онтарио, Канада | " " | 0,26 |
| Оз. Немегосенда, Онтарио, Канада | " " | 0,50 |
| Фен, Норвегия | " " | 0,50 |
| Кайзерштуль, ФРГ | " " | 0,33 |
| Мбея, Юго-Зап. Танзания | " " | 0,40 |
| О-в Чилва, Юж. Малави | " " | 1,00 |
| Аракса, Бразилия | Гипергенное, остаточное в карбонатитах | 3,00 |
| Тапира, Бразилия | То же | 4,30 |
| Луэш, Киву, Киншаса* | " " | 1,34 |
| Сукулу, Вост. Уганда** | " " | 0,20 |
| Мрима, Кения | " " | 0,70 |

* Имеются перспективы прироста запасов за счет выветрелых слюдистых пород (содержание Nb₂O₅ 0,86%) и карбонатитов (содержание Nb₂O₅ 0,55%).

** Руды комплексные. Кроме ниобия содержат P₂O₅ - 13% и Fe - 17%. Общие запасы руды - 200 млн т.

руды по качеству относятся обычно к средним (содержание P₂O₅ от 6-7 до 8-12 %), апатит-кальцитовые - к бедным (содержание P₂O₅ от 3-4 до 5-6 %). Запасы каждого типа руд составляют на отдельных месторождениях от нескольких сотен миллионов до первых миллиардов тонн. По запасам фосфора месторождения этого типа не уступают знаменитым Хибинским месторождениям.

На массиве Дорова (южная Родезия) выявлены крупные запасы апатитизированных фенитов с содержанием P₂O₅ более 8 %. Как видно, апатитовые руды характеризуются большим разнообразием.

Пока промышленностью освоены только апатит-силикатные руды, для которых установлены хорошая обогатимость (извлечение апатита 70-85 %) и высокое качество апатитовых концентратов (содержание P₂O₅ 34-38 %).

Апатит-кальцитовые руды вызывают интерес прежде всего в таких районах, где имеется потребность в известковом сырье. Как отмечает Ж.С. Мельшер [89], опыт работы обогатительной фабрики на месторождении Якупиранга в Бразилии показывает, что эти руды могут успешно использоваться как для производства апатитового концентрата с содержанием P₂O₅ 38 %, так и для получения высокосортового кальцитового концентрата, пригодного для производства портландцемента и вяжущих строительных материалов.

Большое промышленное значение приобретают гипергенные месторождения апатитовых и апатит-франколитовых руд, которые формируются в коре выветри-

вания разнообразных кальцит-апатит-магнетитовых руд и карбонатов и отличаются высоким качеством (содержание P_2O_5 от 10-12 до 35 %) и сравнительно крупными запасами (до 200-300 млн т). Широкая вариация состава исходных пород и различная интенсивность выветривания обуславливают качественное разнообразие руд этого типа. В низах коры выветривания формируются рудные продукты, обогащенные остаточным апатитом (Восточный Саян в СССР), в более верхних горизонтах образуются остаточно-инфильтрационные твердые апатит-франколитовые руды (Сокли в Финляндии, Ковдорский массив в СССР).

Вместе с фосфатом в коре выветривания накапливаются вермикулит, магнетит, пирохлор, редкие земли, марганец, барит, флюорит, циркон, бадделейт, рутил, брукит, анатаз и лейкоксен, в связи с чем многие месторождения приобретают комплексный характер. Так, остаточные руды Ковдорского месторождения с запасами около 40 млн т кроме фосфатов содержат до 20 % вермикулита, месторождения Луш (Заир) с запасами 30 млн т - 1,34 % Nb_2O_5 , месторождения Сукулу (Вост. Уганда) с запасами 200 млн т - 25 % магнетита и 0,25 % Nb_2O_5 , месторождения Сокли (Финляндия) с запасами около 100 млн т - 10-25 % магнетита, от 0,2 до 0,7 % N_2O_5 , до 2,0-3,0 % суммы редких земель (в форме рабдофанита).

В карбонатах выявлен новый и весьма важный тип месторождений редких земель цериевой группы. Примером может служить уникальное бастнезитовое месторождение Маунтин Пасс (США) с запасами около 100 млн т и средним содержанием бастнезита около 10 %. Карбонаты могут отличаться повышенной сульфидной минерализацией. Из сульфидов обычно преобладают пирротин и пирит, реже - сфалерит. В карбонатах массива Палабора в КАР обнаружено необычайно высокое содержание борнита и халькопирита, что позволило начать промышленное использование их в качестве медных руд. Запасы таких руд здесь оценены в 315 млн т со средним содержанием меди 0,69 %, магнетита - 25 %, P_2O_5 - от 1,5 до 4 % и U_3O_8 - от 48 до 136 г на 1 т. Из медного концентрата предполагается извлекать золото и серебро, содержание которых в 1 т концентрата соответственно составляет 1,77 и 43,4 г.

Интересны титаномagnetитовые и титаномagnetит-перовскитовые месторождения, обнаруженные в ряде массивов Северной Америки, Африки и СССР. Типичным представителем их может служить эксплуатируемое месторождение титаномagnetитовых руд в якуширангитах массива Magnet-Ков (США). Запасы таких месторождений значительны и могут достигать многих сотен миллионов тонн. Руды, как правило, комплексные. Титаномagnetит содержит разнообразные примеси никеля, ванадия, редких металлов (ниобия и тантала). Содержание железа в рудах колеблется от 20 до 35%, двуокиси титана - от 3-4 до 25 %, ниобия - от 0,05 до 0,15 %. На примере Magnet-Ков можно видеть, что в корках выветривания образуются и накапливаются богатые титаном минералы (рутил, брукит, лейкоксен). При обогащении таких руд получают концентраты с содержанием 95 % TiO_2 .

С поздними анкеритовыми и сидеритовыми карбонатами связаны иногда гематитовые (Фен в Норвегии) и сидеритовые (Калкфелд в Юго-Западной Африке) месторождения железа.

Г л а в а II. КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ
ФОРМАЦИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
И КАРБОНАТИТОВ

1. Геологическое строение

В Карело-Кольском регионе известно 17 массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, приуроченных к региональным долгоживущим разломам (рис. 2). Массивы обычно располагаются на пересечении двух либо более разломов, что, видимо, и объясняет их штоко- или воронкообразную форму и овальные очертания в плане. Так, например, Ковдорский массив залегает на пересечении трех разломов: субмеридионального, совпадающего с осевой частью дисгармоничной антиклинальной складки, северо-западного межпластового типа и северо-восточного.

Размеры их обычно невелики. Ковдорский массив на современном эрозионном срезе имеет площадь 42 км², Турьинский - 43 км². Самые мелкие массивы имеют площадь 0,9 км² (Озерная варака). Площадь остальных колеблется от 10 до 30 км².

Массивы прорывают разнообразные архейские и протерозойские образования Карело-Кольского региона. Ковдорский массив, например, прорывает гнейсы и гнейсо-граниты беломорской серии, Салланлатвинский - протерозойские метадиабазы, Турьинский - гранитоиды умбинского комплекса и протерозойские песчаники.

В формировании массивов четко устанавливаются четыре этапа: гипербазитовый, щелочной (диолит-мельтейгитовый), сиенитовый и карбонатитовый. Соответственно выделяются четыре последовательно образующиеся серии пород: ультраосновные (оливиниты и пироксениты), щелочные (якупирангиты, мельтейгиты и ийолит-уртиты), сиениты (нормальные и нефелиновые) и карбонатиты. Петрохимически породы отличаются резким недосыщением кремнеземом, высоким содержанием щелочей, летучих компонентов, Nb, Ta, Hf, TR, P, Ti, Ba, Sr, являющихся сквозными элементами-примесями во всех сериях пород.

На современном эрозионном срезе отдельных массивов редко представлены породы всех этапов (рис. 3,4). В петрографическом отношении наибольшим разнообразием комплексов пород и фациальных разностей обладают самые крупные массивы - Ковдорский и Турьинский. Обычно же на поверхности преимущественно развиты породы одного либо двух этапов. Массивы, залегающие в нижних структурных ярусах (в архейских комплексах пород), как правило, сложены почти целиком гипербазитами (Африкандский, Лесная варака), и, наконец, массивы с более высоким эрозионным срезом (в протерозойских комплексах пород) сложены щелочными породами и карбонатитами при почти полном отсутствии гипербазитов (Салланлатвинский). Однако помимо эрозионного среза на строение

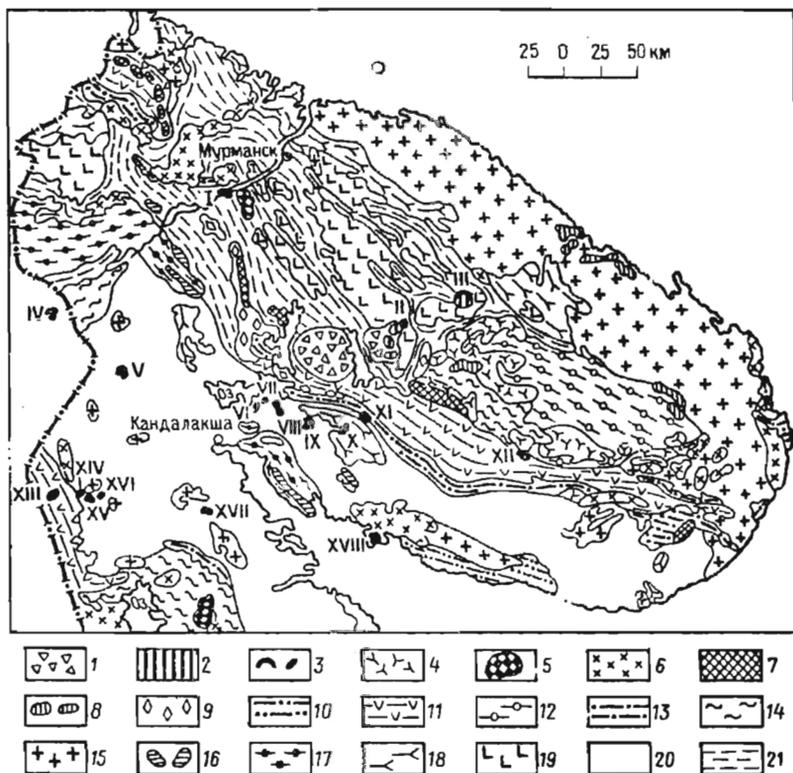


Рис.2. Схема распределения палеозойских массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в Карело-Кольском регионе (на геологической основе Л.Я.Харитоновой, Л.Н.Потрубович и Л.Н.Моранти, 1958 г.).

Палеозой: 1 - нефелиновые сиениты; 2 - осадочные и вулканогенные породы ловозерской свиты; 3 - щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты; 4 - щелочные граниты. Протерозой: 5 - гипербазиты, габбро и щелочные породы Елетьозеро-Гремяха-Вурмес; 6 - микроклиновые граниты, гранодиориты и сиениты верхнего протерозоя (частично более древние); 7 - гипербазиты и габбро-нориты; 8 - габбро-анортозиты, анортозиты и ортоамфиболиты нижнего протерозоя, частично более молодые габбро и габбро-диабазы; 9 - гипербазиты, габбро и габбро-анортозиты; 10 - толща полимиктовых и известковистых песчаников Турьего полуострова и Терского берега; 11 - метадиабазы, спилиты, кератофиры, туффитовые сланцы, филлиты, кварциты и карбонатные породы свиты имандра-варзуга; 12 - кианитовые, ставролит-кианитовые, слюдяные и другие кристаллические сланцы свиты кейв; 13 - сланцеватые амфиболиты, биотит-альбитовые роговообманковые и другие гнейсы и кристаллические сланцы тунадровой свиты. Архей: 14 - мигматиты микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов по гнейсам; 15 - плагиомикроклиновые граниты и гранодиориты; 16 - габбро-нориты, лабрадориты и анортозиты; 17 - основные и кислые гранулиты; 18 - олигоклазовые гнейсо-граниты, гранодиориты и кварцевые диориты; 19 - гиперстенновые диориты и гнейсо-нориты; 20 - гранат-биотитовые, биотитовые, амфиболовые и другие гнейсы беломорской серии; 21 - биотитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы кольской серии. Римские цифры - массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов: I - Себлявский; II - Кургинский; III - Контозерский; IV - Сокл; V - Ковдорский; VI - Африкандский; VII - Озерная варзуга; VIII - Лесная варзуга; IX - Салмагорский; X - Ингозерский; XI - Сейдозерский; XII - Песочный; XIII - Салланлатинский; XIV - Колвикский; XV - Вуориярвинский; XVI - Намаваракский; XVII - Ковдозерский; XVIII - Турьинский.



КАРБОНАТИТОВЫЙ
ЭТАП

- II { 1 2 3 4
- I { 5

ЩЕЛОЧНОЙ ЭТАП

Магматические породы

- III { 6 7
- II { 10 12
- I { 14

Метасоматиты

- 8 9 11 13 15

ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ
ЭТАП

- II { 16
- I { 17

ВМЕЩАЮЩИЕ
ПОРОДЫ

- 18 19 20 21

массива, видимо, оказывают влияние и другие факторы (например, глубина заложения массива, структурная обстановка его формирования, размеры интрузий и т.п.). Все это приводит к тому, что иногда оближенные массивы, имеющие приблизительно один уровень эрозионного среза, характеризуются резко различным геологическим строением. Например, Африканский массив сложен почти целиком гипербазитами, а рядом расположенный массив Озерная варака — щелочными породами. Ковдорский массив, глубина эрозионного среза которого определяется как средняя, имеет наиболее сложное строение. Здесь широко развиты разнообразные комплексы пород и типы руд всех этапов. В то же время на территории Финляндии известен массив Сокли, залегающий вблизи от Ковдорского и в сходных геологических условиях, который целиком сложен карбонатитами. Было бы наивным ожидать отчетливой вертикальной зональности на каждом отдельно взятом массиве. Особенности локальной структурной обстановки скорее всего приводили к частичному либо даже полному пространственному разобщению различных дифференциатов первичной щелочно-ультраосновной магмы, неоднократно возникавших на пути продвижения ее из верхней мантии.

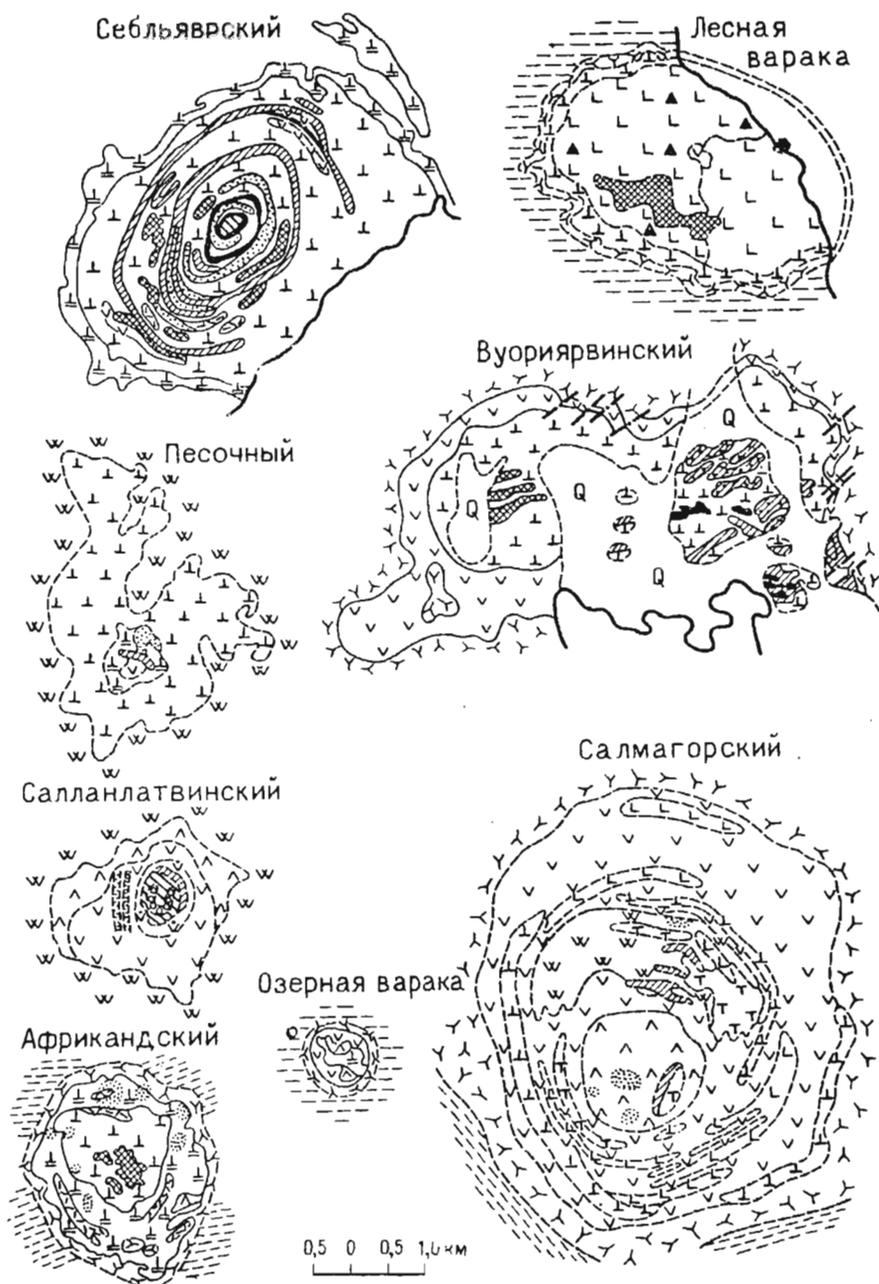
Обращает внимание резкое отличие массивов Карело-Кольского региона от аналогичных с ними по возрасту, территориальному и структурному положению массивов Фен в Норвегии, Ально в Швеции, Сокли в Финляндии. Массивы Скандинавской провинции на современном эрозионном срезе преимущественно сложены поздними кальцитовыми, доломит-кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. С ними связаны крупнейшие ниобиевые месторождения. В массивах Карело-Кольской провинции, очевидно более глубокого заложения, указанные разности пород имеют ничтожное развитие. Здесь на современном эрозионном срезе преобладают гипербазиты, в меньшей мере развиты щелочные породы и ранние кальцитовые карбонатиты. В связи с этим массивы Карело-Кольской провинции характеризуются определенной металлогенической специализацией. Основное значение в них приобретает титановое, железистое, флогопитовое и апатитовое оруденение с отчетливо подчиненной редкометалльной минерализацией. Анализ имеющихся материалов, а также результаты исследований карбонатитовых массивов на территории СССР показывают, что такая же специализация характерна для массивов Кокчетавской, Восточно-Алдакской, Сихота-Алиньской и особенно Маймеча-Котуйской провинций.

Все массивы Карело-Кольского региона в плане имеют концентрически-зональное строение. Выделяются массивы с прямой и обратной зональностью или, в соответствии с терминологией А.А.Полканова, центрипетальной и центрифуг-

Рис.3. Геологическая карта Ковдорского массива.

1 — кальцитовые карбонатиты; 2 — магнетитовые руды: а — апатит-магнетитовые сплошные, б — форстерит-магнетитовые штокверковые; 3 — апатит-форстеритовые руды: а — сплошные, б — штокверковые; 4 — флогопит-диопсид-форстеритовые породы: а — мелко- и среднезернистые, б — гигантозернистые (флогопитовые руды); 5 — эгирин-кальцитовые карбонатиты; 6 — полевошпатовые ийолиты и сенинты; 7 — турьянты; 8 — монтичеллиты: а — обычные, б — рудные; 9 — меллититы; 10 — ийолиты; 11 — фениты: а — обычные, б — апатитизированные; 12 — мелтсейиты; 13 — актинолит-биотитовые породы; 14 — якупирангиты; 15 — слюдиты; 16 — пироксениты; 17 — сивиниты: а — рудные, б — обычные; 18 — метанперидотиты; 19-21 — гнейсы и гнейсо-граниты (19 — князегубской свиты, 20 — чупинской, 21 — лоухской). I-III — стадии образования пород и руд.

гальной структуры. На первых в ядре залегают наиболее молодые образования - карбонатиты, которые к периферии сменяются вначале щелочными породами, а потом наиболее древними - гипербазитами. Типичным примером прямой зональности служит Салланлатвинский массив, в центральной части которого залегают сидеритовые карбонатиты, сменяющиеся к периферии сначала ачкеритовыми, а затем кальцитовыми карбонатитами. Вокруг карбонатитового ядра развита



мощная зона ийолитов, сменяющихся к периферии мельтейгитами. На массивах с обратной зональностью ядро сложено наиболее древними породами – гипербазитами, сменяющимися к периферии все более молодыми образованиями. К подобного рода массивам относится Ковдорский. Соответственно отмечается закономерное пространственное положение того или другого оруденения. Следует иметь в виду, что указанные закономерности в смене пород на плане не всегда выдерживаются. Например, обратная зональность на Себляврском массиве (обусловленная сменой гипербазитов к периферии якуширангитами) нарушается тем, что наиболее молодые образования – карбонатиты прорывают гипербазиты и слагают ядро массива.

Общность структурного контроля приводит иногда к совместной локализации пород резко разновозрастных щелочных формаций. К таким сложным полиформационным образованиям, возникшим при последовательном поступлении в одну и ту же тектоническую зону магм различного состава и возраста, относятся Кургинский и Контозерский массивы. В первом из них, площадью около 30 км², пространственно совмещены протерозойские гипербазиты, каледонские и герцинские щелочные породы. Контозерский массив, площадь которого предположительно равна 60–80 км², относится к релому для условий СССР типу плутоно-вулканических образований.



Рис.4. Схематические геологические планы массивов Карело-Кольской провинции.

1 – четвертичные отложения; 2–4 – карбонатиты (2 – сидеритовые, 3 – анкеритовые, 4 – кальцитсвые); 5 – карбонатизированные и апатитизированные пироксениты; 6 – магнетитовые руды; 7а – апатит-пироксеновые и апатит-флогопитовые породы, 7б – апатитизированные ийолиты; 8 – эгирин-кальцитовые и меллиит-кальцитовые карбонатиты; 9 – турьянты; 10 – ийолиты; 11 – фениты; 12 – мельтейгиты; 13 – якуширангиты; 14 – флогопит-пироксеновые породы и слюдиты; 15 – титаномagnetитовые руды; 16 – пироксениты; 17 – рудные оливиниты; 18 – оливиниты; 19 – метадиабазы; 20 – песчаники; 21 – гранодiorиты; 22 – граниты и граносениты; 23 – гранито-гнейсы; 24 – гнейсы и кристаллические сланцы; 25 – тектонические нарушения.

В его строении, так же как на Гулинском массиве севера Сибирской платформы, принимают участие интрузивные щелочно-ультраосновные породы и сопровождающие их наземные излияния лав приблизительно такого же состава. Здесь намечается ассоциация пород двух тектоно-магматических циклов: каледонского, представленного пироксенитами, мельтейгитами и их эффузивными аналогами (авгититы, меллититовые базальты, меймечиты), и герцинского - нефелиновые и щелочные смениты и эффузивы (мончикиты, шикрит-альеиты и др.). Интрузивные щелочно-ультраосновные породы Контозерского массива образуют лишь незначительные по площади выходы на его периферии. На остальной части они закрыты мощной толщей (до 500 м) осадочно-вулканогенных пород и предполагаются на основе геофизических данных. Образование кальдеры опускания, пока единственной на Кольском полуострове, в которой сохранился от денудации блок осадочно-вулканогенных пород девона и карбона, Л.А.Кириченко [66] связывает с герцинским циклом становления Контозерского массива. Механизм формирования кальдеры опускания, схема строения которой показана на рис.5, он объясняет опустошением магматического очага при излиянии огромного объема лав (свыше 50 км³), падением по этой причине давления в нем и, как

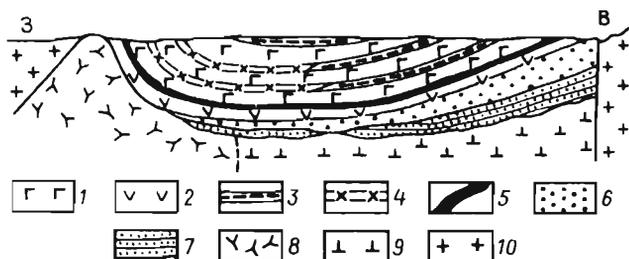


Рис.5. Схема строения Контозерской кальдеры (по Л.А.Кириченко [66]).

1 - меллититовые базальты, меллититы и нефелиниты; 2 - авгититы; 3 - туфы; 4 - доломиты; 5 - алевролиты и аргиллиты; 6 - конгломераты; 7 - аркозовые песчаники; 8 - щелочные породы; 9 - ультраосновные и щелочные породы; 10 - граниты и гнейсо-граниты.

следствие, образованием вертикально падающего кольцевого разлома и оседанием по нему блока пород кровли на глубину свыше 800 м.

Кроме указанных четырех этапов формирования массивов можно выделить еще этап гипергенного изменения пород, играющий важную роль в рудообразовании.

Гипербазитный этап. Оливиниты слагают почти целиком массив Лесная варака, большие площади Ковдорского массива и встречаются в виде ксенолитов в массивах Африкандском, Вуориярвинском, Себляярском и Салмагорском. Выделяются нормальные и рудные оливиниты, являющиеся фаціальными разновидностями. К нормальным оливинитам относят разновидности с гипидиоморфнозернистой структурой, в которых содержание рудных минералов (титаномагнетита и перовскита) не превышает 10%. Рудные оливиниты - вкрапленные, пятнистые, реже полосчатые, с сидеронитовой структурой, содержат от 10 до 50-60% титаномагнетита и перовскита.

В Ковдорском массиве рудные оливиниты образуют зону северо-западного простирания в центре массива длиной около 1,5 км и шириной 200-250 м. С глубиной 150-200 м они сменяются нормальными оливинитами. В северной и северо-западных частях массива выявлены крупные тела апооливинитовых рудных

метасоматитов (монтичеллитовые породы). Площади их распространения и качественная характеристика неизвестны. Общие запасы рудных оливинитов оцениваются в сотни миллионов тонн. Наибольшее развитие рудные оливиниты имеют в массиве Лесная варака. Запасы их здесь оцениваются во многие сотни миллионов тонн.

Пироксениты широко развиты в массивах Ковдорском, Вуориярвинском, Себляврском, Африкандском, Турьинском. Среди них также выделяются две разновидности: нормальные и рудные магнетит-перовскитовые пироксениты. Последние широко развиты в Африкандском, Себляврском и меньше в Вуориярвинском массивах. В рудных пироксенитах (рудах) содержание магнетита с перовскитом колеблется от 10 до 80-90 %. Выделяются сплошные, полосчатые и вкрапленные руды. Состав руд сложный и переменный. В одних из них преобладает титаномагнетит, в других - ильменит-магнетит, в третьих - перовскит. Соответственно отношение железа к титану колеблется от 4/3 до 3/4.

В настоящее время нет единого мнения о генезисе пироксенитов. Наиболее популярны представления А.А.Кухаренко [59,90], согласно которым пироксениты являются самостоятельной интрузией, активно воздействующей на ранее образованные оливиниты, в результате магматического замещения которых формируются пироксенизированные оливиниты. Б.В.Афанасьев считает пироксениты Ковдорского и Турьинского массивов метасоматитами, образованными по оливинитам при внедрении щелочных магм.

Щелочной (мельтейгит-ийолитовый) этап. Якупирангиты образуют крупные полукольцевые или кольцевые интрузии на периферии Ковдорского, Себляврского, Африкандского и Песочного массивов. Это мелко- и крупнозернистые, массивные, часто с директивной текстурой породы, состоящие из пироксена (70-85 %), нефелина (до 10 %), титаномагнетита (до 10 %). Второстепенные - перовскит, сфен, шорломит, апатит, флогопит.

При внедрении якупирангитовой интрузии по гипербазитам образуются слюдчано-пироксеновые и слудитовые метасоматиты. Крупные тела мелкочешуйчатых слудитов с обильным титаномагнетитом встречены в Ковдорском массиве. Жило- и линзообразные тела крупнопластинчатого промышленного флогопита (месторождения I генетического типа) вскрыты в Вуориярвинском, Африкандском и (особенно крупные и многочисленные) Себляврском массивах. Для флогопита этого типа характерны пространственная приуроченность к контактам якупирангитов с гипербазитами, парагенезис с агирин-диопсид-авгитом, титаномагнетитом, перовскитом, высокая железистость (коэффициент железистости 17-27 %), повышенное содержание TiO_2 (от 1,66 до 2,59 %).

Щелочные породы уртит-ийолит-мельтейгитовой серии широко развиты почти во всех массивах. Они образуют либо кольцевые зоны на периферии массивов (Ковдорский, Вуориярвинский, Салланлатвинский), либо штокообразные тела среди ультрабазитов (Песочный), либо почти целиком слагают массивы (Озерная варака и Салмагорский). Широко развиты дайки мельтейгитов и ийолитов, секущие все ранее образованные породы, включая слудиты и флогопитовые залежи I генетического типа. Это массивные, реже полосчатые породы с постепенными переходами от существенно меланократовых (мельтейгиты) к лейкократовым (ийолит-уртиты). Кроме пироксена и нефелина, на долю кото-

рых приходится свыше 90 % всего состава породы, они содержат апатит (от 1-2 до 10-12 %), сфен, перовскит, шорломит. Повышенное содержание апатита отмечается в Салмагорском и Песочном массивах. С внедрением щелочных пород связывается образование фенитов, слагающих внешний ореол массивов мощностью до 1-2 км.

Турьяиты являются фациальной разновидностью ийолит-мельтейгитов и имеют с ними постепенные переходы. Они широко развиты только в Ковдорском и Турьяинском массивах. Небольшие их тела встречены в Салмагорском массиве. В пользу магматического генезиса турьяитов свидетельствуют резкие секущие их контакты с другими породами, однородность минерального состава, структуры, текстуры, равновесность основных минералов (мелилита, нефелина, флогопита, пироксена), наличие многочисленных даек нередко с характерной порфиroidной структурой. Это средне- и крупнозернистые массивные однородные породы, состоящие в основном из трех минералов: нефелина, мелилита и пироксена. В Ковдорском массиве оконтурены крупные тела флогопитовых турьяитов. Так же как и для щелочных пород, для них характерны аксессуарные перовскит, шорломит, апатит, магнетит. С внедрением турьяитов связано образование апооливинитовых метасоматитов - монтичеллититов и мелилититов. Для них характерны непостоянный состав, обилие реликтов гипербазитов.

Сиенитовый этап. Представлен преимущественно дайками различного состава, структуры, текстуры, возраста. Преобладают полевошпатовые ийолиты, нефелиновые сиениты, ювиты.

Вблизи Ковдорского массива Н.А. Волотовской [24] описан так называемый "Малый Ковдорский массив", сложенный трахитоидными ийолитами и нефелиновыми сиенитами. Сиениты слагают здесь площадь 200x500 м. Длина наиболее крупных даек превышает 2 км, а мощность достигает 150-180 м. Эти дайки отмечаются среди гипербазитов, щелочных пород (ийолитов, турьяитов и др.) и метасоматитов магматических стадий, пересекают дайки ранних ийолитов, мельтейгитов, ийолит-уртитов, прорывают все разновидности скарноподобных и флогопитовых пород. Мелкие рвущие дайки наблюдаются среди эгирин-кальцитовых карбонатитов, форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд. В кальцит-магнетитовых рудах и кальцитовых карбонатитах они встречаются в качестве реликтов. Таким образом, по времени формирования эти дайки следует относить к внутрикарбонатитовым. Главными минералами являются нефелин, эгирин, калиевый шпат; второстепенными - альбит, флогопит; аксессуарными - сфен, апатит, магнетит, сульфиды. Очень редко обнаруживается эциалит. Вторичные минералы представлены канкринитом, цеолитом, карбонатами. Содержание нефелина и калиевого полевого шпата варьирует в весьма широких пределах. Соответственно по составу эти породы могут отвечать ийолитам, малинитам, ювитам, нефелиновым сиенитам.

Особенно обильны дайки в Турьяинском массиве. Б.В. Афанасьев выделяет здесь четыре разновозрастные группы даек сиенитового этапа (от древних к молодым): гранатовые ийолиты, ювиты и нефелиновые сиениты, оливиновые мельтейгит-порфиры и нефелиниты. В Ковдорском массиве известны три возрастные группы даек: полевошпатовые ийолиты, ювиты и нефелиновые сиениты, нефелиниты.

Дайки нефелинитов имеют обычно небольшую мощность (от нескольких сантиметров до первых метров). Нефелиниты являются самыми молодыми магматическими породами и прорывают ранние щелочные породы, эгирин-диопсид-кальцитовые и форстерит-кальцитовые карбонатиты. В более поздних гумит-тетрафлогопитовых и доломитовых карбонатитах они не обнаружены. Различаются тонкозернистые нефелиниты, лишенные вкрапленников, и порфиробидные нефелиниты с клиноморфными вкрапленниками пироксена, булого флогопита, оливина, нефелина. Основная масса нефелинитов состоит из тонкозернистого эгирин-канкринитового агрегата, карбонатизированного в различной степени. Акцессорные минералы представлены сфеном, перовскитом, апатитом, магнетитом.

Карбонатитовый этап. Это наиболее сложный и многостадийный этап. В целом для массивов можно наметить шесть стадий карбонатитообразования. К образованиям I стадии относятся скарноподобные кальцитсодержащие породы и эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты.

Скарноподобные гранат-амфибол-монтичеллитовые и везувийан-кальцит-флогопит-диопсидовые породы широко развиты только в двух массивах: Ковдорском и Турьинском. Эти метасоматические образования развиваются в основном по турьянтам и мелилититам.

Эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты I стадии известны в Турьинском, Ковдорском и Вуориярвинском массивах. Возникли они при метасоматозе щелочных пород и гипербазитов. Для них характерен парагенезис эгирин-диопсида, биотита и кальцита. Акцессорные минералы - сфен, дизаналит, шорломит, апатит. В Турьинском массиве известны также мелилит-кальцитовые породы с дизаналитом.

Кальцитовые карбонатиты, апатит-магнетитовые руды с кальцитом, форстеритом, реже с диопсидом, апатит-флогопитовые, апатит-форстеритовые, апатит-пироксеновые породы объединяются нами в образования карбонатитового этапа II стадии. Формируются они как в результате выполнения полостей (о чем свидетельствуют их однородность, резкие контакты, независимость состава от вмещающих пород, наличие ксенолитов, структуры течения и т.д.), так и отчасти за счет метасоматоза щелочных пород и гипербазитов. Процесс их образования многоактный, пульсационный, осложненный изменением плана деформации, взрывными явлениями. Широко развиты эти породы в Ковдорском, Вуориярвинском, Себляврском массивах, меньше в Турьинском, Саллаятлавинском, Песочном и Салмагорском массивах. Сюда же относятся широко развитые в Ковдорском массиве флогопит-диопсидовые и флогопит-диопсид-форстеритовые среднекрупнозернистые и пегматоидные метасоматиты. Все эти образования объединяет время возникновения (они секут все ранние породы, включая скарноподобные породы и эгирин-биотит-кальцитовые карбонатиты I стадии), парагенез кальцита, магнетита, апатита, форстерита, маложелезистого флогопита (коэффициент железистости 7-12 %), присутствие акцессорного баделейта.

Образования II стадии карбонатитового этапа представляют наибольший промышленный интерес. В Ковдорском массиве с пегматоидными флогопит-диопсид-форстеритовыми породами связано флогопитовое месторождение (II вентический тип). Здесь же расположено комплексное месторождение апатит-магнетитовых и апатит-силикатных (apatит-форстеритовых) руд. Аналогичные апа-

тит-магнетитовые и апатит-силикатные руды вскрыты в Вуориярвинском, Себляярском и Турьинском массивах. Карбонаты II стадии, широко развитые во всех указанных массивах и содержащие существенную примесь апатита (в среднем 10-15 %), также могут представлять промышленный интерес как комплексные апатит-карбонатные руды (для получения апатитового концентрата и известкового сырья).

Амфибол-тетрафлогопит-кальцитовые карбонаты III стадии с акцессорными пирохлором, гатчеттолитом, циркелитом метасоматически замещают образования II стадии. Небольшие штокверковые зоны их известны в Ковдорском, Вуориярвинском и Себляярском массивах.

Доломитовые карбонаты IV стадии образуют редкие и мелкие секущие жилы в Ковдорском, Вуориярвинском и реже в других массивах. Изредка (Ковдорский массив) с ними связаны богатые доломит-магнетитовые руды.

Анкеритовые карбонаты V стадии слагают сравнительно крупное штокообразное тело в Салланлатвинском и большое количество мелких жил в Себляярском массивах. Это обычно полосчатые породы, включающие реликты кальцитовых карбонатов. Кроме основного анкерита они в значительном количестве содержат барит, флогопит, хлорит. Акцессорные - стронцианит, редкие земли (анкилит, кордилит, паризит), пирохлор, циркелит.

Сидеритовые карбонаты VI стадии известны только в Салланлатвинском массиве, где они прорывают анкеритовые карбонаты. Для них также характерна существенная примесь барита и те же акцессорные минералы, что и для анкеритовых карбонатов.

Гипергенный этап. Кора выветривания, представленная дезинтегрированными до песка и дресвы породами, гидрослюдистыми, сунгулитовыми, апатит-франколитовыми образованиями и железными охрами типа железных шляп, имеет широкое развитие в целом ряде массивов. Находки окатанных валунов сунгулитовых и штаффелитовых пород в отложениях морены однозначно доказывают древний, дочетвертичный, возраст коры выветривания.

Дезинтегрированные породы и гидрослюдистые зоны широко развиты в Ковдорском, Вуориярвинском, Африкандском и меньше - в Салланлатвинском и Себляярском массивах. Приурочены они в основном к ослюденелым зонам в гипербазитах, карбонатах и щелочных породах. В этой зоне происходят выщелачивание карбонатов, гидратизация слюды вплоть до вермикулита, накопление апатита. Мощность зоны дезинтеграции и вермикулитизации достигает 100-150 м (Ковдорский массив), а обычно составляет первые десятки метров. К этой зоне приурочены вермикулитовые месторождения в Ковдорском и Вуориярвинском массивах. Небольшие скопления вермикулита известны в Салланлатвинском и Африкандском массивах. В дезинтегрированных породах Салланлатвинского массива, приуроченных к контактам карбонатов с ийолит-уртитамы, за счет выщелачивания карбонатов заметно накапливается апатит.

Сунгулит широко развит в Ковдорском массиве, где он образует штокверки маломощных жил и прожилков в ослюденелых оливинитах. В значительных количествах он встречается в Лесной вараче.

Апатит-франколитовые руды образуют линейно- и концентрически-вытянутые зоны мощностью от нескольких сантиметров до 100-150 м в Ковдорском

массиве. Приурочены они обычно к контактам карбонатитов с фенитами и прослеживаются на глубину до 200 м. Высокое содержание в них фосфатов и довольно крупные размеры тел определяют их промышленное значение. Аналогичные руды известны в восточной части Вуориярвинского массива. Масштабы их развития неизвестны. Подобные апатит-штаффелитовые руды в большом количестве обнаружены в коре выветривания карбонатитового массива Сокли в Финляндии, где они в настоящее время форсированно разведуются.

Железные охры известны в Салланлатвинском массиве, где они формируются в коре выветривания сидерит-анкеритовых карбонатитов. Площадь их развития около 350 тыс. м², средняя мощность около 5 м. Они могут представить интерес как комплексные руды на барит и сырье для минеральных красок.

Некоторые особенности химизма пород показаны на примере Ковдорского массива (табл. 3,4). В целом эти данные подтверждают ранее установленные петрохимические закономерности, характерные для массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов как Карело-Кольского региона [59], так и других районов мира [27,30,127]. Для всех пород Ковдорского массива, составляющих единый петрохимический ряд, отмечаются резкая недосыщенность кремнеземом и сравнительно высокое содержание щелочей, железа, титана и кальция. Устанавливается закономерное изменение химического состава магматических пород. В ходе дифференциации щелочно-ультраосновной магмы при более или менее постоянном количестве кремния постепенно уменьшается количество магния, увеличивается содержание щелочей, кальция и особенно глинозема. Характерно преобладание закисного железа над окисным, натрия над калием. Однако удельный вес закисного железа неуклонно снижается, в то время как удельный вес натрия закономерно возрастает. От ранних к поздним породам заметно увеличиваются коэффициенты железистости и апатитности. Для всех пород массива характерно присутствие летучих компонентов (CO₂, P₂O₅, H₂O и др.), содержание которых в поздних дифференциатах увеличивается.

2. Основные закономерности размещения и генетическая классификация месторождений

Месторождения полезных ископаемых в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов многими исследователями справедливо выделяются как обособленная группа, существенно отличающаяся от других эндогенных месторождений не только условиями образования, но и минеральным и вещественным составом. Все они связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития земной коры и ассоциируют только с интрузивами центрального типа, обычно сложного, концентрически-зонального строения. Такие интрузивы формируются в гипабиссальных и приповерхностных условиях, о чем свидетельствуют их сложный состав, порфиroidные структуры пород, мощные близповерхностные фации пород (например, гелени-монтичеллитовая фация, по Д.С. Коржинскому), широкое развитие джек, взрывчатых и метасоматических образований.

Месторождения полезных ископаемых нередко отличаются многостадийностью

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | |
|------------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|----|----|----|---|
| Турьянты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 14 | 36,63 | - | 9,75 | 8,31 | 5,53 | 7,05 | 0,13 | 25,35 | 3,58 | 0,99 | 0,04 | 1,13 | 0,30 | - | 1,23 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 15 | 39,22 | 2,02 | 6,99 | 9,33 | 6,15 | 10,08 | 0,14 | 22,23 | 2,55 | 0,41 | - | - | - | - | 0,88 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 16 | 34,71 | 1,58 | 7,79 | 9,07 | 6,36 | 10,46 | 0,13 | 20,77 | 2,45 | 0,13 | - | - | - | - | 0,55 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Мельтейгит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 17 | 42,39 | 2,82 | 11,89 | 7,72 | 3,92 | 7,64 | 0,14 | 15,73 | 4,72 | 2,40 | 0,13 | 0,08 | 0,11 | 0,30 | - | - | - | - | - | - | 0,03 | - | - | - | - |
| Июлиты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 18 | 41,06 | 1,96 | 15,45 | 4,71 | 5,16 | 4,75 | 0,11 | 9,08 | 7,61 | 4,42 | 2,51 | 0,99 | 0,28 | 1,87 | - | - | 0,04 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 19 | 40,18 | 1,75 | 14,11 | 6,89 | 4,19 | 4,19 | 0,15 | 10,75 | 8,35 | 3,87 | 1,44 | 1,91 | 0,38 | 0,95 | - | 0,07 | - | 0,16 | 0,05 | 0,02 | - | - | - | - | - |
| 20 | 41,09 | 2,52 | 12,50 | 7,84 | 2,91 | 5,25 | 0,23 | 17,89 | 5,58 | 2,28 | 0,60 | 0,22 | 0,01 | 0,25 | - | - | 0,05 | - | - | - | 0,80 | - | - | - | - |
| 21 | 44,46 | 1,23 | 17,29 | 4,37 | 5,08 | 5,30 | 0,11 | 11,30 | 6,67 | 2,73 | 0,31 | 0,39 | 0,20 | 0,58 | - | - | - | - | - | - | 0,02 | - | - | - | 0 |
| Сиециты нефелиновые малого массива | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 22 | 43,10 | 1,50 | 15,60 | 4,67 | 5,17 | 7,48 | 0,10 | 12,65 | 6,17 | 2,44 | 0,50 | - | 0,34 | 0,34 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 23 | 47,00 | 1,48 | 13,14 | 6,36 | 4,92 | 5,62 | 0,12 | 8,63 | 6,49 | 2,81 | 0,65 | - | 0,46 | 1,80 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 24 | 52,26 | 0,71 | 17,20 | 2,73 | 3,35 | 3,86 | 0,13 | 4,88 | 7,25 | 3,92 | 0,78 | - | 0,60 | 2,17 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Дайки щелочных пород | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | 40,86 | 2,94 | 4,58 | 7,05 | 7,46 | 8,88 | 0,29 | 19,85 | 3,04 | 0,91 | 2,87 | 0,68 | - | 0,36 | - | 0,03 | - | 0,06 | 0,11 | 0,03 | - | - | - | - | - |
| 26 | 41,99 | 2,51 | 10,49 | 7,37 | 5,74 | 6,97 | 0,18 | 14,68 | 6,61 | 2,81 | 1,00 | 0,10 | 0,25 | 0,60 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 27 | 47,76 | 1,37 | 17,00 | 5,60 | 3,30 | 2,72 | 0,15 | 6,47 | 8,84 | 4,29 | 0,84 | 0,85 | 0,10 | 0,58 | - | - | 0,12 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 28 | 48,82 | 0,45 | 16,81 | 5,60 | 0,83 | 1,09 | 0,08 | 3,89 | 11,52 | 3,47 | 0,15 | 2,78 | 1,88 | 2,40 | - | 0,11 | 0,06 | - | 0,02 | 0,04 | - | - | - | - | - |
| Апатит-форстерит-магнетитовая руда | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 29 | 8,88 | 0,16 | 2,18 | 29,72 | 11,11 | 14,42 | 0,36 | 16,04 | 0,28 | 0,70 | 7,96 | 4,59 | - | - | - | - | - | - | 0,005 | 0,17 | 0,24 | - | - | - | - |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 |
|----------------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|----|------|------|------|------|----|------|------|------|----|----|
| Апатит-форстерит-кальцитовые карбонаты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 30 | 1,80 | 0,08 | 0,52 | 1,98 | 1,20 | 2,31 | 0,07 | 51,13 | 0,10 | 0,14 | 3,75 | 38,90 | - | - | - | - | 0,07 | - | - | 0,02 | 0,21 | - | - | - |
| 31 | 0,60 | 0,07 | 0,40 | 5,06 | 2,40 | 2,26 | 0,12 | 49,38 | 0,03 | 0,08 | 5,93 | 33,82 | - | - | - | - | 0,01 | - | - | 0,02 | 0,36 | - | - | - |
| 32 | 1,30 | 0,06 | 0,31 | 3,36 | 1,68 | 2,55 | 0,11 | 49,53 | 0,08 | 0,02 | 5,40 | 35,63 | - | - | - | - | 0,11 | - | - | 0,02 | 0,22 | - | - | - |
| 33 | 1,20 | 0,09 | 0,26 | 5,50 | 2,63 | 2,26 | 0,10 | 47,47 | 0,06 | 0,02 | 0,13 | 40,26 | - | - | - | - | 0,07 | - | - | 0,02 | 0,36 | - | - | - |
| 34 | 1,39 | 0,12 | 0,37 | 4,01 | 2,14 | 1,24 | 0,10 | 49,89 | 0,08 | 0,08 | 5,48 | 35,11 | - | - | - | - | 0,11 | - | - | 0,01 | 0,25 | - | - | - |
| 35 | 1,40 | 0,06 | 0,40 | 1,67 | 1,75 | 1,85 | 0,09 | 50,85 | 0,10 | 0,08 | 4,14 | 37,61 | - | - | - | - | 0,09 | - | - | 0,01 | 0,86 | - | - | - |
| 36 | 1,99 | 0,09 | 0,34 | 2,95 | 2,02 | 2,34 | 0,10 | 49,51 | 0,08 | 0,08 | 5,45 | 35,06 | - | - | - | - | 0,09 | - | - | 0,02 | 0,34 | - | - | - |
| Пироксенизированный оливинит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 37 | 34,67 | 1,31 | 2,48 | 10,89 | 13,61 | 28,20 | 0,42 | 6,22 | 0,22 | 0,85 | 0,04 | 0,22 | - | - | 0,74 | 0,02 | - | - | - | - | 0,06 | 0,06 | - | - |
| Слюдяно-пироксеновая порода | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 38 | 41,34 | 1,57 | 7,36 | 9,80 | 3,93 | 12,10 | 0,12 | 19,58 | 0,92 | 0,44 | 0,25 | - | 0,22 | - | 2,43 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Слюдит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 39 | 37,37 | 2,81 | 15,40 | 3,28 | 7,85 | 20,81 | 0,08 | 0,23 | 0,85 | 9,29 | - | - | - | - | 1,61 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Мелилитизированные породы и мелилититы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 40 | 38,77 | 1,12 | 13,69 | 3,37 | 4,35 | 9,63 | 0,07 | 19,38 | 4,04 | 3,19 | - | 0,08 | 0,30 | - | 2,01 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 41 | 38,89 | 1,64 | 10,60 | 5,04 | 3,93 | 12,88 | 0,13 | 18,86 | 2,96 | 2,35 | - | 0,44 | 0,20 | - | 2,28 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 42 | 38,13 | 0,54 | 3,92 | 5,45 | 6,58 | 26,29 | 0,26 | 16,72 | 0,90 | 0,57 | Сл. | - | 0,16 | - | 0,48 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Фенит | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 43 | 63,68 | 0,39 | 17,84 | 1,99 | 1,20 | 0,91 | 0,18 | 2,59 | 6,00 | 4,08 | 0,32 | 0,15 | 0,03 | - | 0,56 | - | 0,17 | - | - | - | - | - | - | - |
| Гранатсодержащие скарноподобные породы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 44 | 36,38 | 0,85 | 3,14 | 8,49 | 6,00 | 13,30 | 0,17 | 29,22 | 0,66 | 0,19 | 0,03 | 0,66 | - | - | 0,74 | 0,04 | - | 0,05 | - | - | 0,06 | 0,02 | - | - |
| 45 | 34,32 | - | 8,94 | 12,50 | 1,23 | 6,89 | 0,12 | 25,14 | 1,37 | 2,34 | 0,13 | 2,15 | - | - | 4,41 | - | 0,06 | - | - | - | 0,29 | - | - | - |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|---------|------|----|------|------|----|-------|------|------|-----|------|---|
| Породы флогопитового комплекса | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 47 | 30,61 | 1,17 | 3,81 | 8,89 | 6,97 | 14,78 | 0,16 | 19,21 | 0,38 | 2,46 | 0,06 | 4,42 | - | Не обн. | 0,76 | - | 0,06 | 0,08 | - | - | 0,19 | - | - | - | - |
| 48 | 43,82 | 0,56 | 4,92 | 4,10 | 3,09 | 19,83 | 0,15 | 15,34 | 0,45 | 3,81 | 0,22 | 1,44 | - | 0,10 | 1,78 | - | 0,18 | 0,08 | - | - | - | - | - | - | - |
| 49 | 38,90 | 1,26 | 3,55 | 11,32 | 6,97 | 15,54 | 0,16 | 17,25 | 0,50 | 2,21 | 1,26 | 0,44 | - | 0,02 | 0,36 | - | 0,02 | 0,05 | - | - | 0,19 | - | - | - | - |
| 50 | 41,79 | 0,94 | 1,90 | 6,53 | 5,08 | 15,72 | 0,12 | 21,04 | 0,61 | 1,38 | 0,47 | 3,24 | - | 0,04 | 0,01 | - | 0,05 | 0,08 | - | - | - | - | Сл. | - | - |
| 51 | 46,58 | 0,28 | 4,26 | 3,05 | 2,90 | 19,55 | 0,11 | 18,12 | 0,39 | 2,11 | 1,16 | - | 0,71 | - | - | - | - | - | - | - | 0,28 | - | - | - | - |
| 52 | 35,58 | 0,26 | 2,10 | 3,76 | 7,72 | 34,75 | 0,39 | 7,20 | 0,22 | 2,00 | 3,37 | 1,10 | - | 0,05 | 1,28 | - | 0,01 | 0,15 | - | - | - | - | - | - | - |
| 53 | 36,01 | 0,02 | 2,65 | 4,72 | 6,20 | 35,40 | 0,18 | 6,37 | 0,35 | 1,94 | 2,89 | 1,83 | 0,91 | 0,07 | - | - | - | 0,46 | - | - | - | - | - | - | - |
| 54 | 40,76 | 0,73 | 6,77 | 3,69 | 4,69 | 22,74 | 0,17 | 10,96 | 0,42 | 4,40 | 1,64 | 0,44 | 2,40 | 0,01 | - | - | - | 0,12 | - | - | 0,01 | - | - | - | - |
| 55 | 41,37 | 0,27 | 2,51 | 3,07 | 4,80 | 24,65 | 0,23 | 15,45 | 0,26 | 2,01 | 2,43 | 1,37 | - | Не обн. | 1,37 | - | 0,04 | 0,12 | - | - | - | - | - | - | - |
| 56 | 43,52 | 0,36 | 3,44 | 2,27 | 2,67 | 15,39 | 0,09 | 23,85 | 1,30 | 0,80 | 0,01 | 4,83 | 1,20 | Сл. | 0,30 | - | - | 0,08 | - | - | 0,01 | - | - | - | - |
| Апатит-форстеритовая порода (апатит-силикатная руда) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 57 | 30,06 | 0,17 | 1,83 | 5,29 | 6,51 | 37,86 | 0,32 | 9,89 | 0,12 | 0,48 | 6,88 | - | 1,60 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды (кальцитизированные апатит-форстерит-магнетитовые руды) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 58 | 4,80 | 0,47 | 0,90 | 23,02 | 10,22 | 9,42 | 0,27 | 26,63 | 0,24 | 0,77 | 7,13 | 14,95 | - | - | - | - | - | - | - | 0,052 | 0,15 | 0,40 | - | Сл. | - |
| 59 | 11,82 | 0,50 | 2,59 | 32,37 | 12,30 | 17,18 | 0,39 | 11,22 | 0,16 | 0,88 | 1,73 | 7,71 | - | - | - | - | - | - | - | 0,050 | 0,18 | 0,33 | - | 0,06 | - |

* Для обр. 1-16, 18-21, 27, 28, 37-42, 44-56 - данные В.И.Тернового и др. [122]; для обр. 17, 22-26 - данные А.А.Кухаренко и др. [59]; для обр. 35, 43 - данные А.С.Сергеева [111]; для обр. 29-36, 57-59 - данные Б.И.Сулимова и др. (1971 г.).

Некоторые показатели химизма магматических пород
Ковдорского массива*

| № образца | Молекулярные отношения | | | | | |
|-----------|----------------------------------------------|--------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
| | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ | $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$ | $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}}$ | $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$ | $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ | $\frac{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ |
| | 1-7 | 53,00 | 0,14 | 0,12 | 38,80 | 0,80 |
| 8 | 8,40 | 1,20 | 0,40 | 85,00 | 3,00 | 0,10 |
| 9,10 | 23,50 | 0,60 | 0,20 | 0,90 | 1,50 | 0,30 |
| 11 | 24,40 | 0,80 | 0,42 | 1,08 | 1,60 | 0,30 |
| 12,13 | 10,00 | 0,50 | 0,30 | 0,90 | 2,30 | 1,20 |
| 14-16 | 7,70 | 0,67 | 0,38 | 0,51 | 9,00 | 0,63 |
| 17 | 6,00 | 0,90 | 0,34 | 0,67 | 3,00 | 0,86 |
| 18+21 | 5,00 | 0,63 | 0,44 | 0,54 | 3,30 | 1,00 |
| 22 | 4,60 | 0,40 | 0,35 | 0,95 | 3,80 | 0,80 |
| 23,24 | 5,50 | 0,50 | 0,42 | 0,97 | 3,10 | 1,00 |

* Номера образцов те же, что в табл. 3. Для обр. 1-7, 9, 10, 12, 13, 14-16, 18-21, 23, 24 приведены средние значения.

и длительностью формирования. Об этом свидетельствуют многократная смена парагенетических ассоциаций минералов, наличие одновременных внутрирудных даек щелочных пород и интенсивно перекристаллизованных руд, а также данные абсолютного возраста, согласно которым разрыв в образовании отдельных типов руд достигает 100-200 млн лет и более.

Своеобразен структурный контроль месторождений полезных ископаемых. Как справедливо отмечает В.И.Смирнов [113], необходимо различать структуры, контролирующие положение интрузивов центрального типа и месторождений в их пределах. В преобладающем числе случаев интрузивы контролируются сквозьструктурными разломами во внутренних частях платформ либо приурочены к их окраинным частям [30, 59, 129]. Для Карело-Кольской провинции достоверно установлено [90], что разломы имеют древнее заложение и обновляются в период формирования массивов центрального типа. Выявленная закономерность приобретает важное значение для поисков новых массивов.

Положение и морфология рудных тел внутри массивов определяются в основном структурой конических трещин, которые разделяются на три разновидности: конусные (падающие к центру массива), кольцевые (падающие к периферии массива) и радиальные. Две первые разновидности относятся к нарушениям свола, третья - к трещинам отрыва. Следует отметить, что третья раз-

ность структур крайне редка в массивах рассматриваемой провинции.

Согласно хорошо обоснованным представлениям Е.Андерсена [136], впоследствии существенно дополненным Г.М.Вировлянским [22], все разнообразие конических трещин формировались в результате сосредоточенного вертикального давления. Например, при подъеме колонны магмы или газового столба, т.е. в условиях давления снизу вверх, превышающего пределы механической прочности пород, появлялись сколы по коническим поверхностям. С таким типом структур связано внедрение щелочных пород в большинстве массивов Карело-Кольского региона, а также образование сингенетических с ними месторождений железистого флогопита (Себлявское, Вуориярвинское). В этих структурах залегают все крупные тела карбонатитов, а в некоторых случаях - апатитовое и апатит-магнетитовое оруденение. В это же время в результате разрывных деформаций могли появляться радиальные трещины отрыва. Последующее снятие напряжений, сопровождающееся опусканием блоков земной коры, вызвало образование кольцевых сколовых разломов. К этому типу относится структура Ковдорского флогопитового месторождения, а также в целом структура Контозерского массива.

В некоторых случаях морфология рудных тел определялась структурами пересечения трещин различного направления, зонами трещиноватости или магматического расслоения. Соответственно рудные тела приобретали форму трубообразных тел (Главное рудное тело Ковдорского апатит-магнетитового месторождения), изометричных или ориентированных в пространстве штокверков (форстерит-магнетитовые жилы в центре Ковдорского массива) либо повторяющихся в разрезе пластообразных залежей (рудные оливиниты массивов Лесная варака, Ковдорского и др.).

Массивы ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов отличаются многообразным и нередко весьма интенсивным оруденением. Огромный объем поисково-разведочных работ, проведенных за последние 15-20 лет Северо-Западным, Иркутским, Красноярским и другими геологическими управлениями МГ СССР, обширные петрологические, минералогические и геохимические исследования (ЛГУ, ВСЕГЕИ, ВИМС, Кольский филиал и ИГЕМ АН СССР, ИМПРЭ, ГЕОХИ СО АН СССР, ЛПИ и др.), а также опыт изучения подобных массивов за рубежом позволили наметить закономерную связь типа оруденения с тем или иным этапом формирования массивов и соответственно с тем или иным комплексом слагающих их пород. С наиболее ранними гипербазитами связаны промышленные титано-магнетитовые и перовскитовые руды. Содержание железа в этих рудах достигает 25-30 %, TiO_2 - 20-25 %, TR_2O_3 - 0,10-0,15 %. Чистые разности оливинитов могут служить для производства огнеупорного сырья. С формированием щелочных пород сопряжены месторождения железистого флогопита, а иногда и повышенные концентрации апатита.

Карбонатитовый этап формирования массивов, отличающийся сложностью и многостадийностью, характеризуется наибольшим разнообразием и богатством полезных ископаемых. На ранних стадиях карбонатитового этапа формируются кальцитовые карбонатиты и сопряженные с ними комплексные апатит-флогопитовые, апатит-магнетитовые и разнообразные апатит-силикатные руды. Содержание флогопита в этих рудах достигает 300-500 кг/м³, железа - до 30-35 %, апатита - до 20-25 %.

С более поздними стадиями карбонатитового этапа связаны месторождения гатчеттолит-пироклоровых (тантал-ниобиевых) руд, а иногда и сульфидные рудопроявления меди.

На заключительных анкерит-сидеритовых стадиях карбонатитового этапа, как известно по зарубежным массивам, образуются месторождения редких земель (бастнезит-паризитовые, анкилитовые, кордилитовые руды). Содержание редких земель церевой группы может достигать 5-10% и больше. В тех случаях, когда анкеритовые карбонатиты развиваются по ранним пироклор-гатчеттолитовым карбонатитам, образуются колумбитовые руды. Анкерит-сидеритовые карбонатиты отличаются повышенным содержанием стронцианита (до 30-50%) и барита (до 10-12%).

С гидротермальными посткарбонатитовыми образованиями связано редкометалльно-редкоземельное оруденение, а иногда - крупные месторождения флюорита. Примером может служить массив Окорусу в Юго-Западной Африке с запасами 7-10 млн т руды и средним содержанием более 35% CaF_2 .

Большой интерес представляет кора выветривания, широко развитая практически во всех провинциях мира. В корах выветривания карбонатитов разведаны и во многих местах эксплуатируются богатые месторождения остаточного апатита, пироклора, вермикулита, магнетита, остаточно-инфильтрационного франколита. Содержание Nb_2O_5 в этих рудах достигает 1,0-1,5%, апатита и франколита - до 80-90%, магнетита - до 40-50%.

Ниже рассмотрены типы оруденения в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Карело-Кольского региона.

Гипербазитовый этап. Малотитанисто-магнетитовое оруденение в интрузивных рудных оливинитах: рудные тела шпиро- или пластообразные, иногда повторяющиеся в разрезе, имеют постепенные переходы к обычным интрузивным оливинитам. Генезис магматический. По качеству руды средние: содержание железа от 15-20 до 30-35%, двуокиси титана от 1-2 до 3-4%, отличаются повышенным содержанием никеля (от 0,13 до 0,34%). Титан и никель самостоятельных минералов не образуют. Оба входят в решетку магнетита. Руды могут использоваться для производства магнетитового концентрата и ферроникеля. Разведанных месторождений нет. Прогнозные запасы месторождений оцениваются от сотен миллионов до 1,0-2,0 млрд т.

Титаномagnetит-перовскитовое оруденение в интрузивных рудных пироксенитах: рудные тела пласто-, шпирообразной и неправильной формы, обычно с постепенными переходами в нормальные пироксениты. Генезис перовскитовой минерализации спорный. А.А.Кухаренко [59,90] рассматривает ее как позднематматическую (фузивную), Л.С.Бородин, А.В.Лапин и А.Г.Харченков [19] - как метасоматическую, связанную с образованием щелочных пород. Постоянная приуроченность титаномagnetит-перовскитовых руд к гипербазитам, постепенные переходы между ними свидетельствуют в пользу первой точки зрения. Однако часть перовскитового оруденения, видимо, связана с метасоматозом гипербазитов в щелочной этап формирования массивов. Например, перовскит появляется в парагенезисе с железистым флогопитом в слюдитах Ковдорского массива. Руды богатые, но неустойчивые по составу. Содержание железа 18-35%, TiO_2 - 10-20%. Перовскит содержит TiO_2 53-57% и некоторое количество

во редких и редкоземельных элементов. Редкие земли представлены в основном церием, лантаном, неодимом и празеодимом. Руды комплексные, но сложные для переработки. Одно из месторождений детально разведано, но не эксплуатируется.

Магнезиальное огнеупорное сырье представлено безрудными оливинитами, слагающими в некоторых массивах (Ковдорский, Лесная вараха) крупные интрузии с практически неограниченными запасами. Использование оливинитов как огнеупорного и вяжущего сырья обусловлено высокомагнезевальным составом оливина (85–95 % форстеритовой молекулы). Лабораторными и полужаводскими испытаниями ЛИСИ доказана возможность и экономическая целесообразность использования наиболее чистых разновидностей оливинитов для производства автоклавных строительных материалов, в частности силикатного кирпича, а Институтом огнеупоров – высококачественных огнеупорных материалов. Детально разведан один участок массива Лесная вараха. Месторождение не эксплуатируется.

Щелочной (мельтейгит–иллоитовый) этап. Оруденение железистого флогопита, крупнопластинчатого электроизоляционного, используемого для получения слюды–чешуйки, приурочено к метасоматическим слюдано–широксеновым породам и слюдитам, сформировавшимся по гипербазитам при внедрении якуширангитов. Образует крупные залежи и жилы, тяготеющие к контакту якуширангитов с гипербазитами. Флогопит характеризуется сравнительно высокой железистостью (коэффициент железистости 17–23 %) и постоянным парагенезисом с титаномagnetитом и перовскитом, которые могут представлять интерес как сопутствующие полезные компоненты. Промышленные скопления крупнопластинчатого флогопита, пригодного в качестве электротехнического сырья, предварительно разведаны в пределах Себьяврского и Вуориярвинского массивов. Среднее содержание флогопита 50–100 кг/м³, запасы – многие сотни тысяч тонн. Залежь мелкочешуйчатого слюдита с запасами в десятки миллионов тонн и содержанием слюды–чешуйки от 50–60 до 70–80 % известна в Ковдорском массиве. Месторождения этого типа заслуживают более детального изучения.

Апатит–нефелиновое оруденение в интрузивных щелочных породах (иллоит–мельтейгитах и урритах) специально не изучалось. Генезис предположительно магматический. По отдельным пробам содержание P₂O₅ колеблется в пределах 2–6 %, редко достигая 11 % (Салмагорский массив). В Песочном массиве выделяются крупные участки со средним содержанием P₂O₅ около 4 %.

Карбонатитовый этап. Дизаналитовое (титан–ниобиевое) оруденение связано с карбонатитами I стадии. В настоящее время известна лишь акцессорная примесь этого минерала.

Оруденение флогопита нормальной железистости (коэффициент железистости 12–14 %) в метасоматитах флогопит–диопсид–форстеритового и флогопит–диопсидового состава связано с карбонатитами II стадии. Характеризуется постоянным парагенезисом с апатитом, кальцитом, диопсидом, форстеритом, магнетитом и акцессорным бабделейтом. В Ковдорском массиве детально разведана залежь с запасами 1,3 млн т. Содержание флогопита составляет 300–500 кг/м³. В настоящее время эксплуатируется. Годовой объем добычи – около половины добычи в СССР электроизоляционного флогопита и около 80 % слюды–чешуйки. В качестве сопутствующего полезного компонента может представить интерес апатит, содержание которого в среднем около 10–12 %.

Апатит-магнетитовое оруденение парагенетически связано с кальцитовыми карбонатитами II стадии. Руды представляют крупные трубообразные (Ковдорский массив), штокообразные (Вуориярвинский), кольцевые дайкообразные (Себляврский) и жиллообразные тела (Турьинский, Ковдорский и Вуориярвинский массивы). Генезис дискуссионный. Геологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют о возможности образования этих руд путем метасоматоза гипербазитов и щелочных пород под воздействием гидротермальных растворов, отщепляемых щелочной магмой; путем кристаллизации остаточного, обогащенного рудными компонентами, щелочами и летучими, расплава щелочной магмы; путем кристаллизационной дифференциации остаточного, существенно карбонатитового, расплава щелочной магмы. Дискуссионность генезиса руд, возможно, и определяется сложным сочетанием указанных способов, роль которых меняется в зависимости от конкретных структурно-геологических условий.

Запасы апатит-магнетитовых руд на отдельных месторождениях могут составлять от первых сотен миллионов до 1,0-1,5 млрд т. Руды комплексные, легко обогащаемые. Содержание железа в них 25-30 %, P_2O_5 - 6-8 %. К настоящему времени в Карело-Кольском регионе детально разведано и эксплуатируется только Ковдорское месторождение. Разведанные запасы составляют 700 млн т, прогнозные - 800 млн т. За рубежом эксплуатируется также одно месторождение подобного типа в массиве Палабора (КАР). Имеются реальные перспективы выявления новых крупных месторождений, в том числе и в СССР. Наибольшими потенциальными возможностями выявления таких месторождений обладают массивы Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы (массивы Ессей, Браас и др.). В Карело-Кольском регионе месторождения с запасами в первые сотни миллионов тонн известны в Вуориярвинском, Себляврском и Турьинском массивах.

Апатитовое оруденение генетически и пространственно связано с апатит-магнетитовыми рудами и кальцитовыми карбонатитами. Соответственно выделяются два подтипа оруденения: апатит-силикатное и апатит-кальцитовое.

А п а т и т - с и л и к а т н ы е руды (apatит-форстеритового, апатит-флогопитового и апатит-пироксенового состава) образуются при метасоматозе гипербазитов и щелочных пород под воздействием фосфорнесущих растворов отщеплявшихся от апатит-магнетитовых расплавов. Такие руды обычно образуют ореолы шириной до нескольких сотен метров вокруг апатит-магнетитовых руд, реже самостоятельные зоны в непосредственной близости от них. Состав руд разнообразен и зависит от состава вмещающих пород и степени метасоматической их переработки. В одних случаях они представлены сплошными апатит-форстеритовыми породами (ореол вокруг Главного рудного тела в Ковдорском массиве), в других - штокверком апатитовых, апатит-флогопитовых, апатит-кальцитовых, магнетит-apatит-кальцитовых жил в пироксенитах (Себляврский и Вуориярвинский массивы). Во всех без исключения случаях устанавливается отчетливая генетическая и пространственная их сопряженность с апатит-магнетитовыми рудами и кальцитовыми карбонатитами. Сходен и их минеральный состав. Помимо апатита, кальцита, флогопита, форстерита, в них постоянно отмечаются магнетит и аксессуарный бадделейт. Качество руд может колебаться в широких пределах: содержание P_2O_5 - от 4-5 до 10-15 %, желе-

ва - от 3-5 до 10-15 %. К настоящему времени детально изучены апатит-форстеритогче руды Ковдорского массива с содержанием P_2O_5 в среднем 7-8 %, железа - 10-12 %. Запасы таких руд оцениваются в 200 млн т. Технологическими испытаниями установлена хорошая обогатимость руд и высокое качество получаемых концентратов. Апатит-широксеновые руды с запасами во многие сотни миллионов тонн предполагаются в Вуориярвинском и Себляярском массивах. Эти руды приобретают, бесспорно, промышленное значение и заслуживают скорейшего изучения.

Апатит-кальцитовые руды представляют собой собственно кальцитовые карбонаты, обогащенные фосфором. Генезис их, так же как и магнетитовых руд, спорен. Они слагают штокообразные тела (Турьинский, Себляярский, Вуориярвинский массивы), крупные кольцевые дайки-гилы (Ковдорский, Себляярский) с запасами во многие сотни миллионов - первые миллиарды тонн. Содержание P_2O_5 в них составляет от 3-4 до 6-8 %. Технологически руды изучены слабо. Могут представить интерес как комплексное сырье: для получения чистого кальцитового концентрата (весьма дефицитного и необходимого в условиях Карело-Кольского региона, особенно в производстве порландцемента и "звести) и попутного извлечения апатитового концентрата.

Пироклоровое и пироклор-гаччеттолитовое оруденение связано с кальцитовыми и доломит-кальцитовыми карбонатами II и III стадий. Известны штокверковые метасоматические тела. Руды рядовые, бедные либо убогие. Рудные минералы - пироклор, гаччеттолит, циркелит. Гаччеттолитовые руды обычно обогащены сульфидами, представленными в основном пирротином и в меньшей степени халькопиритом, сфалеритом и пиритом. Содержание меди достигает 0,1 %, а в среднем не превышает 0,05 %. Практический интерес медь может представить лишь в случае комплексного использования руд.

Анkilитовое и барит-целестин-стронцианитовое оруденение связано с анкеритовыми и сидеритовыми карбонатами IV и VI стадий. Полезные минералы - анкилит, кордилит, бастнезит, бербангит, стронцианит, целестин, барит. Оруденение слабо изучено. Ни о морфологии, ни о масштабах точных данных нет. Может представить интерес как комплексное сырье на редкие земли, барит и сидерит.

Гипергенный этап. Вермикулитовое оруденение связано с корой выветривания флогопитовосных пород, образовавшихся как в щелочной, так и в карбонатитовый этапы формирования массивов. Это плащеобразные залежи при площадном и сравнительно узкие зоны при линейном типе выветривания. Глубина распространения от первых (Вуориярвинский, Себляярский массивы) до 100 м и более (Ковдорский массив). Запасы руд до сотен миллионов тонн, среднее содержание вермикулита 8-10 - 15-20 %. В качестве попутного компонента интерес может представить апатит, содержание которого по отдельным участкам может достигать 10-12 %. В Карело-Кольском регионе имеется разведанное и эксплуатируемое Ковдорское месторождение с запасами вермикулита 22 млн т. Более мелкие, еще недостаточно изученные месторождения известны в Вуориярвинском и Африкандском массивах. Перспектив выявления новых крупных месторождений нет.

Барит-гётитовое охристое оруденение в коре выветривания сидерит-анкеритовых карбонатитов Салланлатвинского массива: руды могут использоваться как комплексные для получения барита и минеральных красок. Содержание барита 15-20 %, красящего пигмента - 36%. Месторождение изучено слабо.

Апатит-франколитовое оруденение приурочено к линейным и трапециально-линейным корам выветривания по карбонатитам, апатитовым и апатит-магнетитовым рудам. Образует иногда крупные залежи богатых и легкообогащаемых руд. Содержание P_2O_5 достигает 35 % и в среднем по отдельным крупным залежкам составляет 18-20 %. Кроме фосфора руды содержат магнетит и вермикулит, извлечение которых целесообразно при комплексной переработке. Предварительно изучено Ковдорское месторождение с запасами в 50 млн т. Перспективы обнаружения таких руд в других массивах незначительны.

* * *

Как уже отмечалось, месторождения массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в общей классификации месторождений полезных ископаемых выделяются как обособленная группа "карбонатитовых" месторождений. Однако место этой группы определяется по-разному. А.А.Арсеньев, Г.М.Бировлянский и Ф.Л.Смирнов [5] помещают их после группы магматических месторождений, но до пегматитов, В.И.Смирнов [113] - после пегматитов, но до скарновых месторождений, В.Н.Котляр [73,74] относит их в группу вулканогенных постмагматических месторождений.

Выше было показано, что карбонатитовые месторождения могут быть магматическими, скарновыми и гидротермальными. Очевидно, что в принятых классификациях смешиваются два классификационных признака: традиционное расчленение месторождений по минеральному составу и физико-химическим параметрам рудообразования и выделение карбонатитовой группы месторождений по приуроченности к определенному тектоно-магматическому комплексу пород с характерными петрографическим составом, геохимической и минералогической специализацией. Несовместимость этих признаков очевидна. Обособление карбонатитовых месторождений, бесспорно, прогрессивно и необходимо. Но в общей классификации месторождений оно возможно лишь в том случае, если сама классификация будет строиться на иной основе. Именно об этом писал еще С.С.Смирнов [114,115], отмечая, что в будущем, при соответствующем накоплении данных, в основу генетической классификации месторождений полезных ископаемых должны быть положены тектоно-магматические комплексы пород, характерные для определенных крупных структурных единиц земной коры, с присущими каждому из них типовыми рудными сериями. Более детальное подразделение последних, по мнению С.С.Смирнова, должно уже проводиться в зависимости от физико-химических параметров рудообразования. Именно на такой основе Ю.А.Билибин [16] выделялись рудные или минеральные комплексы, под которыми он понимал природные семейства месторождений, объединяемые общностью родоначального магматического очага, рудоконтролирующей структуры, времени образования. Такое же содержание П.М.Татаринов, В.С.Кормилицын и П.А.Строна [71] вкладывают в понятие "рудная формация".

Термин "рудная формация" представляется нам наиболее удачным. Он со-

Генетическая классификация месторождений и рудопроявления
в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Карпо-К льской
провинции

С

| Сере- рия | Форма- ция | Субфрм- рация | Генетиче- ский тип | Минераль- ный тип* | Парагене- зис | Полезные компо- ненты | | Морфология рудных тел | | |
|--------------|-----------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| | | | | | | основные | попутные | | | |
| Эндогенная | Ультраосновные, щелочные породы и карбонатиты | Гипер- базито- вая | Собствен- но магма- тический | Малотита- нисто-маг- нетитовый | Оливин, тит- аномагнет- тит | Fe, Ti | Ni, Cr | Пластиобраз- ные залежи | | |
| | | | То же | Титаномаг- нетит-пе- ровскито- вый | Пироксен, тит- аномагнет- тит, перов- скит | Ti, Fe | TR, Nb, Ta | То же | | |
| | | Щелоч- ная | Собствен- но магма- тический | Апатитовый | Эгирин-диоп- сид, нефелин, апатит | | P | Al | Штоки, кони- ческие тела, штокверковые зоны | |
| | | | Контакто- во-мета- соматиче- ский | Железистого фло- гопита | Железистый флогопит, пироксен, титаномаг- нетит, пе- ровскит | Флогопит | | P | Залежи, зоны с неотчетли- выми очерта- ниями, жилы | |
| | | Карбонатитовая | ранняя | Псевдома- гматито- вый | Флогопит нормаль- ной желе- зистости | Флогопит, диопсид, форстерит, апатит, кальцит, магнетит, бадделейт | Флогопит | | P | Залежи и жи- лы |
| | | | | Магма- тиче- ский | Апатит- магнети- товый | То же | Fe, P | | Zr | Трубообразные залежи, коль- цевые жилы |
| | | | | То же | Апатит- кальци- товый | " " | Кальцит | | P, Fe | Штоки, масси- вы, конические и линчатые тела, жилы |
| | | | поздняя | Гидротер- мальный | Пироклор- ратчетто- литовый | Кальцит, до- ломит, фор- стерит, апа- тит, пиро- ксор, рат- четтолит, бадделейт | Ta, Nb | | Fe, P, Zr | Штокверковые зоны с неот- четливыми границами |
| | | | | То же | Анклиито- вый | Кальцит-до- ломит, анке- рит, анклит, бастнезит, варизит | TR | | - | Штокверковые зоны, жилы |
| | | | | " " | Барит-це- лестни- стронци- анит-сиде- ритовый | Анкерит, сиде- рит, барит, стронцианит, целестин | Барит, сидерит | | St | То же |
| Экзогенная | Коры выветривания | Остаточ- ный | Вермику- литовый | Вермикулит, сугилит, гидрофлого- пит | Верми- кулит | | P | Пластиобраз- ные залежи, линейно-вытя- нутые зоны | | |
| | | То же | Бивит-ге- титовый | Гидроокислы железа, барит | Барит | | Минераль- ные крас- ки (желе- зные охры), Fe, Mn | То же | | |
| | | Остаточ- но-ин- фильтра- ционный | Апатит- кальци- литовый | Апатит, фран- кюит, гидро- окислы желе- за | | P | Вермику- лит | " " | | |

* В рамке - промышленные месторождения.

пряжен с достаточно широко используемым в геологической литературе понятием "геологическая (петрографическая) формация".

В настоящее время термин "рудная формация" понимается неодинаково. Иногда содержание его ограничивается минеральным типом месторождения, что не может быть оправдано. "Рудная формация" по объему, широте охватываемых явлений должна соответствовать понятию "геологическая (петрографическая) формация". К примеру, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [86] магматическую формацию понимал как совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией магмы, ее контактным взаимодействием, сплавлением и ассимиляцией вмещающих пород. В формацию, по его мнению, должны быть включены перматитовые жилы, связанные с магмой, а также все рудные и нерудные полезные ископаемые.

Представления П.М. Татарина, В.С. Кормилицына и П.А. Строны [71, 119] о рудной формации как природном семействе месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития участков земной коры в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией, наиболее обоснованны и плодотворны. Нетрудно заметить, что такая трактовка в сущности полностью соответствует представлениям С.С. Смирнова, Ю.А. Библина и многих других геологов о путях дальнейшего совершенствования классификации месторождений полезных ископаемых как основы их прогноза и поисков. На основании указанных взглядов весь комплекс магматогенных месторождений в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов должен быть отнесен к одной рудной формации.

Закономерная связь определенного оруденения с серией пород, имеющая важное значение для целей прогнозирования и поисков, делает целесообразным выделение рудных субформаций. В каждой субформации в соответствии с общепринятыми классификациями выделяются генетические типы месторождений: магматические, контактово-метасоматические (пневматолитовые) и гидротермальные. В формировании магматических месторождений ранней карбонатитовой подгруппы (апатит-магнетитовых, апатит-кальцитовых, апатит-силикатных) повышенное участие принимают летучие минерализаторы. Роль этих процессов нередко столь заметна, что может быть целесообразно, как это предлагалось ранее Г.Шнейдерхеном, относить их к переходному магматическому-пневматолитовому (комбинированному) классу месторождений. Генетические типы, в свою очередь, можно подразделить на минеральные типы, характеризующиеся единством условий образования, минеральным составом и определенным промышленным значением.

Сводная генетическая классификация месторождений и рудопроявлений в массивах ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Карело-Кольской провинции приводится в табл. 5.

Глава III. ЭНДОГЕННЫЕ
ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КОВДОРСКОГО МАССИВА

I. Флогопитовое месторождение

Флогопит относится к наиболее распространенным минералам карбонатитовых массивов. В настоящее время известно около 20 разновидностей железомagneзиальных слюд, из которых шесть имеют широкое распространение и представляют промышленный интерес: в невыветрелых породах — как листовая электроизоляционная слюда и слюдяная чешуйка (используемая в качестве инертного жаростойкого наполнителя и декоративных покрытий), в коре выветривания — как вспучивающаяся при нагревании гидратизированная слюда-вермикулит (используемая в тепло- и звукоизоляционной промышленности). Слюды в оторочках даек различных щелочных пород, секущих гипербазиты, в гранатосодержащих скарноподобных породах, в эгирин-кальцитовых и доломитовых карбонатах, в эксплозивных брекчиях и нефелинитах имеют ничтожное развитие. Они представляют лишь минералогический интерес и здесь не рассматриваются.

К широко распространенным (в порядке последовательности образования) относятся: темно-бурый железистый флогопит, бурый железистый флогопит, буро-зеленый железистый флогопит (биотит), зеленый флогопит нормальной железистости, изумрудно-зеленый маложелезистый флогопит, красный флогопит (тетраферрифлогопит). Первые три разновидности образуются при внедрении мйолит-мельтейгитов, остальные три — при формировании карбонатитов. Каждая разновидность флогопита отличается временем и условиями образования, особенностями распределения, парагенезисом минералов, химическим составом, оптическими свойствами.

Темно-бурый железистый флогопит относится к наиболее древним и является одним из основных минералов слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород, формирующихся при метасоматозе оливинитов под влиянием растворов, связанных с интрузией якуширангитов. Характерен парагенезис этого флогопита с авгит-диопсидом, титаномagnetитом. В качестве аксессуарных присутствуют сфен и перовскит. Содержание флогопита достигает в слюдитах 80-90%, титаномagnetита — до 20-30%. Флогопит представлен мелкими (до 0,5-1 см) чешуйками. Расчеты баланса вещества при метасоматозе [120] показывают, что образование слюдитов происходило в условиях мощного привноса глинозема, щелочей, окисного железа, кальция, фосфора, титана, т.е. тех компонентов, которыми богаты щелочные породы. Одновременно происходил вынос магния. Обращает внимание, что закисное железо и SiO_2 вели себя в целом инертно. По данным А.С.Сергеева [III], в зоне экзоконтактового метасоматоза при образовании фенитов по гнейсам характер миграции компонентов несколько иной: кроме K, Al, Ca, Fe, P, Ti привносился также Mg, в то время как

кремний подвергался выносу. Разницу в поведении кремния и магния легко понять, если учесть различную концентрацию этих компонентов в породах, подвергшихся метасоматозу. Площади развития метасоматических пород составляют около 2 км², а перенос вещества достигает сотен килограммов на 1 м³ породы. Все это свидетельствует об огромных масштабах перемещения вещества. Если принос можно объяснить поступлением вещества из магматического очага, то механизм и пути выноса огромных масс магния удовлетворительного объяснения не находят.

Б у р н ы й железистый флогопит — один из основных минералов флогопитовой разности интрузивных турьяитов. В парагенезисе с флогопитом присутствуют меллит, нефелин, второстепенные титаномagnetит и перовскит. Содержание флогопита не менее 15–20 %, размер таблечек 0,5–3 см, в пегматоидных разностях — до 5–10 см в поперечнике. Интрузия турьяитов сопровождалась интенсивным приконтактовым метасоматозом (меллитизацией и монтichelлитизацией) вмещающих гипербазитов и ранее образованных слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород.

Б у р о - з е л е н ы й железистый флогопит широко распространен в нефелинизированных пироксенитах на периферии массива, где он совместно с нефелином и реже перовскитом образует мелкие спорадически рассеянные гнезда, полосы и струи. Содержание его в породах невысокое (не выше 3–5 %). Образование его, видимо, связано с процессом нефелинизации гипербазитов под влиянием щелочных растворов, сопровождавшим интрузию мельтейтит-диолитов. В то же время, видимо, за счет метасоматоза протерозойских метаперидотитов образуются актинолит-биотитовые породы, развитые на южной окраине Ковдорского массива. Во всяком случае, наблюдения свидетельствуют о пространственной и генетической сопряженности процессов фенитизации гнейсо-гранитов и превращения заключенных в них протерозойских метаперидотитов в актинолит-биотитовые породы. Благодаря высокому содержанию слюды (40–60 %) эти породы представляют большой промышленный интерес в коре выветривания, где по ним образуются богатые вермикулитовые руды.

З е л е н ы й флогопит нормальной железистости — один из основных минералов пород флогопитового комплекса. Образуется он значительно позднее первых трех разностей флогопита, на начальных стадиях карбонатитового этапа формирования массива. Об этом свидетельствует характерный парагенезис его с другими минералами. Главные минералы пород флогопитового комплекса — флогопит, диопсид и форстерит, на долю которых приходится не менее 80–95 % всего объема породы. Второстепенные — апатит (до 10–15 %), magnetит, кальцит; аксессуарный — баделейт. Состав и свойства минералов характеризуются большим постоянством [123]. По структуре выделяются три разновидности флогопит-диопсид-форстеритовых пород: мелко- и среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные. Пегматоидные, собственно продуктивные на электротехнический флогопит, разности образуют многочисленные гнезда, жилы и залежи и располагаются среди крупнозернистых. Мелко- и среднезернистые разности образуют мощный ореол и слагают подавляющую часть пород флогопитового комплекса. Соответственно размеры кристаллов флогопита колеблются от 1–2 мм до 10–15 м в поперечнике (в гигантозернистых разностях). Содерж-

Жанге флогопита варьирует от первых до 50-70 % и в среднем составляет не менее 20-25 %. Флогопит-диопсид-форстеритовые породы сформировались путем метасоматоза слюдяно-пироксеновых пород, меллититов, турьяитов, гранатосодержащих скарноподобных пород и оливинитов, о чем свидетельствуют реликты этих пород, характер контактов, наличие метасоматически-зональных флогопитсодержащих жил и зон в указанных вмещающих породах, прослеживаемых на многие сотни метров при удалении от основного полукольца флогопит-диопсид-форстеритовых пород как в сторону висячего, так и в сторону лежащего их бока. Все это подтверждает существенно инфильтрационный характер метасоматоза. Как показывают расчеты миграции вещества [120], растворы приносили K_2O , P_2O_5 , CO_2 и H_2O , т.е. компоненты, которыми богаты карбонаты. Все остальные компоненты, в том числе важные для образования флогопит-диопсид-оливиновых пород магний, глинозем и кремнезем, полностью заимствовались из вмещающих пород. Особенно благоприятны для образования флогопита богатые глиноземом меллититы, гранатовые скарноподобные и слюдяно-пироксеновые породы. Именно по этим разности сформировались почти мономинеральные флогопитовые разности метасоматитов.

Маложелезистый и в у м р у д н о - з е л е н ы й флогопит - неотъемлемая составная часть апатит-магнетитовых руд, апатит-форстеритовых пород и кальцитовых карбонатов. Основными породообразующими минералами всех этих образований служат форстерит, флогопит, диопсид, магнетит, кальцит и апатит. Для всех пород характерен акцессорный баделлеит. Подобный маложелезистый изумрудно-зеленый флогопит изредка встречается и в породах флогопитового комплекса, где он связан с апатитом или с жилами апатит-магнетитовых руд и образует либо самостоятельные таблички, либо, чаще, тонкие оторочки вокруг зеленого флогопита. Соотношение основных минералов в карбонатах, апатитовых и магнетитовых рудах колеблется в широких пределах. Среднее содержание флогопита в них составляет 4-5 %. Флогопит в карбонатах и апатит-магнетитовых рудах распределен в виде пятен, полос, струй более или менее равномерно по всей площади их распространения. Отмечают повышенные концентрации флогопита в контактах карбонатов и апатит-форстеритовых пород с фенитами и ийолитами. Здесь иногда прослеживаются сравнительно мощные зоны (до 10-20 м) почти мономинеральных слюдитов.

К р а с н ы й флогопит (тетраферрифлогопит) связан с гумитсодержащими железистыми рудами и карбонатами, развитыми в пределах Главного тела апатит-форстерит-магнетитовых руд. Маломощные зоны тетрафлогопитсодержащих карбонатов отмечаются на Воду-Вааре и Пилькома-Сельге среди кальцитовых карбонатов.

По времени образования руды и карбонаты с красным флогопитом более поздние, чем апатит-магнетитовые руды и кальцитовые карбонаты, которые они секут и с разной степенью интенсивности замещают. В меньшей мере этот флогопит распространен в пределах Главной флогопитовой залежи, где он образует тончайшие оторочки вокруг обычного для этих пород зеленого флогопита и реже полностью замещает мелкие его кристаллы. В парагенезисе с красным флогопитом характерны гумит, сульфиды (в основном пирротин) и акцессорные пироклор, циркелит и циркон.

Оптические свойства флогопитов

| Разновидность | Показатели преломления | | 2V | Окраска | | Схема абсорбции |
|----------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------|-----|-----------------------------------|---------------------------------|-----------------|
| | $N_g \approx N_m$ | N_p | | по N_g | по N_p | |
| Темно-бурый железистый в слюдитых и слюдяно-пироксеновых породах | 1,610-1,620 | 1,590-1,606 | 2-4 | Зеленовато-бурая | Бледно-бурая | $N_g > N_p$ |
| Бурый железистый в турьяитах | 1,611-1,613 | 1,570-1,580 | 2-4 | Темно-бурая, бурая | Светло-бурая | $N_g > N_p$ |
| Зеленый нормальной железистости в породах флогопитового комплекса | 1,598-1,606 | - | 2-6 | Зеленая | Бесцветная до бледно-зеленой | $N_g > N_p$ |
| Изумрудно-зеленый маложелезистый в железных рудах и кальцитовых карбонатитах | 1,592-1,594 | 1,555-1,556 | 2-3 | Зеленая | От бесцветной до светло-зеленой | $N_g > N_p$ |
| Красный (тетраферрифлогопит) в гумитсодержащих рудах и карбонатитах | 1,595-1,606 | 1,555-1,580 | 4-6 | Светло-розовая, светло-коричневая | Красная, кирпично-красная | $N_g < N_p$ |

Красный флогопит интересен тем, что обладает резко выраженной обратной схемой абсорбции, что связывается с замещением алюминия, находящегося в четверной координации, трехвалентным железом. Исходя из этих особенностей, О.М. Римская-Корсакова предлагает называть такие слюды тетраферрифлогопитами.

Оптические свойства основных разновидностей флогопита и их химический состав приведены в табл. 6-10. (Свойства буро-зеленого железистого флогопита в нефелинизированных пироксенитах и актинолит-биотитовых породах изучены слабо и в таблицах не приводятся).

Из приведенных данных видно, что флогопиты щелочного этапа характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и железа. По существующим классификациям их следует относить к железистому флогопиту ($f = 15,2-23,4$). Зеленый флогопит всех разновидностей флогопит-диопсид-форстеритовых пород (от мелкошешуйчатого до гигантокристаллического) характеризуется устойчивым составом, нормальной железистостью ($f = 11,5-13,3$) и в этом отношении аналогичен флогопитам Алданских месторождений. Изумрудно-зеленый флогопит из ма-

Химический состав темно-бурых и бурых железистых флогопитов щелочного этала (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Вмещающие породы | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------------------|-------|---------|-------|--------|----------------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|
| | слюдяно-пироксеновые | | слюдиты | | | меллититы и турьянты | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| SiO ₂ | 37,37 | 36,90 | 37,30 | 36,96 | 37,78 | 36,86 | 36,94 | 37,02 | 37,04 | 36,96 | 37,80 | 37,88 | 37,84 |
| TiO ₂ | 1,13 | 1,75 | 2,98 | 2,79 | 3,22 | 2,40 | 1,80 | 2,49 | 2,32 | 2,20 | 1,13 | 2,82 | 1,64 |
| Al ₂ O ₃ | 16,02 | 15,21 | 13,30 | 15,24 | 14,42 | 16,92 | 15,86 | 15,98 | 16,47 | 16,27 | 14,69 | 16,85 | 15,98 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,91 | 5,73 | 4,03 | 3,25 | 1,53 | 1,34 | 2,30 | 4,07 | 1,80 | 1,63 | 3,42 | 3,79 | 3,58 |
| FeO | 4,78 | 4,99 | 5,72 | 7,78 | 6,83 | 5,83 | 5,40 | 3,91 | 6,65 | 6,79 | 5,62 | 5,66 | 5,36 |
| MnO | 0,12 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,08 | 0,09 | 0,13 | 0,09 |
| MgO | 20,64 | 21,35 | 21,30 | 20,59 | 21,18 | 21,77 | 22,31 | 22,82 | 21,34 | 21,27 | 22,34 | 15,80 | 20,83 |
| CaO | 1,83 | 0,04 | 0,33 | 0,23 | 0,44 | 0,16 | 0,34 | 0,04 | 0,18 | Не обн. | Не обн. | 0,77 | 0,61 |
| BaO | Не обн. | 0,49 | 0,37 | - | 0,21 | 0,46 | - | 0,64 | - | 0,89 | 0,89 | - | - |
| K ₂ O | 8,04 | 8,20 | 9,60 | 9,20 | 8,15 | 8,09 | 8,72 | 9,00 | 8,62 | 9,11 | 9,22 | 8,35 | 8,04 |
| Na ₂ O | 1,00 | 0,88 | 0,80 | 0,84 | 1,52 | 1,53 | 1,24 | 1,42 | 0,87 | 0,72 | 0,84 | 0,40 | 0,76 |
| H ₂ O ⁺ | - | 3,70 | 3,30 | - | 4,53 | 8,76 | - | 2,43 | 4,06 | 4,10 | 4,19 | - | - |
| П.п.п. | 4,97 | - | 0,21 | 1,60 | - | - | 4,46 | - | - | - | - | 3,35 | 4,80 |
| H ₂ O ⁻ | 0,31 | 0,08 | Не обн. | - | 0,15 | 0,46 | 0,34 | Не обн. | Не обн. | 0,02 | Не обн. | - | - |
| F | 0,19 | 0,12 | 0,44 | 0,45 | 0,14 | 0,32 | 0,19 | 0,37 | 0,15 | 0,14 | 0,14 | - | - |
| S | Не обн. | - | Не обн. | - | - | - | 0,11 | Сл. | - | - | - | - | - |
| Cl | - | - | " " | - | - | - | - | - | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | - |
| Сумма..... | 100,11 | 99,52 | 99,76 | 99,01 | 100,26 | 99,97 | 100,09 | 100,27 | 99,52 | 100,18 | 100,07 | 98,60 | 99,23 |
| F ⁻ -O ₂ | 0,08 | - | 0,18 | - | - | 0,13 | 0,08 | 0,15 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | - | - |
| | 100,03 | - | 99,58 | - | - | 99,84 | 100,01 | 100,12 | 99,46 | 100,12 | 100,01 | - | - |
| Коэфф. железистости (f) | 16,3 | 21,0 | 22,6 | 22,6 | 23,4 | 15,2 | 15,4 | 15,8 | 17,8 | 17,9 | 17,9 | 18,3 | 18,4 |

* Коллекции: 1, 7 - И.А.Львовой; 2-4, 8, 12, 13 - В.И.Тернового; 5 - А.П.Афанасьева; 6 - О.М.Римской-Корсаковой; 9-11 - В.А.Кононовой. Аналитики: 1, 6, 7 - А.Н.Аксельрод; 2-4, 8, 12, 13 - В.Ф.Филонова; 5 - К.М.Бабкина; 9-11 - Е.И.Лейко и В.М.Некрасова.

нетитовых руд и карбонатитов маложелезистый ($f = 5,1-7,1$), высокомагнезиальный. Тетраферрифлогопит отличается резко пониженным содержанием глинозема, хотя также относится к высокомагнезиальным флогопитам нормальной железистости. Средние данные по составу приведенных разновидностей флогопита (табл. II) показывают, что в процессе формирования массива происходит закономерное снижение содержания во флогопите титана, железа и повышение содержания магния. Исключение составляет красный флогопит, который образуется в условиях дефицита глинозема, компенсации его железом, в связи с чем в нем отмечается повышенное содержание железа.

Промышленное значение рассмотренных разновидностей флогопита в Ковдорском массиве неодинаковое. Наибольший практический интерес представляет зеленый флогопит во флогопит-диопсид-форстеритовых породах, для которых характерны огромные масштабы развития, широкая вариация структуры (от мелко- и среднезернистых до пегматоидных и гигантозернистых), высокая концентрация слюды (до $500-1000 \text{ кг/м}^3$), образование на площадях их развития мощной коры выветривания. В этих породах располагаются эксплуатируемые месторождения электротехнического флогопита, а в коре выветривания - вермикулита. К этому же генетическому типу относится и вермикулит-флогопитовое месторождение Палабора. Существенный интерес представляет темно-бурый флогопит из слюдитов. Высокая концентрация флогопита (до 80-90 %) позволяет рассматривать слюдиты как самостоятельное месторождение, весьма перспективное для производства слюды-чешуйки, используемой во все более широких масштабах как инертный жаростойкий и декоративный наполнитель древесно-стружечных плит, картонов, рубероида и др. К сожалению, кора выветривания по слюдитам развита слабо и представлена в основном зонами дезинтеграции и слабой гидратизации. Качественного вермикулита на слюдитах не обнаружено. Однако в мире известны крупные месторождения вермикулита, образовавшиеся по флогопиту именно этого типа. К ним, видимо, относится месторождение вермикулита Лиоби в США.

Бурый флогопит из пегматоидных турьяитов может представить интерес как электроизоляционное сырье. Однако из-за мелких размеров кристаллов и сравнительно низкой концентрации сегодня он не может составить сколько-нибудь серьезной конкуренции зеленому флогопиту. Изумрудно-зеленый и красный флогопиты представляют интерес как попутные полезные минералы, которые можно извлекать при переработке железных руд и карбонатитов. В коре выветривания по породам, обогащенным этими флогопитам, иногда образуются вермикулитовые руды высокого качества.

Выделенные генетические типы флогопита имеют широкое развитие и в других карбонатитовых массивах.

Наши исследования на массивах Кольского полуострова и анализ литературных данных показывают, что стадийность, условия образования и зависимость от этого особенности химического состава флогопитов удивительно повторяются. Однако конкретное проявление каждого процесса флогопитообразования неповторимо. Практически любой генетический тип может быть представлен промышленными скоплениями пригодной для электротехнических целей слюды, а в коре выветривания - вермикулита.

Химический состав зеленых флогопитов (вс. %) ^{##}

| Окислы и компоненты | Вмещающие породы | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|-------------------------------------------------------------|-------|-------|---------|-------|---------|---------|-------|---------|---------|-----------------------------------------|-------|----------------------------------------|-------|
| | флогопит-диоксид-оливиновые породы мелко- и крупнозернистые | | | | | | | | | | флогопит-диоксидовые породы пегматокные | | флогопит-оливиновые породы пегматокные | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| SiO ₂ | 37,30 | 38,28 | 38,10 | 37,90 | 37,76 | 38,35 | 38,49 | 37,71 | 36,98 | 37,10 | 38,70 | 37,88 | 38,44 | 38,02 |
| TiO ₂ | 1,35 | 0,78 | 0,98 | 1,11 | 0,83 | 0,98 | 0,84 | 0,90 | 1,28 | 0,85 | 0,80 | 0,98 | 0,78 | 0,78 |
| Al ₂ O ₃ | 17,21 | 14,75 | 15,89 | 15,61 | 15,49 | 14,80 | 14,98 | 16,12 | 16,91 | 15,48 | 16,32 | 15,26 | 14,40 | 15,72 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,65 | 2,87 | 3,22 | 2,14 | 2,94 | 2,42 | 2,29 | 2,84 | 3,86 | 3,69 | 2,34 | 3,08 | 2,77 | 2,81 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,51 | 0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,08 | - | - | - | - | - | - | 0,04 | 0,01 | - |
| FeO | 3,85 | 3,72 | 3,33 | 4,14 | 3,87 | 4,14 | 4,24 | 3,86 | 2,87 | 4,12 | 3,95 | 3,49 | 3,64 | 3,83 |
| MnO | 0,15 | - | - | 0,09 | - | 0,02 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | Сл. | 0,07 | - | - | - |
| MgO | 23,54 | - | 25,30 | 23,80 | 25,13 | 24,20 | 23,97 | 23,64 | 23,42 | 24,38 | 24,55 | 25,49 | 25,85 | 24,02 |
| NiO | - | 25,46 | - | 0,18 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| BaO | - | - | - | 0,98 | - | 0,45 | 0,69 | - | 1,08 | - | - | - | - | - |
| CaO | Не обн. | Сл. | Сл. | Не обн. | Сл. | 0,72 | Не обн. | 0,25 | 0,08 | 0,84 | 0,04 | Сл. | Сл. | 0,04 |
| K ₂ O | 9,17 | 8,88 | 8,64 | 9,51 | 8,82 | 10,69 | 9,18 | 9,08 | 8,40 | 9,48 | 9,70 | 8,72 | 9,08 | 9,70 |
| Na ₂ O | 0,87 | 0,48 | 0,48 | 0,75 | 0,48 | 0,50 | 0,50 | 0,68 | 0,78 | 0,66 | 0,64 | 0,48 | 0,52 | 0,54 |
| Li ₂ O | Не обн. | Сл. | Сл. | 0,0007 | Сл. | - | - | - | - | - | - | Сл. | Сл. | - |
| Rb ₂ O | 0,015 | - | - | 0,081 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Сs ₂ O | Не обн. | - | - | 0,001 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁺ | 3,98 | - | - | 4,12 | - | 2,96 | 4,14 | - | 3,50 | 2,37 | - | - | - | - |
| П.п.п. | - | 3,80 | 3,64 | - | 3,79 | 2,96 | - | 4,19 | - | - | 3,69 | 4,08 | 3,58 | 4,08 |
| H ₂ O ⁻ | Не обн. | - | - | Не обн. | - | Не обн. | Не обн. | 0,17 | Не обн. | Не обн. | - | - | - | - |
| F | 0,12 | - | - | 0,22 | - | 0,13 | 0,12 | 0,14 | 0,15 | 0,35 | 0,67 | - | - | 0,27 |
| Cl | Не обн. | - | - | 0,04 | - | - | Не обн. | 0,13 | 0,04 | - | - | - | - | - |
| Сумма..... | 99,59 | 99,02 | 99,64 | 100,45 | 99,37 | 100,14 | 99,48 | 99,78 | 99,32 | 99,22 | 100,37 | 99,50 | 99,05 | 99,78 |
| F ⁻ - O ₂ | 0,05 | - | - | 0,08 | - | - | 0,05 | 0,08 | 0,06 | - | 0,28 | - | - | 0,11 |
| Сумма..... | 99,54 | - | - | 100,36 | - | - | 99,43 | 99,72 | 99,28 | - | 100,08 | - | - | 99,65 |
| Коэф. железистости (f).. | 11,5 | 12,1 | 12,4 | 12,4 | 12,6 | 12,7 | 12,9 | 13,1 | 13,2 | 13,3 | 12,0 | 12,1 | 11,6 | 12,7 |

^{##} Коллекции: 1,4 - О.М.Римская-Корсаковой; 6, 7 - В.А.Коваловой; 2, 3, 5, 8, 11-14 - В.И.Тернового; 8 - И.А.Львова; 10 - А.В.Лапина.
Аналитики: 1,4 - Т.М.Митюшина; 2, 3, 5, 12, 13 - Е.М.Семенова; 6, 7 - Е.И.Ломейко; 8 - А.Н.Аксельрод; 9, 11, 14 - В.Ф.Филонова; 10 - М.Г.Замураев

Таблица 9

Химический состав изумрудно-зеленых флогопитов
(вес. %) *

| Окислы и компоненты | Вмещающие породы | | | | |
|--------------------------------|-----------------------------------------|--------|------------------|------------------------|---------|
| | апатит-магнетитовые руды с кальцитом | | карбонати- ты | флогопитовые залежи | Главной |
| | 1 | 2 | | | |
| SiO ₂ | 39,10 | 37,48 | 37,89 | 39,08 | 39,26 |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,09 | 0,33 | 0,38 | 0,31 |
| Al ₂ O ₃ | 14,65 | 17,58 | 15,81 | 15,56 | 15,06 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,86 | 2,51 | 2,54 | 2,11 | 2,31 |
| FeO | 1,07 | 0,87 | 1,77 | 1,50 | 1,46 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,11 |
| MgO | 27,25 | 25,52 | 25,44 | 25,95 | 25,80 |
| CaO | 0,40 | 0,89 | 0,86 | 0,04 | Не обн. |
| BaO | - | - | - | 0,20 | 0,57 |
| K ₂ O | 8,14 | 9,09 | 8,90 | 9,06 | 9,84 |
| Na ₂ O | 0,40 | 0,44 | 0,82 | 0,93 | 0,63 |
| Li ₂ O | - | - | - | - | Не обн. |
| Rb ₂ O | - | - | - | - | 0,04 |
| Cs ₂ O | - | - | - | - | Не обн. |
| H ₂ O ⁺ | - | - | 4,95 | 4,43 | 4,19 |
| П.п.п. | 6,04 | 4,94 | - | - | - |
| H ₂ O ⁻ | - | 0,56 | Не обн. | 0,42 | Не обн. |
| F | - | 0,23 | 0,29 | 0,34 | 0,24 |
| Cl | - | - | Не обн. | - | Не обн. |
| Сумма..... | 98,94 | 100,01 | 99,62 | 100,12 | 99,82 |
| F = -O ₂ | - | - | 0,12 | 0,14 | 0,10 |
| Сумма..... | - | - | 99,50 | 99,98 | 99,72 |
| Коефф. желе- зистости (f).. | 5,1 | 6,3 | 8,3 | 6,8 | 7,1 |

* Коллекции: 1 - В.И.Тернового; 2 - И.А.Львовой; 3 - В.А.Кононовой; 4, 5 - О.М.Римской-Корсаковой. Аналитики: 1 - Е.Ф.Филонова; 2, 4 - А.Н.Аксельрод; 3 - В.М.Некрасова; 5 - Т.М.Митюшина.

То, что в Ковдорском массиве промышленные скопления флогопита и вермикулита связаны с образованием наиболее ранних стадий карбонатитового этапа, обусловлено необычайно удачным сочетанием целого ряда факторов. В других массивах промышленные скопления флогопита и вермикулита могут быть связаны с образованиями щелочного этапа либо поздних стадий карбонатитового этапа.

Таблица 10
Химический состав красных флогопитов (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Вмещающие породы | | | | | |
|----------------------------------|--------------------------|---------|---------|-----------------------------------------------|--------|---------|
| | апатит-магнетитовые руды | | | флогопит-диопсид-оливиновые Главной залежи | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 41,37 | 39,87 | 41,14 | 41,30 | 41,82 | 40,90 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,12 | 0,13 | 0,46 | 0,25 | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 10,90 | 9,10 | 8,99 | 9,35 | 9,00 | 8,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,75 | 7,87 | 4,80 | 4,13 | 4,80 | 6,55 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | 0,03 | - | 0,03 |
| FeO | 1,85 | 1,80 | 1,18 | 3,32 | 2,88 | 3,18 |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,06 | 0,12 | 0,05 | 0,14 |
| MgO | 27,19 | 26,92 | 26,68 | 26,40 | 25,03 | 25,92 |
| NiO | - | - | - | 0,22 | - | - |
| CaO | 0,28 | 0,35 | 0,09 | Не обн. | 1,65 | Не обн. |
| BaO | - | - | - | - | - | 0,04 |
| K ₂ O | 10,08 | 9,83 | 10,20 | 9,93 | 9,80 | 9,97 |
| Na ₂ O | 0,78 | 0,55 | 0,92 | 0,58 | 0,42 | 0,56 |
| Li ₂ O | - | - | - | 0,001 | - | Не обн. |
| Rb ₂ O | - | - | - | 0,03 | - | 0,02 |
| Cs ₂ O | - | - | - | 0,001 | - | Не обн. |
| H ₂ O ⁺ | - | - | 4,76 | 3,76 | 4,30 | 3,97 |
| П.л.п. | 4,06 | 3,37 | - | - | - | - |
| H ₂ O ⁻ | 0,10 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,03 | Не обн. |
| F | 0,75 | 1,00 | - | 1,04 | 0,33 | 0,62 |
| Cl | - | - | - | 0,03 | - | Не обн. |
| Сумма | 101,18 | 100,60 | 99,95 | 100,70 | 100,16 | 100,35 |
| F = - O ₂ | 0,31 | 0,42 | - | 0,43 | 0,14 | 0,26 |
| Сумма | 100,87 | 100,18 | - | 100,27 | 100,02 | 100,09 |
| Кoeff. желе- зистости (f) . . | 9,6 | 15,7 | 16,1 | 13,0 | 13,8 | 16,4 |

* Коллекции: 1-4,6 - О.М.Римской-Корсаковой; 5 - А.П.Афанасьева. Аналитики: 1,2 - Т.П.Киселева; 3,5 - А.В.Мокрецва; 4,6 - Т.М.Митюшина.

Средний состав флогопитов (вес.%)

| Этап | Стадия | Цвет флогопита | TiO ₂ | Fe в пересчете на FeO | MgO | Al ₂ O ₃ | (f) |
|----------------|------------------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|-------|--------------------------------|------|
| Щелочной | I | Темно-бурый | 3,0 | 9,45 | 21,02 | 14,31 | 22,9 |
| | II | Бурый | 2,11 | 8,04 | 21,00 | 16,62 | 17,1 |
| Карбонатитовый | II (1-я под- стадия) | Зеленый | 0,95 | 6,30 | 24,41 | 15,53 | 12,4 |
| | II (2-3-я под- стадии) | Изумрудно- зеленый | 0,26 | 3,33 | 25,99 | 15,73 | 6,92 |
| | III-IV | Красный | 0,24 | 7,33 | 26,52 | 9,23 | 14,3 |

Главная залежь Ковдорского флогопитового месторождения

Флогопитовый комплекс пород как самостоятельное геологическое образование Ковдорского массива и расположенное в нем самое крупное тело гигантских зернистых и пегматоидных флогопит-диопсид-форстеритовых пород - Главная залежь - выявлены коллективом геологов СЗТУ под руководством автора в 1960 г. Главная залежь расположена в северо-западной части полукольцевой зоны пород флогопитового комплекса. Здесь сосредоточены все разведанные запасы промышленного флогопита. Главная залежь детально разведана горными выработками на двух горизонтах (174 и 144 м), скважинами колонкового бурения на глубину до 300-350 м, а отдельными скважинами до глубины 800 м. Залежь разрабатывается подземным способом с 1966 г. Объем добычи после ввода эксплуатационной шахты в 1970 г. приведен в табл. 12.

Таблица 12

Объем добычи на Ковдорском флогопитовом месторождении

| Годы | Жильная масса, м ³ | Забойный сырец, т | Среднее содержание забойного сырья, кг/м ³ | Выход промышленного сырья, % | | | | Выход чешушки, т |
|------|-------------------------------|-------------------|-------------------------------------------------------|------------------------------|-----------|------------|-------|------------------|
| | | | | I группа | II группа | III группа | Всего | |
| 1970 | 14 140 | 7 453 | 52,0 | 22,7 | 8,3 | 1,3 | 32,3 | 4 180 |
| 1971 | 17 061 | 8 690 | 509,0 | 15,3 | 5,8 | 9,8 | 31,0 | 4 298 |
| 1972 | 30 501 | 12 377 | 405,8 | 15,1 | 6,2 | 8,4 | 29,7 | 4 784 |
| 1973 | 31 100 | 12 290 | 400,0 | 15,0 | 6,0 | 7,0 | 28,0 | 4 784 |

Геолого-петрографическая характеристика. Главная залежь гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсид-форстеритовых пород расположена среди крупнозернистых, которые, в свою очередь, окружены ореолом мелко- и среднезернистых разностей. Все разности флогопит-диопсид-форстеритовых пород генетически единое целое. Отличаются они друг от друга лишь степенью перекристаллизации и сопутствующей ей дифференциации вещества.

Минеральный состав всех разностей флогопит-диопсид-форстеритовых пород идентичен. Главные минералы - флогопит, диопсид и форстерит, на долю которых обычно приходится 80-90 % состава породы. Второстепенные - апатит, кальцит, магнетит; аксессуарный - баццеллит. В интенсивно апатизированных разностях пород апатит нередко является преобладающим минералом, совместно с ним кроме баццеллита отмечаются аксессуарные циркелит и торриант. Химический состав и оптические свойства всех минералов независимо от структуры пород характеризуются, как это установлено нами ранее [122], большим постоянством. Переходы гигантозернистых и пегматоидных пород в крупнозернистые разности обычно резкие, но вблизи контакта среди крупнозернистых пород часто наблюдаются зоны, полосы и гнезда разностей с пегматоидной структурой. При удалении от контакта количество и мощность таких полос, гнезд и зон постепенно уменьшаются. Аналогичны переходы крупнозернистых в средне- и мелкозернистые разности.

Вмещающие породы представлены в лежачем боку преимущественно оливинитами, иногда пироксенизированными или мелилитизированными оливинитами либо скарнированными мелилититами, в всячем - преимущественно мелилитизированными и монтичеллитизированными гипербазитами и турьяитами, скарноподобными породами, среди которых нередко сохраняются реликтовые участки гипербазитов, слюдяно-пироксеновых пород, реже слюдитов.

Контакты пород флогопитового комплекса постепенные, на всех геологических планах и разрезах они всегда условные. Переход от флогопит-диопсид-форстеритовых пород к оливинитам (в сторону лежачего бока) осуществляется через флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты. Степень флогопитизации и диопсидизации неравномерная, но в общем заметно снижается при удалении от флогопит-диопсидовых пород в сторону оливинитов. Вначале во флогопит-диопсидовых породах отмечаются отдельные мелкие реликты оливинитов или мелилитизированных оливинитов (фото I), затем размеры и количество этих реликтов увеличиваются, наконец, оливиниты начинают преобладать и в них прослеживаются струи и полосы флогопит-диопсидовых пород либо цепочки кристаллов флогопита и диопсида, которые могут наблюдаться даже в самых центральных частях оливинитового ядра массива. Иногда встречаются четкие жилы флогопита, отороченные диопсидом.

Такие же переходы характерны и для контакта в всячем боку. Нередко на протяжении сотен метров наблюдается чередование полос и струй флогопит-диопсидовых пород мощностью от первых сантиметров до 10-20 м с реликтовыми участками мелилититов, мелилитизированных оливинитов, турьяитов, монтичеллитовых и скарноподобных пород. Прожилки и зоны пород флогопитового комплекса в мелилититах и турьяитах, как правило, характеризуются отчетливым зональным строением. От центра к периферии таких жил наблюдается следующая последовательность в смене зон:

| | | | | | | |
|-----|----|------|----|-----|-----|-----------|
| Ka* | Фо | Монт | Ди | Амф | Цеб | Мелилитит |
| | | Фл | Фл | Ди | | |
| | Ка | Ка | Ка | Ка | Ка | |

Отдельные зорч (кальцитовая, форстеритовая, монтчеллитовая) нередко выпадают, и строение жил более простое.

В слюдяно-пироксеновых породах зональность имеет вид:

| | | | | |
|----|----|----|------|-----------------------------|
| Ka | Фо | Фл | Трем | Слюдяно-пироксеновая порода |
| | | Фо | | |
| | Ка | Ка | Ка | |

Главная залежь представляет собой наиболее мощный раздув общей концентрически-вытянутой зоны гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсид-форстеритовых пород. Этот раздув приурочен к северо-западному перегибу полукольцевой зоны, где она меняет простирание с субмеридионального на субширотное.

Как видно на планах горизонтов 174 и 144 м (рис. 6, 7), раздув вытянут в широтном направлении на 350–400 м, мощность его составляет 120–150 м. К востоку и западу мощность пегматоидных пород резко уменьшается, однако поисковым бурением установлено, что они прослеживаются как непрерывная (то сужающаяся до нескольких метров, то расширяющаяся до нескольких десятков метров) полукольцевая зона на протяжении 8 км. В западной части этого полукольца зона пегматоидных пород разветвляется на ряд кулисообразных залежей.

Из разрезов (рис. 8, 9) видно, что Главная залежь гигантозернистых и пегматоидных пород представляет собой слепое тело, которое начинается на глубине порядка 40–50 м, максимально расширяется на глубине 100–150 м и ниже расщепляется на ряд апофиз, мощность которых с глубиной заметно уменьшается. Крупные апофизы (мощностью в десятки метров) прослежены скважинами до 300 м, а более мелкие (до 10 м) – до глубины 800 м. Следует, кстати, отметить, что в настоящее время нет твердой уверенности, являются ли эти тела апофизами либо самостоятельными залежами-сателлитами. Залежь падает на север под углами 40–60°. С глубины 150–200 м падение становится более крутым, местами почти вертикальным. Многочисленные замеры показывают, что с этими же направлениями совпадают элементы залегания полосчатости в мелко-средне-крупнозернистых флогопит-диопсид-форстеритовых породах. Анализ материалов позволяет говорить о склонении залежи на восток под углами 70–80°. Такой вывод подтверждается смещением наиболее мощного раздува залежи с глубиной с запада на восток.

Главная залежь имеет отчетливое зональное строение. В центральной ее части выделяется ядро, сложенное интенсивно апатитизированными породами.

* Здесь и далее: Амф – амфибол, Ап – апатит, Ди – диопсид, Ка – кальцит, Монт – монтчеллит, Трем – тремолит, Фл – флогопит, Фо – форстерит, Цеб – цеболит.

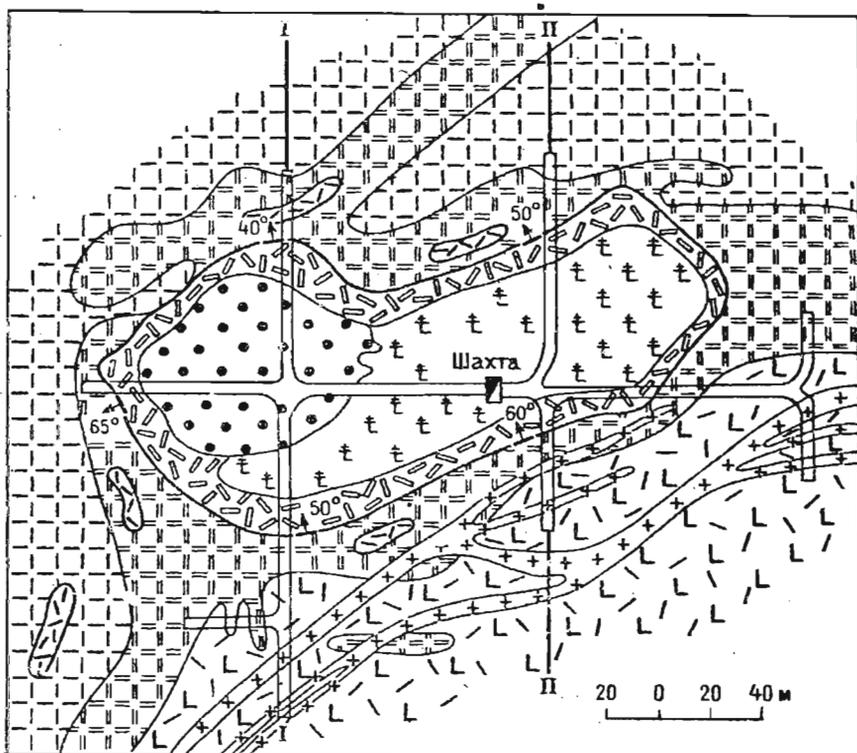


Рис.8. Геологический план горизонта 174 м.
Условные обозначения см.рис.9.

Апатит образует неравномерную вкрапленность, местами мономинеральные гнезда размером до нескольких метров в поперечнике или радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов до нескольких сантиметров в поперечнике и до 1-1,5 м длиной. Апатит преимущественно развивается по флогопиту, протыкая его игольчатыми кристаллами (вытянутыми по спайности либо даже вкrest спайности) или почти полностью замещая его гигантские кристаллы мелкозернистым агрегатом (фото 2, 3). Четких границ апатитового ядра нет, оно условно выделяется по преобладанию апатита.

Зона интенсивно апатитизированных пород прослеживается по простиранию на 100-120 м, по падению - на 50-60 м. Так же, как и залежь в целом, она склоняется в восточном направлении. Важно отметить, что интенсивно апатитизированные породы развиты преимущественно выше горизонта 150-160 м, ниже степень апатитизации резко снижается, проявляясь лишь в образовании редких маломощных жил и мелких пятен. Апатитовое ядро окаймляется зоной почти мономинеральных гигантозернистых форстеритовых пород мощностью до 20-40 м, которая, в свою очередь, окружена зоной флогопит-форстеритового состава мощностью до 50-60 м, на периферии сменяющейся зоной пегматодных

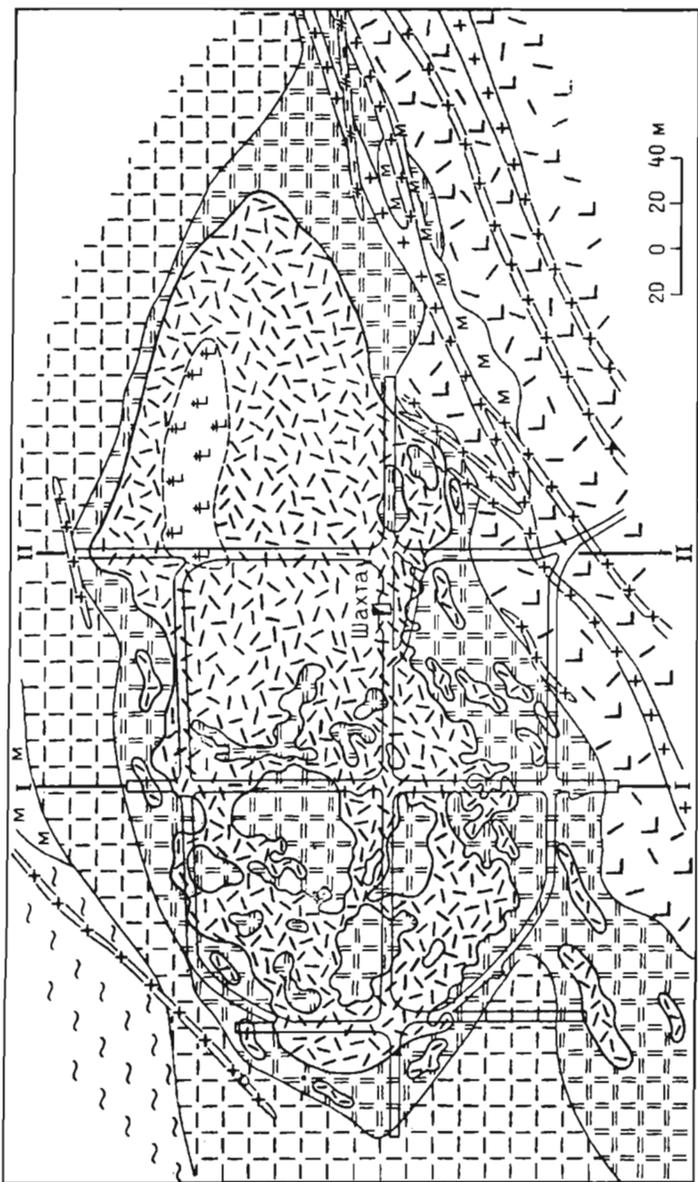


Рис. 7. Геологический план горизонта 144 м.
Условные обозначения см. рис. 9.

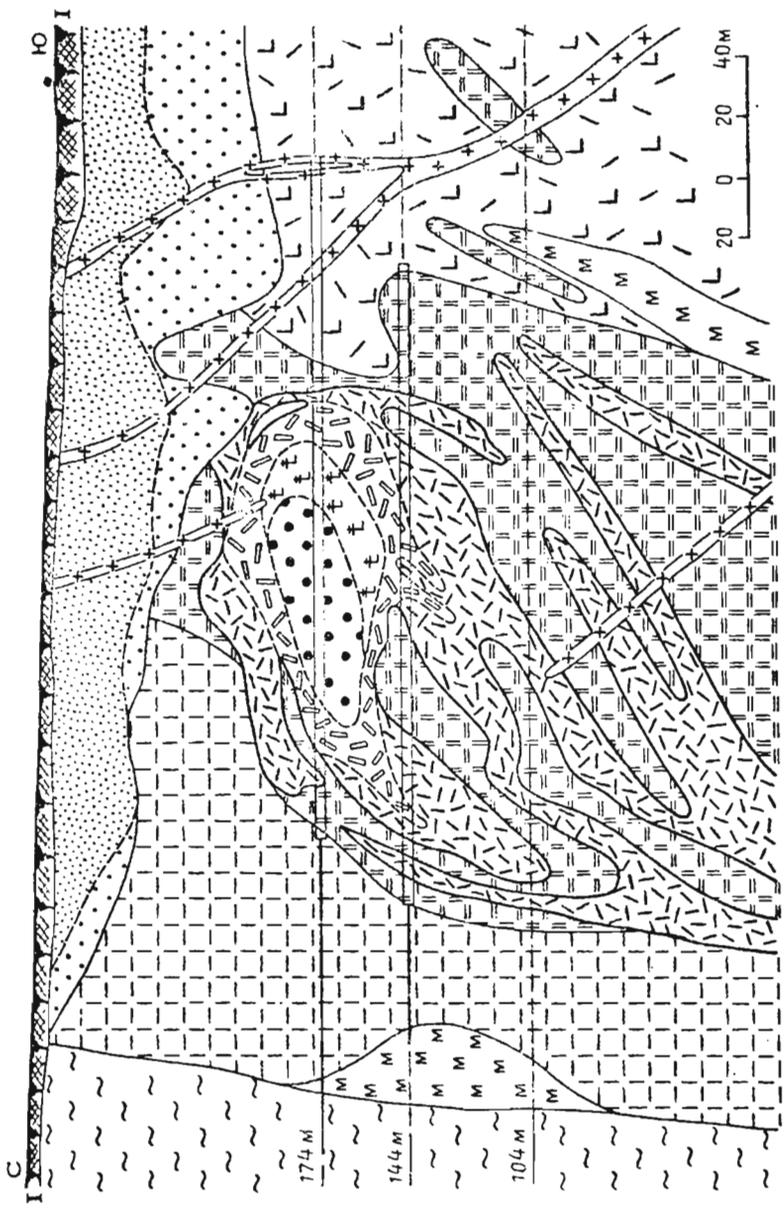


Рис. 8. Геологический разрез по линии I-I (см. рис. 6, 7).
Условные обозначения см. рис. 8.

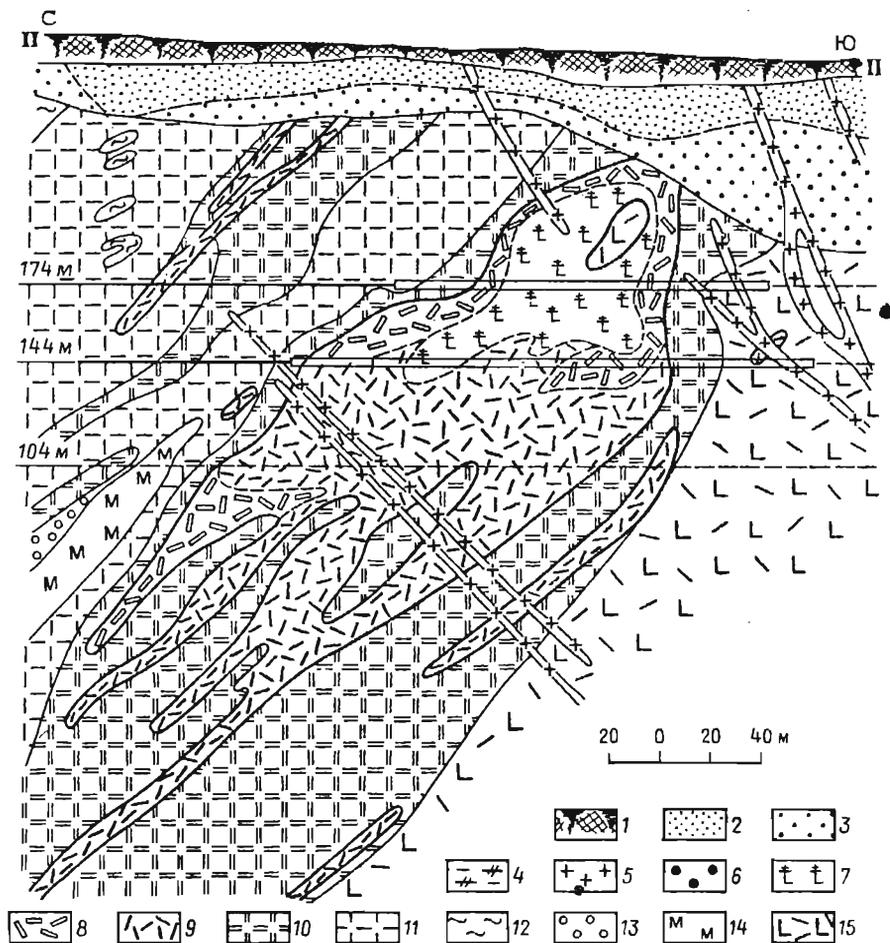


Рис.9. Геологический разрез по линии II-II (см. рис.6, 7).

1 - четвертичные отложения; 2 - вермикулитовые руды; 3 - гидрофлогопитовые руды; 4 - карбонатитовые жилы; 5 - дайки полевошпатовых ийолитов; 6 - интенсивно апатитизированные флогопитовые породы; 7 - существенно форстеритовые породы; 8 - флогопит-диопсидовые породы гигантозернистые; 9-11 - флогопит-диопсид-форстеритовые породы (9 - крупнозернистые с гнездами гигантозернистых, 10 - крупнозернистые, 11 - мелко- и среднезернистые); 12 - амфибол-диопсидовые породы; 13 - монтичеллитовые породы; 14 - мелилититы; 15 - флогопитизированные оливиниты.

флогопит-диопсидовых пород мощностью от первых до 8-12 м. Переходы одной зоны в другую, так же как и гигантозернистых разновидностей в средне- и крупнозернистые, обычно резкие (см. фото 3). Залесь формировалась путем разрастания каждой зоны, вследствие чего каждая тыловая зона содержит реликты фронтальных зон; в апатитовой зоне обычны реликты форстеритовых и флогопит-форстеритовых пород, в форстеритовой - реликты гигантских кристаллов флогопита, во флогопит-форстеритовой - диопсида.

Различные размеры этих реликтов определяют неотчетливость переходов одних зон в другие, условность их границ. Видимо, вследствие неравномерной пористости и трещиноватости молочно отдельные зоны не выдержаны, они то сужаются, то резко расширяются. На некоторых участках, примыкающих непосредственно к ядру апатитизированных пород, устанавливается еще более дробная дифференциация, когда зона форстеритовых пород с реликтами флогопита резко сменяется зоной блокового флогопита (размер кристаллов до 10-15 м), а затем мономинерального блокового диопсида с петельчатой сетью форстеритовых жил, отороченных тремолитом. Однако в эксплуатационных выработках установлено, что такая зональность имеет локальное значение: на небольшом расстоянии по простиранию, восставанию и падению мономинеральные зоны сменяются зонами флогопит-форстеритовых, флогопит-диопсидовых либо даже флогопит-диопсид-форстеритовых пород.

Ниже горизонта 160 м пегматоидные породы дифференцированы менее отчетливо, уже на горизонте 144 м (там, где залежь начинает расщепляться на ряд апофиз) зональность почти не проявляется. Маломощные апофизы гигант-зернистых и пегматоидных пород сложены уже, как правило, слабо либо совершенно недифференцированными флогопит-диопсид-форстеритовыми породами с широко варьирующим соотношением основных минералов.

Тектоника. Можно выделить дорудные, внутрирудные и пострудные тектонические подвижки. Дорудная тектоника проявлялась в формировании серии кулисообразных концентрически-вытянутых трещин вдоль контакта гипербазитового ядра массива с кольцом щелочных пород.

Падение трещин направлено к периферии массива, что позволяет предполагать опускание гипербазитового ядра массива по отношению к кольцевой интрузии щелочных пород. Появление ослабленной зоны именно вдоль контакта обусловлено большой неоднородностью развитых здесь пород, частой перемежаемостью различных по составу и структуре образований (турьелитов, меллититов, монтичеллитов, меллитизированных пироксенитов и оливинитов), присутствием вдоль контакта концентрически-вытянутых даек ийолит-уртитов и ийолит-пегматитов. Наличие полукольцевой зоны разломов подтверждают результаты дешифрирования аэрофотоснимков. Возникшие трещины послужили путями фильтрации газово-жидких эманаций, связанных с карбонатами, что и привело к мощным процессам метасоматоза и образованию полукольцевой зоны флогопит-диопсид-оливиновых пород.

Подвижки вдоль этой зоны возобновлялись неоднократно как во время формирования метасоматитов флогопитового комплекса, так и в послерудный период. Возобновление трещин во внутриминерализационный период и новое поступление растворов обусловили появление зон собирательной перекристаллизации флогопит-диопсид-оливиновых пород, переотложение вещества и образование крупных дифференцированных тел гигантозернистых пород. Можно наблюдать все стадии перекристаллизации - от микроскопических зонок и жилок (фото 4), мелких неравномерно рассеянных гнезд и жилообразных полос (фото 5) до крупных тел, подобных Главной флогопитовой залежи. Чем крупнее такие гнезда, тем больше размеры кристаллов, их слагающих, тем отчетливее признаки геометрического отбора при росте кристаллов и их зональное распределение.

В том же направлении, что и дорудные, ориентированы пострудные трещины. Построение круговых диаграмм трещин (замеры производились преимущественно в гигантозернистых и пегматоидных породах) показывает наличие двух максимумов. Один из них отражает элементы залегания трещин субширотного простирания с падением на север и северо-запад под углами $60-70^{\circ}$ (продольные трещины, совпадающие с элементами залегания гигантозернистых пород и полосчатости в крупно- и мелкозернистых разностях пород), другой - поперечных трещин. Несколько иной характер имели тектонические подвижки в более позднее время, обусловившие внедрение полевошпатовых ийолитов и хл карбонатитов. Простирание преобладающего числа даек совпадает с направлением контактов гигантозернистых пород, а падают они в обратную сторону, к ядру массива. Видимо, такое залегание даек обусловлено уже не опусканием, а поднятием гипербазитового ядра массива.

Следует отметить, что послерудная тектоника сопровождалась незначительными смещениями. Амплитуда сдвигов, взбросов и сбросов обычно не превышает первых сантиметров и редко достигает 1-2 м. Однако влияние послерудной тектоники на флогопитовое месторождение огромно. Она приводила к неоднократному дроблению, деформации крупных кристаллов. Повышенная трещиноватость особенно характерна для участков с резко гетерогенным составом и структурой пород (контактов мономинеральных зон, участков развития блокового флогопита). К участкам с повышенной трещиноватостью приурочены поздние, наложенные процессы рекристаллизации флогопита, апатитизации и кальцитизации, развивавшиеся вдоль трещинок и захватывавшие нередко целиком огромные кристаллы.

Изучение послерудной деформации позволяет наметить общие, весьма важные для эксплуатации закономерности:

а) наиболее богатые флогопитом участки (зоны гигантозернистого мономинерального флогопита и участки блокового флогопита) отличаются максимальной деформацией, развитием последующих процессов рекристаллизации и пострудной минерализации. Флогопит в этих участках почти нацело испорчен и дает самый низкий выход промышленной слюды;

б) высоким качеством флогопита характеризуются более или менее однородные флогопит-диопсидовые породы со средним размером кристаллов 0,5-1,0 м;

в) наилучший флогопит представлен мелкими одиночными кристаллами, рассеянными в однородных массивных породах.

Закономерности распределения флогопита и апатита. Они хорошо согласуются с особенностями внутреннего строения залежи и отражают ее зональность. Низким содержанием промышленного флогопита характеризуются форстеритовые породы ядра залежи, максимальным (свыше 500 кг/м^3) - краевая часть флогопит-форстеритовой зоны пород и примыкающая к ней зона флогопит-диопсидовых пород. Содержание флогопита во флогопит-форстеритовых породах в среднем не менее 300 кг/м^3 , однако на коротких интервалах она резко меняется от нуля до $1500-2000 \text{ кг/м}^3$ и более. По простиранию и падению в составе этой зоны преобладает то форстерит, то флогопит. На периферии зоны нередко отдельные участки мощностью до 10-15 м сложены мономинеральным гигантозернистым (блоковым) флогопитом. Размер кристаллов флогопита достига-

ет 15 м в поперечнике. Внешняя, флогопит-диопсидовая, зона также характеризуется крайне невыдержанной мощностью и составом. Кристаллы флогопита размером до 1-2 м в поперечнике обычно незакономерно рассеяны здесь среди таких же по размеру и вытянутых к оливиновой зоне кристаллов диопсида. По простиранию и падению количество флогопита резко меняется, иногда зона мощностью до 10-20 м сложена только гигантскими кристаллами диопсида, но вниз по падению она сменяется почти мономинеральным блоковым флогопитом.

Внутри флогопит-форстеритовой и флогопит-диопсидовой зон наблюдаются многочисленные реликтовые участки крупно-, средне- и мелкозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород, также не содержащих промышленного флогопита. Это в еще большей степени обуславливает неравномерное распределение флогопита в залежи.

Содержание флогопита в верхней части залежи (выше горизонта +110 м) весьма высокое и в среднем составляет не менее 400-500 кг/м³. Обогащенная часть залежи заметно склоняется на восток. Ниже горизонта +110 м степень перекристаллизации флогопит-диопсид-оливиновых пород снижается. Возрастает количество и размеры участков крупно- и мелкозернистых флогопит-диопсид-форстеритовых пород, не содержащих промышленного флогопита. Главная залежь разветвляется на множество сравнительно маломощных зон и жил. Максимальные концентрации апатита приурочены к центральной части залежи (горизонт +174 м). Содержание апатита здесь достигает 50 % и более. Ниже и выше этого горизонта содержание апатита снижается, распределение его становится более или менее равномерным и не зависит от структуры пород. Среднее содержание апатита во флогопитовых рудах обычно не менее 15 %, что ставит задачу комплексного их использования.

2. Комплексное апатит-магнетитовое месторождение

Железорудное месторождение открыто одновременно с Ковдорским массивом поисковой партией Ленинградского геологического управления под руководством К.М. Кошца в 1933 г. С тех пор оно изучается почти непрерывно по настоящее время. В его исследовании участвовали Д.Ф. Мурашов (1934 г.), С.А. Ступаков (1935 г.), И.Т. Бахирев и Ю.П. Ивенсен (1939 г.).

В 1940 г. Ленинградским геологическим управлением под руководством Д.В. Шифрина, В.И. Намоюшко, П.Г. Златкинд и А.А. Шалимова были начаты геологическая съемка массива и детальная разведка месторождения, которые были закончены в 1951 г. уже под руководством В.И. Намоюшко, А.С. Михеичева и Н.А. Волоотовской. В 1961 г. вступил в строй Ковдорский железорудный комбинат, выпускающий магнетитовый концентрат для Череповецкого металлургического комбината. В 1964 г. была достигнута проектная мощность Ковдорского комбината, составляющая 6 млн т руды и 2,4 млн т магнетитового концентрата.

В 1963-1971 гг. по инициативе Кольского филиала и СЗТУ была проведена доразведка месторождения силами Ковдорской ГРП СЗТУ вначале под руководством автора, а с 1965 г. под руководством Б.И. Сулимова, Б.В. Афанась-

ева и С.С.Осипова. В результате этих работ запасы магнетитовых руд увеличены с 290 до 570 млн т и, самое главное, геологически, технологически и экономически доказан комплексный характер месторождения. Установлено, что помимо магнетитового в процессе обогащения руд можно получать высококачественный апатитовый и некоторые другие виды концентратов.

Коренная переоценка месторождения позволила в 1971 г. разработать технический проект расширения Ковдорского комбината до 15–17 млн т по руде, 6,0–6,5 млн т магнетитового и 1,8–2,0 млн т апатитового концентратов. В настоящее время закончено строительство апатитовой фабрики и начато расширение карьера. Значение комплексной оценки месторождения трудно преувеличить. Достаточно сказать, что только попутное извлечение апатита позволит получить столько концентрата, сколько можно получить при вводе такого крупного апатитового месторождения, как, например, Коашва. Комплексное использование магнетитовых руд в несколько раз повышает рентабельность разработки месторождения. Если в 1970 г. годовая прибыль Ковдорского комбината составила 4,5 млн руб., то только за счет апатитового концентрата при полном развитии производства она увеличится на 12 млн руб.

Однако геологическое изучение Ковдорского железорудного месторождения нельзя считать законченным. Еще со времен открытия месторождения известно, что магнетитовые руды окаймляются апатит-форстеритовыми породами, получившими название пород рудного комплекса (ПРК). Содержание магнетита в них низкое (до 10–15%), и как магнетитовые руды они относятся к убогим, непромышленным. Вместе с тем они отличаются сравнительно высоким (15–18%) содержанием апатита и вполне могут рассматриваться как апатитовые руды. Большие запасы таких руд (около 300–400 млн т) позволяют оценить ПРК как самостоятельное апатитовое месторождение. Подавляющая часть этих руд входит в контуры железорудного карьера и неизбежно добывается в процессе разработки месторождения. Элементарные расчеты показывают, что при обогащении этих руд можно получать экономичные апатитовые концентраты. Впервые идея о промышленном использовании этих руд была геологически и экономически обоснована в 1969 г. автором совместно с Б.И.Сулимовым и Б.В.Афанасьевым. В 1975 г. закончена детальная разведка этих руд. Промышленное их освоение намечается в ближайшее время.

Геолого-петрографическая характеристика. Ковдорское железорудное месторождение располагается в юго-западной части массива и контролируется тремя пересекающимися разломами: северо-восточного простирания (50–60°), северо-западного (330°), совпадающего с контактом гипербазитов и ийолитов, и субмеридионального. Вмещающие породы (гипербазиты на северо-востоке и ийолиты на юго-западе) этими разломами разбиты на серию блоков, незначительно смещенных в плане. Видимо, имели место и перемещения в вертикальной плоскости, о чем можно судить по наличию тектонических блоков фенитов в южной оконечности месторождения.

Магнетитовые руды слагают крупное тело (Главное рудное тело) мощностью до 800 м, вытянутое в субмеридиональном направлении на 1400–1500 м, к которому тяготеет на юго-западе ряд крутопадающих, вытянутых в северо-восточном направлении жиллообразных тел мощностью до 60 м и протяженностью

до 700 м. Кроме того, отдельными скважинами вскрыт ряд жил вблизи северного окончания Главного рудного тела и сравнительно густой штокверк мало-мощных (до 5-10 м) крутопадающих жил в центральной части массива, в 3-4 км от Главного рудного тела. Единичные маломощные жилы магнетитовых руд встречаются на площади вермикулит-флогопитового месторождения.

Главное рудное тело включает основные запасы руд, оно наиболее полно изучено и является объектом эксплуатационных работ. Морфологически его можно расчленить на две части: южную и северную (рис. 10). Южная часть, как показала детальная разведка, представляет собой вертикально падающее трубообразное тело с поперечником 600-750 м, с изометричной в плане формой, с крутым склонением на юг (под углом около 80°). На глубину оно прослежено до 900-1000 м. Установлено, что с глубиной размеры трубообразного тела постепенно уменьшаются (см. рис. 10) за счет небольшого наклона его контактов внутрь тела. Расчеты показывают, что при сохранении тенденции к сокращению размеров рудного тела на глубине 3 км можно ожидать полного его выклинивания. Северная часть рудного тела представляет собой апофизу рудной трубы мощностью 200-250 м, вытянутую в субмеридиональном направлении на 500 м.

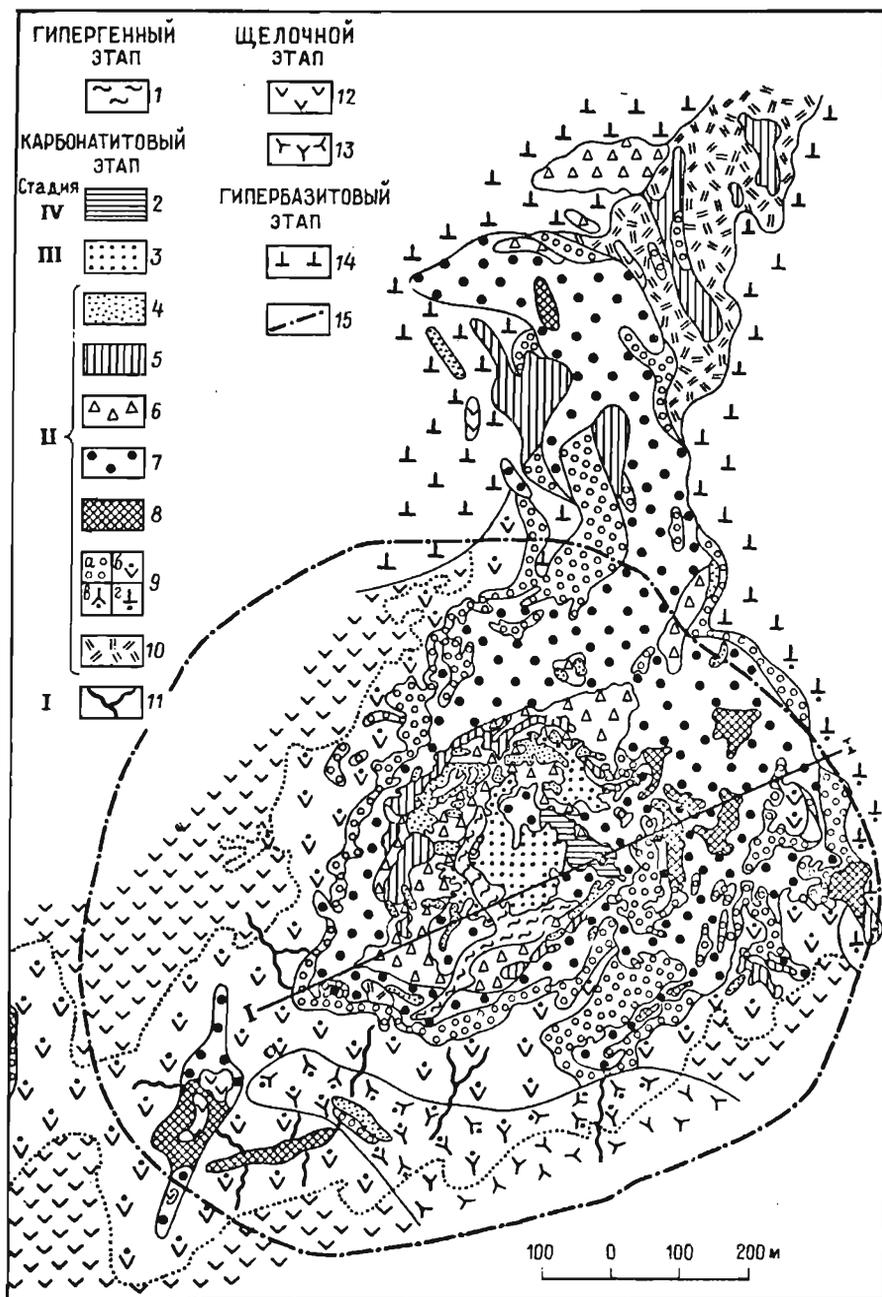
Рудное тело характеризуется резкими, но весьма сложными и извилистыми как в плане, так и на глубину секущими контактами. Морфология рудного тела осложняется многочисленными жильными ответвлениями, иногда на сотни метров уходящими во вмещающие породы, наличием среди руд останков вмещающих пород (особенно в краевых частях месторождения) и рвущих тел безрудных карбонатитов.

Главное рудное тело отличается большой пестротой слагающих его руд. По преобладанию или существенному развитию тех или других минералов выделяются следующие разности руд и пород (в порядке их образования):

- 1) форстерит-магнетитовые руды;
- 2) апатит-форстеритовые породы (апатитовые руды);
- 3) апатит-форстерит-магнетитовые руды;
- 4) апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые руды;
- 5) форстерит-кальцитовые карбонатиты с магнетитом;
- 6) гумит-тетрафлогопит-апатит-кальцит-магнетитовые руды и гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонатиты;
- 7) рудные брекчии;
- 8) доломит-форстерит-магнетитовые руды и доломитовые карбонатиты.

Роль этих разностей не одинакова. Господствующим развитием пользуются апатит-форстерит-магнетитовые руды (около 70 % площади Главного рудного тела). На периферии эти руды окружены почти сплошной каймой апатит-форстеритовых пород мощностью от 10 до 60-200 м. Форстерит-магнетитовые руды слагают редкие и сравнительно небольшие участки в юго-восточной части Главного тела среди апатит-форстерит-магнетитовых руд. Эта разновидность преобладает в крупных жиллообразных телах - сателлитах, расположенных к юго-западу от Главного рудного тела, и почти целиком слагает штокверк жил в центральной части массива. В юго-западной части рудного тела апатит-форстерит-магнетитовые руды прорваны сложно ветвящимся кольцеобразным крутопа-

дающим телом форстерит-кальцитовых карбонатов, которое сопровождается штокерком карбонатитовых жил и ореолом кальцитизированных руд. Площадь карбонатитового тела на верхних горизонтах (+190 и +130 м) составляет 8-10 тыс.м² (2-2,5 % всей площади рудного тела). С карбонатами ассоциируют конформные с ними небольшие тела кальцит-магнетитовых ру... Внедрение,



кальцитовых карбонатов и связанных с ними кальцит-магнетитовых руд обуславливает зональное строение южной части Главного рудного тела. Непосредственно к карбонатам и кальцит-форстерит-магнетитовым рудам примыкает ореол кальцитизированных апатит-форстерит-магнетитовых руд. Далее к периферии степень кальцитизации снижается. Кальцитизированные руды сменяются апатит-форстерит-магнетитовыми, окруженными, в свою очередь, ореолом апатит-форстеритовых пород. Гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовые руды и гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонаты слагают два небольших штокообразных вертикально падающих тела, расположенных в ядре рудной группы. Рудные брекчии образуют мелкие дайки с резкими секущими контактами. Из-за небольших размеров на карте они не выделены. Dolomit-форстерит-магнетитовые руды представлены сравнительно крупным телом, примыкающим к восточной окраине гумитсодержащих пород. Самыми молодыми являются доломитовые карбонаты, образующие обычно жилы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, вытянутые в северо-западном направлении.

Форстерит-магнетитовые руды секутся апатит-форстерит-магнетитовыми, кальцит-магнетитовыми рудами и карбонатами. Такие пересечения, особенно отчетливые и многочисленные, наблюдаются на участке штокаверка форстерит-магнетитовых руд в центральной части массива и в районе развития одиночных жил на юго-западе. В Главном рудном теле взаимоотношения форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд менее отчетливы. Переходы между ними обычно постепенные и расширяются. Однако и здесь нередко можно наблюдать брекчированные крупнозернистые или пегматоидные форстерит-магнетитовые руды, в различной степени апатитизированные и цементированные мелкозернистыми апатит-форстерит-магнетитовыми рудами или кальцитом (фото 6).

Форстерит-магнетитовые руды, как правило, крупнозернистые либо пегматоидные (зерна форстерита и магнетита достигают 10 см), отличаются гипидно-

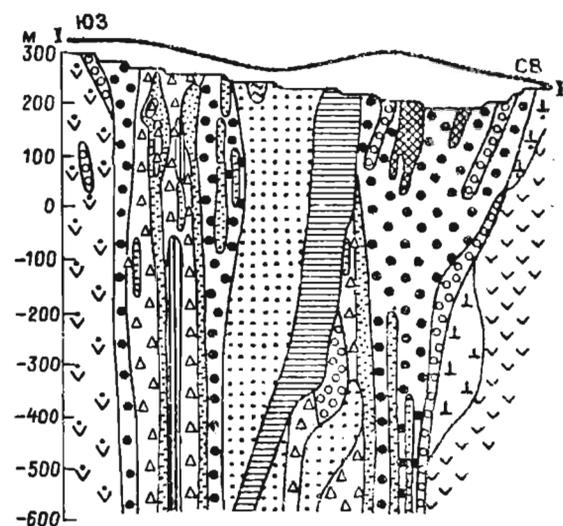


Рис. 10. Геологический план и разрез Кoadорского железорудного месторождения (составили Б. В. Афанасьев, Б. И. Сулимов с дополнениями автора).

1 - апатит-франколит-магнетитовые руды; 2 - доломит-форстерит-магнетитовые руды; 3 - гумит-тетрафлогопитсодержащие руды и карбонаты; 4 - кальцитовые карбонаты; 5 - кальцит-магнетитовые руды; 6 - апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды; 7 - апатит-форстерит-магнетитовые руды; 8 - форстерит-магнетитовые руды; 9 - апатит-форстеритовые породы (apatит-силикатные руды); а - сплошные, б - штокаверковые соответственно по ибодитам, фенитам и пироксенитам; 10 - существенно флогопитовые породы; 11 - эгирин-кальцитовые карбонаты; 12 - ибодиты; 13 - фениты; 14 - пироксениты; 15 - контуры карьера.

морфнозернистой либо сидеронитовой текстурой, отсутствием всяких следов коррозии одного минерала другим. В пределах Главного рудного тела форстерит-магнетитовые руды чаще всего брекчированы и подвержены интенсивной апатитизации. Здесь обычно хорошо проявлена коррозия форстерита и магнетита апатитом. Два главных минерала (форстерит и магнетит) составляют не менее 90-95 % руды. Оба минерала соизмеримы по величине и распределены в жилах равномерно. Второстепенные минералы - зеленый флогопит, кальцит, апатит; акцессорные - пирротин и бадделейт. В сростках с магнетитом отмечаются мельчайшие (0,01 мм) зерна шпинели. Форстерит-магнетитовые жилы отличаются резкими прямолинейными контактами, исключительной однородностью, отсутствием всяких следов зональности.

Апатит-форстеритовые породы (апатитовые руды) секут или замещают пироксениты, ийолиты, фениты и эгирин-кальцитовые карбонатиты I стадии. Границы штокерковой зоны апатит-форстеритовых руд с вмещающими породами условны. Отдельные тонкие жилы этих руд, секущие ийолиты, пироксениты и реже фениты, встречаются иногда на расстоянии 2-3 км от месторождения. По мере приближения к Главному рудному телу сеть жил сгущается, мощность их возрастает, вмещающие породы приобретают облик реликтов, количество и размеры которых постепенно уменьшаются (фото 7). На карте (см. рис. 10) условно выделены две разновидности руд: сплошные, прилегающие непосредственно к рудному телу, и штокерковые. Минеральный состав руд - форстерит, апатит, флогопит и в небольшом количестве магнетит; акцессорные - пирротин, калькопирит, бадделейт. Соотношение минералов крайне непостоянное. Флогопитовые разности в основном развиты по ийолитам. Здесь нередко можно видеть жилы, сложенные апатитом и флогопитом либо только флогопитом. Форстеритовые разности преимущественно образуются при замещении пироксенитов. Текстура пород полосчатая, пятнистая, реже массивная. Структура мелкозернистая, grano- и пойкилобластовая. Последовательность выделения минералов: флогопит, форстерит, магнетит, апатит и кальцит.

Апатит-форстерит-магнетитовые руды залегают среди апатит-форстеритовых пород. В последних вначале появляются отдельные секущие жилы апатит-форстерит-магнетитовых руд (фото 8). Сеть этих жил постепенно сгущается, увеличивается их мощность, и, наконец, они сливаются в единое мощное Главное рудное тело. Таким образом, хотя контакты апатит-форстерит-магнетитовых руд с апатит-форстеритовыми породами, как правило, четкие и резкие, границу между ними на планах и разрезах можно провести лишь условно. Условность этой границы определяется также и тем, что апатит-форстеритовые породы нередко интенсивно брекчированы и цементируются апатит-форстерит-магнетитовой рудой. Важно отметить, что апатит-форстеритовые породы, форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды секутся дайками полевошпатовых ийолитов (фото 9). В этом отношении они сходны с флогопитовыми рудами Главной залежи и четко обособляются от более поздних кальцитовых разностей руд и форстерит-кальцитовых карбонатитов, которые во всех без исключения случаях секут не только упомянутые выше разности руд, но и дайки полевошпатовых ийолитов.

Апатит-форстерит-магнетитовые руды характеризуются неравномернозер-

нистой структурой. В отличие от форстерит-магнетитовых руд им присущи брекчиевидные, пятнистые, грубополосчатые и реже массивные текстуры (фото 10). Перед нами можно наблюдать, как крупные раздробленные зерна магнетита и форстерита спементированы апатитом или мелкозернистым апатит-форстерит-магнетитовым агрегатом. Обращает внимание почти постоянное присутствие в апатит-форстерит-магнетитовых рудах ксенолитов разнообразных руд и пород, в том числе и таких, которые непосредственно вблизи месторождения не наблюдаются. Отмечаются ксенолиты апатит-форстеритовых, флогопит-форстеритовых пород и форстерит-магнетитовых руд, оливинитов, пироксенитов, якупирангитов (с нефелином) и амфиболитов. Обломки имеют угловатые и округлые очертания. Размер их редко превышает 10 см. Количество их непостоянно и в общем невелико. Ксенолиты апатит-форстеритовых пород, форстерит-магнетитовых руд и оливинитов в контакте с брекчиевидными апатит-форстерит-магнетитовыми рудами не претерпевают никаких изменений, обломки же пироксенитов и якупирангитов всегда окаймляются оторочками кальцит-флогопит-форстеритового состава (фото 11). По минеральному составу апатит-форстерит-магнетитовые руды отличаются от форстерит-магнетитовых руд повышенным содержанием апатита. Если в неизмененных форстерит-магнетитовых рудах (неапатитизированных) апатит представлен лишь единичными зернами, то в апатит-форстерит-магнетитовых содержание его обычно не ниже 17-20 %.

Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды представляют собой форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды, интенсивно кальцитизированные при внедрении кольцевого тела карбонатитов. Эти различия руд с карбонатитами объединяет ряд общих черт: пространственная сопряженность, особенности минерального состава, заключающиеся в существенной либо даже преобладающей (для карбонатитов) роли кальцита, своеобразии текстурно-структурных признаков. Они сформировались позже апатит-форстерит-магнетитовых руд, о чем однозначно свидетельствуют не только факты замещения и пересечения ими в виде жил равных типов руд, но и секущее их положение по отношению к дайкам полевошпатовых ийолитов. Кальцитовые различия руд преимущественно развиты вокруг карбонатитового штока в юго-западной части месторождения и отличаются широкой вариацией количественных соотношений минералов. Среди этих руд по содержанию железа наблюдаются все переходы от богатых до убогих, приближающихся по облику к карбонатитам.

Текстуры руд неоднородные - пятнистые, пятнисто-полосчатые и брекчиевидные (фото 12-14), обусловлены различным проявлением процессов кальцитизации. Стдельные участки представлены обычными апатит-форстерит-магнетитовыми рудами с большим или меньшим количеством гнезд, жил и полосовидных скоплений кальцита. Вокруг последнего образуются оторочки почти мономинерального, перекристаллизованного в крупные октаэдры магнетита. Такие гнезда и полосы можно рассматривать, по терминологии Д.П. Григорьева [41], как своеобразные друзы, возникающие на фронте перекристаллизации. Можно встретить аналогичные друзы перекристаллизации флогопита с размером табличек до 10 см в поперечнике. Вследствие широких масштабов перекристаллизации только в этих рудах кристаллы магнетита имеют отчетливую огранку и наиболее крупные размеры (до 10 см в поперечнике). В интенсивно кальцитизированных

рудах заметно снижается содержание апатита, форстерита, несколько повышается содержание сульфидов. Количество баццелита остается примерно таким же, что и в первичных рудах.

Кальцит-форстерит-магнетитовые руды образуют большое количество маломощных жил в апатит-форстерит-магнетитовых рудах, апатит-форстеритовых породах внешней каймы и во вмещающих породах (иголитах, пироксенитах, гранат-амфибол-монтичеллитовых породах, реже фенитах). Жилы отличаются отчетливой зональностью. Центральная зона жил сложена кальцитом мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Она сменяется к периферии сначала зоной почти мономинерального магнетита, затем форстерита и, наконец, зеленого флогопита (по иголитам) или тремолита (в пироксенитах). Большой интерес представляют аналогичные метасоматические кальцит-магнетитовые жилы в северной оконечности Главного рудного тела среди гранат-амфибол-монтичеллитовых пород. Здесь от центра к периферии наблюдается такая смена зон (фото 15): а) почти мономинеральная кальцитовая, мощность до 1 м; б) почти мономинеральная магнетитовая, мощность до первых сантиметров; в) ритмически полосчатая магнетит-форстерит-кальцитовая, мощность до нескольких десятков сантиметров; г) форстерит-флогопитовая, мощность до нескольких десятков сантиметров; д) диопсид-амфиболовая, мощность до 1-2 см. Обращает внимание, что последовательность смены зон весьма близка к той, которая наблюдается в одиночных жилах, сопровождающих флогопитовое месторождение. Полностью идентичны минеральный состав и оптические свойства минералов [142].

Форстерит-кальцитовые карбонатиты в пределах Главного рудного тела образуют ряд жил в юго-восточной его части мощностью до 30-40 м, явно тяготеющих к кольцевой зоне вокруг гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовых руд. С глубиной мощность жилообразных тел карбонатитов вначале увеличивается почти вдвое (от горизонта +190 м до горизонта +10 м), а затем не изменяется на всю глубину разведки (горизонт -230 м). Контакты карбонатитов с вмещающими рудами резкие секущие, срезающие рудную полосчатость. Часто карбонатиты являются цементом брекчий апатитовых и кальцитовых разностей магнетитовых руд, апатит-форстеритовых пород, иголитов, пироксенитов, фенитов (фото 16, 17). Карбонатиты от средне- до крупнозернистых, обычно полосчатые из-за неравномерного распределения второстепенных минералов (магнетита, форстерита, флогопита, апатита), местами обогащены магнетитом и почти не отличаются от кальцитовых разностей руд.

Гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовые руды образуются за счет метасоматоза ранних руд и кальцитовых карбонатитов и вследствие этого характеризуются широко варьирующим минеральным составом: от богатых апатитом и магнетитом до бедных примесями кальцитовых карбонатитов. Все эти разности тесно перемежаются и резко отличаются от других типов руд и карбонатитов наличием гумита и тетрафлогопита. Характерно для них повышенное содержание сульфидов и аксессуарных минералов (пиррохлор, гатчеттолит, циркелит, баццелит). Содержание сульфидов достигает 3-4 % и в среднем составляет 1,5 %. Среди сульфидов преобладает пирротин, в меньшем количестве присутствуют пирит, сфалерит и халькопирит. Судя по литературным данным [142, 144, 146, 147, 151, 160, 161], с аналогичными по составу породами связыва-

медное месторождение Палабора в Южной Африке. Однако интенсивность сульфидной минерализации в Ксвдорском месторождении значительно слабее. Содержание меди в указанных породах обычно составляет 0,05–0,1 %.

Вмещающие руды и кальцитовые карбонаты в контактах подвергаются изменению: в них появляются вкрапленные гумит и тетрафлогопит, проникающие иногда по трещинам на десятки метров, реже сульфиды. Отчетливо устанавливается замещение форстерита гумитом. Текстура гумит- и тетрафлогопитсодержащих руд и карбонатов обычно полосчатая (фото 18, 19), обусловленная чередованием полос различной мощности белого кальцита и темноцветных, как правило, перекристаллизованных, хорошо ограненных минералов (магнетита, гумита, тетрафлогопита). Структура крупнозернистая.

Рудные брекчии слагают мелкие (до нескольких метров) штокообразные тела и дайки, секущие все описанные выше разности руд, включая гумит-тетрафлогопитсодержащие. Они в обилии включают ксенолиты этих руд и чужеродных, не встречающихся вблизи Главного рудного тела пород, таких, как оливиниты и пироксенизированные оливиниты. Ксенолиты обычно хорошо окатаны, размеры их достигают 15–20 см (фото 20, 21). Обломки оливинитов, форстерит-кальцитовых карбонатов, форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд в контакте с цементом не претерпевают видимых изменений. Обломки же пироксенов и ийолитов окаймляются зональными оторочками из кальцита, форстерита, флогопита и тремолита, как это имеет место и в апатит-форстерит-магнетитовых рудах. Цемент брекчий разнообразен по минеральному составу и структуре. В одних случаях он не отличим от апатит-форстерит-магнетитовых руд, в других – от кальцит-форстерит-магнетитовых руд, в третьих – от кальцитовых карбонатов. Такие брекчии, особенно когда обломки руд и пород в них мелкие и угловатые, практически не отличимы ни по минеральному составу, ни по облику от главной массы апатит-форстерит-магнетитовых руд. В некоторых случаях цемент представлен темно-серым однородным мелкозернистым биотитовым оливинитом, благодаря чему брекчии хорошо выделяются на фоне разнообразных руд.

Доломит-форстерит-магнетитовые руды имеют с более ранними образованиями, включая рудные брекчии, резкие, нередко отчетливо тектонические контакты. Б.В. Афанасьев, детально документировавший месторождение, отмечает случаи, когда доломит-форстерит-магнетитовые руды срезают округлые обломки силикатных пород брекчий, повторно брекчируют и цементируют их. В приконтактных частях такие разности руд и карбонатов подвергаются доломитизации. Доломит-форстерит-магнетитовые руды неравнозернистые, отличаются однородностью, массивными текстурами (фото 22), постоянно высоким содержанием магнетита (в среднем 50 %), практическим отсутствием апатита, повышенным содержанием бадделейта (0,20 %) и сульфидов (до 2–3 %), преобладанием доломита над кальцитом, постоянным присутствием клинохлора. Доломитовые карбонаты пространственно приурочены к центральной и северо-восточной частям южной половины Главного рудного тела, где они образуют незначительной мощности (до первых метров) и небольшого протяжения вертикальные секущие жилы северо-западного простирания. Встречена лишь одна сравнительно мощная (20 м) жила в северной части южной половины Главного руд-

ного тела. В контактах жил, а нередко и вне всякой видимой связи с жилами устанавливаются доломитизация и серпентинизация вмещающих пород и руд. Доломитовые карбонатиты мелко- и среднезернистые, массивные. Кроме доломита в состав их входят в незначительных количествах кальцит, тетрафлогопит, гумит, тремолит, хлорит, серпентин, сульфиды. Акцессорные - пиррохлор, циркон

По минеральным парагенезисам (табл. 13) все образования Ксвдорского

Таблица 13

Содержание минералов в магнетитовых рудах и карбонатитах по данным пересчета химических анализов (вес.%)

| Руды и породы | Магнетит | Апатит | Форстерит и флогопит | Кальцит | Доломит | Бадделейт | Сульфиды |
|-----------------------------------------------------------|----------|--------|----------------------|---------|---------|-----------|----------|
| Форстерит-магнетитовые руды..... | 50 | 1-2 | 40 | 2-4 | До 1 | 0,15 | 0,40 |
| Апатит-форстеритовые породы..... | 5-8 | 20-26 | 50-60 | 3-6 | До 1 | 0,02-0,05 | 0,40 |
| Апатит-форстерит-магнетитовые руды..... | 45 | 18-22 | 20-25 | 2-4 | 1-2 | 0,18-0,22 | 0,50 |
| Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды..... | 20-40 | 15-20 | 15-20 | 25-40 | 4-6 | 0,16 | 1,5 |
| Кальцит-форстерит-магнетитовые руды..... | 20-55 | 3-5 | 15-25 | 20-45 | 5-10 | 0,15 | 1-2 |
| Форстерит-кальцитовые карбонатиты..... | 5-8 | 10-15 | 6-10 | 70-80 | 3-6 | 0,03 | 1,0 |
| Гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовые руды..... | 30-35 | 15-20 | 15-20 | 20-30 | 5-7 | 0,17 | 2-3 |
| Гумит-тетрафлогопитовые карбонатиты..... | 5-10 | 5-12 | 3-5 | 60-80 | 1-5 | 0,09 | 2-3 |
| Доломит-форстерит-магнетитовые руды..... | 55-65 | 1-2 | 20-25 | 3-5 | 10-12 | 0,22 | 1,5-3,0 |

железородного месторождения можно разделить на три группы.

К первой группе относится преобладающая часть руд (не менее 90 %). В нее входят форстерит-магнетитовые руды, апатит-форстеритовые породы, апатит-форстерит-магнетитовые, апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые, кальцит-форстерит-магнетитовые руды и форстерит-кальцитовые карбонатиты. Минеральный состав всех этих разновидностей пород и руд одинаков. Главные минералы - магнетит, форстерит, флогопит, кальцит, апатит; второстепенные и акцессорные - диопсид, пирротин, бадделейт, шпинель, халькопирит, доломит. Разности руд отличаются количественными соотношениями главных минералов. Важно отметить, что минеральный состав флогопитовых руд Главной флогопитовой залежи очень близок к составу рассматриваемых руд и отличается лишь тем, что в них одним из главных минералов является диопсид.

Ко второй группе относятся гумит-тетрафлогопит-apatит-кальцит-магнетитовые руды и гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонатиты. Главные минера-

ны в них — магнетит, кальцит, апатит, форстерит, гумит, тетрафлогопит; второстепенные и аксессуарные — халькопирит, пирротин, бадделлит, пирохлор, гатчеттолит, цирконит.

Третья группа, к которой относятся доломит-форстерит-магнетитовые руды и доломитовые карбонаты, отличается от предыдущих тем, что в состав основных минералов кроме магнетита, форстерита, кальцита и флогопита входит доломит, а в качестве характерных второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют тремолит-рихтерит, серпентин, пирохлор и циркон.

Состав минералов, их облик и физические свойства заметно изменяются в зависимости от парагенезиса.

Для магнетита характерно изменение внешнего облика и в меньшей мере состава даже в пределах одной парагенетической ассоциации минералов. Выше уже отмечалось, что в форстерит-магнетитовых рудах магнетит образует крупные (до 10 см в поперечнике) ксеноморфные зерна, в апатит-форстерит-магнетитовых рудах преобладает обломочный, часто корродированный апатитом магнетит, в кальцитизированных рудах — перекристаллизованный, обычно хорошо ограниченный, с октаэдрической формой. По составу он относится к магномagnetиту. Достаточно заметно "очистение" магнетита при перекристаллизации. Так, по данным химического анализа магнетита, выполненного химической лабораторией Механообра, содержание железа в магнетите составляет: из форстерит-магнетитовых руд — 64,35 %, из апатит-форстерит-магнетитовых руд — 65,20–65,52 %, из кальцитизированных апатит-форстерит-магнетитовых руд — 64,54–67,00 %, из кальцит-магнетитовых руд — 66,06 %, из карбонатов — 67,23–69 %.

Содержание MgO в магнетите первой парагенетической ассоциации колеблется, по данным О.М. Римской-Корсаковой, от 3,57 до 9,10 %, TiO_2 — от 0,38 до 1,62 %, Al_2O_3 — от 0,78 до 6,33 %, MnO — от 0,20 до 0,87 %, Zn — от 0,001 до 0,07 %. Отсюда видно, что магнетит Ковдорского месторождения невысокого качества. Получение из руд концентратов с содержанием железа более 64 % затруднено. Однако повышенное содержание в нем магнезиального компонента позволяет Череповецкому металлургическому комбинату существенно снизить расход флюса и с большим экономическим эффектом использовать его в шихте с железным концентратом Оленегорского месторождения. Как показывают детальные минералогические исследования, примесь глинозема в магнетите обусловлена микровключениями шпинели (плеонаста), возникшими в результате распада твердых растворов, а примесь титана — мельчайшими вростками ильменита.

Магнетит второй парагенетической ассоциации (в гумит-тетрафлогопитсодержащих рудах и карбонатах) отличается фиолетовым оттенком и повышенным блеском. Отличается он и по химическому составу. Содержание в нем глинозема и магния существенно снижается (до 2,18 % MgO и 0,14 % Al_2O_3), а содержание TiO_2 резко возрастает (до 7,75 %).

Наиболее "чистым" составом, по данным О.М. Римской-Корсаковой, характеризуется магнетит из доломит-форстерит-магнетитовых руд (третья парагенетическая ассоциация). Содержание железа в магнетите из этих руд достигает 70 %, TiO_2 — 0,53 %, Al_2O_3 — 0,96 %, Mg — 2,10 %.

Апатит представлен обычно мелкими изометрическими или слегка удлинёнными зёрнами размером от 0,5 до 2-3 мм. В кальцитизированных рудах, видимо в результате перекристаллизации, он образует призматические кристаллы длиной до 5-10 см, иногда срастающиеся в радиально-лучистые агрегаты. По окраске, физическим свойствам и химическому составу они однообразны и не зависят от руд и парагенезиса минералов. Показатели преломления: $N_o = 1,640-1,644$; $N_e = 1,637-1,640$. По химическому составу апатит Ковдорского железорудного месторождения отличается от хибинских апатитов пониженным содержанием редких земель и фтора (табл. 14).

Таблица 14

Химический состав апатита (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Руды ковдорских месторождений | | | | | | | | Руды хибинских месторождений | |
|------------------------------------|------------------------------------|--------|--------|-------|------------------------|------------------------|----------------------------|---------|------------------------------|--------|
| | апатит-форстерит-магнетитовые руды | | | | кальцитовый карбонатит | доломитовый карбонатит | флогопитовое месторождение | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 0,95 | - | - | - | 0,08 | 1,00 | - | 2,20 | 0,39 | 0,30 |
| Al ₂ O ₃ | 0,12 | 0,007 | 0,002 | 0,004 | 0,03 | 0,20 | - | 0,80 | 0,17 | 0,15 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,15 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,41 | 0,04 | 0,08 | 0,13 | 0,13 | 0,13 |
| SrO | 0,23 | 0,28 | 0,18 | 0,17 | 0,30 | 0,17 | 0,88 | 0,20 | 3,8 | 2,64 |
| MnO | 0,03 | 0,33 | 0,25 | 0,25 | 0,02 | - | 0,03 | - | 0,01 | 0,02 |
| CaO | 54,09 | 55,14 | 55,62 | 55,91 | 55,08 | 54,96 | 54,64 | 53,55 | 51,68 | 52,53 |
| MgO | 1,35 | 0,39 | 0,23 | 0,07 | 0,18 | - | 0,36 | Не обн. | 0,05 | 0,06 |
| K ₂ O | 0,02 | 0,002 | - | 0,008 | 0,008 | Сл. | 0,008 | Сл. | 0,01 | 0,06 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,23 | 0,17 | 0,16 | - | 0,20 | 0,24 | 0,20 | 0,11 | 0,37 |
| H ₂ O ⁻ | 0,05 | - | - | - | - | 0,03 | - | 0,04 | 0,08 | 0,04 |
| H ₂ O ⁺ | 0,20 | 0,74 | 0,83 | 0,58 | 0,02 | - | - | - | 0,45 | 0,23 |
| П.л.л. | - | - | - | - | - | 0,64 | - | 2,0 | - | - |
| P ₂ O ₅ | 40,82 | 41,54 | 41,21 | 41,35 | 42,38 | 41,30 | 40,63 | 38,00 | 40,57 | 40,68 |
| F | 1,96 | 1,14 | 1,18 | 1,11 | 1,76 | 0,56 | 2,78 | 0,56 | 2,97 | 3,32 |
| Нераств. ост. ... | - | 0,10 | - | 0,05 | - | - | - | - | - | - |
| -O ₂ | - | - | - | - | - | 0,24 | - | 0,24 | - | - |
| ΣTR ₂ O ₃ | 0,30 | 0,09 | - | 0,20 | 0,29 | 0,044 | 0,60 | 1,19 | 0,95 | 0,90 |
| Cl | 0,019 | - | - | - | 0,06 | - | - | - | 0,01 | - |
| CO ₂ | 0,41 | - | 0,59 | - | 0,56 | - | 0,70 | - | - | - |
| Сумма..... | 100,86 | 100,06 | 100,28 | 99,87 | 101,17 | 98,38 | 100,70 | 99,11 | 101,39 | 101,44 |
| -O=F ₂ -Cl ₂ | 0,82 | 0,47 | 0,50 | 0,47 | 0,73 | 0,25 | 1,16 | 0,25 | 1,24 | 1,40 |
| Сумма..... | 100,04 | 99,59 | 99,78 | 99,40 | 100,44 | 98,13 | 99,54 | 98,86 | 100,15 | 100,04 |

* В таблице использованы данные: 1 - Г.С.Курбаевой и Л.Ф.Ганнибал [77]; 2-4, 7 - О.М.Рыской-Корсаковой; 5 - А.А.Кухаренко и др. [59]; 6, 8 - В.И.Тернового и Е.Б.Евангуловой; 9-10 - Т.И.Ивановой.

Ф о р с т е р и т представлен зернами различного размера и огранки. Хорошо ограненные кристаллы форстерита свойственны перекристаллизованным кальцитовым разностям руд. Обычно зерна форстерита серого и светло-серого цвета. В гумит-тетрафлогопитсодержащих породах они приобретают фиолетовую окраску, что связывается с примесью титана. Оптические константы: $N_g = 1,678-1,692$; $N_m = 1,658-1,672$; $N_p = 1,642-1,656$; $2V = 83-86^\circ$. Химический состав форстерита приводится в табл. 15.

Таблица 15

Химический состав форстерита (вос.%)^{*}

| Окислы | Апатит-форстерит-магнетитовые руды | Кальцит-магнетитовые руды | Гумит-тетрафлогопитсодержащие руды |
|--------------------------------|------------------------------------|---------------------------|------------------------------------|
| SiO ₂ | 41,08 | 41,72 | 40,88 |
| TiO ₂ | - | - | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | - | - | 0,42 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,20 | 0,16 | 0,25 |
| FeO | 4,57 | 3,64 | 8,84 |
| MnO | 0,78 | 0,84 | 0,41 |
| MgO | 53,08 | 53,48 | 48,79 |
| NiO | Сл. | 0,08 | - |
| Сумма..... | 99,71 | 99,90 | 99,81 |

^{*} По данным А.А.Кухаренко и др. [59].

Пересчеты химических анализов показывают, что содержание фаялитового компонента составляет 5-6 %, в гумитсодержащих рудах достигает 12 %. В апатит-форстеритовых породах форстерит несколько отличается повышенной железистостью и соответственно более высокими показателями преломления.

Ф л о г о п и т наиболее широко распространен в краевых метасоматитах Главного рудного тела, где нередко наблюдаются мелкочешуйчатые слюдиты, замещающие ийолиты. По составу и оптическим свойствам он близок к флогопиту флогопитового месторождения. В подчиненных количествах встречается менее железистый изумрудно-зеленый флогопит в форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, кальцит-магнетитовых рудах и кальцитовых карбонатитах. В перекристаллизованных кальцитовых разностях руд такой флогопит иногда образует сравнительно крупные, хорошо ограненные таблички (до 10 см в поперечнике) или друзы табличек со всеми присущими им признаками геометрического отбора при росте. Химический состав флогопита и оптические свойства рассматривались выше.

К а л ь ц и т имеет обычно белый цвет, реже серый или даже черный, обусловленный тонкораспыленной вкрапленностью магнетита или пирротина. По

оптическим свойствам кальцит однообразен: $n_o = 1,658-1,662$, что свидетельствует о малом количестве примесей. По данным А.В.Лапина, кальцит из кальцит-магнетитовых руд содержит: Sr - 0,49 %, Ba - 0,15 %, TR_2O_3 - 0,02 %, а кальцит из гумит-тетрафлогопитсодержащих руд соответственно - 0,7; 0,16 и 0,07 %. А.С.Кириллов [65] отмечает, что содержание TR_2O_3 в кальците, из кальцитовых карбонатов колеблется в пределах 0,08-0,13 %. Из редкоземельных преобладают церий (44-46 %), лантан (22-26 %), неодим (16-20 %).

Доломит имеет белый или розовато-белый цвет и в небольшом количестве присутствует во всех кальцитовых разностях руд и кальцитовых карбонатах, где он образует сростки с кальцитом либо замещает его. В доломит-форстерит-магнетитовых рудах и в доломитовых карбонатах он является основным минералом.

Тетраферрифлогопит - один из основных минералов гумит-тетрафлогопитсодержащих руд и карбонатов. Так же как и во флогопитовом месторождении, он часто образует внешнюю кайму вокруг изумрудно-зеленого флогопита, в различной степени замещая его. Свойства и состав его приведены выше.

Характерным аксессуарным минералом для всех типов руд и кальцитовых карбонатов является бадделейт, а для гумит-тетрафлогопитсодержащих руд и карбонатов, кроме того, и пироксид, гатчеттолит, циркелит. Выделяются две генерации бадделейта. Первая генерация - светло-коричневый или бурый бадделейт - характерна для форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, кальцит-магнетитовых руд, а также для апатит-форстеритовых пород и кальцитовых карбонатов. Вторая генерация - темно-бурый бадделейт - свойственна гумит-тетрафлогопитсодержащим рудам и карбонатам. Физические свойства и химический состав редкометалльных аксессуарных минералов приведены в табл. 16.

Тектоника. Выделяются дорудные, внутрирудные и пострудные тектонические проявления. Дорудная тектоника определила локализацию, морфологию и строение рудных тел. Наиболее ранние дорудные нарушения имеют северо-восточное простирание (азимут $50-60^\circ$) и крутое ($70-80^\circ$) падение на юго-восток. За пределами месторождения эти нарушения прослеживаются в виде серии субпараллельных тектонических швов, смещающих контакты пород рамы (диолитов с пироксенитами и фенитами), и системы трещин, залеченных дорудными карбонатами (I стадия) и образованиями рудного комплекса.

Вторая, более поздняя, система дорудных нарушений совпадает с контактом гипербазитов с диолитами и имеет северо-западное простирание ($320-330^\circ$) и крутое падение на юго-запад.

И, наконец, выделяется третья, еще более поздняя, система дорудных нарушений субмеридионального простирания. Как видно из структурной схемы (рис. 11), дорудные нарушения взломали участок земной коры на серию блоков с отчетливым горизонтальным смещением. Системы пересекающих дорудных разломов послужили основными каналами движения рудного вещества. Определяющая роль этих систем нарушений подтверждается ориентировкой рудной полосчатости в наиболее ранних образованиях рудного комплекса. Так, в западной части Главного рудного тела полосчатость в форстерит-магнетитовых и апатит-фор-

Таблица 16

Химический состав (вес. %) и физические свойства редкометаллических
акцессорных минералов*

| Окислы, компоненты и физические показатели | Бадделент (ZrO_2) | | Пирохлор (Ca,Na) $_2$ x (Nb,Ti) $_2$ O $_6$ | Гатчеттолит (Ca,Na,U,Th) $_2$ x(Nb, Ta,Ti,Zr)O $_6$ (OF) $_{1-y}$ nH $_2$ O | Циркейт (Na,U,Th)Zr (Nb,Ti) $_2$ O $_8$ |
|--------------------------------------------|-----------------------|--------------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| | I генерации | II генерации | | | |
| $ZrO_2 + HfO_2$ | 96,5 | 98,7** | 0,85 | 51-9,5 | 25,1-35,4 |
| TiO_2 | До 0,007 | До 0,2 | 33-5,8 | 5-7,5 | 13,9-18,5 |
| Nb_2O_5 | 0,20-0,39 | 0,5-1,5 | 34-38 | 2,9-5,1 | 19,4-27,1 |
| Ta_2O_5 | 0,006-0,4 | 0,15-0,85 | 0,2-4,1 | 4,6-13,6 | 0,076-2,8 |
| TR_2O_3 | Не более 0,1 | | - | - | - |
| SrO | До 0,11 | | - | - | - |
| $Nb : Ta$ | 2-4 | | - | - | - |
| $UO_2 + U$ | - | - | До 2,5 | 4,0-18,5 | 1,46-3,37 |
| ThO_2 | - | - | 0,6-0,8 | 1,1-5,7 | 0,40-3,2 |
| Удельный вес..... | 5,7-5,8 | До 5,9 | 3,85-4,15 | 4,02-4,89 | 4,2-4,65 |
| Показатель преломления (No)..... | 2,18 | 2,24 | 2,073-2,077 | 1,985-1,995 | 2,00-2,28 |

* По данным Е.М.Эпштейна и Л.Н.Журавлевой.

** По данным спектрального анализа (В.А.Галибин, 1969 г.) отношение $ZrO_2 : HfO_2 = 55-75$, что соответствует 1,5-2% HfO_2 в минерале.

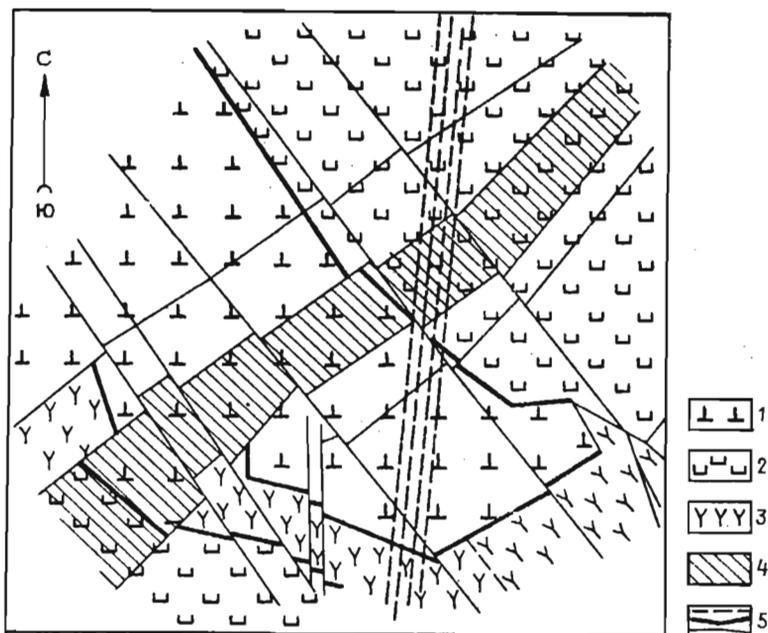


Рис. 11. Структурная схема Ковдорского железорудного месторождения в орудный период (по Е.М.Эпштейну).

1 - ийолиты; 2 - гилербазиты; 3 - фениты; 4 - горстообразный центральный блок; 5 - тектонические нарушения.

тальт-магнетитовых рудах имеет преобладающее простирание $40-50^{\circ}$ и падение на юго-восток под углами $75-85^{\circ}$. В этом же направлении ориентировано большее количество сравнительно крупных рудных жил во вмещающих ийолитах и фенитах и штокверковая зона мелких рудных жил среди оливинитов в центре и на крайнем юго-западе массива. В восточной части Главного рудного тела полосчатость совпадает уже с северо-западной зоной нарушений. На продолжении этой тектонической зоны к юго-востоку от Главного рудного тела также наблюдается большое количество жильных рудных тел. Наиболее интенсивное дробление вмещающих пород, образование открытых каналов и полостей, естественно, имели место на участке пересечения систем тектонических нарушений. Все это обусловило формирование именно здесь более или менее изометричного в плане трубообразного тела выплнения, сложенного ранними форстерит-магнетитовыми и апатит-форстерит-магнетитовыми рудами.

По мере удаления от центральной камеры количество рудных жил и их мощность уменьшаются, хотя они и прослеживаются по простиранию тектонических зон на значительные расстояния. На некоторых участках, как, например, в центральной части массива, количество рудных жил вновь возрастает, образуется сравнительно густой штокверк, который может представить промышленный интерес.

Внутрирудная тектоника интенсивно проявилась на месте сочленения до-рудных газломов. Появление ослабленной зоны в центральной части апатит-форстерит-магнетитовых руд определило поступление р-створов и интенсивный метасоматоз. Так возникли апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды. Сформировавшаяся метасоматическая зональность в пределах южной части Главного рудного тела и последующая взрывная деятельность магматического очага создали в этом локальном центре благоприятные условия для образования конических трещин. Эти структуры определили формирование вначале кальцитовых карбонатитов, образующих неполно кольцевые, крутопадающие к центру, сравнительно мелкие тела, а затем гумит-тетрафлогопитсодержащих руд и карбонатитов, слагающих ядро Главного рудного тела. Взрывной характер обстановки, в которой формировались карбонатиты, приводил к дроблению руд и образованию explosивных брекчий, чаще всего приуроченных к контактам различных руд. Последние проявления взрывов связаны с формированием столбообразного тела доломит-форстерит-магнетитовых руд, внутри которого наблюдаются explosивные брекчии с обломками оливинитов, кальцитовых карбонатитов, апатит-форстерит-магнетитовых и гумит-тетрафлогопитсодержащих руд.

Пострудная тектоника на железорудном месторождении многообразна по возрасту и характеру сопровождающей минерализации. Однако она не оказала сколько-нибудь существенного влияния на ранее оформившуюся структуру и морфологию рудного тела. Наиболее ранние пострудные тектонические подвижки привели к формированию серии тонких трещин северо-восточного простирания с крутым ($70-80^{\circ}$) падением на юго-восток, многие из которых выполнены мало-мощными жилами доломитовых карбонатитов. В пострудный период продолжалось развитие зон катаклаза, особенно интенсивное в северной части и вдоль восточного контакта Главного рудного тела (вдоль наиболее четко выраженных интрузивных контактов). Простирания зон от субмеридионального до северо-западного, падения $70-85^{\circ}$ на юго-восток. Зоны маркируются интенсивной трещиноватостью, развитием доломитизации и серпентинизации пород. К наиболее молодым интенсивно трещиноватым вертикальным зонам северо-восточного (азимут $40-50^{\circ}$) и северо-западного ($320-330^{\circ}$) простирания приурочены франколит-магнетитовые руды доледниковой коры выветривания.

Геолого-промышленные типы руд. Сложный и непостоянный состав руд Ковдорского железорудного месторождения требует строго планируемой их шихтовки в процессе добычи. Такая шихтовка возможна лишь при достаточно простой и надежной геолого-промышленной классификации руд. В связи с комплексной оценкой Ковдорского месторождения и приростом запасов автором совместно с геологами Ковдорской ГРП Б.И. Сулимовым и Б.В. Афанасьевым, а также сотрудником НИС ЛТИ Ю.Н. Тарасенко разработана новая геолого-промышленная классификация руд. В основу ее положены комплексность, геолого-минералогические и технологические особенности руд.

Как видно из качественной характеристики типов руд (табл. 17), выделяются два типа практически безапатитовых руд: форстерит-магнетитовый и карбонатно-форстерит-магнетитовый. К последнему типу относятся кальцит-магнетитовые и доломит-магнетитовые руды. Оба этих типа отличает высокое содержание железа. Однако они не пригодны для промышленного извлечения апатита.

Качественная характеристика типов руд

| Геолого-промышленный тип руды | Содержание, вес. % | | | | | Полезные компоненты* |
|-----------------------------------------|--------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|---------|-------------------------------------------------|
| | Fe _{вал} | P ₂ O ₅ | ZrO ₂ | CO ₂ | S | |
| Форстерит-магнетитовый..... | 34,87 | 2,08 | 0,18 | 3,74 | 0,16 | Магнетит, форстерит, бадделейт |
| Апатит-форстерит-магнетитовый..... | 28,40 | 7,96 | 0,17 | 4,59 | 0,24 | Магнетит, апатит, бадделейт, форстерит |
| Апатит-кальцит-форстерит-магнетитовый.. | 24,04 | 7,13 | 0,15 | 14,95 | 0,40 | Магнетит, апатит, бадделейт, кальцит, форстерит |
| Карбонатно-форстерит-магнетитовый..... | 32,15 | 1,73 | 0,18 | 7,71 | 0,35 | Магнетит, бадделейт |
| Магнетит-апатитовый.. | 7-15 | 7-10 | 0,05 | 10-20 | 0,2-0,3 | Апатит, магнетит |

* Первым назван основной минерал.

Технологическими испытаниями установлено, что преобладание кальцита над апатитом существенно снижает извлечение апатита и ухудшает качество апатитовых концентратов. По этой причине выделены апатит-форстерит-магнетитовый и апатит-кальцит-форстерит-магнетитовый типы руд. К последнему относятся те же апатит-форстерит-магнетитовые руды, но интенсивно кальцитизированные либо рассеченные множеством жил и прожилков кальцита. Оптимальные результаты обогащения этих руд достигаются только при соответствующей шихтовке их с апатит-форстерит-магнетитовыми рудами.

К магнетит-апатитовым рудам отнесены апатит-форстеритовые породы (ПРК). Технологическими испытаниями доказана возможность получения из них высоки по качеству апатитовых концентратов (содержание P₂O₅ 36-39 %) при сравнительно хорошем извлечении (80-93 %). Попутно можно получать хорошего качества магнетитовый концентрат.

Из рис. 10 видно, что метасоматической зональности в распределении типов руд в Главном рудном теле не устанавливается. Обычно не обнаруживается никаких следов зонального строения и в одиночных рудных жилах. Наоборот, где бы ни располагались эти жилы (в оливинитах, ийолитах, пироксенитах, флогопит-диопсидовых породах флогопитового комплекса), они, как правило, имеют резкие контакты с вмещающими породами и однородные (от одного контакта к другому) состав, структуру и текстуру.

Об отсутствии метасоматической зональности свидетельствуют также про-

веденные нами специальные исследования закономерностей распределения отдельных компонентов руд. По магнетиту они показаны на рис. 12, а по апатиту — на рис. 13. Согласно метасоматической концепции Е. П. Эпштейна [133], вокруг

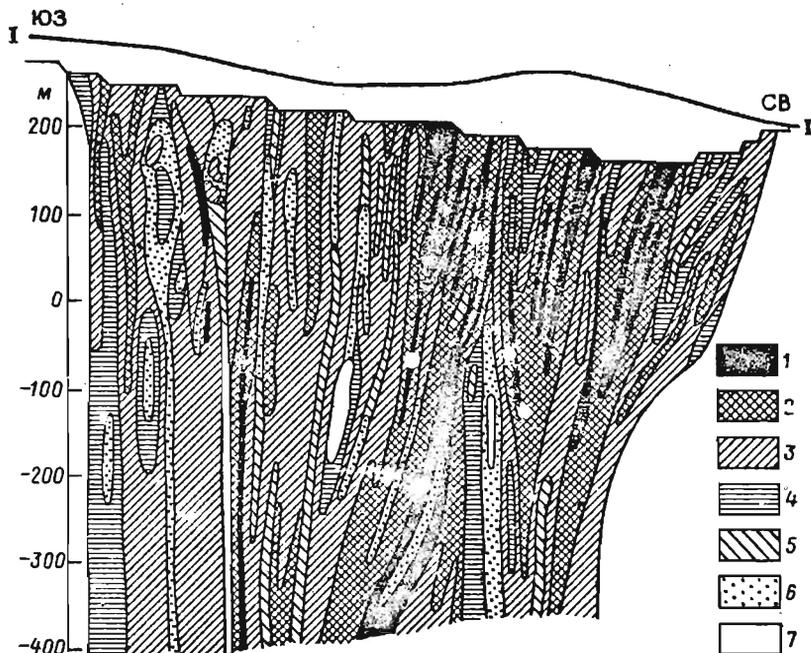


Рис. 12. Распределение содержания железа по разрезу I-I (см. рис. 10).

1 — более 40%; 2 — 30-40%; 3 — 20-30%; 4 — 15-20%; 5 — 10-15%;
6 — 5-10%; 7 — менее 5%.

карбонатитового ядра Главной рудной залежи должны наблюдаться зоны обогащения вначале апатитом, затем магнетитом, а еще далее флогопитом и форстеритом. Фактически же магнетит концентрируется как вблизи карбонатитовых тел, так и на периферии железорудного месторождения, где карбонатитов нет. Повышенные концентрации апатита вопреки метасоматической концепции приурочены к периферии железорудного месторождения.

3. Месторождение карбонатитовых карбонатитов

Карбонатиты известны со времен открытия массива. К. М. Кошиц принимал их за ксенолиты древних известняков. Фениты он рассматривал как интрузию щелочных сиенитов, контактово-реакционное взаимодействие которых с известняками, по его мнению, привело к образованию железорудного месторождения. Только в 1945 г. Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов доказали гипогенный характер карбонатитов и связь их с интрузией ультраосновных и щелочных пород. Механизм образования карбонатитов, по представлению этих исследователей [57] и более позд-

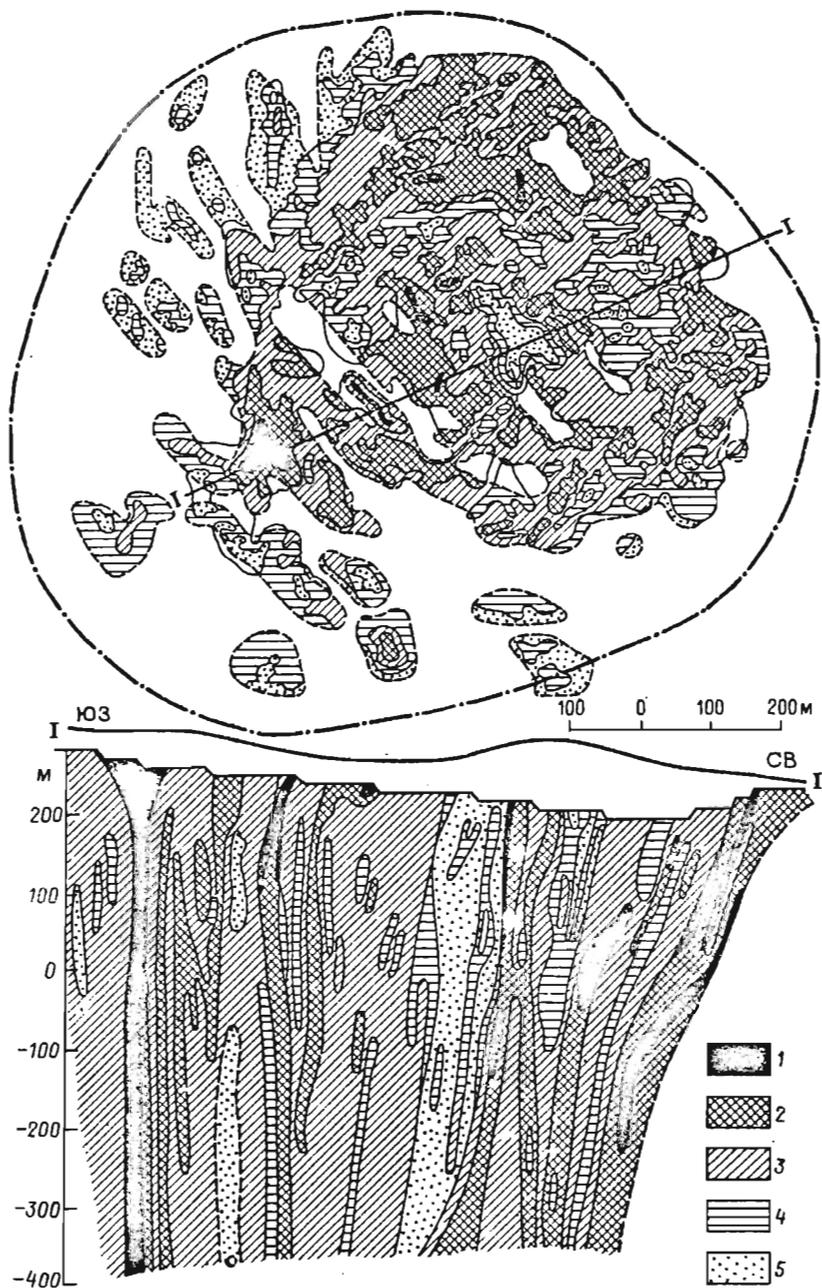


Рис. 13. Распределение содержания P_2O_5 в плаве и по разрезу I-I.
 1 - более 12%; 2 - 8-12%; 3 - 4-8%; 4 - 2-4%; 5 - менее 2%.



Фото 1. Флогопит-диопсидовая среднезернистая порода с реликтом оливинита (в центре), рассеченная жилкой карбонатита.

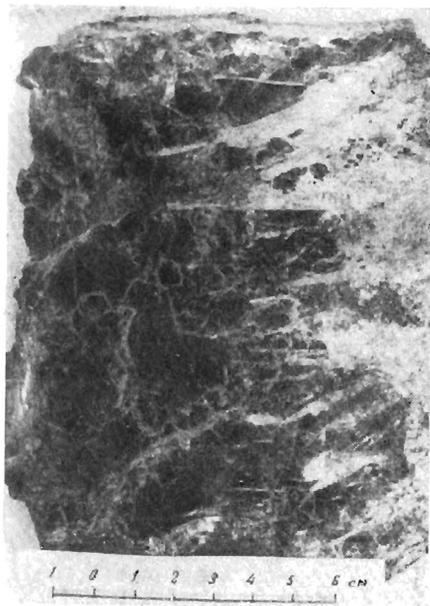


Фото 2. Замещение флогопита апатитом на краях кристалла.

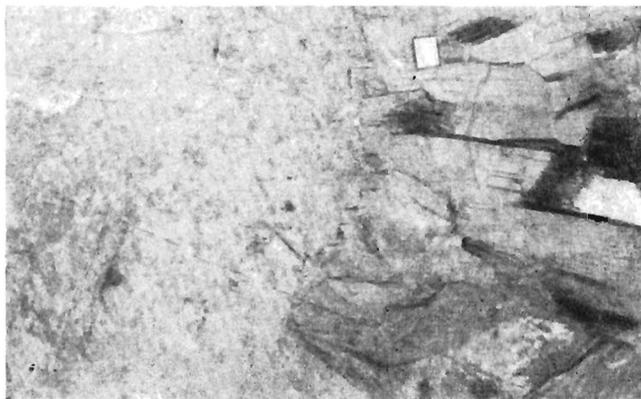


Фото 3. Контакт гигантозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород с их средне- и крупнозернистыми разновидностями.

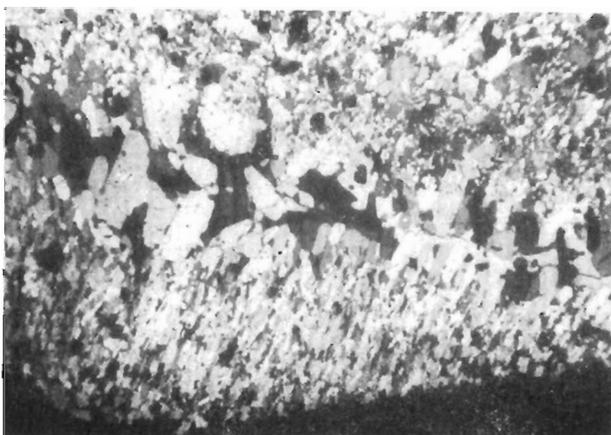


Фото 4. Перекристаллизация форстерита в зальбандах апатитовой жилы.
Видна ориентировка зерен оливина (светлое), вытянутых головками к плоскости прос-
-чивания растворов. Николи скрещены, увел. 12,

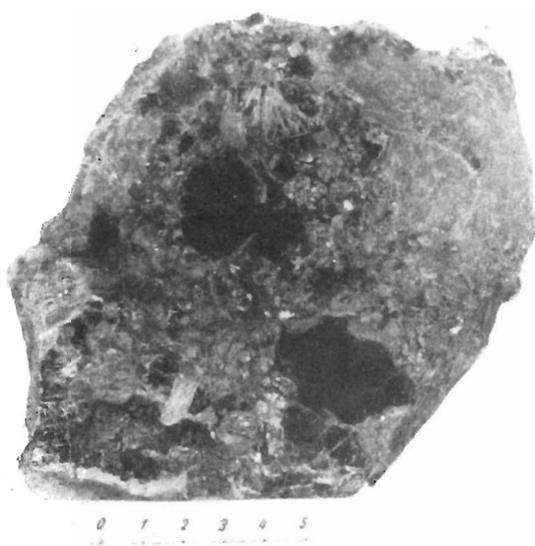


Фото 5. Гнезда пегматондных флогопит-дионсид-оливиновых пород в крупнозер-
-нистых разностях.



Фото 6. Брекчированные пегматоидные форстерит-магнетитовые руды, сцементированные апатит-форстеритовым агрегатом и пересеченные жилками кальцита. Вдоль кальциновой жилки видно смещение (1/2 натуральной величины).



Фото 7. Апатит-форстеритовые породы с реликтами нефелита, отороченного слюдитом.

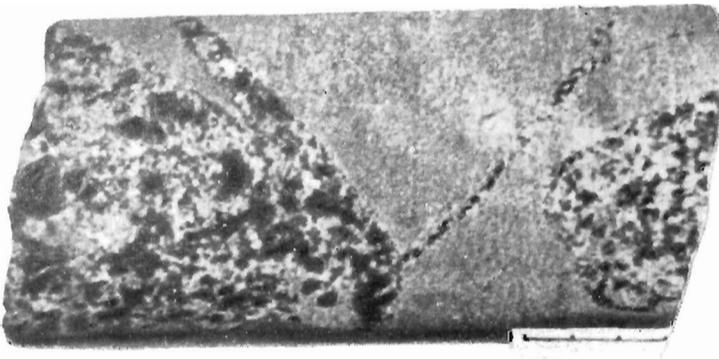


Фото 8. Штокверк жил апатит-форстерит-магнетитовой руды в апатит-форстеритовых породах.

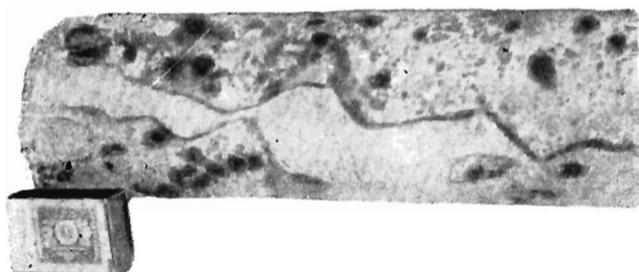


Фото 9. Дайка полевошпатового ийолита в апатит-форстерит-магнетитовой руде. Внутри дайки видны обломки руды. В контакте — оторочка мелкошуйчатого темно-зеленого слюдита.

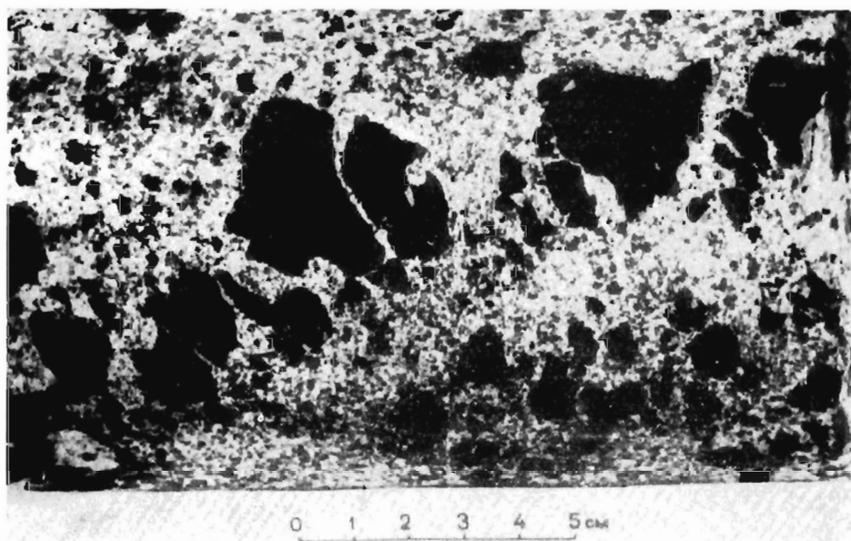


Фото 10. Брекчиевидная апатит-форстерит-магнетитовая руда.



Фото 11. Ксенолиты пироксенита в апатит-форстерит-магнетитовой руде, отороченные многослойной флогопит-форстерит-кальцитовой каймой.

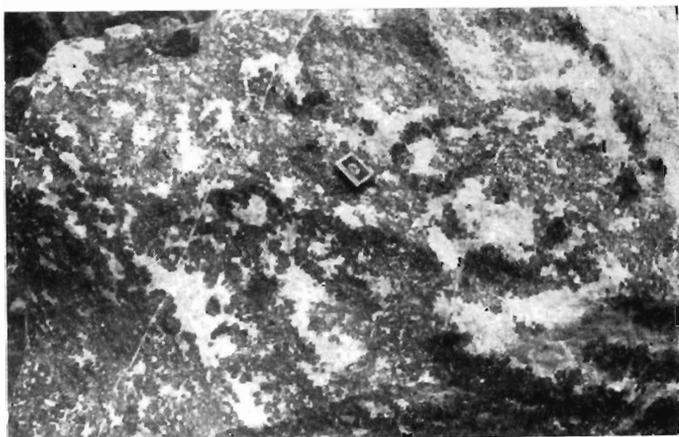


Фото 12. Форстерит-кальцитовая руда пятнистая.



Фото 13. Форстерит-кальцит-магнетитовая руда полосчатая.

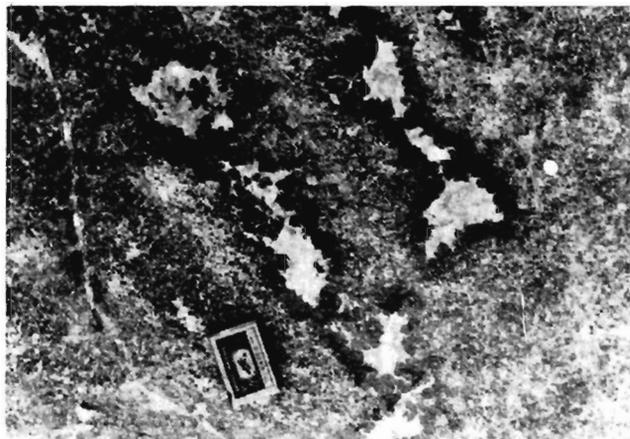


Фото 14. Апатит-форстерит-кальцит-магнетитовая руда с гнездо-полосчатыми новообразованиями кальцита.
Вокруг гнезд кальцита видны магнетитовые жеоды перекристаллизации.

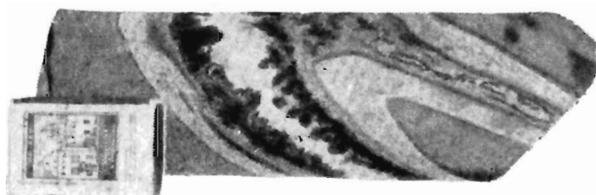


Фото 15. Зональная кальцит-магнетитовая жила в гранат-амфибол-монтицеллитовых породах.

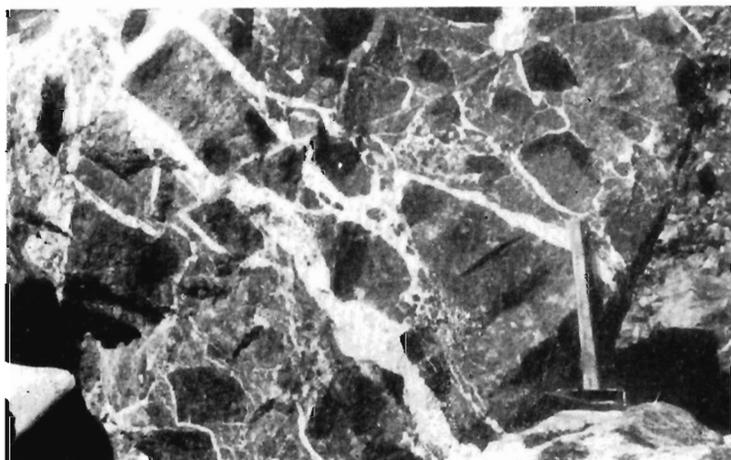


Фото 16. Брекчия апатит-форстеритовых пород, сцементированная кальцитовым карбонатитом.

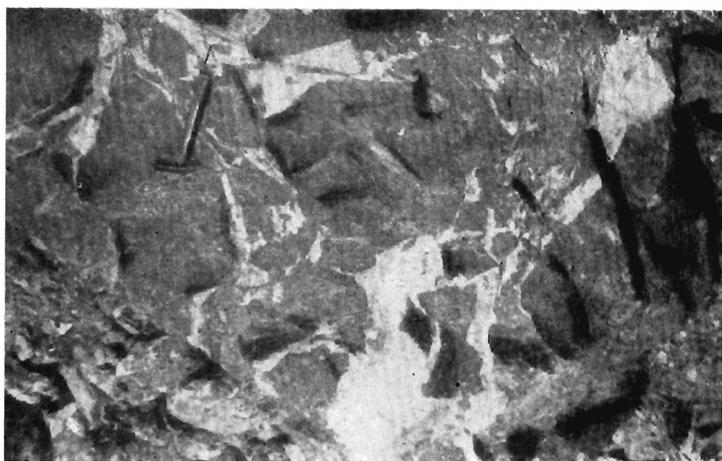


Фото 17. Брекчия нефелитов, сцементированная кальцитовым карбонатом. На контакте карбоната и нефелита — оторочка мелкозернистого эпидота.



Фото 18. Тонкопослачатая гумит-тетрафлогопит-апатит-кальцит-магнетитовая руда.

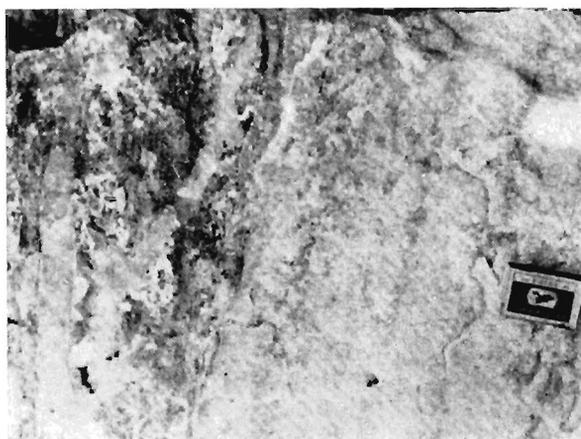


Фото 19. Гумит-тетрафлогопитсодержащие магнетитовые руды и карбонаты с послачатой текстурой.

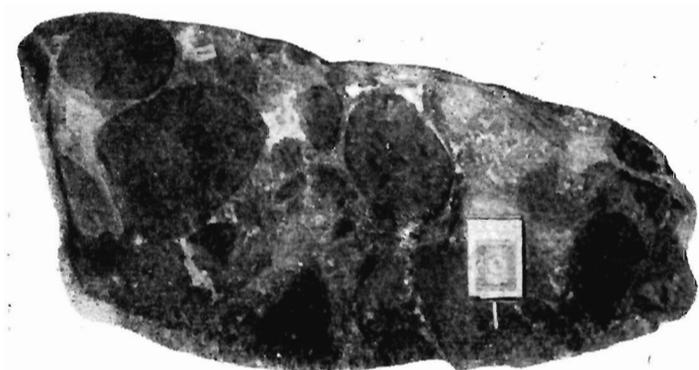


Фото 20. Рудная брекчия. Обломки оливинитов и пироксенитов, сцементированные апатит-форстерит-магнетитовой мелкозернистой рудой.

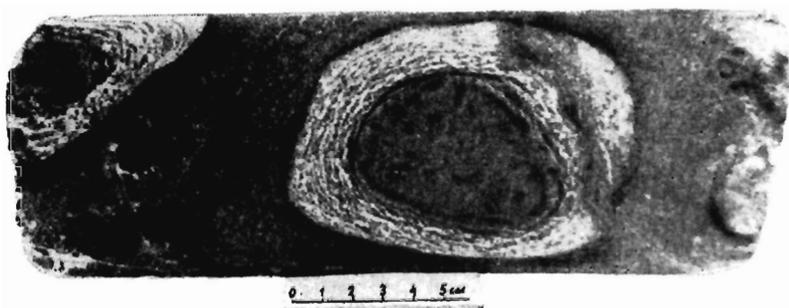


Фото 21. Обломки пироксенита в взрывной брекчии. Цемент представлен апатит-форстерит-магнетитовой рудой, обломки — пироксенитом, оливинитом, магнетитом, карбонатитом и др. Вокруг пироксенита видны оторочки из кальцита, форстерита и тремолита.

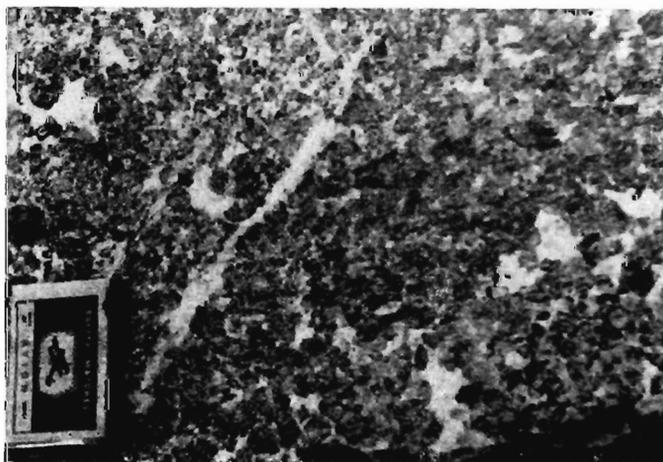


Фото 22. Доломит-форстерит-магнетитовая руда однородная, массивная, средне-крупнозернистая.



Фото 23. Кальцитовый карбонатит линейно-пластинчатый, пегматоидный.
Флогонит образует тонкие лейсты, располагающиеся между пластинами кальцита. Совместно с флогонитом присутствует форстерит.



Фото 24. Кальцитовый карбонатит сетчато-пластинчатый, от крупнозернистого до пегматоидного.

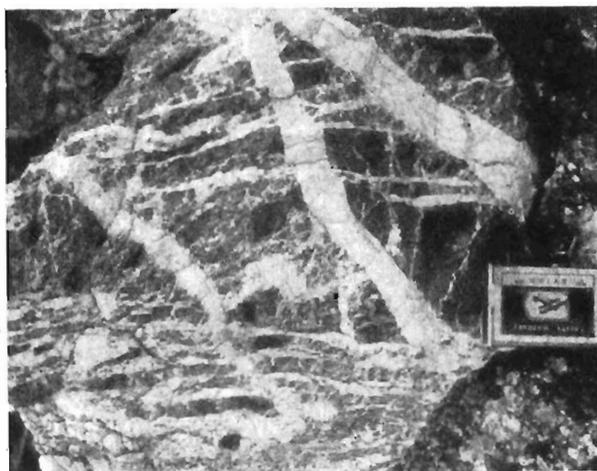


Фото 25. Сеть сунгулитовых жил в оливините (темное).

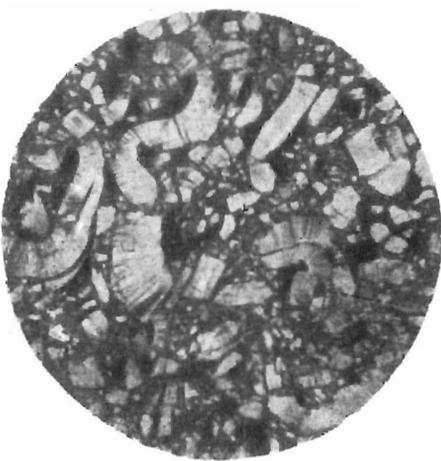


Фото 26. Червячные выделения сунгулита по табличкам вермикулита.
без анал., увел. 62.

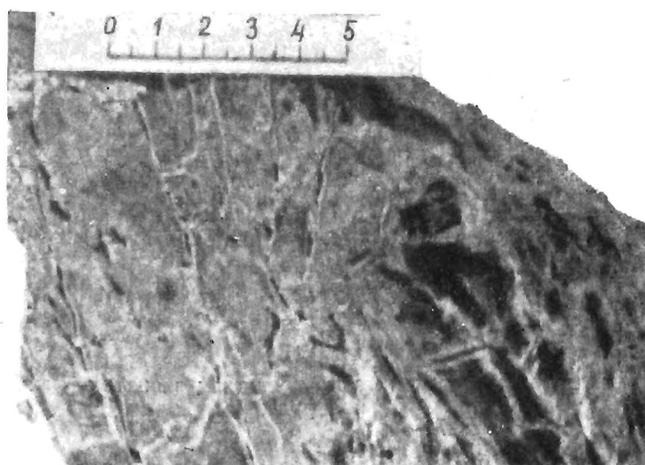


Фото 27. Кавернозная текстура апатит-франколит-магнетитовой руды.

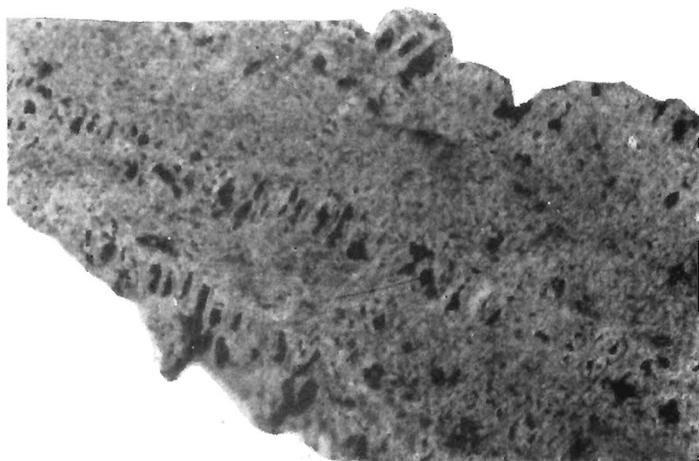


Фото 28. Апатит-франколит-магнетитовая руда ячеистой (сотовой) текстуры.

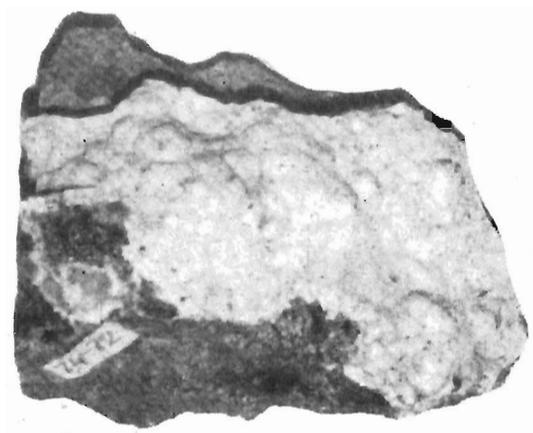


Фото 29. Натечные корки франколита по трещинам в апатит-франколит-магнетитовой руде.

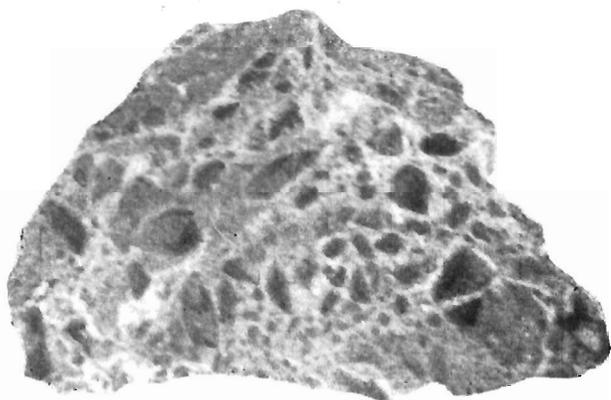


Фото 30. Брекчиевидная апатит-франколитовая руда. Обломки представлены интенсивно франколитизированным вермикулитовым слюдитом, цемент — франколитом.

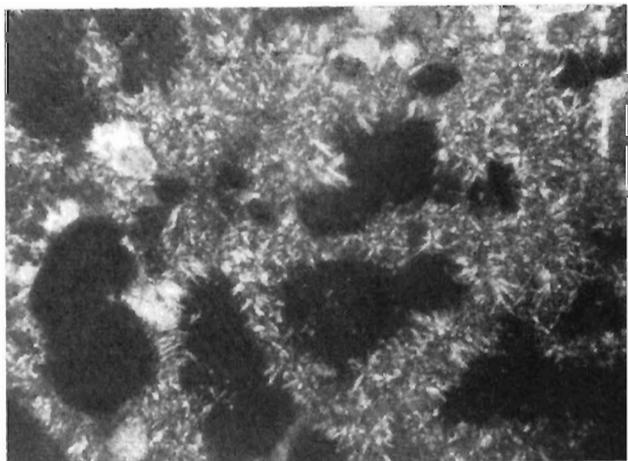


Фото 31. Апатит-франколитовая руда. Среди тонкопелосчатой массы франколита наблюдаются реликтовые зерна магнетита (черное) и апатита (серое). Видно замещение апатита франколитом (белое). Никколи скрещены, увел. 32.

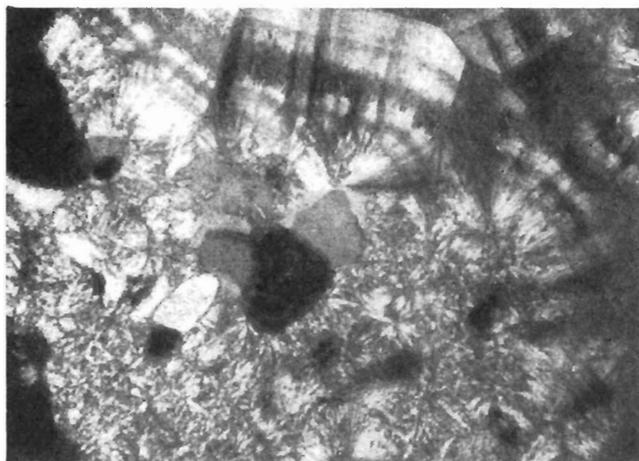


Фото 32. Сферолиты франколита среди тонкозернистой апатит-франколитовой массы.
Николи скрещены, увел. 32.



Фото 33. Вермикулит-франколит-апатитовая руда полосчатой текстуры.



Фото 34. Контакт полосчатой вермикулит-франколит-апатитовой руды с фенитом.

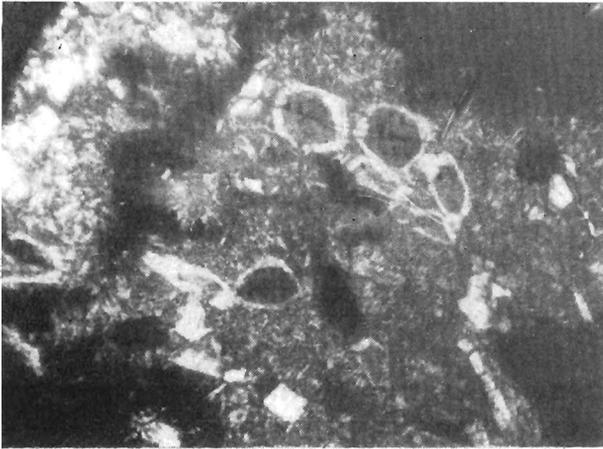


Фото 35. Вермикулит-франколит-апатитовая руда с преобладанием франколитового цемента.
Николл скрещены, увел. 32.

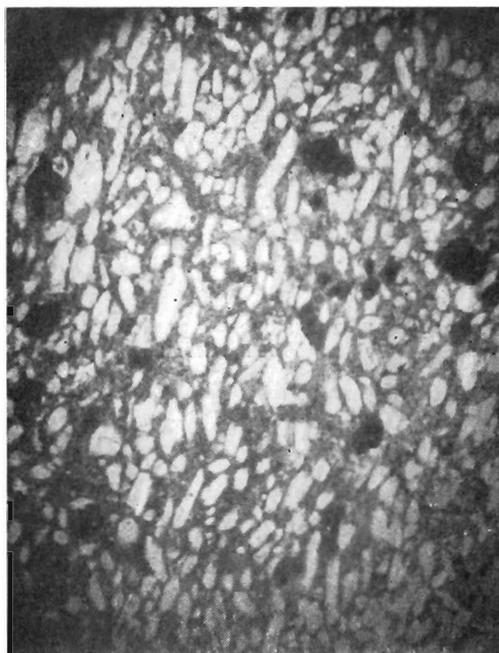


Фото 36. Вермикулит-франколит-апатитовая руда с преобладанием остаточных линейно-ориентированных зерен апатита.
Без анал., увел. 32.

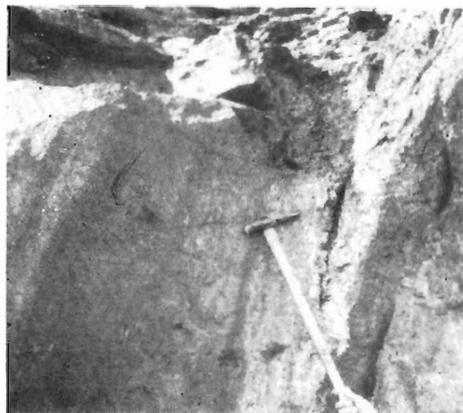


Фото 37. Затеки апатит-франколитовой руды в карстообразные полости среди кальцит-магнетитовых руд.

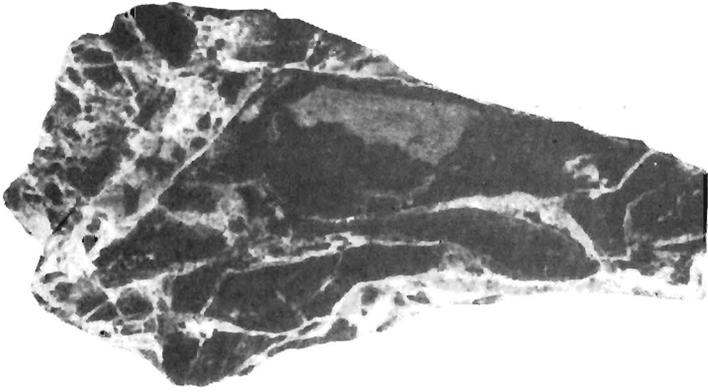


Фото 38. Слабофенигизированный амфиболовый гнейс с сетью трещин, выполненных белым франколитом.

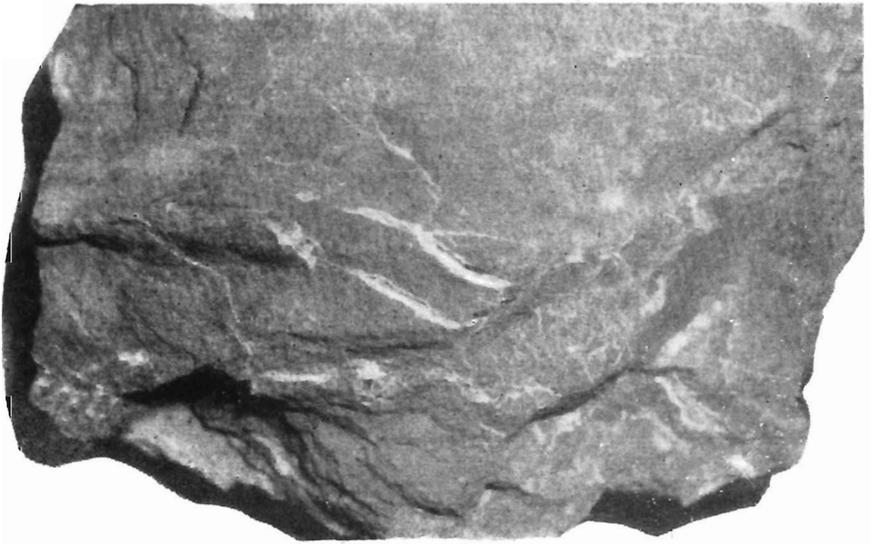


Фото 39. Вермикулитовый тонкочешуйчатый слюдит с сетью трещин, выполненных белым франколитом.

ним представлениям Н.А.Воловской [24, 25], сводился к заполнению полостей остаточными гидротермальными растворами, богатыми CaO и летучими. При этом, по их мнению, происходило незначительное метасоматическое изменение боковых пород.

Дефицит в Мурманской области минерального сырья для производства вяжущих веществ являлся причиной многолетних исследований ковдорских карбонатитов. Поисково-разведочные работы в основном проводились на карбонатитах г.Вочу-Ваара (Г.С.Пронченко, 1934 г.; С.А.Ступаков, 1935 г.; Л.И.Припечко, 1951 г.; А.М.Шатровская, 1954-1955 гг.) и г.Пилькома-Сельга (С.Я.Беленький, 1941-1945 гг.; С.Я.Беленький, З.Я.Кац и З.П.Панова, 1955-1957 гг.). В процессе поисково-разведочных работ оконтуривались наиболее чистые карбонатиты (содержащие минимальное количество магнетита и апатита). Большой объем технологических испытаний, выполненных в институтах Гипроцемент, РосНИИМС, Геолстромтресте, показал, что ковдорские карбонатиты без обогащения пригодны в качестве флюсов для цветной металлургии и для производства молотой негашеной извести, карбонатной извести и извести, идущей для производства силикатного кирпича.

Институтом Гипроцемент были получены доброкачественные марки портландцемента (400-500) из клинкеров, содержащих не более 1,5-2 % P_2O_5 . Однако природные карбонатиты характеризуются более высоким содержанием P_2O_5 и по этой причине для производства портландцемента не рекомендуются.

В 1952 г. институтом Механобр были проведены технологические испытания по флотации апатита из карбонатитов, в результате которых доказана возможность получения кальцитовых концентратов с содержанием P_2O_5 до 0,96 % при выходе их от 46 до 85 %. Высокая себестоимость концентратов не позволяла рекомендовать флотационное обогащение в промышленных масштабах.

Запасы карбонатитов рассматривались в ГКЗ при СМ СССР трижды: в 1945 г. в целом по массиву в качестве флюсового сырья для цветной металлургии (конкретный потребитель - комбинат "Североникель"); в 1956 г. по участку Вочу-Ваара в качестве строительной негашеной извести, молотой извести, а в зоне выветривания - для известковой муки; в 1958 г. по участку Пилькома-Сельга в качестве сырья для производства молотой негашеной извести, карбонатной извести и силикатных изделий. В 1945 г. Ц.Г.Златкин запасы оценены до глубины 50-100 м: по участку Вочу-Ваара - 15,5 млн т, по участку Пилькома-Сельга - 12,8 млн т и по участку Низка-Ваара - 34,7 млн т. В 1956 г. утвержденные запасы категорий $\text{B}+\text{C}_1+\text{C}_2$ по участку Вочу-Ваара составили 1,45 млн т, а в 1958 г. запасы категорий $\text{B}+\text{C}_1+\text{C}_2$ по участку Пилькома-Сельга оценивались в 17 млн т. Глубина подсчета достигала 160 м.

В процессе поисково-разведочных работ 1965-1972 гг. установлено, что кальцитовые карбонатиты в Ковдорском массиве развиты более широко, чем это представлялось ранее. Существенно изменились представления и об условиях их залегания. В частности, карбонатиты участков Вочу-Ваара и Пилькома-Сельга раньше рассматривались как сравнительно небольшие изолированные линзы. Сейчас надежно установлено, что эти участки являются выходами на поверхность единой мощной концентрически-вытянутой зоны с общим протяжением не менее 5 км и мощностью до 500-700 м.

В настоящее время на участке Пилькома-Сельга действует карьер с годовой добычей 55 тыс. т карбоната, который целиком используется на Оленегорском заводе силикатного кирпича.

Геолого-петрографическая характеристика. Карбонаты представлены сотнями линзо- и жиллообразных концентрически-вытянутых тел мощностью от первых до сотен метров, залегающих практически во всех породах массива.

Обращает внимание приуроченность карбонатов к концентрическим зонам. Одна такая полукольцевая зона располагается в фенитовом ореоле, охватывая массив с юго-запада. Здесь находятся наиболее крупные тела карбонатов (Пилькома-Сельга, Воцу-Ваара) мощностью до 0,1-0,7 км, прослеженные по простиранию на несколько километров. Падение карбонатов крутое (80-90°) в сторону массива. Другая зона отчетливо прослеживается в северной части оливинитового ядра массива, где карбонаты представлены серией кулисообразно залегающих концентрических жил сравнительно небольшой мощности (до 100 м) и вытянутых по простиранию на 1-3 км. Падение этих жил пологое (20-40°) к центру массива. Таким образом, намечается общий эпицентр карбонатных тел, резко смещенный к юго-юго-западу от центра массива. Специальные расчеты показывают, что карбонатный эпицентр располагается на глубине 3 км в районе Главного железорудного тела.

Следовательно, карбонаты контролируются структурами конических разломов и трещин, возникшими на заключительном этапе формирования массива.

Наиболее крупные тела карбонатов г. Пилькома-Сельга и г. Воцу-Ваара прослежены на глубину до 200 м и единичными скважинами до 500 м. Установлено, что условия залегания и мощность карбонатных тел с глубиной не изменяются.

Кальцитовые карбонаты относятся к наиболее молодым образованиям массива. Они секут не только гипербазиты и щелочные породы, но и все породы флогопитового комплекса (включая гигантозернистые), а также эгирин-диопсид-кальцитовые карбонаты, форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды и дайки полевошпатовых ийолитов. В свою очередь, кальцитовые карбонаты секутся и замещаются гумит-тетрафлогопитсодержащими магнетитовыми рудами, доломит-магнетитовыми рудами и доломитовыми карбонатами. Как видно, кальцитовые карбонаты являются по существу внутрирудными образованиями, хотя в отличие от магнетитовых руд характеризуются более широким развитием и особенностями структурного контроля.

Магнетитовые руды, сосредоточенные в основном в Главном рудном теле, как указывалось выше, формируют трубообразное тело и контролируются пересечением разломов трех направлений. Кальцитовые карбонаты в преобладающей массе образуют кольцевые и полукольцевые тела и контролируются коническими разломами. Лишь незначительная доля кальцитовых карбонатов (не более 1% от общей их массы) контролируется той же структурой, что и магнетитовые руды.

Контакты кальцитовых карбонатов с вмещающими породами обычно резкие, прямолинейные. В гипербазитах (оливинитах и пироксенитах) никаких приконтактных изменений не наблюдается. Щелочные интрузивные породы (якуширангиты, турьяиты, ийолит-уртиты) и их метасоматические производные (мелли-

титы, фениты) в контакте с кальцитовыми карбонатами в той или иной степени изменены: флогопитизированы, кальцитизированы и апатитизированы. Мощность зоны изменения колеблется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Особенно интенсивное изменение установлено в контакте кальцитовых карбонатов с фенитами на участке Пилькома-Сельга на юго-западной окраине массива. Здесь скважинами часто вскрываются мощные (до 20-30 м) зоны тонко- и мелкочешуйчатого слюдита, пропитанного апатитом и кальцитом. Среди такого слюдита часты реликты фенитов, число и размеры которых при удалении от карбонатов увеличиваются, и, наконец, слюдиты сменяются фенитами со штокверком тонких жлоков апатит-кальцит-флогопитового состава.

Все выделенные на геологической карте тела кальцитовых карбонатов имеют однородное строение. Не наблюдается никаких следов зонального строения. Однородность иногда нарушается наличием обломков вмещающих пород, особенно многочисленных и крупных в приконтактных зонах. В процессе формирования карбонатов обломки вмещающих пород испытывали смещения, что особенно хорошо видно при сравнении одинаково ориентированной полосчатости во вмещающих фенитах и резко меняющейся ориентировки полосчатости в обломках.

Минеральный состав кальцитовых карбонатов независимо от состава вмещающих пород одинаков и полностью аналогичен минеральному составу магнетитовых руд. Главным минералом является кальцит; второстепенные - доломит, апатит, магнетит, флогопит, форстерит; акцессорные - бадделит и сульфиды. Второстепенные минералы характеризуются обычно неравномерным, сетчатым, полосчатым либо пятнистым (шировым) распределением, в зависимости от чего меняются и текстуры карбонатов (фото 23, 24). Шировые участки, обогащенные магнетитом и апатитом, могут достигать нескольких метров в поперечнике. По составу, текстурам и структурам такие разности карбонатов ничем не отличаются от кальцит-форстерит-магнетитовых руд. Переходы шировых участков в обычные карбонаты постепенные. Структура карбонатов обычно крупнозернистая, реже пегматоидная. Иногда на фоне крупнозернистых карбонатов выделяются жлобобразные тела мелкозернистых, обычно почти мономинеральных кальцитовых разностей карбонатов, образование которых, очевидно, связано с эпигенетическими изменениями. Микроструктура карбонатов аллотриоморфно- и гицидиоморфнозернистая.

Морфологические особенности минералов карбонатов, их оптические свойства и химический состав те же, что и в кальцит-форстерит-магнетитовых рудах. Доломит представлен либо мелкими неравномерно распределенными зернами, иногда правильной ромбовидной формы, либо закономерно ориентированными включениями в кальците (субграфические сростания), образование которых связывается многими исследователями с явлениями распада твердых растворов [45, 48, 50, 51, 142]. Содержание доломита обычно невысокое и редко превышает 5%. Магнетит представлен ксеноморфными зернами, реже (в перекристаллизованных карбонатах) хорошо ограниченными октаэдрическими кристаллами. Так же как и в магнетитовых рудах, характерна дистектика магнетита со шпинелью в присутствии форстерита. Апатит, как и в железных рудах, обычно представлен овальными, слегка вытянутыми в одном направлении зернами. Апатит и магнетит обычно концентрируются в полосах, обтекающие контакты и обломки вмещающих пород, заключенных в карбонатах.

Химический состав детально изученных карбонатитов Пидькома-Сельга приведен в табл. 18. Пересчет химических анализов на минеральный состав дан в табл. 19.

Таблица 18

Химический состав кальцитовых карбонатитов (вес. %) **

| Окислы и компоненты | Номер образца | | | | | | | | Среднее (по 8 обр.) |
|---------------------------------|---------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|---------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | |
| SiO ₂ | 0,80 | 0,20 | 0,80 | 0,90 | 3,10 | 2,10 | 1,50 | 1,40 | 1,33 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,06 | 0,16 | 0,12 | 0,12 | 0,12 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 0,17 | 0,05 | 0,28 | 0,36 | 0,06 | 0,20 | 0,40 | 0,17 | 0,21 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,17 | 0,11 | 1,88 | 2,00 | 4,82 | 2,49 | 3,60 | 3,34 | 2,28 |
| FeO | 1,10 | 0,26 | 1,00 | 1,43 | 2,85 | 2,17 | 2,15 | 2,47 | 1,68 |
| MnO | 0,13 | 0,13 | 0,10 | 0,08 | 0,12 | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,11 |
| CaO | 51,41 | 53,21 | 51,61 | 51,28 | 46,10 | 49,13 | 48,91 | 48,81 | 50,05 |
| MgO | 2,61 | 1,71 | 1,91 | 2,31 | 5,31 | 3,32 | 2,91 | 3,32 | 2,93 |
| K ₂ O | 0,13 | 0,16 | 0,20 | 0,20 | 0,13 | 0,20 | 0,32 | 0,20 | 0,18 |
| Na ₂ O | 0,16 | 0,14 | 0,20 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| H ₂ O | 0,02 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,05 |
| CO ₂ | 42,52 | 41,76 | 38,71 | 37,80 | 26,51 | 33,83 | 35,93 | 33,80 | 36,36 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 1,40 | 2,88 | 3,40 | 10,15 | 5,45 | 3,20 | 5,40 | 4,0 |
| BaO | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| SrO | 0,35 | 0,47 | 0,35 | 0,33 | 0,19 | 0,27 | 0,42 | 0,61 | 0,37 |
| ΣTR ₂ O ₃ | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,09 | 0,04 |
| S _{вал} | 0,21 | 0,02 | 0,38 | 0,32 | 0,37 | 0,25 | 0,38 | 0,45 | 0,30 |
| Сумма..... | 99,77 | 99,78 | 100,27 | 100,76 | 100,15 | 99,91 | 100,26 | 100,62 | 100,20 |

* Коллекция В.И.Тернового и Е.Б.Евангуловой. Аналитик В.Ф.Филонова.

Карбонатитовые тела нередко сопровождаются штокверком мелких пятен, жил и прожилков, не выделяемых на геологических картах. Такие жилы и прожилки часто характеризуются зональным строением. Внутренние зоны жил сложены почти мономинеральным кальцитом. В магнетитовых рудах кальцитовые зоны окаймляются, как было показано выше, зоной хорошо ограненных кристаллов магнетита; в пироксенитах - вначале зоной форстерита, а затем тремолита; в ийолитах и фенитах - зоной флогопита; в турьритах, меллититах и гранат-содержащих скарноподобных породах - последовательно сменяющимися зонами форстерита, флогопита и диопсида.

Геолого-промышленные типы карбонатитов. Характерной особенностью кальцитовых карбонатитов Ковдорского и других карбонатитовых массивов является повышенное содержание в них апатита. Исследование показывает, что

О
 Минеральный состав карбонатитов по данным
 пересчета полных химических анализов (%)

| № об- разца | Кальцит | Доломит | Апатит | Магнетит | Флогопит | Форстерит | Сумма |
|----------------|---------|---------|--------|----------|----------|-----------|--------|
| 1 | 86,65 | 9,24 | 0,19 | 2,52 | 1,49 | 0,09 | 100,18 |
| 2 | 88,60 | 5,83 | 3,37 | 0,37 | 1,83 | - | 100,00 |
| 3 | 82,82 | 4,78 | 6,94 | 2,83 | 2,29 | - | 99,76 |
| 4 | 81,90 | 4,32 | 8,19 | 3,78 | 2,29 | 0,09 | 100,58 |
| 5 | 56,00 | 3,95 | 24,46 | 8,33 | 1,49 | 6,19 | 100,42 |
| 6 | 72,87 | 3,74 | 13,13 | 5,08 | 2,29 | 3,02 | 100,13 |
| 7 | 77,96 | 3,41 | 7,71 | 6,36 | 3,67 | 0,29 | 99,40 |
| 8 | 72,05 | 4,41 | 13,01 | 6,43 | 2,3 | 1,32 | 99,52 |

апатит в карбонатитах распределяется неравномерно. В одних случаях повышенные концентрации его приурочены к периферии карбонатитовых тел (рис. 14), в других устанавливается незаконномерное чередование участков богатых и бед-

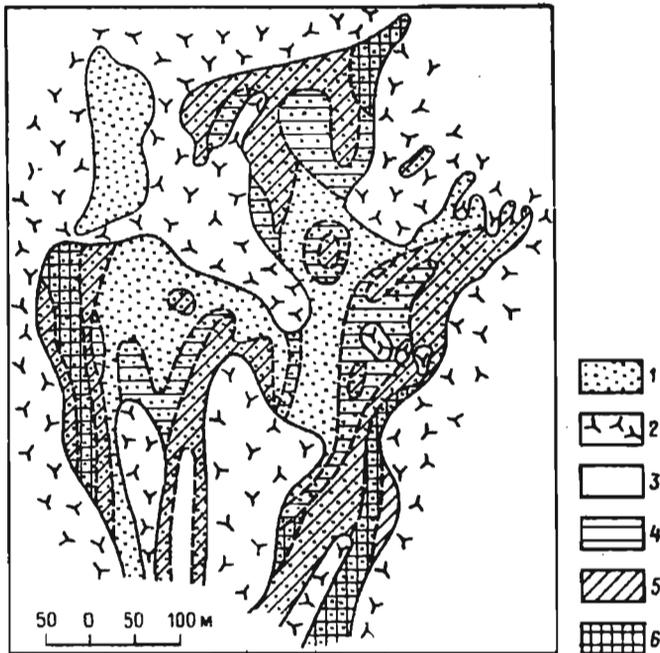


Рис. 14. План распределения P_2O_5 в карбонатитах
 г.Пилькома-Сельга.

1 - карбонатиты; 2 - фениты; 3-6 - содержание P_2O_5
 (3 - менее 2,5%; 4 - 2,5-4,0%; 5 - 4,0-7,0%;
 6 - 7,0-10,0%).

ных апатитом карбонатов. Важно отметить, что существует реальная возможность оконтуривания в пространстве и раздельной добычи карбонатов с повышенным содержанием апатита. В связи с этим нами выделяются два типа карбонатов: с богатым (более 4 % P_2O_5) и бедным содержанием апатита. Реальность выделения таких разновидностей карбонатов показана на примере четырех скважин (табл. 20).

Таблица 20

Геолого-промышленные типы карбонатов

| № скважины | Богатые апатитом | | | Бедные апатитом | | |
|------------|------------------|--------------|------------------------|-----------------|--------------|------------------------|
| | Мощность, м | P_2O_5 , % | Fe _{вал.} , % | Мощность, м | P_2O_5 , % | Fe _{вал.} , % |
| 213 | 122,6 | 5,75 | 4,29 | 118,0 | 2,78 | 3,72 |
| | 98,7 | 5,86 | 3,5 | 45,5 | 4,00 | 4,04 |
| | 88,2 | 6,01 | 4,24 | - | - | - |
| | 128,7 | 6,43 | 3,73 | - | - | - |
| 214 | 43,9 | 5,57 | 3,96 | 100,6 | 4,44 | 3,16 |
| | 43,9 | 5,57 | 3,96 | 14,6 | 3,44 | 2,58 |
| 215 | 96,4 | 5,78 | 3,93 | 115,7 | 2,95 | 2,85 |
| | 111,7 | 6,22 | 3,80 | 56,1 | 4,68 | 3,39 |
| | 77,7 | 5,41 | 3,59 | 100,5 | 3,60 | 3,12 |
| 216 | 42,3 | 5,33 | 2,58 | 32,5 | 3,62 | 2,63 |
| | 21,7 | 5,32 | 2,75 | 54,2 | 3,81 | 2,84 |
| | 91,9 | 5,25 | 3,55 | 17,5 | 3,90 | 3,37 |
| | 26,0 | 5,47 | 2,96 | 20,8 | 3,65 | 2,84 |
| | - | - | - | 28,0 | 3,45 | 1,65 |
| | - | - | - | 104,8 | 2,36 | 3,35 |

Как видно из этой таблицы, среднее содержание P_2O_5 в первой разновидности карбонатов составляет от 5,25 до 6,43%.

В 1973 г. Механобром была испытана проба из ковдорских карбонатов, содержащая 10,47 % железа, 43,0 % CaO, 4,90 % MgO, 5,80 % P_2O_5 , 28,23 % CO_2 . Получены апатитовый концентрат с выходом 9 % и содержанием P_2O_5 36,1%, магнетитовый концентрат с выходом 13,3 % и содержанием железа 64,6 % и кальцитовый концентрат с выходом 45 %, пригодный для производства портланд-цемента. Аналогичные концентраты получены на опытной фабрике в Бразилии по карбонатам Якупиранга.

Глава IV. ГИПЕРГЕННЫЕ
ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КОВДОРСКОГО МАССИВА

I. Вермикулитовое месторождение

Вермикулит — ценный тепло- и звукоизоляционный материал — находит все более широкое применение в строительстве как легкий инертный заполнитель бетонов, штукатурок, панелей, древесно-волоконистых плит, битуминозных, кровельных и других материалов, в холодильной, энергетической и металлургической промышленности как теплоизоляционный материал и во многих других отраслях народного хозяйства. В Ковдорском массиве он известен с 1940 г., когда Ленинградским геологическим управлением (геологи Ц.Г.Златкинд и А.И.Шалимов) была начата геологическая съемка. На промышленное его значение впервые указал Н.Д.Соболев в 1947 г. Поиски его были организованы в 1954 г. по инициативе Г.Г.Родионова, В.П.Петрова, М.С.Зискинда, П.П.Боровикова и А.Н.Петрова. В 1956 г. геологами К.Н.Свистальской и Е.В.Свирской были выделены участки повышенной концентрации вермикулита с общими запасами в 350 тыс.т.

Наиболее крупные и богатые вермикулитом площади были выявлены, а затем и детально разведаны Северо-Западным геологическим управлением в 1958-1960 гг. (геологи В.И.Терновой, Б.И.Сулимов, С.С.Осипов). Запасы вермикулита по данным этих работ оценены в 21,9 млн т.

В 1963 г. построена опытная, а в 1975 г. — промышленные вермикулитовые фабрики. Объем добычи в 1976 г. планируется в 600 тыс.т по руде и 50 тыс.т по вермикулитовому концентрату. Основными потребителями ковдорского вермикулита являются колпинский цех теплоизоляционных изделий, завод теплоизоляционных изделий в г.Советске, Златоустовский металлургический завод и ряд других предприятий. Часть вермикулита экспортируется в Бельгию. Годовую добычу по вермикулитовому концентрату в 1980 г. планируется увеличить до 100 тыс.т. Проектная себестоимость 1 т вермикулитового концентрата составляет 24-27 руб., 1 м³ термовермикулита (вспученного минерала) — 9-10 руб., что значительно ниже проектной себестоимости вермикулита на других проектируемых предприятиях СССР и цен на мировом рынке (30-40 долл. за 1 т концентрата).

Поиски, разведка и успешная промышленная оценка Ковдорского вермикулитового месторождения явились мощным стимулом развития поисковых работ на вермикулит в СССР, в результате которых открыт целый ряд новых крупных месторождений (Потанинское на Урале, Приазовское на Украине, Барчевское, Красномайское и др. в Казахстане, Кокшаровское в Приморье).

В организации и методическом руководстве этими работами, создавшими по существу сырьевую базу вермикулитовой промышленности в СССР, активное участие кроме автора приняли многие видные геологи, из которых в первую очередь следует отметить Б.М.Косова, В.П.Петрова, Г.Г.Родионова, П.П.Боровикова, М.Б.Григоревича, Д.Д.Теннера.

Геолого-петрографическая характеристика. Вермикулитовое месторождение расположено в коре выветривания флогопит-диопсид-форстеритовых пород, в которых разведаны промышленные концентрации флогопита. Поэтому площадь вермикулитового месторождения совпадает в плане с площадью распространения пород флогопитового комплекса. Основные промышленные концентрации вермикулита приурочены к северному полукольцу этих пород, опоясывающему оливинитовое ядро массива. Значительные концентрации вермикулита установлены также в коре выветривания карбонатитов на юго-западной окраине массива. Вермикулит здесь является попутным компонентом апатит-франколитовых руд и будет рассмотрен в соответствующем подразделе. Богатые флогопитом слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты в юго-восточной части массива слабо затронуты выветриванием. Здесь развиты лишь зоны дезинтеграции и слабой гидратизации слюды мощностью до нескольких метров. Большой интерес представляют асбест-вермикулитовые руды на крайнем юге массива, приуроченные к коре выветривания актинолит-биотитовых пород. Они отличаются высоким содержанием вермикулита (до 50-70 %). Однако эти руды изучены слабо и здесь не рассматриваются. Вермикулитовые руды северного полукольца либо непосредственно выходят на дневную поверхность, либо располагаются под чехлом морены мощностью от 1-2 до 30 м. Общая вертикальная мощность вермикулитовой залежи колеблется в пределах 10-80 м и в среднем составляет около 40 м.

Вермикулит, подобно флогопиту, распределяется неравномерно. Суммарное содержание всех фракций слюды на месторождении колеблется от 5-6 до 30 %. Как уже отмечалось, наблюдается четкая тенденция увеличения содержания слюды в височном боку пород флогопитового комплекса и постепенного снижения в лежащем боку, в сторону оливинитов ядра массива. Это позволяет в пределах месторождения оконтуривать участки богатых руд с суммарным содержанием всех фракций вермикулита 20 % и выше и участки бедных руд с содержанием ниже 20 %. Зона богатых руд имеет ширину от 10-20 до 200 м и прослеживается по всему месторождению. На глубину содержание слюды не только в пределах коры выветривания, но и в подстилающих флогопитсодержащих породах практически сохраняется постоянным.

В мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-форстеритовых породах слюда представлена чешуйками, табличками, крупными (свыше 10 мм) кристаллами. Соответственно можно выделить участки, где преимущественно распространены мелкочешуйчатые слюды, и участки с широким развитием крупных кристаллов слюд. В среднем по месторождению около 30 % вермикулита представлено фракцией мельче 0,5 мм, 6-10 % составляют кристаллы крупнее 10 мм в поперечнике, остальная часть слюды приходится на классы 10-0,5 мм. В том случае, если породы не затронуты химическим выветриванием, минеральный состав руд полностью отвечает составу коренных кристаллических пород.

На Ковдорском месторождении вермикулитовая залежь развивалась главным

образом по флогопит-диопсид-форстеритовым породам, а также флогопитизированным и диопсидизированным оливинитам. Состав и количественные соотношения минералов в рудах идентичны таковым во флогопитсодержащих породах с тем отличием, что флогопит в них гидратизирован и превращен в вермикулит-гидрофлогопит. Характерно, что если основная масса минералов вермикулитовых руд (диопсид, форстерит) разрушена в песок и дресву, то вермикулит полностью сохраняет размеры кристаллов исходного флогопита. Благодаря этой особенности при рассеивании руды на сите остаются только кристаллы вермикулита. Породы, затронутые химическим выветриванием, существенным образом меняют минеральный состав. В соответствии с интенсивностью химического выветривания в них все большее значение приобретают вторичные минералы: сунгулит, гидрохлорит, гидроксиды железа. Кора выветривания на площади вермикулитового месторождения имеет четко выраженное зональное строение. Выделяются зоны (снизу вверх): дезинтеграция, гидрофлогопитовая, вермикулитовая и сунгулитовая (рис. 15).

Зона дезинтеграции имеет площадное развитие и характеризуется постоянной мощностью (от 1-2 до 100-150 м). Представлена крупнощебенчатым или глыбовым материалом. Среди дезинтегрированных пород части участки монолитных материнских пород.

Гидрофлогопитовая зона распространена на слюдonoсных породах повсеместно. Наиболее мощная гидрофлогопитовая зона установлена на площади полукольца пород флогопитового комплекса, где она изменяется от 5 до 35 м и в среднем по отдельным участкам составляет 15-20 м. Порода в этой зоне представляет собой рыхлый щебенчатый или песчаный материал с отчетливо сохранившейся текстурой и минеральным составом материнских пород. Сохраняется также характерное для пород флогопитового комплекса неравномерное (струйчатое, гнездообразное, пятнистое) распределение главных минералов: оливина, диопсида и слюды. Гранулометрический состав непостоянный и зависит не только от глубины залегания, но и от минерального состава материнских пород. В существенно флогопит-диопсидовых разностях преобладают фракции размером 2-5 мм, а мономинеральные оливиновые породы обычно превращены в щебенку. С глубиной степень дезинтеграции заметно уменьшается. В самых нижних частях зоны нередко крупные (до 2-3 м) монолитные блоки невыветрелых пород. Флогопит в этой зоне повсеместно гидратизирован, становится менее твердым, теряет способность к расщеплению на тонкие листочки. Наиболее существенным отличием гидрофлогопита от флогопита является способность к вспучиванию при нагревании, что и обуславливает его практическое значение.

Гидрофлогопиты отличаются широким диапазоном оптических свойств и химического состава (табл. 21). Чем выше степень гидратизации, тем ниже показатели преломления слюды, выше двупреломление и угол оптических осей. Основные изменения химического состава заключаются в постепенном удалении щелочей, увеличении содержания воды, замене двухвалентного железа трехвалентным. Оптические свойства гидрофлогопитов: $N_g = N_m = 1,555-1,510$; $N_p = 1,520-1,570$; $N_g - N_p = 0,20-0,42$; $2V = 10-20^\circ$. Таким образом, под гидрофлогопитом понимается целая гамма различно гидратизированных слюд.

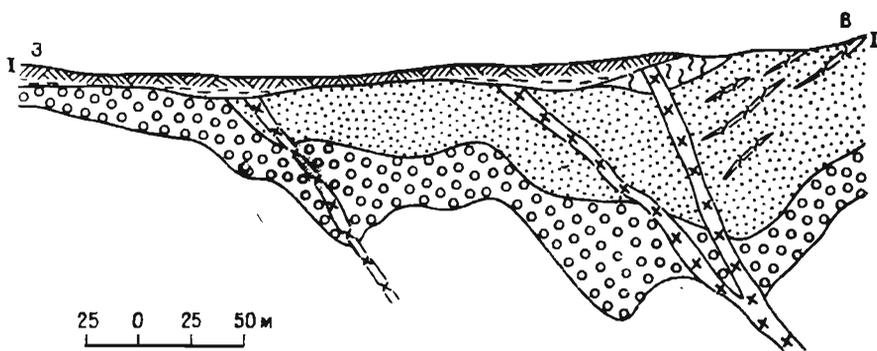
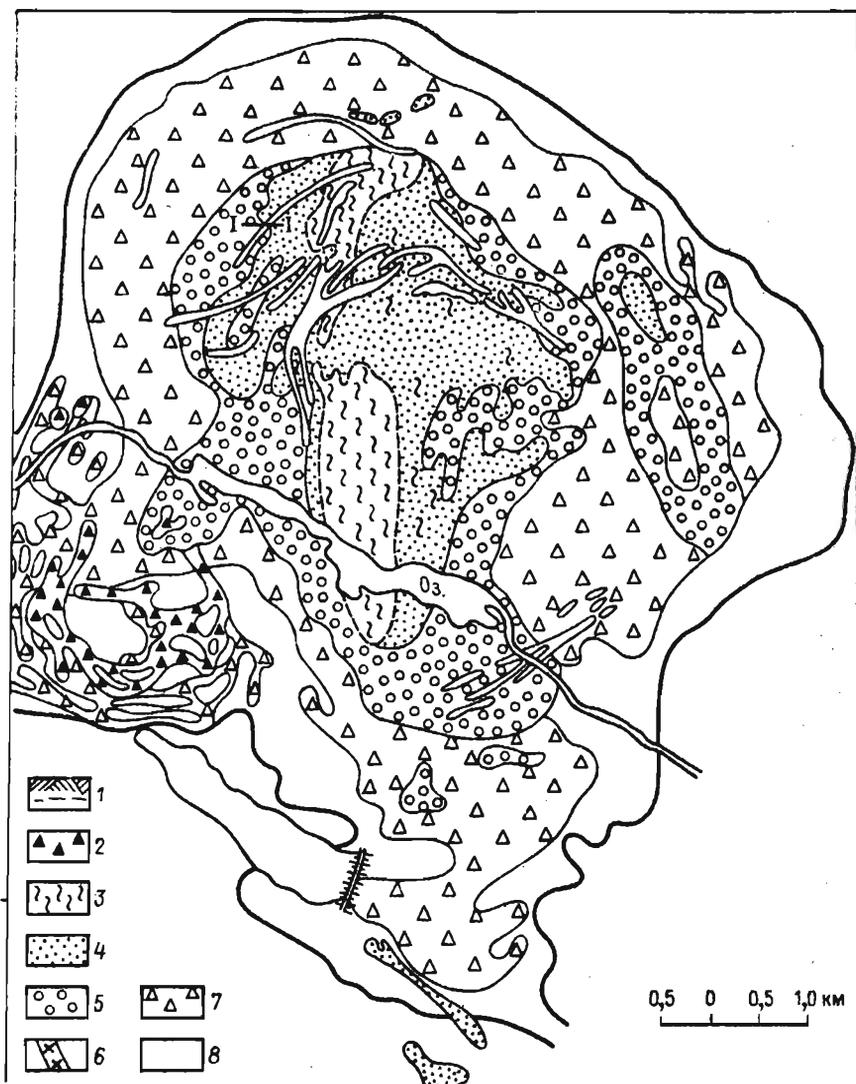


Рис.15. Схематические план и разрез коры выветривания.
 1 - четвертичные отложения; 2 - вермикулит-франколитовые руды; 3 - вермикулит-сунгулитовые породы; 4 - вермикулитовые руды; 5 - гидросульфидные руды; 6 - дайки подшошнатовых ийолитов; 7 - деантегрированные породы; 8 - невыветрелые первичные породы.

Степень гидратизации слюды весьма непостоянна часто даже в одном кристалле. Обычно более гидратизированы периферийные его части, в то время как в центральной части нередко сохраняется неизменный флогопит.

Таблица 21

Химический состав гидрофлогопита (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Номер образца | | | |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 37,70 | 35,53 | 36,45 | 33,23 |
| TiO ₂ | 1,31 | 1,08 | 0,90 | 1,43 |
| Al ₂ O ₃ | 15,52 | 17,55 | 14,30 | 19,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,72 | 3,84 | 4,44 | 4,53 |
| FeO | 3,90 | 2,33 | 2,48 | 1,83 |
| MnO | 0,80 | 0,80 | 0,08 | 0,07 |
| NiO | - | - | - | 0,04 |
| MgO | 22,98 | 20,96 | 23,65 | 18,40 |
| CaO | 0,28 | 0,88 | 0,07 | 1,24 |
| BaO | 0,86 | - | 0,46 | - |
| K ₂ O | 8,47 | 5,10 | 4,73 | 1,97 |
| Na ₂ O | 0,44 | 0,28 | 0,15 | 0,34 |
| H ₂ O ⁺ | 3,07 | - | 7,76 | 7,02 |
| П.п.п. | - | 7,84 | - | 2,84 |
| H ₂ O ⁻ | 1,02 | 4,60 | 5,25 | 8,01 |
| F | - | - | 0,63 | 0,34 |
| Сумма..... | 98,87 | 100,03 | 101,36 | 100,49 |

* Обр. 1, 3, 4 - из коллекции А.П.Афанасьева, аналитик В.А.Игуграк; обр. 2 - из коллекции В.И.Тернового, аналитик В.Ф.Филонова.

Вермикулитовая зона имеет площадное распространение в центральной части массива (на оливинитах и породах флогопитового комплекса). В других частях массива она развита лишь по локальным зонам и трещинам. Мощность зоны закономерно снижается к западу и востоку от меридионального разлома, где она достигает 80-100 м.

Промышленный интерес зона представляет только в пределах полукольца флогопитового комплекса. Мощность ее здесь колеблется от 1-2 м во внешних до 30-60 м во внутренних частях полукольца. Средняя мощность вермикулитовой зоны по отдельным промышленным участкам составляет 15-25 м. Она сложена рыхлой мелко- и среднезернистой песчаной и глинисто-песчаной породой с хорошо сохранившейся текстурой материнских пород. Здесь, так же как и в гидрофлогопитовой зоне, отчетливо прослеживаются минерализованные и неминерализованные тектонические трещины, линии сброса и смещения разнообразных жил:

карбонатита, ийолита, магнетита и др. Переход ее в нижележащую гидрофлогопитовую зону постепенный и весьма условный. Отличительной особенностью минерального состава пород зоны является еще более высокая степень гидратации слюды и превращение ее в типичный вермикулит коричневого цвета, ломкий, мягкий, хрупкий, трудно расщепляющийся и хорошо вспучивающийся при нагревании. Все эти качества слюды позволяют легко отличить вермикулитовый тип руд от гидрофлогопитового. В остальном минеральный состав вермикулитовых руд аналогичен составу гидрофлогопитовых руд и материнских пород. Лишь в небольшом количестве здесь появляются гидроокислы железа, монтмориллонит и другие глинистые минералы. Химический состав вермикулита (табл. 22) характеризуется почти полным переходом двухвалентного железа в трехвалентное, отсутствием щелочей и высоким содержанием воды (до 20 %). Оптические константы вермикулита: $N_g = N_m = 1,538-1,545$; $N_p = 1,515-1,525$; $N_g - N_p = 0,020-0,030$; $-2V = 15-20^\circ$.

Вермикулит-сунгулит-хлоритовые породы развиты только вдоль разлома в центральной части массива. Они образуют полосу шириной до 800 м и вытя-

Таблица 22

Химический состав вермикулита (вес. %) **

| Окислы и компоненты | Номер образца | | | | | |
|--------------------------------|---------------|-------|--------|--------|-------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 35,98 | 35,13 | 33,71 | 34,17 | 34,38 | 33,28 |
| TiO ₂ | 0,56 | 0,48 | 0,70 | 0,76 | 0,81 | 0,64 |
| Al ₂ O ₃ | 13,84 | 15,77 | 15,27 | 12,00 | 12,12 | 13,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,13 | 5,4 | 5,75 | 5,84 | 5,87 | 6,43 |
| FeO | 1,25 | 0,55 | 0,70 | 0,06 | 0,65 | 0,28 |
| MnO | 0,11 | 0,05 | 0,08 | 0,08 | - | Сл. |
| NiO | - | - | - | 0,07 | - | - |
| MgO | 21,67 | 19,00 | 21,50 | 25,62 | 25,39 | 24,75 |
| CaO | 4,07 | 0,96 | 0,85 | 0,26 | 0,72 | 0,65 |
| BaO | - | - | - | 0,01 | - | - |
| K ₂ O | 0,10 | 0,52 | 0,53 | 0,09 | 0,07 | Сл. |
| Na ₂ O | 0,15 | 0,12 | 0,12 | Сл. | 0,29 | " |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | 9,15 | 10,24 | 10,21 |
| П.п.п. | 9,0 | 11,22 | 11,40 | 1,46 | - | - |
| H ₂ O ⁻ | 8,07 | 9,8 | 9,70 | 10,30 | 9,44 | 10,52 |
| F | - | - | - | 0,18 | - | 0,50 |
| Сумма..... | 101,93 | 99,00 | 100,44 | 100,03 | 99,98 | 100,26 |

** Обр. 1-4 - из коллекции В.И.Тернового, аналитик В.Ф.Филонов.; обр. 5 - из коллекции А.П.Афанасьева, аналитик К.М.Бабкина; обр. 6 - из коллекции П.П.Токмакова, аналитик М.Г.Зимурцева.

путы по простиранию с перерывами более чем на 5 км. Это сильно брекчированные обохренные оливиниты, в той или иной степени пронизанные жилами кремво-белого минерала - сунгулита. Мощность сунгулитовых жил редко достигает 20-30 см, обычно равна 1-2 см. По отдельным зонам мощность до 5-10 м оливиниты как бы пропитаны сунгулитом, в связи с чем породы приобретают пятнистую, полосчатую, пестельчатую текстуру. Вокруг сунгулитовых жил и сунгулитизированных зон оливиниты полностью изменены в гидрохлоритовую микрочешуйчатую массу, пропитанную гидроксидами железа. Степень сунгулитизации весьма изменчива, но в целом заметно снижается с глубиной. С поверхности наблюдается густой штокверк сунгулитовых жил и причудливых по морфологии сунгулитизированных зон, а оливиниты почти нацело превращены в бурую и ржаво-бурую массу (фото 25). Здесь лишь изредка видны реликты зерен неизмененного оливина. С глубиной количество и размеры таких участков увеличиваются. Уже на глубине 30-50 м встречаются блоки размером до десятков метров неизмененных оливинитов. Соответственно сеть сунгулитовых жил и зон становится более редкой. Сравнительно интенсивно сунгулитизированные оливиниты прослеживаются на глубину до 100-150 м. Ниже они сменяются обычно почти неизмененными монолитными оливинитами, изредка лишь отделяясь от них маломощной зоной дезинтеграции. Редкие маломощные сунгулитовые жилы, приуроченные обычно к трещинам, встречены и в монолитных неизмененных оливинитах на глубинах 300-400 м. Степень сунгулитизации снижается не только по вертикали, но и в плане к западу и востоку от меридионального разлома. Для сунгулит-хлоритовых пород характерна постсунгулитовая микротектоника (разрывные и сколовые трещины, смещение сунгулитовых жил на 1-2 м и более, зеркала скольжения и т.д.).

Минеральный состав наиболее интенсивно сунгулитизированных оливинитов сравнительно простой. Главные минералы - сунгулит и гидрохлорит, на долю которых в среднем приходится не менее 80-90 % всего состава породы. Второстепенные - гидроокислы железа (до 5 %). Микроскопически, кроме того, иногда устанавливается монтмориллонит, а по данным А.П.Афанасьева [6, 7], - сапонит. По данным рентгенометрических исследований [123], сунгулит содержит тонкую примесь сепиолита. Реликтовые минералы - вермикулит, оливин, диопсид, магнетит, а в сунгулитизированных сменитах - эгирин, нефелин, канкринит, калиевый полевой шпат. Особенно характерен реликтовый вермикулит, содержание которого иногда достигает 10-20 %. Показатели преломления сунгулита: $n_g = 1,546-1,555$; $n_p = 1,538-1,542$; $n_g - n_p = 0,010-0,012$. Химический состав сунгулита приведен в табл. 23.

Наблюдаются все переходы от типичного вермикулита к сунгулиту (фото 26). При этом устанавливается, что сунгулит по вермикулиту развивается чаще, чем по другим минералам. Большая часть сунгулита образуется на месте флогопитовых жил, гнезд и пятен в оливинитах либо на месте слюдястых оторочек в контакте сменитовых жил с оливинитами. По этим причинам в коре выветривания сунгулит также имеет прожилковый и гнездовой характер. Иногда сунгулитовые жилы залегают в контакте полевошпатовых ийолитов с оливинитами. При этом, как установлено в глубоких уступах карьеров, он и здесь образуется по флогопитовым оторочкам, бrowningующим дайки щелочных пород.

Химический состав сунгулита (вес. %) ^{*}

| Окислы и компоненты | Номер образца | | | | | | | | Σ |
|--------------------------------|---------------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | |
| SiO ₂ | 42,81 | 43,88 | 42,08 | 43,37 | 44,88 | 44,87 | 41,28 | 41,40 | |
| TiO ₂ | Сл. | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,08 | - | 0,06 | 0,11 | |
| Al ₂ O ₃ | 0,58 | 1,03 | 0,64 | 0,67 | 1,54 | 0,48 | 0,82 | 0,82 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,20 | 0,85 | 0,75 | 0,55 | 0,32 | 0,51 | 2,80 | 1,21 | |
| FeO | 0,06 | 0,22 | 0,07 | 0,10 | - | 0,30 | 0,46 | 0,14 | |
| MnO | Сл. | 0,01 | 0,04 | 0,01 | Сл. | 0,01 | 0,20 | 0,05 | |
| MgO | 39,37 | 38,82 | 39,44 | 38,56 | 38,25 | 35,89 | 40,82 | 35,02 | |
| CaO | 0,35 | 0,02 | 0,46 | 0,24 | 0,79 | 0,87 | 0,25 | 3,45 | |
| K ₂ O | 0,04 | - | 0,02 | 0,03 | 0,17 | - | 0,01 | 0,11 | |
| Na ₂ O | 0,07 | - | 0,07 | 0,01 | 0,11 | 0,58 | 0,17 | 0,04 | |
| H ₂ O ⁺ | - | - | - | - | - | 12,87 | 12,68 | - | |
| П.п.п. | 13,37 | 13,04 | 13,28 | 13,05 | 13,31 | - | - | 14,84 | |
| H ₂ O ⁻ | 3,16 | 2,97 | 2,92 | 2,58 | - | 3,03 | 0,68 | 2,02 | |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | - | 0,17 | 0,06 | - | - | - | 0,09 | |
| F = - O ₂ | Сл. | - | 0,02 | 0,03 | - | - | - | - | |
| Сумма..... | 100,05 | 100,90 | 100,05 | 100,31 | 100,50 | 99,61 | 100,31 | 99,40 | |

* Обр. 1, 3-5 - из коллекции В.И.Тернового, аналитик В.Ф.Филонова; обр. 2 - из коллекции Н.Д.Соболева (1948 г.); обр. 7 - из коллекции А.П.Афанасьева, аналитик Т.С.Роменова; обр. 6, 8 - из коллекции П.П.Токмакова, аналитик М.Г.Замураева.

Некоторые геохимические особенности. Зоны дезинтеграции, гидрофлогопитовая, вермикулитовая и сунгулитовая формируются одновременно под влиянием просачивания гипергенных растворов. Интенсивность и глубина выветривания определяются минеральным составом, структурой флогопитоносных пород и тектоникой. Легче выветриваются интенсивно ослющенные, крупнозернистые и пегматоидные разности пород. Решающее влияние на глубину выветривания имеет трещиноватость пород. По зонам дробления, трещинам и контактам различных пород процессы выветривания проникают на глубину до 200-300 м. Влияние этих факторов определяет неравномерность развития процессов выветривания на глубину, смену площадного типа выветривания линейным или трещинным. Все это обуславливает сложный (нередко пилообразный) характер подошвы коры выветривания, нечеткость границ между различными зонами. В соответствии с представлениями И.И.Гинзбурга и И.А.Рукавишниковой [31, 32] устанавливается определенная последовательность (стадийность) выветривания минералов.

Начальные стадии выветривания знаменуются физическим разрушением (дез-

интеграцией) пород в глыбы, щебень и, наконец, в мелко- и тонкозернистый песок. Затем физическое выветривание сменяется химическим. Все большее число минералов подвергается изменениям, иногда полному разрушению; часть компонентов из них выносится фильтрующими растворами, другая часть накапливается в продуктах выветривания. Проследивая характер изменения отдельных минералов, можно видеть, что в коре выветривания флогопитоносных пород (так же как в коре выветривания вообще) идут процессы гидратизации, окисления и выщелачивания. Наиболее полно изучено изменение флогопита. Минералогическое изменение его происходит по схеме: флогопит \rightarrow гидрофлогопит \rightarrow вермикулит \rightarrow сунгулит. Химическое его изменение, как показывает сравнение приведенного выше состава указанных минералов, заключается вначале в одновременном развитии процессов выноса калия, гидратизации и окисления двухвалентного железа в трехвалентное, а затем (на стадии образования сунгулита) — в выносе глинозема и железа.

Детальные макро- и микроисследования показывают, что процессы гидратизации флогопита в первую очередь развиваются по периферии кристаллов и их деформированным участкам. Уже на начальных стадиях вытесняется железо из кристаллической решетки минерала. Затем оно преотлагается в виде пленок гидрокислов по плоскостям совершенной спайности. Такие пленки и являются причиной золотисто-моричневой окраски вермикулита [123]. Сходным изменениям подвергаются оливин и пироксен. Промежуточные продукты изменения этих минералов представлены гидрохлоритом, сапонитом и гидрокислами железа, конечные — сунгулитом. Наиболее легко подвергается разрушению кальцит, который уже в вермикулитовой зоне полностью выносится. Самыми устойчивыми к выветриванию являются магнетит и апатит, которые нередко сохраняются даже в сунгулитовой зоне. Отмечаются незначительные преобразования с периферии зерен магнетита в мартит, а апатита во франколит.

Выявленные закономерности подтверждаются сравнением химического состава неизмененных флогопитсодержащих пород и конечных продуктов их выветривания (табл. 24), а также расчетами миграции основных компонентов по данным этих анализов (табл. 25). Известно, что простое сравнение химического состава неизмененных пород и конечных продуктов их выветривания не всегда позволяет надежно судить о геохимии отдельных элементов из-за влияния процессов просадки и уплотнения. Количественную оценку явлений уплотнения можно получить лишь расчетным путем, используя представления об элемент-свидетеле, т.е. элементе, который в процессе выветривания ведет себя инертно. Повышение содержания такого элемента в продуктах коры выветривания пропорционально их уплотнению. За элемент-свидетель нами принято валовое железо, отличающееся наиболее инертным поведением по сравнению со всеми надежно определяемыми химическим анализом элементами. Уплотнение (сокращение объема пород) при выветривании определяется из отношения плотностей первичной и измененной породы. Плотность невыветрелых флогопитоносных пород составляет 3,0, а уплотненных сунгулит-хлоритовых пород — 2,5. Плотность выветрелой породы до уплотнения определяется из соотношения $C_1 d_1 = C_2 d_2$, где C_1 и C_2 — содержания валового железа в невыветрелых флогопитсодержащих породах и в продуктах их выветривания до уплотнения; d_1 и d_2 — соответственно их плотности.

Таблица 24

Химический состав неизмененных флогопит-форстеритовых пород и образовавшихся по ним в коре выветривания сунгулит-хлоритовых пород (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Невыветрелые флогопит-форстеритовые породы | | Ржаво-бурые сунгулит-хлоритовые породы | |
|--------------------------------|--------------------------------------------|--------|----------------------------------------|--------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| SiO ₂ | 35,52 | 38,28 | 36,90 | 37,83 |
| TiO ₂ | 0,26 | 0,02 | 0,23 | 0,08 |
| Al ₂ O ₃ | 2,10 | 2,87 | 0,78 | 0,32 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,76 | 4,76 | 10,08 | 7,84 |
| FeO | 7,71 | 6,25 | 5,27 | 5,94 |
| MnO | 0,39 | 0,18 | 0,57 | 0,48 |
| CaO | 7,19 | 6,42 | 2,21 | 0,20 |
| MgO | 34,70 | 35,88 | 35,98 | 39,16 |
| K ₂ O | 2,0 | 1,95 | 0,10 | 0,007 |
| Na ₂ O | 0,22 | 0,35 | 0,08 | 0,025 |
| H ₂ O ⁺ | 0,06 | 0,07 | 6,18 | 6,58 |
| CO ₂ | 1,10 | 1,84 | - | 0,15 |
| H ₂ O ⁻ | - | 0,92 | 1,46 | 1,50 |
| P ₂ O ₅ | 3,37 | 2,91 | 0,07 | - |
| F | 0,15 | 0,46 | - | - |
| F = - O ₂ | 0,06 | 0,18 | - | - |
| Сумма..... | 98,58 | 100,95 | 99,85 | 100,07 |

* Обр. 1-3 - из коллекции В.И.Тернового, аналитики В.Ф.Фулснова и А.Я.Иванова; обр. 4 - данные А.П.Афанасьева [8].

Таблица 25

Миграция основных компонентов при выветривании флогопит-форстеритовых пород

| Окислы и плотность | Невыветрелые флогопит-форстеритовые породы (средн. из 2 ан.) | | Ржаво-бурые сунгулит-хлоритовые породы (средн. из 2 ан.) | | Кэфф. подвижности a:b | Вынос $\frac{a-b}{a} \chi$ x100% | Привнос $\frac{b-a}{a} \chi$ x100% |
|--------------------------------|--------------------------------------------------------------|-----------------------|----------------------------------------------------------|-----------------------|--------------------------|----------------------------------------|------------------------------------------|
| | вес. % | г/см ³ (a) | вес. % | г/см ³ (b) | | | |
| SiO ₂ | 35,91 | 1,077 | 37,36 | 0,834 | 1,1 | 13,3 | - |
| Al ₂ O ₃ | 2,39 | 0,072 | 0,55 | 0,014 | 5,1 | 80 | - |
| Fe ₂ O ₃ | 4,26 | 0,128 | 8,95 | 0,224 | 0,57 | - | 75 |
| FeO | 6,98 | 0,209 | 5,61 | 0,140 | 1,5 | 33,0 | - |
| MnO | 0,29 | 0,0087 | 0,53 | 0,013 | 0,7 | - | 5,0 |
| CaO | 6,80 | 0,204 | 1,20 | 0,030 | 6,3 | 85,3 | - |
| MgO | 35,19 | 1,056 | 37,56 | 0,939 | 1,1 | 11,0 | - |
| K ₂ O | 1,97 | 0,059 | 0,06 | 0,0012 | 55 | 99,9 | - |
| CO ₂ | 1,47 | 0,044 | 0,15 | 0,004 | 11 | 90,9 | - |
| H ₂ O | 0,06 | 0,0002 | 6,37 | 0,159 | 0,001 | - | 795 |
| Плотность... | 3,0 | - | 2,7 | - | - | - | - |

Из указанного соотношения определяется плотность сунгулит-хлоритовых пород до уплотнения

$$d_2 = \frac{C_1 d_1}{C_2} = \frac{3,1 \cdot 8,42}{10,64} = 2,45,$$

т.е. уплотнение при выветривании составляет всего $2,50/2,45 = 1,02$ раза. Другими словами, уплотнение столь ничтожно, что при расчетах миграции вещества им можно пренебречь.

Как видно из приведенных данных, при выветривании почти целиком выносятся CaO , CO_2 , K_2O и Al_2O_3 , двухвалентное железо окисляется до трехвалентного, незначительно мигрируют магний и кремний. Измерение pH водных вытяжек показывает, что оно изменяется снизу вверх по разрезу коры выветривания: от 8–10 в зонах дезинтеграции и гидрофлогопитовой, 7–8 в вермикулитовой зоне и до 6–7 в сунгулитовой зоне. Эволюция pH метеорных вод (от 8 и более при формировании гидрослистой зоны до 7 и менее при образовании сунгулитовых пород) является следствием развития процессов выветривания. В начальные стадии растворы обогащаются щелочами за счет вмещающих пород. При достаточной продолжительности фильтрации наступает момент, когда в определенных участках выветрелых пород запас щелочей полностью исчерпывается. Новые порции атмосферных вод, поступающие в эти участки, будут обладать уже нейтральной либо кислой реакцией (за счет поглощения атмосферного CO_2 и органики в почвенном слое). Именно в этих условиях начинается вынос глинозема и формирование сунгулитовых пород.

Геолого-промышленные типы руд. Особенности минерального состава, условий залегания, качества сырья, обогатимости и промышленного значения позволяют выделить следующие геолого-промышленные типы вермикулитовых руд: а) сунгулит-вермикулитовый, б) собственно вермикулитовый, в) гидрофлогопитовый.

Сунгулит-вермикулитовый тип руды характеризуется существенным содержанием сунгулита (более 10 %). Количество этих руд на месторождении составляет около 10 %. Руды плотные, комковатые, при обогащении требуют дробления. В связи с существенной ролью сунгулита, пропитывающего и как бы цементирующего вермикулит-оливин-диопсидовый агрегат, руды плохо обогащаются. Содержание вермикулита в концентрате составляет 50–60 %, извлечение – до 50 %. Промышленное значение этих руд невелико.

Собственно вермикулитовый тип руды располагается по периферии сунгулитовой зоны и приурочен здесь к верхним горизонтам коры выветривания. Руда хорошо обогащается (извлечение 80–90 %, содержание в концентрате 90–98 %), концентрат характеризуется высоким качеством и имеет большое промышленное значение. Плотность вермикулита после обжига составляет 80–120 кг/м³.

Гидрофлогопитовые руды подстилают вермикулитовые руды, а на периферии слюденелых пород выходят на поверхность. Руды обогащаются аналогично вермикулитовым рудам, характеризуются удовлетворительным качеством (плотность после обжига 100–150 кг/м³) и, так же как и вермикулитовые руды, представляют большой промышленный интерес.

Содержание вермикулита в рудах месторождения колеблется в широких пределах - от 5-6 до 30 % (рис. 16).

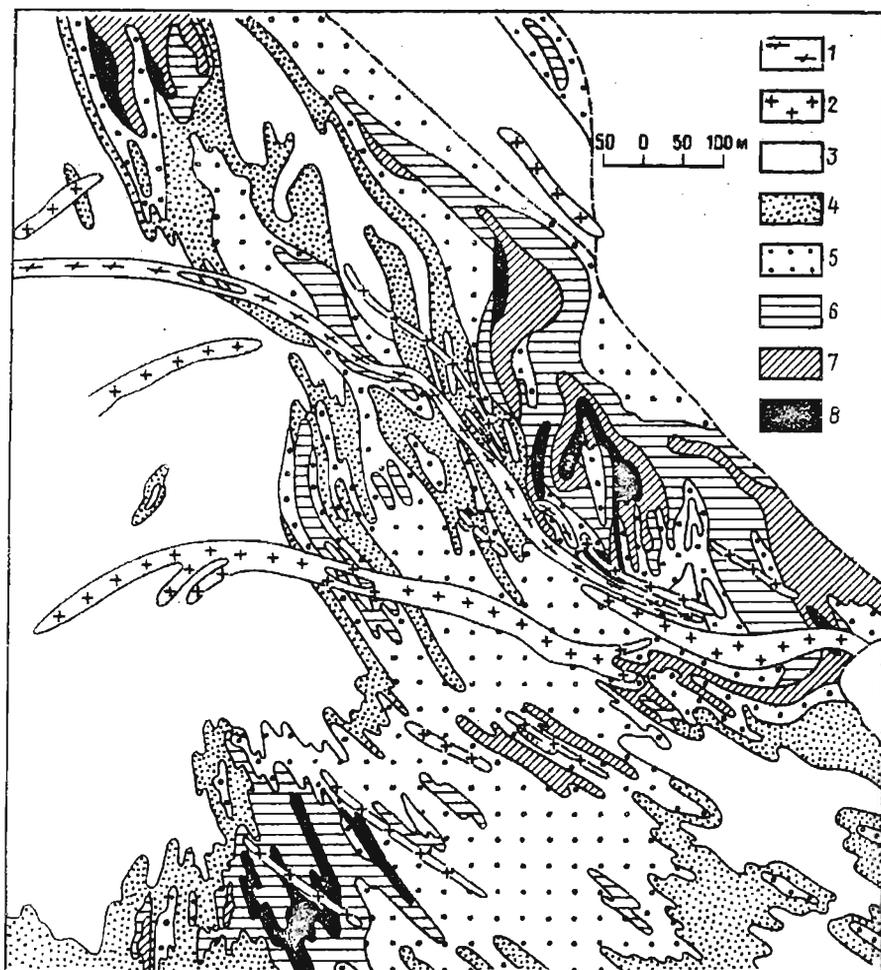


Рис. 16. План распределения вермикулита на северо-восточном участке.
 1 - карбонаты; 2 - полевошпатовые ийолиты; 3-8 - содержание вермикулита
 (3 - менее 7,5%; 4 - 7,5-10%; 5 - 10,0-15,0%; 6 - 15,0-20,0%; 7 - 20,0-25,0%;
 8 - более 25%).

2. Апатит-франколитовое месторождение

Апатит-франколитовые руды в Ковдорском массиве впервые описаны Н.А. Воловской [24], которая рассматривала их как наиболее поздние гидротермальные образования. Долгое время считалось, что они имеют ограниченное распространение и представляют лишь минералогический интерес. Только в 1970 г. поисково-съёмочными работами Ковдорской ГРП СЗТУ было установлено, что они

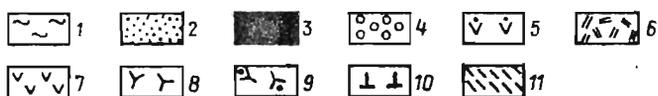
образуют мощные залежи в коре выветривания карбонатов и могут служить самостоятельной сырьевой базой промышленного производства фосфатов. С 1971 г. на месторождении ведутся поисково-разведочные работы, а с 1973 г. - детальная разведка, выполняемая Ковдорской ГРП СЗТУ.

Общие запасы апатит-франколитовых руд оцениваются примерно в 100 млн т, из них около 50 млн т приходится на богатые сплошные руды с содержанием P_2O_5 не менее 15-20 % и около 50 млн т - на бедные штокверковые руды с содержанием P_2O_5 6-10 %.

Геолого-петрографическая характеристика. Апатит-франколитовые руды сформировались в коре выветривания кальцитовых карбонатов и отчасти кальцитовых разностей магнетитовых руд. Это и определяет их распространение, условия залегания и морфологию. В плане апатит-франколитовые руды, так же как и карбонаты, образуют концентрически-вытянутые тела на юго-западной окраине массива (рис. 17) среди карбонатов, фенитов и, в меньшей мере, апатит-магнетитовых руд. По простиранию они то сливаются в мощные (до 300 м) раздувы, то разветвляются, образуя штокверк жил и прожилков мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров. Наиболее мощные тела апатит-франколитовых руд формируются либо непосредственно по карбонатам, либо в контактах карбонатов с фенитами. В фенитах франколит занимает многочисленные разноориентированные трещины, образуя штокверки жил мощностью до первых сантиметров. Общая площадь развития штокверка франколитовых жил составляет около 4 км². Наиболее крупные тела сплошных апатит-франколитовых руд слагают площадь не свыше 0,8-1,0 км².

Книзу тела апатит-франколитовых руд постепенно сужаются и на глубине 20-60 м выклиниваются, сменяясь невыветрелыми карбонатами (см. рис. 17). Границы апатит-франколитовых руд с невыветрелыми породами обычно резкие, хотя и крайне неровные, изобилующие выступами и глубокими провалами. Среди апатит-франколитовых руд нередко сохраняются останцы вмещающих пород (фенитов, слюдистов и карбонатов), количество и размеры которых заметно увеличиваются книзу. В целом морфология апатит-франколитовых руд полностью соответствует строению хорошо изученных карстовых накоплений фосфоритов в известняках. Вдоль контактов карбонатов с фенитами апатит-франколитовые руды иногда прослеживаются на глубину до 150-200 м.

В составе апатит-франколитовых руд выделяются гипергенные и остаточные реликтовые минералы. Основными гипергенными минералами, слагающими до 80-90 % объема франколитовых разностей руд, являются франколит, вермикулит и гётит. В качестве второстепенных гипергенных минералов отмечаются сунгулит, хлорит, монтмориллонит, гематит, изредка малахит и гидроокислы марганца. Остаточные минералы в основном представлены апатитом и магнетитом. В зависимости от состава вмещающих пород в качестве реликтовых минералов могут встречаться также полевые шпаты, пироксены, нефелин, форстерит, амфиболы, карбонаты и др. Количественные соотношения минералов колеблются в исключительно широких пределах, что обусловлено различным составом исходных пород и неодинаковой степенью их переработки в процессе выветривания. По минеральному составу могут быть выделены апатит-франколит-магнетитовые, апатит-франколитовые и вермикулит-франколит-апатитовые разности руд.



Апатит-франколит-магнетитовые руды встречаются только в пределах железорудного месторождения, где они образуют линейные тела, приуроченные к зонам дробления субмеридионального и северо-восточного простирания. Мощность этих руд на поверхности достигала 100-150 м, глубина распространения - до 100-150 м. В настоящее время большая часть их выработана. Сохранились лишь узкие зоны (мощность в плане 25-50 м, протяженность на глубину до 40-50 м). В отдельных местах в уступах карьера уже вскрыты корневые части апатит-франколит-магнетитовых руд, что позволяет наглядно видеть их приуроченность к зонам дробления, трещинам, постепенное затухание процесса ветривания книзу, большое сходство его с явлениями карста. Для этих руд

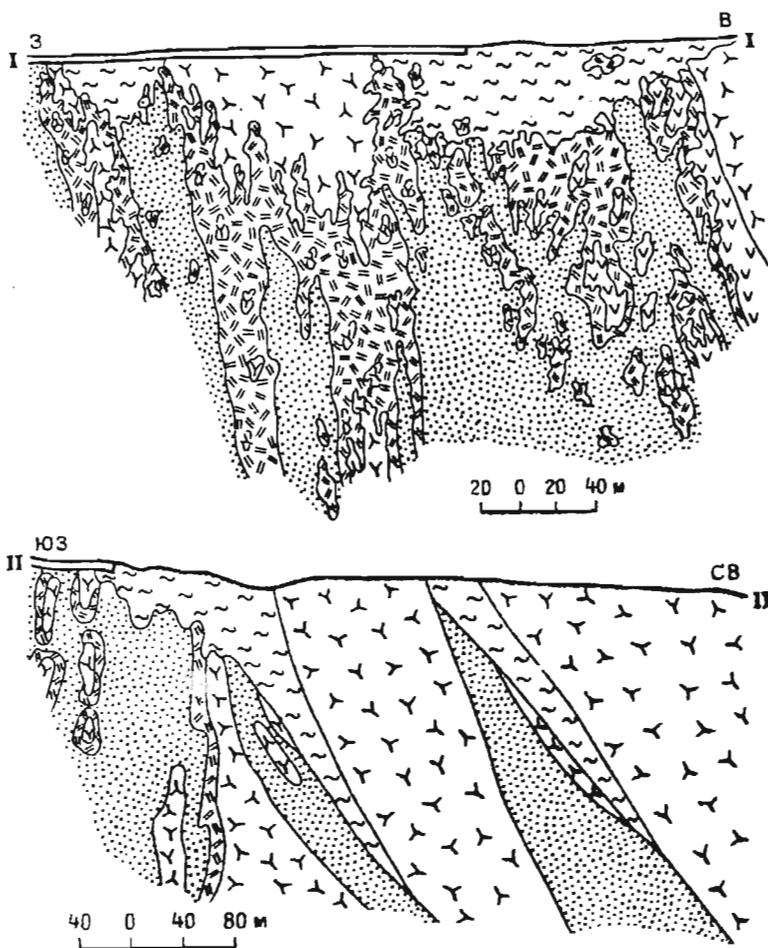


Рис.17. Схематическая геологическая карта и разрезы Ковдорского апатит-франколитового месторождения.

- 1 - апатит-франколитовые руды; 2 - кальцитовые карбонатиты; 3 - магнетитовые руды; 4, 5 - апатит-форстеритовые породы - апатитовые руды (4 - сплошные, 5 - штокверковые); 6 - флогопитовые слюдяты; 7 - кяолиты; 8 - фениты; 9 - апатитизированные фениты; 10 - гилербазиты; 11 - гнейсы и гнейсо-граниты.

характерны кавернозные, брекчиевидные, ячеистые (сотовые) и губчатые текстуры (фото 27, 28).

В составе руд преобладают остаточные минералы: магнетит (до 50-60%), апатит (до 20-30%). Вторичный франколит как бы цементирует остаточные минералы, местами явно замешает апатит, нередко образует натечные корки по трещинам (фото 29). Содержание его в среднем около 20-30%, но иногда достигает 50-60%. Франколит нередко окрашен в голубой или зеленый цвет, что связано с образованием тончайших пленок малахита, возникающих при разложении в коре выветривания халькопирита. Второстепенные вторичные минералы:

вермикулит и гидроокислы железа — распределены неравномерно. В среднем содержание их не превышает 3–5 %. Отчетливо устанавливается, что гидроокислы железа образуются при разложении железосодержащих силикатов и сульфидов. В прикорневых частях коры выветривания можно наблюдать среди гидроокислов железа реликты форстерита, гумита, ширита, ширротина, халькопита. Примечательно, что магнетит в условиях образования франколитовых руд устойчив — это указывает на рН среды не ниже 4,5–5,0 [55].

Апатит-франколитовые руды образуются по карбонатам. Преимущественно слагают верхние части мощных линейных зон выветривания. Это буровато-серые, плотные, обычно твердые породы с брекчиевидной или мелкокавернозной текстурой (фото 30). Франколит является преобладающим минералом. Содержание его достигает 80–90 %. Содержание остаточного апатита невелико (до 20–25 %). Количество вермикулита варьирует в пределах 1–20 %, но в среднем не превышает 2–3 %. Содержание остаточного магнетита и новообразованных гидроокислов железа не выше 5–8 %. Встречаются редкие зерна реликтовых баделлета, пирохлора. В незначительных количествах отмечаются сунгулит, гематит, цеолиты, каолин, монтмориллонит, гидроокислы марганца.

Франколит представлен несколькими морфологическими разновидностями. В основном это мельчайшие беспорядочно ориентированные иголки, различимые лишь при больших увеличениях под микроскопом (фото 31), среди которых сохраняются реликтовые зерна магнетита и апатита. Отчетливо устанавливается замещение апатита франколитом, образование полных псевдоморфов. Сравнительно широко развиты сферолиты франколита, которые часто зарождаются на реликтовых зернах апатита или магнетита (фото 32). Размеры сферолитов колеблются от 0,5 мм до 1 см и более. Сферолиты обычно зонального строения. Центральные части сферолитов бесцветные и имеют отчетливое игольчатое строение, внешние зоны окрашены в бурные цвета и сложены обычно более тонкозернистым франколитом. Оптические свойства всех разновидностей франколита близки: $n_g = 1,618–1,628$; $n_e = 1,612–1,620$; $\Delta n = 0,004–0,010$. Химический состав франколита, в том числе и голубого франколита из апатит-франколит-магнетитовых руд, приведен в табл. 26.

Гидроокислы железа (гётит и гидрогётит) представлены тонкими пленками, покрывающими как реликтовые, так и новообразованные минералы, что и придает породе бурую окраску. Вермикулит образуется за счет гидратизации флогопита и тетраферрифлогопита. Часто он по плоскостям спайности пропитан скрытокристаллическим франколитом. Так же как и на вермикулитовом месторождении, нередко устанавливается замещение вермикулита сунгулитом. Одновременно за счет разрушения вермикулита выделяются бурные натеки гидроокислов железа. Сунгулит встречается спорадически в виде гнезд, тонких прожилков. Отчетливо устанавливается приуроченность его к самым верхним горизонтам коры выветривания, где он замещает вермикулит. Полностью аналогичен сунгулиту из вермикулитового месторождения. Гематит редок и встречается в виде примазок по трещинам и на поверхности зерен магнетита, за счет которого он и формируется. Цеолиты образуют друзы кристаллов в пустотах, нарастающие часто на франколитовые корочки. Под микроскопом хорошо заметно замещение франколита це-

Химический состав франколитов Ковдорского месторождения (вес. %)*

| Окислы и компоненты | Франколит белый | Франколит голубой | | | | Франколит буровато-белый |
|--------------------------------|-----------------|-------------------|--------|--------|--------|--------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| SiO ₂ | 1,80 | 1,40 | - | 0,00 | 0,09 | |
| Al ₂ O ₃ | 0,30 | 0,30 | - | 0,02 | 0,10 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0,12 | 0,08 | - | 0,04 | 0,07 | |
| BaO | - | - | - | 0,10 | 0,06 | |
| CaO | 53,55 | 53,0 | 54,97 | 54,55 | 54,32 | |
| SrO | - | - | 0,15 | 0,17 | 0,15 | |
| MnO | - | - | - | 0,00 | 0,06 | |
| MgO | 0,20 | 0,20 | 0,10 | 0,14 | 0,00 | |
| K ₂ O | Сл. | Сл. | 0,03 | 0,00 | 0,00 | |
| Na ₂ O | " | " | 0,05 | 0,00 | 0,04 | |
| P ₂ O ₅ | 39,20 | 37,60 | 38,09 | 38,68 | 38,74 | |
| H ₂ O ⁺ | - | - | 1,98 | 1,43 | 1,51 | |
| H ₂ O ⁻ | 0,05 | 0,19 | - | 0,13 | 0,10 | |
| F | 2,70 | 1,86 | 3,06 | 3,22 | 2,98 | |
| Cl | - | - | 0,02 | Сл. | Сл. | |
| CO ₂ | - | - | 3,10 | 2,24 | 3,27 | |
| П.п.п. | 2,80 | 4,82 | - | - | - | |
| Сумма..... | 100,52 | 99,45 | 101,55 | 100,72 | 101,49 | |
| F = -O ₂ | 1,13 | 0,78 | 1,30 | 1,35 | 1,25 | |
| Сумма..... | 99,39 | 98,67 | 100,25 | 99,37 | 100,24 | |

* Обр. 1, 2 - из коллекции В.И.Тернового, Е.Б.Евангуловой, аналитики Н.С. Архангельская, Н.Б.Бушева, В.Ф.Филонова; обр. 3 - из коллекции О.М.Римской-Корсаковой, аналитик Васильева; обр. 4, 5 - по данным Г.С.Курбатовой и Л.Ф.Ганнибал [77].

литам. Судя по показателям преломления ($N_g = 1,480$; $N_p = 1,475$), нефлиты представлены шамозитом.

Вермикулит-франколит-апатитовые руды развиты совместно с апатит-франколитовыми и залегают преимущественно в корневых частях франколитовых залежей либо на их периферии в контактах с фенитами. Представлены рыхлыми, тонко- или мелкозернистыми песчано- либо суглинистоподобными разностями. Однако иногда встречаются и твердые разности. Эти руды обладают нередко плосчатой текстурой (фото 33, 34), обусловленной чередованием тонких слоев мелкочешуйчатого вермикулита и мелкозернистого апатита. И те, и дру-

гие полосы интенсивно франколитизированы. Степень франколитизации меняется в широких пределах (фото 35, 36). В целом в этой разности руд преобладает апатит, так же как и в карбонатитах, представленный удлиненными зернами, ориентированными в одном направлении. Местами франколит отсутствует и руды имеют вермикулит-апатитовый или вермикулит-магнетит-апатитовый состав. Переходы этой разновидности руд в карбонатиты аналогичны переходам апатит-франколит-магнетитовой руды (фото 37).

Штокверковые франколитовые руды окаймляют с периферии сплошные апатит-франколитовые и вермикулит-франколит-апатитовые руды, реже образуют самостоятельные зоны среди вмещающих пород. Чаще всего эти руды представляют собой интенсивно брекчированные фениты либо мелкочешуйчатые слюдиты, трещины в которых заполнены белым натечным франколитом (фото 38, 39) или франколитом и нарастающими на него цеолитами. Контакты таких руд с вмещающими породами условные и, видимо, будут определяться по данным опробования. Площади распространения этих руд и их качество изучены слабо.

Некоторые геохимические особенности. Кора выветривания карбонатитов имеет много сходных либо даже идентичных черт с корой выветривания флогопитоносных пород. К ним относятся: зональный профиль, характер подошвы коры выветривания, переходы между различными зонами и изменение минералов. В общем случае профиль коры выветривания схематически может быть представлен следующим образом (снизу вверх): а) зона дезинтеграции, главным признаком которой является полное сохранение состава и структуры первичной породы; б) вермикулит-апатитовая зона (зона остаточного накопления), в которой происходит интенсивное выщелачивание карбонатитов, накопление устойчивых в этих условиях минералов (апатита, магнетита, слюды), гидратизация флогопита; в) франколитовая зона (зона цементации или вторичного обогащения фосфатом), основным признаком которой является образование вторичного фосфата - франколита, замещающего и цементирующего апатит, вермикулит и другие силикаты.

Следует учитывать условность границ между указанными зонами. В соответствии с представлениями С.С.Смирнова [114], П.М.Татарина [119], В.П.Петрова [98, 99], И.И.Гинзбурга и И.А.Рукавишниковой [31, 32], Е.А.Зарева и др. [54, 55], процесс выветривания - это последовательная и, самое главное, непрерывная цепь изменения рудного вещества, стремление его к наиболее устойчивой форме в новых условиях. Выделенные нами зоны отличаются преобладанием того или другого процесса минералообразования и соответственно тем или иным обликом и промышленной значимостью. Направленность развития зон может служить важным поисковым признаком. Характерна неравномерность развития продуктов коры выветривания, зависимость глубины их распространения не только от состава и структуры первичных пород, но и от степени их трещиноватости. Минералы коры выветривания по зонам дробления, отдельным трещинам проникают на глубину до 150-200 м. Наиболее благоприятны в этом отношении контакты карбонатитов с фенитами, ийолитами. Однако особенности состава карбонатитов определяют и существенные отличия в развитии процессов коры выветривания. Эти отличия заключаются прежде всего в том, что основная масса минерального вещества карбонатитов - кальцит - подвергается

ется выносу. В коре выветривания накапливаются второстепенные минералы — апатит и магнетит. В результате продукты коры выветривания коренным образом меняют не только минеральный, но и химический состав. Огромные масштабы выноса обуславливают мощные явления уплотнения (проседания) продуктов коры выветривания с признаками обрушения, вымывания и перестроения минерального вещества потоками грунтовых вод. Благодаря этому руды нередко приобретают брекчиевидные текстуры, смешанный остаточно-инфильтрационный, инфильтрационный генезис. Поэтому простое сравнение химического состава неизмененных карбонатитов и образовавшихся по ним франколитовых руд не позволяет надежно судить о геохимии отдельных элементов.

Явления уплотнения оценены так же, как и в флогопитоносных породах, с помощью элемента-свидетеля, за который принято валовое железо. Химический состав карбонатитов (табл. 27) принят как средний из проб, отобранных нами из подстилающих франколитовые руд кальцитовых карбонатитов. Химический состав франколитовых руд определен институтом Механообр по представительной технологической пробе, отобранной Ковдорской ГРП с поверхности. С целью получения количественной оценки поведения отдельных элементов сравниваются весовые количества, рассчитанные на равный объем невыветрелых карбонатитов и апатит-франколитовых руд до уплотнения. Одновременно определяются

Таблица 27

Миграция основных компонентов при выветривании кальцитовых карбонатитов

| Окислы, компоненты и плотность | Невыветрелый карбонатит (средн. из 8 ан.) | | Апатит-франколитовая твердая руда (техн. проба) | | Кэфф. подвижности $a:b$ | Вынос $\frac{a-b}{a} \cdot 100\%$ | Принос $\frac{b-a}{a} \cdot 100\%$ |
|--------------------------------------------------|-------------------------------------------|-----------------------|-------------------------------------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| | вес. % | г/см ³ (а) | вес. % | г/см ³ (b) | | | |
| SiO ₂ | 1,32 | 0,0396 | 3,56 | 0,044 | 0,90 | - | 8,6 |
| Al ₂ O ₃ | 0,21 | 0,0063 | 1,82 | 0,023 | 0,27 | - | 72 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,27 | 0,0681 | 6,86 | 0,085 | 0,80 | - | 25 |
| FeO | 1,70 | 0,051 | 3,12 | 0,039 | 1,3 | 24 | - |
| CaO | 50,05 | 1,52 | 44,50 | 0,552 | 2,75 | 63 | - |
| MgO | 2,82 | 0,0786 | 1,27 | 0,0157 | 4,9 | 80 | - |
| CO ₂ | 36,36 | 1,091 | 1,85 | 0,024 | 45,4 | 98,0 | - |
| P ₂ O ₅ | 4,00 | 0,120 | 32,62 | 0,404 | 0,3 | - | 237 |
| S _{вал} | 0,30 | 0,0090 | 0,14 | 0,0017 | 5,32 | 80 | - |
| F _{вал} | 2,9 | | 7,0 | | | | |
| П.п.п. | - | | 3,25 | | | | |
| Сумма..... | 99,13 | | 99,09 | | | | |
| Плотность, г/см ³ | 3,0 | | 2,7 | | | | |
| Плотность до уплотнения, г/см ³ | 3,0 | | 1,2 | | | | |

коэффициент подвижности, степень выноса и степень концентрации (см. табл. 27).

Плотность апатит-франколитовых руд до уплотнения определена из соотношения $C_1 d_1 = C_2 d_2$, где C_1 и C_2 — содержания валового железа в неизмененных карбонатах и в апатит-франколитовых рудах; d_1 и d_2 — соответственно плотности неизмененных карбонатов и апатит-франколитовых руд до уплотнения. Отсюда

$$d_2 = \frac{d_1 C_1}{C_2} = \frac{2,9 \cdot 3,0}{7} = 1,24.$$

Из этого следует, что объем пород при выветривании (при изменении карбонатов до апатит-франколитовых руд) сокращается в $2,7/1,24 = 2,2$ раза.

Из табл. 27 видно, что процесс выветривания карбонатов сводится к выносу почти всего количества CO_2 , преобладающей массы серы, CaO , MgO и привносу P_2O_5 . Железо и марганец ведут себя инертно. Двухвалентное железо частично окисляется до трехвалентного. Как показывают минералогические исследования, окисляется железо, в основном входящее в силикаты, сульфиды и карбонаты. Магнетит в зоне апатит-франколитовых руд устойчив.

Измерение pH водных вытяжек показывает, что оно в карбонатах колеблется от 8 до 10, в рыхлых вермикулит-apatитовых рудах — от 7 до 8 и в твердых апатит-франколитовых рудах — от 6 до 7, что свидетельствует об эволюции pH метеорных вод от щелочных к нейтральным и слабоокислым на заключительных стадиях выветривания.

Большой интерес представляет поведение в коре выветривания редких земель. Анализы специально отобранных нами проб показывают, что содержание редких земель при выветривании повышается в 8–10 раз, с 0,04 % в карбонатах до 0,40 % в апатит-франколитовых рудах. В настоящее время отсутствуют надежные данные о форме распределения редких земель как в карбонатах, так и в продуктах их выветривания. Если судить по минералогическим исследованиям А.А.Кухаренко и др. [59] и А.С.Кириллова [65], редкие земли в кальцитовых карбонатах преимущественно рассеяны как изоморфная примесь в кальците и апатите и в меньшей мере входят в состав редкоземельных минералов (анкилит, бастнезит и др.). В апатит-франколитовых рудах скорее всего имеется собственный минерал-концентратор редких земель — рабдофанит, с которым, возможно, связана основная масса редких земель. Рабдофанит (фосфат редких земель) изучен весьма слабо.

Геолого-промышленные типы руд. Промышленное значение в настоящее время приобрели лишь два типа руд: апатит-франколитовые и вермикулит-франколит-apatитовые. Качественная характеристика их приведена в табл. 28.

Как видно из таблицы, апатит-франколитовые руды весьма богаты. Отличительной их особенностью является резкое преобладание в их составе франколита над апатитом. Значительная часть (около 30 %) фосфора в этих рудах относится к лимонно-растворимому, что сближает их с осадочными и остаточными фосфоритами (Кингисеппского, Егорьевского, Ашинского и других месторождений). Все это позволяет использовать их как непосредственное удобрение.

Таблица 28

Содержание основных компонентов (вес.%)*

| Окислы и компоненты | Апатит-франколитовые руды | Вермикулит-франколит-apatитовые руды |
|---------------------|---------------------------|--------------------------------------|
| P_2O_5 | 25-33 (29,4) | (14,76) |
| Fe _{вал} | 2,5-10,5 (7,87) | (7,89) |
| CaO | 35-48,8 (41,35) | (23,23) |
| CO ₂ | 1,78-3,08 (2,47) | (1,82) |
| MgO | 1,3-3,08 (3,07) | (11,11) |

* Приведены минимальное, максимальное и среднее (в скобках) содержание.

ние в виде фосфоритной муки.

Франколит-вермикулит-apatитовые руды характеризуются резким преобладанием апатита над франколитом и отличаются богатым содержанием вермикулита (в среднем около 20 %). В качестве непосредственных удобрений они не пригодны и во всех случаях требуют обогащения и дальнейшей переработки концентратов. Технологическими испытаниями, проведенными институтом Механообр, доказана возможность получения из обоих типов руд удовлетворительных по качеству концентратов (табл. 29).

Лабораторные испытания в НИИФ показали, что богатая руда и концентраты обоих типов руд пригодны для переработки на экстракционную фосфорную кислоту и кормовые фосфаты.

Таблица 29

Результаты обогащения фосфатных руд Коадорского месторождения

| Руды | Содержание в исходной руде, % | | | Показатели обогащения по концентратам, % | | | | | |
|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------|-------------|------------------------------------------|-------|------------------------|-------|------------------|-------|
| | | | | фосфатному | | магнетитовому | | вермикулитовому | |
| | P_2O_5 | Fe _{вал} | вермикулита | сод. P_2O_5 | извл. | сод. Fe _{вал} | извл. | сод. вермикулита | извл. |
| Апатит-франколитовые..... | 32,62 | 7,00 | 1,0 | 36,4 | 79,5 | 66,4 | 63 | - | - |
| Франколит-вермикулит-apatитовые..... | 15,38 | 8,56 | 18,0 | 34,5 | 85,0 | 66,0 | 63 | 90,0 | 55 |

Запасы руд: апатит-франколитовых - 11 млн т, франколит-вермикулит-apatитовых - 37,8 млн т.

Глава У. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАССИВА ПАЛАБОРА
В ЮЖНО-АФРИКАНСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ
И МАССИВА СОКЛИ В ФИНЛЯНДИИ

Массив Палабора, известный как изверженный комплекс Палабора, или массив Лудекоп (Loole Kop, или Lulu Kop), расположен в районе Летаба северо-восточного Трансваала ЮАР. Коренному населению он известен, видимо, сотни лет, о чем свидетельствуют бесчисленные древние выработки, каменоломни и примитивные печи для плавки меди и железа [146]. В геологической литературе массив упоминается впервые в 1871 г. и с тех пор привлекает к себе все большее внимание.

До 1948 г. господствовали представления о метаморфическом происхождении карбонатитов и о генетической связи всего комплекса пород массива Палабора с гранитной магмой (Меллор, Холл, Панд, до Тойт, Шваллнус), контактировавшей осадочные известняки. В 1948 г. Бранд впервые обосновал представления о магматическом генезисе карбонатитов и образовании комплекса Палабора в результате дифференциации перидотит-пироксенитовой магмы. Эти представления в той или иной мере разделяются всеми последующими исследователями.

Почувствительна история промышленного освоения месторождений, связанных с массивом. Впервые в 1906 г. внимание геологов привлекло повышенное содержание апатита в карбонатитах и в окружающих их пироксенитах. В 1930 г. было организовано небольшое производство апатитового концентрата, поступавшего на рынок под названием фосфатной муки. Всего было произведено около 5 тыс. т концентрата. В 1934 г. предприятие было законсервировано. И только после многолетних исследований, в 1955 г., компанией "The Phosphate Development Corporation" (более известной под названием "Фоскор") была построена флотационная фабрика и организовано постоянное производство апатитового концентрата. К 1963 г. годовая добыча апатитовой руды составила 1,2 млн т со средним содержанием 10 % P_2O_5 . Содержание P_2O_5 в концентрате — 36,4 %. Годовое производство концентрата — 183 тыс. т. С 1963 г. компания "Фоскор" приступила к расширению предприятия, мощность которого планировалось увеличить в 2,2 раза, что полностью удовлетворит внутренние потребности страны.

По мере изучения месторождения установлен комплексный характер апатитовых руд. Одни руды являются вермикулит-apatитовыми, другие — бадделейт-магнетит-apatитовыми. Попутно с апатитом извлекаются магнетитовый и бадделейтовый концентраты.

Вермикулит на массиве Палабора известен также с 1906 г., но детальное

Исследование его началось лишь в 1936 г., а регулярное промышленное производство — с 1946 г. компанией "The Transvaal Ore Co, Ltd". Добыча минерала в 1973 г. составила 146 тыс.т, что выдвинуло ЮАР в крупнейшие производители вермикулита. В дальнейшем ее планируется увеличить до 200 тыс.т в год. Основная масса вермикулита идет на экспорт (США, Англия и др.). В 1952 г. установлена радиоактивная аномалия, связанная с торванитом в карбонатах. Многолетние исследования показали, что концентрация торванита низкая, однако карбонаты характеризуются повышенным содержанием меди, связанной с сульфидами. В процессе исследований выделены крупные участки со средним содержанием меди 0,7% и даже 1,0%. Так было открыто одно из крупнейших в Африке месторождений меди. Эксплуатация месторождения начата компанией "Palabora Mining Co, Ltd" в 1962 г. Годовая добыча руды составляет около 12 млн т, годовое производство меди — около 80 тыс.т. Руды комплексные. Кроме меди намечается извлекать апатит, магнетит, торий, уран, золото и серебро.

Геологическое строение массива Палабора. Массив ультраосновных, щелочных пород и карбонатов (рис. 18) шириной 2,0-2,5 км и вытянутый в меридиональном направлении на 5,5 км прорывает афрейский комплекс гранитов, гнейсов, серпентин-тальковых и амфиболовых сланцев. Возраст пород массива определяется как протерозойский (2060 млн лет). Породы массива прорваны сериями субпараллельных даек мезозойского возраста (системы Карро), вытянутых в северо-восточном направлении.

Массив имеет зональное строение. Около 70% его площади сложено пироксенитами, которые окружены узкой прерывистой каймой полевошатовых пироксенитов, сменяющихся сменитами, окруженными, в свою очередь, фенитами. Среди пироксенитов оконтурены три штокообразных тела пегматоидных пород: Центральное, Северное и Южное.

Наиболее интересно в промышленном отношении Центральное тело, вытянутое в широтном направлении и имеющее размеры 1600x750 м². Оно, в свою очередь, характеризуется отчетливо зональным строением (рис. 19). Ядро его сложено кальцитовыми карбонатами с медно-сульфидным и торванитовым оруденением (медные руды). Оно окаймляется зоной фоскоритов (apatит-форстерит-магнетитовые руды), которая сменяется зоной пегматоидных апатит-флогопит-пироксеновых пород (apatитовые руды, а в коре выветривания апатит-вермикулитовые руды). Северное тело слабо вытянуто в меридиональном направлении и имеет размеры 1200x1800 м². Сложено оно пегматоидными породами, среди которых выделяют две разновидности: пегматоидные апатит-флогопит-оливиновые обычно серпентинизированные породы, слагающие ядро этого штокообразного тела, и пегматоидные апатит-флогопит-пироксеновые породы, слагающие периферию. Обе разновидности рассматриваются как апатитовые, а в коре выветривания — как апатит-вермикулитовые руды. Южное тело размерами 600x500 м² сложено целиком пегматоидными апатит-флогопит-диопсидовыми породами.

Пироксениты — массивные, среднезернистые породы, спорадически содержат апатит и флогопит. В контакте с сменитами отмечается повышенное содержание биотита. Отдельные участки сложены почти целиком биотитом,

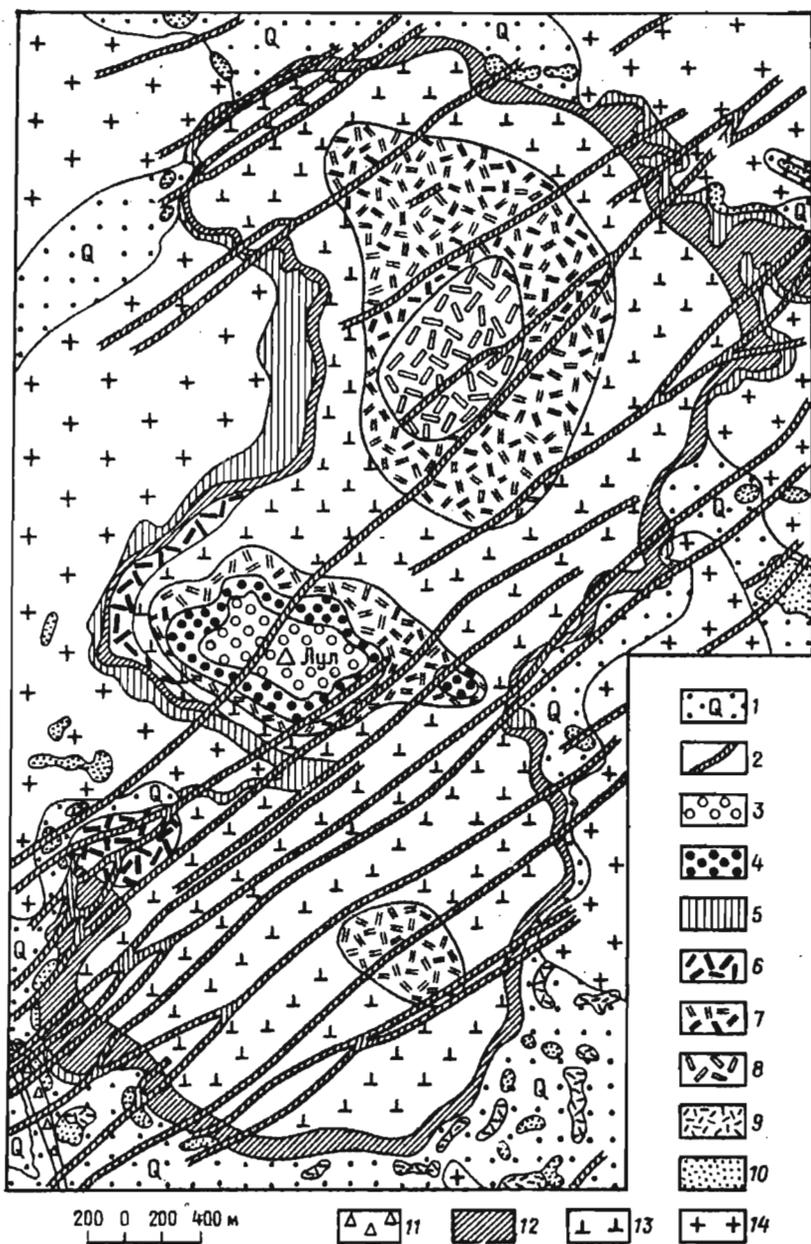


Рис.18. Геологическая карта массива Палабора (Х.Ханеком [146]).

1 - четвертичные отложения; 2 - долериты; 3 - карбонатиты; 4 - фоскориты; 5 - фениты; 6 - гидробитит; 7, 8 - пегматонидные породы (7 - внешняя зона, 8 - внутренняя зона); 9, 10 - сиениты (9 - мелкозернистые, 10 - крупно- и среднезернистые); 11 - инъекционные брекчии; 12 - полевошпатовые пироксениты; 13 - пироксениты; 14 - граниты и гнейсы.

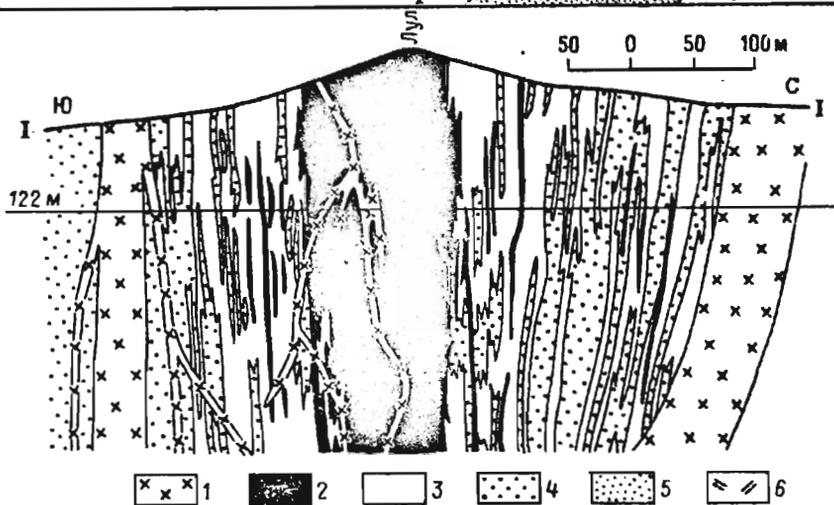
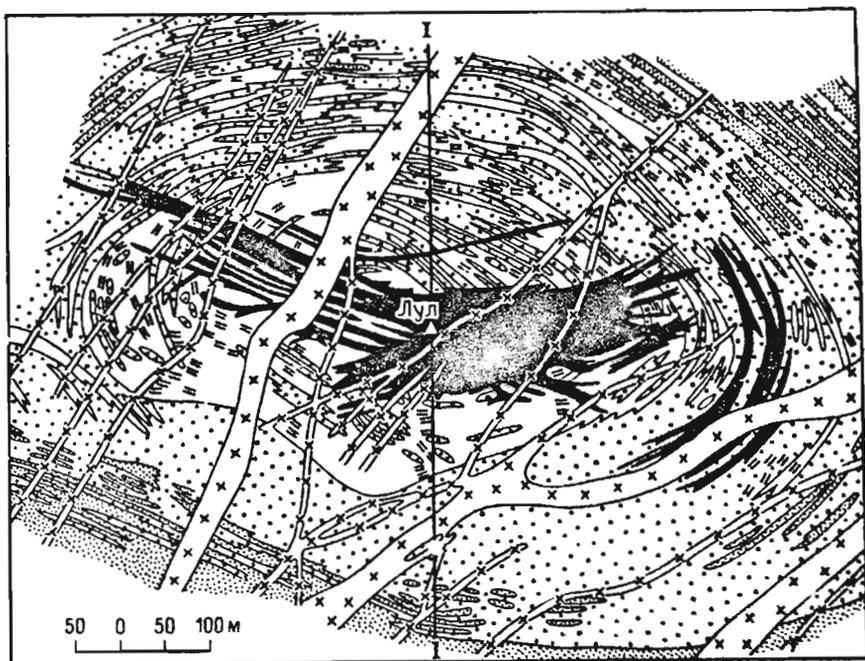


Рис.19. Геологический план (горизонт 122 м) и разрез апатит-магнетитового и торнанит-медного месторождений Палабора (Х.Ханеком [146]).

1 - дайки долеритов; 2 - карбонатит массивный с халькопиритом (руда на медь); 3 - карбонатит полосчатый; 4 - фоскорит; 5 - слюдяной пироксенит; 6 - полосчатость.

с поверхности и до глубины 20-25 м превращенным в вермикулит. Контакт пироксенитов с полевошпатовыми пироксенитами постепенный. Средний состав полевошпатовых пироксенитов: микроклин - 32 %, диопсид - 60 %, апатит - 8 %.

С и е н и т ы - массивные, от тонко- до крупнозернистых и пегматондных, часто с порфировой структурой породы. Преобладающими минералами в них

являются микроклин и ортоклаз. Резко подчинены эгирин-авгит и продукт его изменения - арфведсонит. Акцессорные - апатит, сфен, циркон и магнетит. В некоторых местах отчетливо устанавливается пересечение пироксенитов сменитами.

Пегматоидные апатит-флогопит-диопсидовые и апатит-флогопит-оливиновые породы имеют постепенные переходы между собой и с вмещающими их пироксенитами. Размеры кристаллов диопсида и флогопита в них нередко достигают 25-30 см в поперечнике, а иногда даже 60-75 см. В коре выветривания глубиной до 60 м оливин почти полностью превращен в серпентин, а флогопит - в вермикулит. Границы между апатит-флогопит-пироксеновыми породами и фоскоритами также в большинстве случаев постепенные, хотя и наблюдались дайки фоскоритов, секущие апатит-флогопит-пироксеновые пегматоидные породы.

Фоскориты - полосчатые, неоднородные по составу и структуре породы. Средний состав: магнетит - 35 %, апатит - 25 %, карбонаты - 18 %, оливин и флогопит (а в выветрелой части серпентин и вермикулит) - 22 %. Акцессорный - бадделейт. Полосчатость вертикальная, в плане она параллельна контактам фоскоритов, что подчеркивает концентрически-кольцевую структуру всего Центрального штокообразного тела.

Карбонатиты слагают трубообразное тело размерами в плане 350 x 650 м², залегающее в ядре Центрального штокообразного тела. На глубину оно прослежено более чем на 1 км. Ламбаард, Вуд-Эйбл и Брюс [151], а также Ханеком и др. [146] выделяют две разновозрастные разновидности карбонатитов: ранние полосчатые и поздние секущие (transgressive) карбонатиты. Ранние средне- и крупнозернистые полосчатые карбонатиты располагаются на периферии карбонатитового ядра, где они конформно перемежаются с фоскоритами и имеют с ними обычно постепенные переходы. Составляют они преимущественно из кальцита и резко подчиненного магнетита, оливина и флогопита. Акцессорные - апатит, сульфиды меди (преимущественно борнит), торванит и бадделейт. Анализы кальцита показывают высокое содержание в нем магния (по данным 17 проб среднее содержание CaCO₃ - 92,6 %, MgCO₃ - 7,4 %).

Поздние карбонатиты ядра залежи и ответвляющиеся от него радиальные дайки явно секут все перечисленные выше породы, включая фоскориты и ранние карбонатиты. В состав их кроме преобладающего магнезиального кальцита (более 50-60 %), широко распространенного магнетита (до 25 %) и подчиненных флогопита, оливина, апатита входит большое число минералов. Из медесодержащих минералов преобладает халькопирит, хотя и отмечаются борнит, халькозин, валлернит, а в коре выветривания - малахит, хризоколла, азурит. Присутствуют торванит, бадделейт, шпинель, ильменит, пирротин, сфалерит, галенит, пентландит, кубанит, сфен и флюорит. Кроме того, некоторые авторы [160] отмечают присутствие красной слюды, которую они называют "биотитом", и хондрита. Второстепенные минералы в этих карбонатитах в отличие от полосчатых разновидностей распределяются в виде неравномерно рассеянных гнезд, пятен и полос, приуроченных к поздней трещиноватости в карбонатитах. Химический анализ 18 образцов кальцита показал существенное его отличие от кальцита ранних карбонатитов. Среднее содержание в нем CaCO₃ - 85,6 %, MgCO₃ -

14,4 %. По другим анализам для кальцита характерно повышенное содержание SrO (0,4 %) и BaO (0,3 %). Магнетит в поздних карбонатитах отличается от магнетита в ранних карбонатитах и фоскоритах меньшим содержанием TiO_2 (обычно менее 1 % вместо 3,8–4,5 %).

К настоящему времени нет единодушного мнения о роли и масштабах магматических и гидротермальных процессов при формировании различных серий пород и полезных ископаемых. Ниже приводятся две наиболее разработанные и опирающиеся на большой фактический материал гипотезы формирования массива и оруденения.

По данным Геверса [144], Рассела, Хемстра и Груневельда [160], в формировании комплекса выделяются следующие этапы:

1. Интрузия пироксенитов;
2. Интрузия сиенитов;
3. Интрузия кольцевого тела и отдельных даек фоскоритов с сопровождающей апатитизацией и перекристаллизацией пироксенитов вокруг фоскоритов и преобразованием их в пегматоидные флогопит–оливин–пироксеновые породы;
4. Интрузия штокообразного тела и даек карбонатита с сопровождающей карбонатизацией пород.

В обстоятельной работе Ханекома, ван-Штадена, Смита и др. [146] намечается такая последовательность образования комплекса:

1. Внедрение пироксенитов. Ассимиляция гранитов в контакте интрузии приводила к формированию полевошпатовых пироксенитов;
2. Внедрение сиенитов в виде отдельных штокообразных тел на периферии пироксенитов и вдали от них. Ассимиляция пироксенитов сиенитовой магмой вновь приводила к образованию полевошпатовых пироксенитов;
3. Поступление гидротермальных растворов по системе концентрических трещин в трех локальных центрах в пироксенитовом интрузиве, под воздействием которых происходило пневматолито–метасоматическое преобразование пироксенитов во флогопит–апатит–оливиновые, флогопит–диопсидовые породы и их перекристаллизация. Растворы приносили P_2O_5 , щелочи и фтор, CaO для образования апатита извлекался из пироксена в процессе преобразования его в оливин;
4. Образование глиммерита (флогопит–биотит–микроклин–апатитовых пород) и апатитизация архейских гранитов под влиянием гидротермальных растворов, проникавших по трещиноватым зонам вдоль контакта пироксенитов с фенитами и обогащенных щелочами, CO_2 , железом, алюминием и фосфором;
5. Пневматолито–метасоматическое изменение штока оливиновых пород в районе вершины Дул с привнесом железа, титана, циркония и фосфора, что привело к образованию фоскоритов. Постепенная эволюция метасоматизирующих флюидов (главным образом прогрессирующее их обогащение CaO и CO_2) обусловила образование вслед за фоскоритами ранних полосчатых карбонатитов;
6. Первая стадия медно–сульфидной (преимущественно борнитовой) и ториево–урановой минерализации полосчатых карбонатитов и фоскоритов под воздействием гидротермальных растворов;
7. Внедрение поздних карбонатитов по разломам в центральной части полосчатых карбонатитов;

8. Вторая (основная) стадия медно-сульфидной и ториево-урановой минерализации под воздействием гидротермальных растворов, проникавших по трещиноватым зонам в интрузивных и ранних метасоматических карбонатах.

Как видно из приведенных данных, обе позиции достаточно близки. Расхождения (кстати, весьма типичные среди как зарубежных, так и советских геологов) касаются в основном генезиса фоскоритов. Аргументы Геверса и др. в пользу интрузивной природы фоскоритов представляются более предпочтительными, в то же время выделение двух стадий образования карбонатов и двух стадий сульфидного оруденения Ханеком и др. аргументируется весьма убедительно.

1. Бадделейт-апатит-магнетитовое месторождение (Палабора)

Месторождение является одним из наиболее крупных в мире. В течение последних 18 лет оно разрабатывается компанией "Фоскор". Это комплексное месторождение, как показано на рис. 19, образует концентрически-кольцевую зону шириной от 100 до 300 м вокруг ядра карбонатов. Последние, в свою очередь, представляют собой самостоятельное месторождение меди и радиоактивных элементов. Таким образом, Центральное пегматоидное тело уникально сочетает два комплексных месторождения, удобных для совместной разработки единым карьером. Минеральный состав фоскоритов: апатит - 25 %, магнетит - 30-35 %, кальцит - 30 %. Второстепенные минералы - флогопит, форстерит, диоксид, количество которых широко варьирует. К важным второстепенным минералам относится бадделейт.

Распределение меди и апатита показано на рис. 20. Среднее содержание P_2O_5 в добываемой руде составляет 10 %. Следует отметить, что границы месторождения условны. Пироксениты, сменяющие на периферии фоскориты, также отличаются высоким содержанием апатита (в среднем около 6 % P_2O_5). Результаты обогащения руд зависят от отношения P_2O_5 к CO_2 . Удовлетворительные результаты получены при отношении, близком к единице, что обуславливает необходимость шихтовки руды. На обогатительной фабрике в этих условиях из фоскоритов и апатитизированных пироксенитов получают апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 36 % при извлечении 60-70 %. При увеличении содержания в руде кальция показатели обогащения снижаются. Опыты по флотации карбонатов показали возможность получения апатитовых концентратов с содержанием P_2O_5 28,4 %. Химический состав апатита из фоскоритов и пироксенитов охарактеризован в табл. 30.

Распределение и свойства магнетита изучены слабо. Установлено, что среднее содержание магнетита в добываемой руде равно 35 %, а TiO_2 в магнетите составляет 4,48 %. Ханеком и др. [146] отмечают, что наиболее высокая концентрация магнетита приурочена к внутренней зоне фоскоритов, непосредственно прилегающей к полосчатым карбонатам. К периферии содержание магнетита резко падает (рис. 21). Попутно с апатитовым концентратом получают магнетитовый концентрат в количестве около 300 тыс. т в год.

Распределение бадделейта в рудах не изучалось. Установлено, что со-

держание его в апатитовом концентрате колеблется в пределах 2-3 %, следовательно, содержание ZrO_2 в руде составляет около 0,4-0,6 %.

Запасы комплексных бадделейт-apatит-магнетитовых руд оцениваются на глубину 150 м в 85 млн т при среднем содержании P_2O_5 10-12 %, Fe - 20-25 %, ZrO_2 - 0,4-0,6 %; запасы P_2O_5 - соответственно в 8,5-10,2 млн т. Нет сомнения в значительном продолжении рудного тела на глубину и возможности увеличения запасов в несколько раз. Широкие возможности прироста запасов существуют также за счет апатитизированных пироксенитов, вмещающих фоскориты.

Например, поисковые работы в южной части пироксенитов на площади примерно 4 км² показали, что пироксениты кроме диопсида (70%) содержат апатит (15 %), вермикулит (10 %) и полевой шпат (5 %). Таким образом, пироксениты являются по существу комплексными вермикулит-apatитовыми рудами.

Запасы таких руд на глубину 30 м оцениваются в 400 млн т при среднем содержании P_2O_5 6,09 %. Поисковые работы в Южном теле пегматоидных флогопит-диопсидовых пород показали, что содержание P_2O_5 в них колеблется от 3,4 до 17,6 %, среднее содержание - 11,1 %. Кроме апатита породы содержат значительное количество вермикулита. Запасы не подсчитывались. Технологические испытания показали возможность выделения бадделейтового концентрата. При полном развитии рудника (2,6 млн т руды в год) годовое производство бадделейтового концентрата составит около 10 тыс. т.

Изучена сравнительно небольшая часть пироксенитов в северной окраине массива бурением 76 алмазных скважин. Окоптурен участок с прогнозными запасами в несколько миллиардов тонн и средним содержанием 6,7 % P_2O_5 .

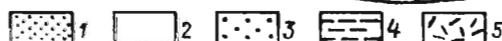
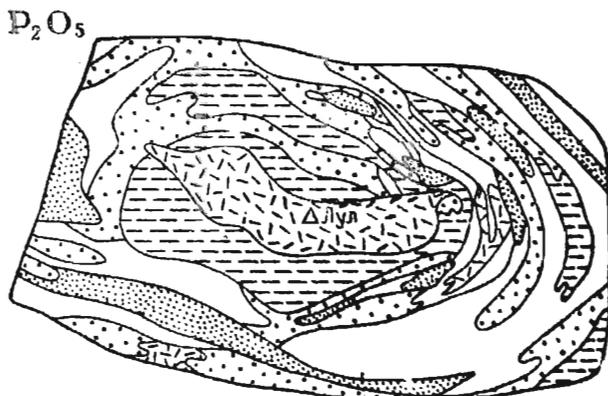
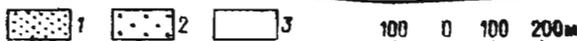
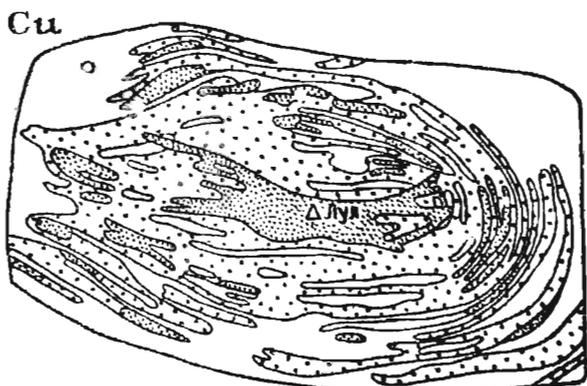


Рис. 20. План распределения Cu и P_2O_5 .
 Cu : 1 - более 0,9%; 2 - 0,3-0,9%; 3 - менее 0,3%.
 P_2O_5 : 1 - более 9,0%; 2 - 7,0-8,9%; 3 - 5,0-6,9%; 4 - 3,0-4,9%; 5 - менее 3,0%.

Химический состав апатита*

| Вмещающая порода | Колич. проб | Содержание, вес. % | | | | Среднее содержание, % | | |
|------------------|-------------|-------------------------------|------|---------|------|-----------------------|-------------|------------------|
| | | P ₂ O ₅ | Ca | F | Cl | фтор-апатит | хлор-апатит | гидроксил-апатит |
| Фоскорит.... | 8 | 40,1-41,8 | 55,4 | 2,6 | 0,05 | 73 | 1 | 26 |
| Пироксенит.. | 9 | 39,1-42,2 | 55,4 | 1,8-2,2 | 0,05 | 52 | 1 | 47 |

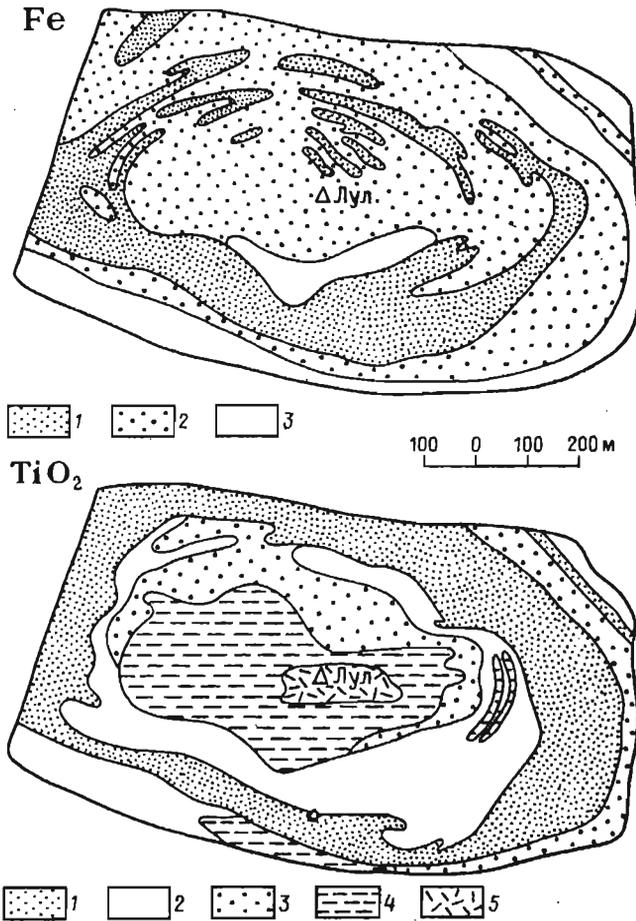
* По данным Ханекова и др. [148].

Все это показывает, что массив обладает огромными, хотя и сравнительно бедными по содержанию P₂O₅, запасами апатитовых руд.

2. Месторождение меди (Палабора)

Торизанит-медное оруденение приурочено к поздним секущим карбонатитам (transgressive carbonatite), слагающим ядро Центрального штокообразного тела. Это месторождение детально разведано скважинами, подземными и наземными горными выработками, а с 1962 г. интенсивно разрабатывается.

Морфология рудных карбонатитов показана на рис. 19, распределение меди в них - на рис. 20. Минеральный состав карбонатитов охарактеризован выше. На основе детального

Рис. 21. План распределения Fe и TiO₂.

Fe: 1 - более 25,0%; 2 - 10,0-24,9%; 3 - менее 10,0%.
 TiO₂: 1 - более 3,0%; 2 - 2,0-2,99%; 3 - 1,0-1,99%; 4 - 0,10-0,99%; 5 - менее 0,10%.

изучения распределения трех главных полезных компонентов (меди, фосфора и урана) все тело карбонатитов расчленено на две зоны: внутреннюю, богатую медью (с содержанием меди выше 0,9%) и внешнюю (содержание $Cu - 0,3-0,9\%$). Площадь внутренней зоны около 60 тыс. м², внешней - около 260 тыс. м². Среднее содержание полезных компонентов приведено в табл. 31.

Таблица 31

Содержание полезных компонентов

| Зона | Cu, % | P ₂ O ₅ , % | Сумма тория и урана на U ₃ O ₈ эквивалент (г на 1 т руды) | Отношение тория к урану |
|---------------------------------|-------|-----------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|
| Внутренняя..... | 1,26 | 1,45 | 154,0 | 5 |
| Внешняя..... | 0,51 | 4,67 | 54,0 | 2,5 |
| В целом вся рудная площадь..... | 0,65 | 4,07 | 72,6 | 3 |

Медь в богатых рудах преимущественно связана с халькопиритом, в то время как в бедных преобладает борнит.

Запасы богатых руд на глубину 30,5 м оцениваются в 5,7 млн т, бедных - в 24,9 млн т. Суммарные запасы на глубину 361,5 м оцениваются в 315 млн т при среднем содержании меди 0,69 %, что обеспечивает работу рудника при годовой добыче 12 млн т руды на 26 лет. Сульфидная минерализация прослежена на глубину свыше 1060 м. Следовательно, существуют реальные предпосылки утроить запасы. Радиоактивные элементы связаны с ториянитом. Некоторые исследователи считают, что часть их связана с бадделейтом, но точных данных не имеется. Карбонатиты отличаются высоким содержанием магнетита (около 25 %), который может представить промышленный интерес при попутном извлечении. Сульфидный медный концентрат содержит золото (1,77 г/т) и серебро (43,4 г/т), которые предполагается в дальнейшем извлекать.

Выше уже отмечалось, что образование комплексного урано-медного месторождения, по данным некоторых исследователей, происходило в две стадии гидротермального изменения фоскоритов и карбонатитов. В первую стадию, еще до внедрения поздних карбонатитов, преобладала борнитовая минерализация, проявившаяся по трещиноватым зонам в ранних полосчатых карбонатитах и фоскоритах. Вторая стадия проявилась уже после внедрения, консолидации и тектонического дробления поздних карбонатитов. Локализована она преимущественно в этих последних и характеризуется в основном халькопиритовым составом. Торьянит в основном связан со второй стадией медной минерализации.

3. Месторождение вермикулита и флогопита (Палабора)

Флогопит (а в коре выветривания - вермикулит) является одним из наи-

более широко распространенных минералов во всех без исключения породах массива. Существует несколько разновидностей флогопита различного возраста, состава и свойств. Выделяются по крайней мере три генетических типа флогопита: железистый темно-бурый, нормальной железистости зеленый и сравнительно более редкий и почти не изученный красный флогопит. Химический состав первых двух разновидностей флогопита приведен в табл. 32.

Таблица 32

Химический состав флогопита (вес. %)*

| Разновидность флогопита | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O ⁺ | TiO ₂ | F | Cr ₂ O ₃ | MnO | Сумма |
|----------------------------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|------|--------------------------------|------|--------|
| Слабо гидратированный, железистый, темно-бурый... | 38,74 | 10,38 | 8,96 | 1,98 | 21,77 | 0,27 | 7,82 | 7,50 | 2,11 | 0,53 | - | 0,04 | 100,1 |
| Негидратированный, нормальной железистости, зеленый..... | 40,25 | 10,45 | 2,50 | 2,18 | 26,11 | 0,25 | 10,35 | 6,48 | 1,15 | 0,62 | 0,07 | 0,02 | 100,43 |

* По данным Геверса [144].

Т е м н о - б у р ы й железистый флогопит широко распространен на периферии пироксенитовой интрузии и в полевошпатовых пироксенитах. В контакте сиенитов и пироксенитов устанавливаются крупные тела пород, сложенных на 70-80 % флогопитом этого типа. В основном он мелкочешуйчатый и как электроизоляционное сырье интереса не представляет. Образование его объясняется по-разному в зависимости от генетической позиции того или иного исследователя в отношении механизма формирования всего комплекса пород. Наиболее обоснованы представления [144, 146], согласно которым образование флогопита связано с внедрением сиенитовой магмы и ее контактово-реакционным влиянием на пироксениты. С таких позиций наиболее просто объясняется преимущественная приуроченность его к контакту сиенитов и пироксенитов, постепенное затухание процесса ослиденения в пироксенитах при удалении от контакта, отсутствие слюды в сиенитах.

З е л е н ы й флогопит нормальной железистости в основной своей массе приурочен к пегматойдным апатит-флогопит-оливиновым, апатит-флогопит-диопсидовым породам, фоскоритам и карбонатитам. Формируется он, как убедительно показано многими исследователями, при метасоматозе пироксенитов под воздействием флюидов, генетически (или парагенетически) связанных с фоскоритами и карбонатитами.

В процессе далеко еще не завершенных поисковых работ в массиве выделено несколько участков с повышенной концентрацией вермикулита. Основные и наиболее богатые запасы слюды приурочены к внутренней зоне Северного пет-

матовидного тела. Здесь же сосредоточена вся добыча вермикулита. Внутренняя зона пегматOIDных пород имеет округлую форму размером 1200 м в поперечнике. Невыветрелые породы внутренней зоны Северного пегматOIDного тела сложены преимущественно апатит-флогопит-оливиновыми породами с подчиненным пироксеном. Размеры кристаллов флогопита и диопсида обычно не более 1-5 см в поперечнике, но встречаются многочисленные друзы и небольшие линзообразные тела, где размеры кристаллов диопсида и флогопита достигают 50-75 см в поперечнике. Все структурные разновидности апатит-флогопит-оливиновых и апатит-флогопит-диопсидовых пород пересечены маломощными дайками сменигов, более поздних карбонатитов (с кальцитом и магнетитом) и еще более поздних долеритов системы Карро.

Невыветрелые апатит-флогопит-оливиновые и апатит-флогопит-диопсидовые пегматOIDные породы вскрыты редкими скважинами и изучены слабо. Анализ литературных данных показывает, что по условиям образования, минеральному составу, структурам и текстурам, оптическим свойствам и химическому составу минералов они являются аналогами пород флогопитового комплекса К.В.-дорского массива.

О промышленной значимости флогопита массива Палабора ничего не известно. Площадная кора выветривания охватывает весь массив. На глубину она изучена слабо. Даже в пределах эксплуатируемого карьера во внутренней зоне Северного пегматOIDного тела подошва коры выветривания вскрыта лишь единичными скважинами, которые показывают, что вермикулит и сменяющий его на глубине гидрофлогопит распространяются до 45-60 м. В коре выветривания флогопит изменяется в гидрофлогопит, вермикулит и серпентин. Последний наиболее охотно замещает оливин и диопсид. Возникают своеобразные бурны (за счет гидроокислов железа) апатит-вермикулит-серпентиновые породы, которые в настоящее время и являются основной рудой при добыче вермикулита.

Все исследователи Палаборн единодушно считают, что серпентинизация обусловлена гидротермальным изменением апатит-флогопит-оливиновых пород. В отношении вермикулитизации флогопита такого единодушия нет. Имеются сторонники гидротермальной природы гидратизации флогопита [144] и гипергенной [146]. Анализ всех материалов убедительно свидетельствует в пользу гипергенного генезиса вермикулита. Так же как и на всех месторождениях вермикулита в мире, на Палаборе вермикулит образуется только в приповерхностных условиях, причем с глубиной вермикулит сменяется гидрофлогопитом, а затем и неизмененным флогопитом. Менее ясен процесс серпентинизации. Из опубликованных данных [144, 146] видно, что серпентинизация приурочена тоже только к самым верхним горизонтам месторождения. На глубине 30-45 м она исчезает почти полностью. Характер серпентинизации, закономерности изменения ее интенсивности, детальная характеристика серпентина в литературе отсутствуют.

Виденные нами образцы серпентина из этого массива представлены разнообразью, широко известной в Советском Союзе под названием "сунгулит". Последний, как это признается почти всеми исследователями [6, 7, 11, 72, 88, 98, 122-124, 128], относится к гипергенным образованиям, пространственно и генетически неразрывным с вермикулитом в массивах ультраосновных,

щелочных пород и карбонатитов. Не исключено, что весь "серпентин" вермикулитового месторождения Палаборн относится именно к такого рода образованиям.

Содержание вермикулита на месторождении Палаборн высокое, хотя и неравномерное (рис. 22). По богатству руд это месторождение сравнимо со зна-

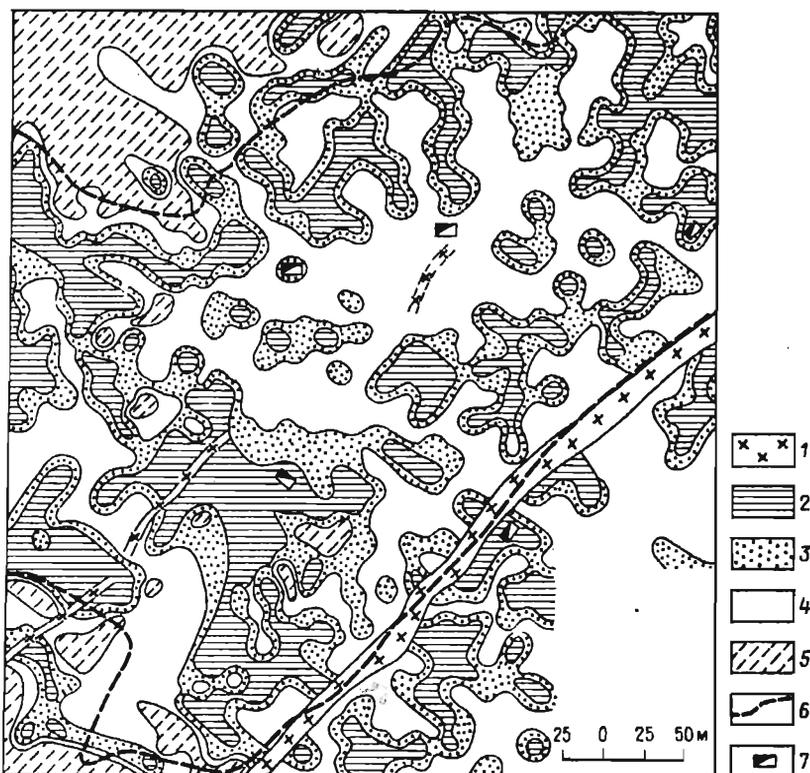


Рис.22. План распределения вермикулита на площади северной пегматоидной внутренней зоны.

- 1 - дайки долерита; 2-4 - содержание вермикулита (2 - 40,0-75,0%; 3 - 25,0-40,0%; 4 - менее 25,0%); 5 - пироксенит; 6 - контуры карьера; 7 - горные выработки.

менитым месторождением Либби (штат Монтана, США) и значительно превосходит другие известные месторождения такого типа. Горными выработками вермикулит прослеживается до глубины 35 м и продолжается ниже. Запасы вермикулита на участке северной пегматоидной зоны до глубины 25 м составляют 82 млн т при среднем содержании вермикулита 30 %.

Возможности прироста запасов далеко не исчерпаны не только на этом участке, но и в других местах массива Палаборн. Так, например, известно, что вермикулит широко развит в пироксенитах в северной части массива и во внешней зоне Центрального пегматоидного тела. В пироксенитах северной час

ти массива мелкими шурфами ооконтурена площадь (рис. 23) со средним содержанием вермикулита 17,4 %. Запасы вермикулита здесь на глубину 8 м подсчитаны в количестве 5,75 млн т. В несколько миллионов тонн оцениваются запасы гидратизированных слюд во внешней зоне комплексного бадделейт-апатит-магнетитового месторождения.

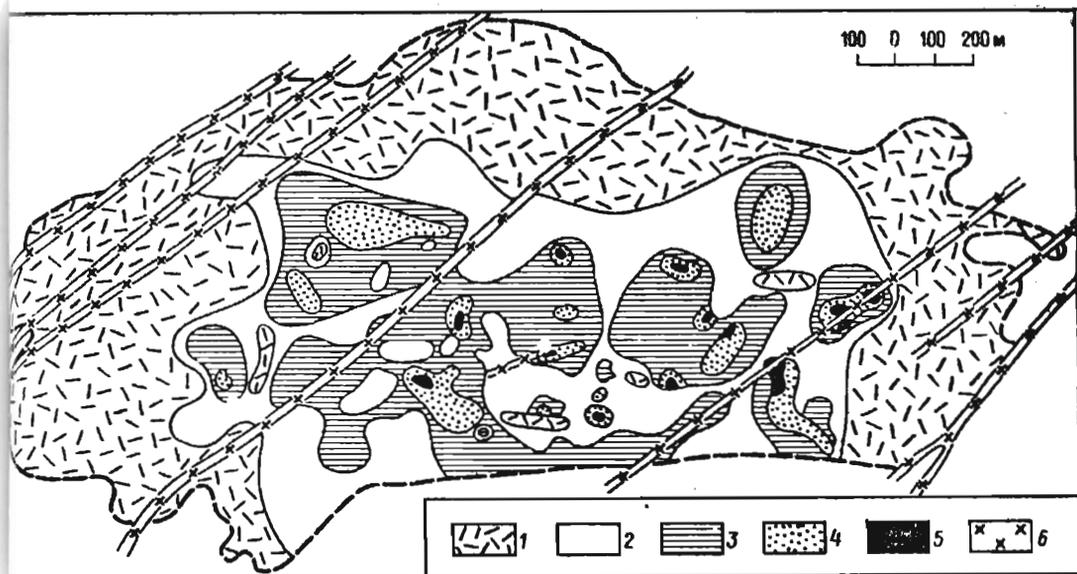


Рис. 23. План распределения вермикулита на площади северной части пироксенитовой интрузии. 1-5 - содержание вермикулита (1 - менее 10,0%; 2 - 10,0-20,0%; 3 - 20,0-30,0%; 4 - 30,0-40,0%; 5 - более 40,0%); 6 - дайки долерита.

* * *

Массив Сокли площадью 20 км² открыт в 1967 г. С этого времени на нем фирмой "Раутаруукки" непрерывно проводятся поисковые и разведочные работы. К настоящему времени закончена детальная разведка одного из участков апатит-франколитового месторождения, приуроченного к коре выветривания карбонатитов.

Массив прорывает архейские гнейсо-граниты. Возраст пород массива, определенный Н.Я. Шнелингом калий-аргоновым методом по флогопиту и уран-торий-свинцовым по пирохлору в Геологическом институте Финляндии, составляет 350 млн лет. По данным Х. Паарми [156], массив целиком сложен карбонатитами. Падение карбонатитов, судя по отдельным пересечениям их контакта с фенитами и полосчатости, наблюдаемой в керне скважин алмазного бурения, близко к вертикальному. Протяженность карбонатитов на глубину прослежена отдельными скважинами до 500 м. По аналогии с другими карбонатитовыми массивами мира можно предполагать, что карбонатиты продолжают в глубину по крайней мере на несколько километров. Фениты окружают карбонатиты кольцом, ширина которого колеблется от 1 до 2 км. Вмещающими породами являются архейские гнейсы, амфиболиты и гипербазиты (рис. 24).

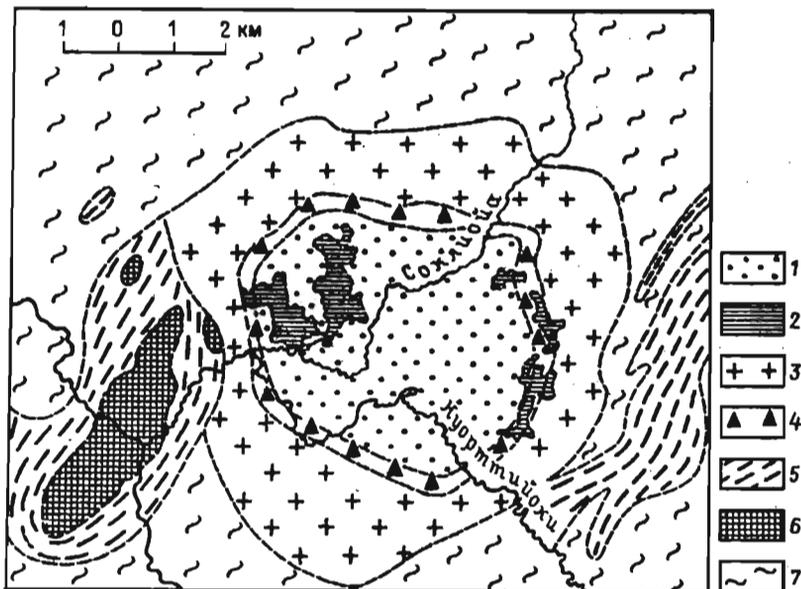


Рис.24. Геологическая карта массива Сокли (по Х.Вартвайянену и А.Вуули [164]).

1 - карбонаты, главным образом кальцитовые; 2 - остаточные фосфатные породы; 3 - фениты; 4 - брекчированные и карбонатизированные фениты; 5 - амфиболиты; 6 - гипербазиты; 7 - гнейсо-граниты.

Финскими геологами среди карбонатов выделяются сёвиты (кальцитовые карбонаты) - господствующая разновидность - и бефорситы (доломитовые карбонаты), имеющие резко подчиненное распространение. Различаются флогопитовые, магнетитовые, тремолитовые и другие разновидности сёвитов. Кроме того выделяются участки мощностью до 30-50 м, обогащенные магнетитом и апатитом. Такие разновидности в СССР называют апатит-кальцит-магнетитовыми рудами, за рубежом - фоскоритами. Крупных тел фоскоритов не встречено. Все разновидности карбонатов секутся дайками эксплозивных брекчий мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров. Среди карбонатов встречаются реликты (ксенолиты?) фенитов и амфиболитов, часто интенсивно ослюденелых.

Нами во время производственной командировки в 1973 г. просмотрен керн нескольких скважин. В результате просмотра установлено, что карбонаты массива Сокли представляют собой многостадийные образования, отличающиеся по минеральному составу и промышленному значению. Отчетливо выделяются следующие разновидности карбонатов (в порядке их образования): кальцитовые карбонаты с магнетитом, зеленым флогопитом, апатитом; гумит-тетрафлогопит-кальцитовые карбонаты с пирохлором; доломитовые карбонаты с амфиболом, серпентином, пирохлором, цирконом; карбонаты с анклитом, бастнезитом.

Анализ геолого-геофизических материалов позволяет предполагать, что массив Сокли обладает концентрически-кольцевым строением, о чем свидетельствует и план магнитной съемки (рис. 25). В центральной части массива

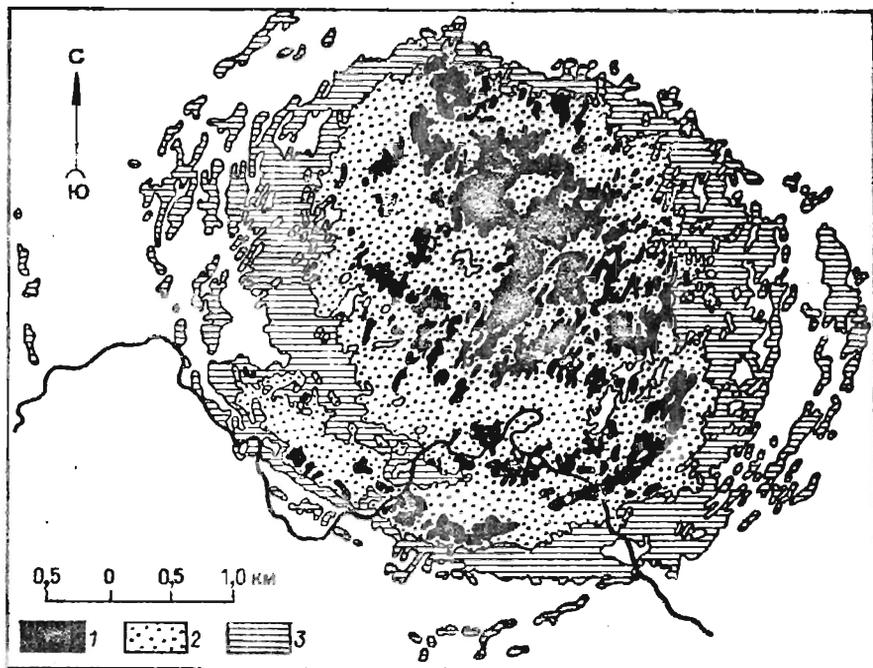


Рис.25. План магнитной съемки массива Сокли (по Х.Паарма [158]).
Интенсивность (гамм): 1 - более 5000; 2 - от 2500 до 5000; 3 - от 100 до 2500.

преобладают высокомагнитные магнетитсодержащие карбонатиты с пирохлором, в периферийной - слабомагнитные с анкилитовым оруденением. В пользу такого предположения свидетельствует геохимическое изучение коры выветривания массива Сокли, проведенное Ю.Нуутилайненом [154]. Им указывается, что ниобий и медь концентрируются в центральной части массива, в то время как лантан и марганец - в периферийной.

Промышленный интерес в невыветрелых карбонатитах могут иметь ниобий, редкие земли, железо и апатит.

Минералом-концентратором ниобия является пирохлор, повышенные концентрации которого приурочены к клиногумит-тетрафлогопит-кальцитовым карбонатитам. Содержание Nb_2O_5 достигает 0,2-0,4%. В некоторых скважинах отмечено танталовое оруденение (содержание Ta 0,010-0,03%), заслуживающее внимания при дальнейшем изучении массива.

Редкие земли (лантан-цериевой группы) связаны с наиболее поздними карбонатитами. Минералами-концентраторами их могут быть анкилит, бастнезит, паризит. Пространственное положение таких карбонатитов

неизвестно. Можно предполагать, что они находятся на западном берегу оз. Лойтсойярви, где в коре выветривания оконтурены богатые лантаном франколитовые руды.

Ж е л е з о в форме магнетита приурочено в основном к ранним карбонатам. Содержание магнетита в карбонатах обычно не превышает нескольких процентов и лишь в отдельных шпировидных телах мощностью до первых десятков метров достигает 40–50 %. Такие участки имеют постепенные переходы к карбонатам. Совместно с магнетитом устанавливается повышенное содержание апатита. Карбонаты, обогащенные магнетитом и апатитом, не образуют крупных тел. Самые крупные тела могут иметь запасы до первых десятков миллионов тонн.

4. Апатит-франколитовое месторождение (Сокли)

Апатит-франколитовое месторождение приурочено к коре выветривания карбонатов. Мощность коры выветривания колеблется от первых до 80 м, в среднем на наиболее оптимальных участках равна 25–26 м.

Анализ материалов показывает, что кора выветривания имеет тенденцию к зональному строению (рис. 26). Нижние зоны ее представлены рыхлыми об-

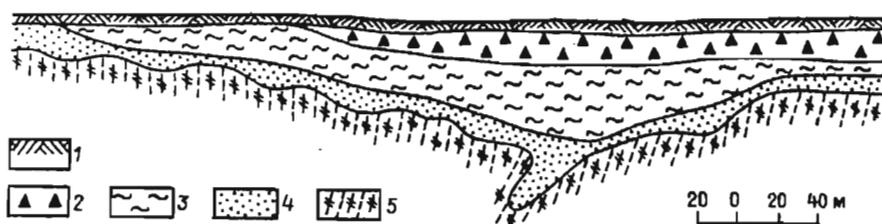


Рис. 26. Разрез по апатит-франколитовому месторождению Сокли.

1 - четвертичные отложения; 2 - зона гидрогетитовых охр; 3 - апатит-франколитовая зона; 4 - вермикулит-apatитовая зона; 5 - апатит-кальцитовые карбонаты дезинтегрированные.

разованиями вермикулит-apatитового, магнетит-apatитового, кальцит-магнетит-apatитового состава. Промежуточная зона представлена твердыми, сливными рудами преимущественно франколитового состава, а самая верхняя - ржаво-бурыми рудами франколит-гидрогетитового состава. Переходы между зонами весьма расплывчатые. Апатит-франколитовое месторождение коры выветривания карбонатов Сокли является одним из самых крупных и богатых месторождений мира. Разведанные запасы апатит-франколитовых руд оцениваются в 100–120 млн т.

Содержание P_2O_5 колеблется от 7–10 % (в рыхлых существенно апатитовых разностях) до 30–35 % (в плотных существенно франколитовых разностях) и в среднем для крупного наиболее оптимального участка Лойтсо составляет 18 %. Вследствие широкого развития коры выветривания на массиве Сокли имеются перспективы прироста запасов руд. Отдельные мелкие и неправильные те-

ла фосфатных руд, приуроченные к контакту массива с фенитами, установлены вдоль его восточной границы. Аналогичные мелкие залежи фосфоритов известны также в средней и южной частях массива.

Участок Лойтоо к настоящему времени детально разведан и подготовлен к эксплуатации. Финские геологи (Паатма, Нуутилайнен, Вартвайнен) в зависимости от химического состава и преобладания тех или других минералов выделяют шесть типов руд (табл. 33).

Таблица 33

Характеристика типов руд участка Лойтоо.*

| Тип руды | Запасы, млн т | Среднее содержание, вес. % | | | |
|-----------------------------------|------------------|-------------------------------|------|------|------|
| | | P ₂ O ₅ | Nb | La | Fe |
| Фосфорит..... | 20,42 | 28,91 | 0,15 | 0,08 | 11,5 |
| Железный фосфорит... | 10,83 | 14,08 | 0,16 | 0,12 | 24,4 |
| Гидробититовый фосфорит..... | 19,50 | 15,18 | 0,14 | 0,09 | 13,3 |
| Вермикулитовый фос- форит..... | 10,10 | 8,06 | 0,10 | 0,04 | 11,0 |
| Нюбневый фосфорит... | 4,26 | 21,16 | 0,33 | 0,16 | 20,5 |
| Лантановый фосфорит.. | 2,47 | 18,17 | 0,14 | 0,22 | 14,2 |
| Всего..... | 67,58 | 17,94 | 0,14 | 0,08 | 15,1 |

* По данным фирмы "Раугаруукки".

Минеральный состав всех типов руд одинаков. Выделяются остаточные минералы, из которых преобладают апатит, гумит, магнетит, а в самых низах коры выветривания — карбонаты. Второстепенные и аксессуарные остаточные минералы представлены пирохлором, цирконом, бадделейтом, ильменитом, пиритом. Вторичные минералы в основном представлены франколитом, вермикулитом, гидрофлогопитом, гидроокислами железа. В значительно меньшем количестве встречаются гидроокислы марганца и фосфат редких земель, описанный Т. Динсом как рабдофан. По мнению финских геологов, выветривание начинается с дезинтеграции карбонатитов, сменяющейся затем выщелачиванием карбонатитов, накоплением остаточных минералов, гидратизацией слюды, разложением силикатов, сульфидов, образованием и накоплением благодаря этому гидроокислов железа и марганца. При еще более интенсивном выветривании и раскислении растворов начинает разрушаться апатит, перестраивающийся при просачивании вниз и дальнейшей нейтрализации растворов в форме франколита и рабдофана.

Имеющиеся материалы подтверждают указанный механизм формирования месторождения и позволяют наметить определенный профиль коры выветривания, характеризующийся следующей сменой зон (снизу вверх): монолитные карбонатиты → дезинтегрированные карбонатиты → вермикулит-апатитовые руды →

апатит-франколитовые руды → гидротетитовые охры. Из-за неравномерной трещиноватости переходы между указанными зонами не всегда отчетливы. На некоторых участках месторождения их вообще невозможно выделить.

Из приведенной характеристики видно, что руды месторождения имеют сложный комплексный состав. Практическое значение приобретают не только апатит и франколит, но и целый ряд других полезных компонентов: магнетит, пирохлор, вермикулит, рабдофан. Технологическими испытаниями, проведенными лабораторией фирмы "Раутаруукки" под руководством Пейолё, доказана возможность выделения из руд следующих концентратов: фосфатного с содержанием P_2O_5 36,5–37,0 % при извлечении 60–80 %; магнетитового с содержанием Fe 63–65 % при извлечении 50 % валового железа; пирохлорового с содержанием Nb_2O_5 35–45 % при извлечении 50–60 %; рабдофанового с содержанием лантана 5,29 % и церия 7,87 % при извлечении 30–50 %.

Бесспорный интерес представляет вермикулит, не изученный фирмой, но содержание которого нередко достигает 10–20 %.

Среди обычного набора полезных компонентов в такого рода рудах необходимо выделить рабдофан, концентрация которого в коре выветривания кар-

Таблица 34

Химический состав фосфатов редких земель (вес. %)*

| Окислы | Рабдофан, Сокли | Сульфат-моначит, Вуориярви | Рабдофанит, Кольский п-ов |
|------------|-----------------|-------------------------------|------------------------------|
| | 1 | 2 | 3 |
| P_2O_5 | 28,22 | 25,84 | 19,50 |
| CO_2 | 1,75 | - | - |
| SiO_2 | - | 0,70 | 0,85 |
| TR_2O_3 | 45,77 | 50,81 | 80,58 |
| ThO_2 | 0,29 | 5,77 | 0,85 |
| BaO | 1,98 | - | - |
| Str_2O | 1,16 | - | - |
| CaO | 9,43 | 4,60 | 3,41 |
| MgO | 0,09 | 0,08 | 0,32 |
| Na_2O | 0,29 | - | - |
| K_2O | 0,23 | - | - |
| H_2O^+ | 9,78 | 3,80 | 10,58 |
| SO_3 | - | 3,12 | - |
| TiO_2 | - | 0,09 | - |
| Al_2O_3 | - | 0,08 | 1,80 |
| Fe_2O_3 | - | 6,10 | 2,00 |
| MnO | - | - | 0,10 |
| Сумма..... | 99,99 | 100,38 | 99,75 |

* Обр. 1 - по данным Т.Динса (1969 г.); обр. 2 - по данным А.А.Кухаренко и др. [59]; обр. 3 - по данным Е.И.Семенова [110].

бонатитов Соколи впервые приобретает промышленное значение. Рабдофан относится к группе водных фосфатов редких земель. Он отличается сложным и, видимо, неустойчивым составом. Сходный минерал под названием "рабдофанит" описан в СССР Е.И.Семеновым [110]. А.А.Кухаренк., А.Г.Булах и К.А.Бакланова [59] описали сходный минерал, обнаруженный в Вуориярвинском массиве под названием "сульфат-монацит". Химический состав этих минералов приводится в табл. 34.

Условия образования этого минерала еще неясны. А.А.Кухаренко и др. отмечают, что сульфат-монацит формируется одним из последних минералов из сравнительно низкотемпературных водных растворов. Е.И.Семенов считает возможным, что эти минералы формируются как в гипергенных, так и в эпitherмальных условиях, но значительные количества водных фосфатов, несомненно, относятся к промежуточным продуктам выветривания эндогенных фосфатов и карбонатов редких земель, образующих, например, следующие ряды при выветривании:

паризит → бастнезит → рабдофанит → церианит;
монацит → рабдофанит → церианит.

В массиве Соколи однозначно установлен гипергенный генезис рабдофана. Его образование, несомненно, связано с разрушением карбонатов редких земель. Повышенные концентрации рабдофана следует ожидать в таких карбонатитовых массивах, где много карбонатов редких земель и интенсивно развиты процессы выветривания.

Г л а в а У I . Г Е Н Е З И С
ЭНДОГЕННЫХ И ГИПЕРГЕННЫХ
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВАХ

Проблема формирования эндогенных месторождений в карбонатитовых массивах многообразна, и здесь нет возможности детально осветить все ее стороны. Поэтому рассмотрим наиболее дискуссионные и, как представляется, наиболее важные вопросы, непосредственно влияющие на поиск, разведку и оценку минерального сырья. К ним относятся стадийность рудообразования, способ выполнения рудных тел, характер и фазовое состояние минералообразующих агентов.

1. Стадийность руднокарбонатитового этапа

Прежде всего следует отметить, что понятие "стадия минералообразования" трактуется разными геологами неодинаково. Одни исследователи, например В.И.Смирнов [113], под стадиями понимают разделенные перерывом отрезки времени минералообразования, а критериями для их выделения считают пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками минерального вещества последующих стадий и брекчирование минеральных агрегатов ранней стадии с цементацией их обломков минеральной массой новой стадии. При этом принимается, что состав минеральных ассоциаций последовательных стадий может быть различным или одинаковым. Сторонники такого определения исходят из того, что одна стадия минерализации отделяется от другой перерывом во времени. Вопрос о продолжительности перерыва обычно не обсуждается.

А.Г.Бетехтин [15], Н.В.Петровская [100], О.П.Иванов [58] считают, что каждая стадия минерализации должна характеризоваться, кроме того, еще и своим парагенезисом минералов.

Обе эти трактовки на практике неизбежно вызывают трудности и субъективизм в определении парагенезисов минералов и количества стадий. Действительно, при таких подходах к разным стадиям можно отнести, например, различные зоны одновременно образовавшегося метасоматического рудного тела или одновременные фации пород и руд (фации давления, фации вмещающих пород и т.п.).

Л.Н.Овчинников, Л.К.Пожарицкая, А.А.Фролов, В.С.Самойлов, Е.М.Эштейн, С.В.Соколов и др. [95, 101, 102, 118, 133-135] под стадией понимают температурную фацию минералообразования со своей, отличной от других стадий, ассоциацией парагенезисов минералов. Число тектонических подвижек

за время образования руды одной стадии может достигать нескольких десятков. Количество образующихся при этом трещин и их размеры определяются местными условиями и весьма различны. Однако они, по мнению указанных исследователей, не влияют на ход рудообразующего процесса, в своих главных чертах единого для всех месторождений определенного генетического типа. Первопричина последовательного (стадийного) минералообразования — снижение температуры.

Конечно, и в таком определении стадии есть свои оттенки, сложности и противоречия, особенно в связи с различным пониманием содержания терминов "ассоциация парагенезисов минералов", "парагенезис", "фация", трудность, а в ряде случаев и невозможность надежного определения температуры минералообразования. Тем не менее такая трактовка термина "стадия минералообразования" позволяет выявить многие общие черты процесса рудообразования, важные объективные закономерности. Так, например, исследованиями А.А.Кухаренко, Э.А.Багдасарова и М.П.Орловой, А.И.Гинзбурга и Е.М.Эпштейна, Л.К.Пожарниковой и др. установлено, что процесс формирования карбонатитов эволюционирует в направлении снижения температуры и щелочности растворов и в пределе характеризуется сменой щелочных растворов нейтральными и слабобазическими. Снижение температуры вызывает смену во времени кальцитовых карбонатитов доломитовыми, а затем анкеритовыми и сидеритовыми. На этой основе многие исследователи [30, 59, 101, 102, 133] намечают три-четыре, а иногда и больше стадий формирования карбонатитов, которые в той или иной мере свойственны всем карбонатитовым массивам.

Существенный вклад в содержание терминов "этап минерализации" и "стадия минерализации", а также в критерии их выделения в последнее время внесли А.Д.Шеглов [132], Д.В.Рундквист [108, 109], И.Н.Китай [64], Г.Ю.Григорчук [40], Д.О.Овтоев [96] и др. Они показали на примерах конкретных месторождений, что выделение стадий минерализации представляет сложную задачу, успешное решение которой возможно на основе комплексного учета магматических, структурных, минералогических и физико-химических критериев.

Представляется очевидным, что подход к выделению стадий не может быть стандартизирован, хотя в этом деле и могут быть использованы общие критерии и согласованная методика. При расчленении рудокарбонатитового этапа мы считаем необходимым выделять как стадии, так и внутривагдийные перерывы минералообразования — подстадии (ступени или ритмы минералообразования), четко фиксируемые сменой плана тектонических деформаций при сохранении физико-химических условий процесса. Конечно, Л.Н.Овчинников [95] прав, что количество и масштабы внутривагдийных подвижек определяются местными условиями, но эволюция рудообразования и тектоники, даже в рамках одной стадии, также нередко подчиняется определенным закономерностям. Это хорошо видно на примере основных типов руд Ковдорского железорудного месторождения, сформировавшихся во вторую стадию карбонатитового процесса.

В порядке возрастной последовательности среди образований этой стадии выделяются: форстерит-магнетитовые руды → апатит-форстеритовые породы и апатит-форстерит-магнетитовые руды → апатит-кальцит-форстерит-магнетитовые руды → кальцит-форстерит-магнетитовые руды → форстерит-

кальцитовые карбонатиты. Все эти образования характеризуются одинаковым набором минералов (основные — магнетит, форстерит, кальцит, апатит, флогопит; акцессорный — бадделейт).

Большой объем термометрических исследований, проведенных А.А.Кухаренко и др. [59, 78], Е.М.Эпштейном и С.В.Соколовым [118, 133], показывает, что температура их образования близка и примерно оценивается в 450–600°C. Таким образом, все они формируются в одну стадию (в принятом нами понимании этого термина), но в условиях неоднократной смены плана тектонических деформаций и импульсивного поступления минерального вещества. При этом устанавливаются определенные закономерности в изменении структурных условий локализации различных типов руд и их состава.

Наиболее ранние форстерит-магнетитовые руды, очевидно, контролируются крутопадающими линейными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. Следующие за ними апатит-форстеритовые породы и апатит-форстерит-магнетитовые руды (основная разновидность), формирующие трубообразное тело, приурочены к пересечению трех разломов: северо-восточного, северо-западного (вдоль контакта гипербазитов и ийолитов) и субмеридионального. Подновление движений по этим разломам привело к брекчированию руд в ядре трубообразной залежи, а в дальнейшем, в связи с поступлением новых порций минерального вещества, — к кальцитизации ранее сформировавшихся разновидностей руд. Образование метасоматически измененных руд в ядре залежи обусловило в дальнейшем формирование уже конически-кольцевых структур, а при поступлении новых порций рудного вещества — образование конически-кольцевых тел кальцит-форстерит-магнетитовых руд и форстерит-кальцитовых карбонатитов.

Таким образом, на этом примере отчетливо вскрываются причины и механизм закономерного преобразования структур пересечения двух либо нескольких разломов в конически-кольцевые структуры, свойственные целому ряду отечественных и зарубежных карбонатитовых месторождений. Устанавливаются также определенные закономерности изменения количественного соотношения минералов в образованиях различных подстадий. В ранние подстадии образуются меланократовые, обогащенные магнетитом и форстеритом разности, сменяющиеся в конце стадии все более и более лейкократовыми, существенно кальцитовыми разностями.

Изучение внутривостадийных подвижек важно не только для познания общих закономерностей процессов рудообразования, но и для определения индивидуальных особенностей месторождения, его структуры, пространственного размещения отдельных типов руд, хотя и одинаковых по минеральному составу, но нередко резко различающихся по соотношению рудных и нерудных минералов и соответственно промышленному значению. Таким образом, предлагается выделять стадии — периоды минерализации, характеризующиеся одинаковыми ассоциациями парагенезисов минералов и температурами их образования, и подстадии — временные отрезки минерализации, фиксируемые внутривостадийными перерывами минералообразования и сменой плана рудоконтролирующей тектоники.

Схема стадийности руднокарбонатитового этапа приведена в табл. 35.

○
 Схема стадийности руднокорбонатитового этапа Ковдорского
 массива 1

| Стадия | Подотация | Ориентир. температура образования, °С | Породы | Породообразующие минералы | Характерные акцессорные минералы |
|--------|-----------|---------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| | 1 | 550-650 | Гранат-амфибол-монт-челлитовые породы | Андрадит, амфибол (гастингсит), монтчеллит, флогопит, кальцит | Перовскит |
| | 2 | | Эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты | Эгирин-диопсид, кальцит, железистый флогопит, магнетит, форстерит, нефелин, меллит, волластонит | Перовскит, сфен |
| II | 1 | 450-600 | Флогопит-диопсид-форстеритовые породы, разномозернистые, вплоть до гигантозернистых | Флогопит, диопсид, форстерит, апатит, магнетит, кальцит | Бадделент |
| | 2 | | Форстерит-магнетитовые руды | | |
| | 3 | | Апатит-форстерит-магнетитовые руды и апатит-форстеритовые породы | | |
| | 4 | | Кальцит-apatит-форстерит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые руды | | |
| | 5 | | Форстерит-кальцитовые карбонатиты | | |
| III | | 400-475 | Гумит-тетрафлогопит-содержащие магнетитовые руды и кальцитовые карбонатиты | Магнетит, апатит, кальцит, гумит, тетрафлогопит | Гатчетсолит, пиррохлор, циркелит, торизнит |
| IV | | 550 | Доломит-форстерит-магнетитовые руды | Доломит, форстерит, кальцит, магнетит, хлорит | Бадделент |
| V | | Ниже 400 | Доломитовые карбонатиты | Доломит, кальцит, тремолит-рихтерит, серпентин | Циркон |

В этой схеме менее надежно установлено место гранатосодержащих скарнополюсных пород. Нет сомнения в более раннем их возрасте по сравнению со всеми типами магнетитовых руд и кальцитовых карбонатитов. Но вследствие пространственной разобщенности их с эгирин-диопсид-кальцитовыми карбонатитами

не представляется возможным судить об их возрастных соотношениях между собой.

Предлагаемая схема по отношению к железным рудам и карбонатам почти полностью совпадает с представлениями О.М. Римской-Корсаковой [105] и А.А. Кухаренко и др. [59]. Эти исследователи впервые обратили внимание на импульсивность поступления рудного вещества, многостадийность формирования железорудного месторождения. В отличие от предложенной нами схемы они не выделяли стадию образования доломит-магнетитовых руд (руды эти впервые были оконтурены и выделены как самостоятельная разновидность лишь в 1970-1971 гг.), а апатит-форстеритовые породы относили к образованиям самостоятельной, наиболее ранней стадии формирования железорудного месторождения. Основанием для такого заключения им послужили многочисленные факты пересечения этих пород жилами и прожилками апатит-форстерит-магнетитовых и всех прочих более поздних руд. Однако факты пересечения одних пород другими не могут служить определяющими критериями их одновременного образования. Обращает внимание, что на Ковдорском и Палаборском железорудных месторождениях апатит-форстеритовые породы образуют кайму вокруг апатит-форстерит-магнетитовых руд. Самостоятельно они нигде не встречены. Эта кайма подобна слюдитовой оторочке вокруг карбонатов, секущих фениты, зонам меллитизации вокруг турьяитов, фенитизации вокруг ийолит-уртитов и т.п. Во всех случаях эти каймы могут рассматриваться как результат контактово-реакционного воздействия внедрившегося субстрата на вмещающие породы.

Другую схему стадийности формирования железных руд и карбонатов предложил Е.М. Эпштейн [133], базируясь в основном на изучении Главного рудного тела Ковдорского месторождения. Кальцитовые карбонаты и все разновидности магнетитовых руд он рассматривает в качестве членов единой и одновременной метасоматической колонки, тыловые зоны которой сложены кальцитом, промежуточные - апатит-магнетитовыми рудами, а фронтальные - флогопитовыми, форстеритовыми и диоксидовыми породами. Пересечения одних пород и руд другими Е.М. Эпштейн объясняет внутриминерализационными подвижками. Однако эта гипотеза не учитывает самостоятельного развития карбонатов и выделенных разновидностей руд в других частях Ковдорского массива. Кроме того, имеются прямые доказательства одновременного их образования. Так, например, нельзя объяснить с позиций гипотезы Е.М. Эпштейна наличие внутрирудных даек полевошпатовых ийолитов, секущих флогопит-диоксид-форстеритовые и апатит-форстеритовые породы, форстерит-магнетитовые и апатит-форстерит-магнетитовые руды и, в свою очередь, всегда пересекаемых кальцитовыми карбонатами.

2. Способ образования пород и руд руднокарбонатитового этапа

Рассматриваемый вопрос чрезвычайно сложен и является одним из наиболее дискуссионных. Обсуждаются в основном два способа: путем выполнения полостей гидротермальными растворами, флюидами или специфическими растворами - расплавами, либо путем метасоматоза вмещающих пород под воздействи-

ем газовой-жидких эманаций. Дискуссию осложняет отсутствие жестких и однозначно понимаемых критериев отличия метасоматических и других способов образования минеральных тел. ○

Хотя этому вопросу посвящены обильные исследования [11, 19, 43, 45-49, 51, 69-71, 73, 74, 82, 88, 95, 100, 101, 103, 108, 111, 119], существует еще много неясностей, особенно относительно образования не отдельных метасоматических минералов (метакристаллов), а их скопления и рудных тел в целом. Остается справедливым замечание Д.С.Коржинского [70] о еще недостаточной обоснованности физико-химической теории в отношении указанных критериев. Тем не менее, по общему мнению, основными признаками метасоматического образования рудных тел являются: закономерное уменьшение числа со-существующих минералов в направлении к зоне наиболее интенсивного метасоматоза и, как следствие, зональное строение рудных тел, стремление к образованию мономинеральной зоны в тылах метасоматической колонки; реликтовые текстуры, признаки замещения; зависимость минерального и вещественного состава метасоматитов от вмещающих пород, все более четкая в направлении к фронтальным зонам.

К метасоматическим образованиям приложимо минералогическое правило фаз и принцип дифференциальной подвижности компонентов, что позволяет использовать метод их парагенетического анализа, сущность которого состоит в теоретическом расчете возможных в данных условиях (температуры, давления, состава метасоматизирующих флюидов и замещаемых пород и т.д.) минеральных ассоциаций с последующим математическим или графическим изображением протекающих реакций.

На основе указанных главных признаков в карбонатитовых массивах Карело-Кольского региона к типично метасоматическим образованиям можно отнести гранатосодержащие скарноподобные породы, эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты, флогопит-диопсид-форстеритовые породы (включая Ковдорское флогопитовое месторождение) и гумит-тетрафлогопитсодержащие магнетитовые руды и карбонатиты. Для перечисленных разновидностей характерны все признаки метасоматитов:

1. Неправильная, очень извилистая форма контактов, обусловленная различной и резко меняющейся на коротких интервалах проницаемостью замещаемых при метасоматозе пород.

2. Наличие реликтов вмещающих пород, обычно наиболее крупных и обильных в краевых фациях метасоматитов. Неправильная форма контактов, проникновение метасоматических минералов по трещинам на сотни метров во вмещающие породы, неравномерное распределение реликтов - все это обуславливает неопределенность границ перечисленных разновидностей метасоматических пород, условное их выделение на геологических планах и разрезах.

3. Наличие всей гаммы переходных форм метасоматитов - от мощных (в сотни метров) зон до тончайших жил и цепочкообразно вытянутых метакристаллов.

4. Более или менее отчетливо выраженное зональное строение метасоматитов, тенденция к образованию мономинеральных тыловых зон (гранатовой в скарноподобных породах, форстеритовой в породах флогопитового комплекса,

кальцитовой в эгирин-диопсидовых и гумитсодержащих породах). Следует отметить, что зональное строение наиболее отчетливо выражено в одиночных жилах. Если замещение происходит по густой сети субпараллельных трещин, то образуются плосчатые метасоматические породы. Как было показано выше, такие полосчатые текстуры особенно характерны для гумит-тетрафлогопитсодержащих магнетитовых руд и в меньшей мере — для средне- и крупнозернистых флогопит-диопсид-форстеритовых пород. О метасоматической природе такой полосчатости убедительно свидетельствует закономерное чередование полос различного минерального состава, отражающее дифференциальную подвижность компонентов при метасоматозе. Во флогопит-диопсид-форстеритовых породах форстеритовые зоны закономерно сменяются флогопитовыми, а последние — диопсидовыми. В гумит-тетрафлогопитсодержащих магнетитовых рудах полосы кальцита оторочены зоной хорошо ограненных кристаллов магнетита, которые, в свою очередь, сменяются зонами форстерита и тетрафлогопита.

5. Зависимость минерального и химического состава метасоматитов от состава вмещающих пород. Так, гранатсодержащие скарноподобные породы формируются преимущественно по мелилитам и в меньшей мере по турьянтам. Минералы скарноподобных пород образуют в них повсеместно пятна, полосы, жилы. Не менее отчетлива связь состава гумит-тетрафлогопитсодержащих пород и руд с составом вмещающих пород, за счет которых они образуются. По магнетитовым рудам формируются богатые магнетитом разности, по карбонатитам — гумит-тетрафлогопитсодержащие карбонатиты.

Флогопит-диопсид-форстеритовые породы формируются в контакте мелилитов и оливинитов. Обширный фактический материал, полученный при детальном картировании пород флогопитового комплекса Ковдорского массива, убедительно показывает, что переход мелилитов к оливинитам был весьма сложным. По существу речь должна идти о мощной переходной контактовой зоне, в которой на расстоянии до сотен метров сложно перемежались мелилиты (в различной степени мелилитизированные оливиниты, пироксениты, склядно-пироксеновые породы и др.) и оливиниты. Образование богатых флогопитом пород обусловлено благоприятным сочетанием целого ряда факторов. Гетерогенность среды обусловила появление именно здесь тектонически ослабленной зоны и просачивание в ней метасоматизирующих растворов.

Благоприятный литологический состав среды, богатой магнием и глиноземом, послужил основой для образования флогопита. Детальные наблюдения свидетельствуют, что при флогопитообразовании преобладали инфильтрационные процессы метасоматоза. Флогопит образовывался как в оливинитах, так и в мелилититах. Однако наиболее богатые флогопитом разности метасоматитов формировались по мелилититам, что свидетельствует об ограниченном переносе растворами глинозема. Как показывают расчеты баланса вещества [121], флогопит-диопсид-форстеритовые породы возникают в условиях заимствования из вмещающих пород глинозема и магния и привноса щелочей, уголекислоты и фосфора.

Образование пегматоидных и гигантозернистых флогопит-диопсид-форстеритовых пород (собственно флогопитового месторождения) обязано процессам перекристаллизации мелко- и среднезернистых разностей без существенного

изменения температурных условий, привноса и выноса компонентов. Об этом свидетельствуют один и тот же минеральный состав всех структурных разностей флогопит-диопсид-форстеритовых пород, одинаковое количественное соотношение минералов, исключительно постоянные оптические свойства и состав минералов. Процесс перекристаллизации сопровождался мощными явлениями дифференциации минерального вещества с образованием в крупных залежах гигантозернистых пород почти мономинеральных форстеритовых, примыкающих к ним флогопитовых, а затем и диопсидовых зон.

Аналогичные флогопит-диопсидовые породы массива Палабора, по мнению всех исследователей, также образовались метасоматически. Однако процессы перекристаллизации и дифференциации этих пород здесь развиты значительно слабее, чем в Ковдорском массиве. Пегматоидные разности с размером кристаллов флогопита до 10-30 см в поперечнике в массиве Палабора сравнительно редки и представлены небольшими спорадически рассеянными гнездами в средне- и крупнозернистых разностях. Гигантозернистые разности в Палаборе не встречены.

Является ли перекристаллизация естественным продолжением процессов метасоматического образования флогопит-диопсид-форстеритовых пород, либо она связана с более поздним поступлением растворов - вопрос, который требует дополнительного исследования.

Д.С.Коржинский [70], М.А.Лицарев [87], А.А.Глаголев [34-36], Е.М.Эпштейн [133, 134] и др. считают, что перекристаллизация идет при метасоматозе на фронте растворения и выноса одних минералов и отложения на их месте других. В.Д.Никитин [94], С.А.Руденко [107] на примере гранитных пегматитов развивают идею о самостоятельной, более ранней стадии перекристаллизации. На Ковдорском месторождении флогопита наиболее интенсивная перекристаллизация приурочена к центральным частям флогопитового комплекса пород, что как будто свидетельствует в пользу первой точки зрения. Эта же идея подкрепляется четко устанавливаемой закономерной связью степени перекристаллизации и дифференциации минерального вещества пород флогопитового комплекса. Дифференциация (зональное распределение минералов) улавливается и в самых мелкозернистых разностях, по мере же развития процессов перекристаллизации дифференциация становится все более отчетливой.

Однако ряд факторов с позиций перекристаллизации на фронте метасоматического замещения объяснить трудно. Так, на многих участках пегматоидные разности слагают жлообразные тела, секущие полосчатость мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-форстеритовых пород.

Заслуживает также внимания тот факт, что метасоматические образования в Ковдорском массиве развиты чрезвычайно широко. Как было показано в геологическом очерке массива, мощные зоны метасоматитов, имеющие часто четкое зональное строение, устанавливаются в образованиях всех трех этапов формирования массива. Однако никаких структурных различий пород тыловых и фронтальных зон в подавляющем числе случаев не наблюдается. Поэтому трудно связывать процессы перекристаллизации с метасоматозом вообще. Видно, образование гигантозернистых флогопит-диопсид-форстеритовых пород происходило в специфических условиях и связано с самостоятельным, более позд-

ним процессом. В пользу такого вывода свидетельствуют исследования В.А. Николаева, В.В. Доливо-Добровольского и Ю.Б. Марина, показавших ограниченность процессов перекристаллизации вследствие освобождения поверхностной энергии кристаллов (при смене мелких зерен крупными) и, наоборот, особую интенсивность их протекания при наличии дополнительных условий (дефектов, деформаций и т.д.). Метасоматическая природа рассмотренных разностей пород и руд не вызывает сомнений у подавляющего большинства последователей.

Все остальные разности магнетитовых руд, кальцитовые и доломитовые карбонатиты образуются путем выполнения полостей. В пользу такого заключения свидетельствуют резкие, часто прямолинейные контакты этих образований с вмещающими породами, однородное строение, преобладающие массивные текстуры, наличие ксенолитов, претерпевших явное смещение, отсутствие зональности и зависимости состава от вмещающих пород.

Как показано ранее (см. табл. 4), в каких бы породах ни располагались кальцитовые карбонатиты (оливинитах, пироксенитах, якуширангитах, ийолитах, фенитах, породах флогопитового комплекса или магнетитовых рудах), они имеют одинаковый химический и минеральный состав, одинаковые свойства и соотношение минералов. Никаких следов зонального распределения минералов, однородность состава, структуры и текстуры, резкие их контакты с вмещающими породами — все это объяснимо лишь с позиций выполнения. То же самое характерно для форстерит-магнетитовых, апатит-форстерит-магнетитовых, доломит-магнетитовых руд и доломитовых карбонатитов.

Образование тел выполнения сопровождалось подчиненными явлениями приконтактного изменения вмещающих пород. Характер этих изменений зависел от состава внедрявшегося минерального вещества и вмещающих пород. Так, при образовании штокверка жил форстерит-магнетитовых руд в оливинитах ядра массива никаких приконтактных изменений не происходило, при образовании их в ийолитах возникала маломощная (первые сантиметры) оторочка форстерита и флогопита, а в пироксенитах — такая же маломощная зонка форстерита. При образовании следующих за ними апатит-форстерит-магнетитовых руд происходила сравнительно интенсивная апатитизация, форстеритизация и флогопитизация вмещающих их ийолитов и пироксенитов. Благодаря этому вокруг Главного рудного тела, сложенного почти нацело этой разновидностью руд, сформировалась оторочка мощностью до нескольких десятков метров апатит-форстеритовых и апатит-флогопит-форстеритовых пород. Еще более поздние тела кальцитовых карбонатитов сопровождалось ореолами кальцитизации, апатитизации и флогопитизации, а также явлениями перекристаллизации.

О способе образования магнетитовых руд и кальцитовых карбонатитов нет единого мнения. Большинство исследователей признают участие того и другого способа в их формировании, причем одни считают ведущими процессы выполнения, другие — метасоматического замещения гипербазитов и щелочных пород.

Принципиально иных взглядов придерживаются Е.М. Эпштейн и С.В. Соколов [118, 133]. Одинаковые температуры образования и парагенезис минералов основных разностей магнетитовых руд и кальцитовых карбонатитов, наличие зональных прожектов с закономерной сменой тыловой кальцитовой зоны вначале апатитовой, затем магнетитовой и, наконец, форстеритовой или флогопитовой

рассматриваются ими в качестве важнейших доказательств метасоматического и одновременного формирования этих руд и пород. Если исходить из этой гипотезы, то апатит-магнетитовые руды следует ожидать всегда как промежуточную зону в любом теле кальцитовых карбонатов.

Выше уже было показано, что в действительности мы никогда не наблюдаем таких соотношений.

3. Фазовое состояние минералообразующей среды

Фазовое состояние минералообразующей среды, определявшей формирование скарноподобных пород, эгирин-диопсид-кальцитовых карбонатов I стадии и флогопит-диопсид-форстеритовых пород II стадии, обычно сомнений не вызывает. Условия их залегания, зависимость состава от вмещающих пород, структурно-текстурные особенности, температура формирования и другие геологические и экспериментальные данные хорошо согласуются с представлением об образовании их в процессе метасоматоза гипербазитов и щелочных пород под влиянием надкритических водных растворов, обогащенных щелочами и летучими компонентами (H_2O , CO_2 , P_2O_5 , F). Такая надкритическая фаза, приближаясь по агрегатному состоянию и плотности к жидкости, видимо, обладала свойствами газа, и прежде всего летучестью, о чем свидетельствует проникновение минералообразующих растворов далеко во вмещающие породы по тончайшим трещинам и капиллярным порам.

Наиболее спорен вопрос о фазовом состоянии минералообразующей среды, приведшей к формированию магнетитовых руд и кальцитовых карбонатов II стадии. По мнению П.Г.Златкин и А.И.Шалимова [57], Н.А.Вологовской [24], магнетитовые руды Ковдорского месторождения представляют собой продукты кристаллизации остаточного, близкого к пневмолитам магматического расплава, в то время как карбонаты являются уже типичными гидротермальными образованиями. Фазовое состояние минералообразующей среды при температуре 450-600°C для магнетитовых руд отвечает, по мнению А.А.Кухаренко и др. [59], надкритическому флюиду, а для кальцитовых карбонатов - надкритическому гидротермальному раствору. Не вдаваясь в обсуждение сложных и во многом еще дискуссионных понятий "пневмолит", "флюид", "надкритический раствор", отметим, что различное истолкование фазового состояния минералообразующей среды для магнетитовых руд и кальцитовых карбонатов II стадии не кажется бесспорным. Одинаковые минеральные парагенезисы и температуры их формирования, однотипные текстуры, структуры, способы выполнения тел, наличие переходных по составу разновидностей - все это свидетельствует не только о близком генетическом родстве, но и о сходных фазовых условиях образования магнетитовых руд и кальцитовых карбонатов.

Таким образом, альтернатива гидротермального или магматического генезиса кальцитовых карбонатов в равной мере относится и к магнетитовым рудам. Решить этот вопрос можно лишь приближенно, руководствуясь в основном геологическими наблюдениями. Конечно, необходим максимальный учет экспериментальных данных. Однако, как справедливо отмечают Л.Н.Обвинников [95], А.Е.Карякин [63] и многие другие, эксперименты при обсуждении природных явлений играют подсобную, второстепенную роль.

Основные особенности геологического строения тел магнетитовых руд и кальцитовых карбонатов проще всего можно объяснить внедрением остаточных жидкостей, легко подвижных, обогащенных летучими и рудными компонентами, способными к активному реакционному взаимодействию с вмещающими породами. Возможность существования подобной фосфатно-карбонатитовой жидкости ("магмы") при сравнительно низких температурах принципиально доказана экспериментами П.Дж.Уилли и О.Ф.Таттла [61, 120]. Нетрудно заметить, что такие жидкости в сущности ничем не отличаются от "пневматолитов" Н.А.Вологовской, внедрение которых по ее данным, привело к фотмированию железорудного месторождения.

Механизм накопления и отделения таких жидкостей от щелочной магмы остается неясным. Возможно, как это предполагают Л.С.Бородин и др. [19], что на определенной стадии эволюции щелочно-ультраосновной магмы происходит отделение остаточной жидкости, способной в дальнейшем к магматической дифференциации (ликвации) с обособлением апатит-форстерит-магнетитовой, а затем и собственно карбонатитовой фракции. Возможно и последовательное отделение соответствующих фракций непосредственно от щелочной магмы, на что определенно указывают результаты экспериментальных исследований Филпотса [158], доказавшего принципиальную возможность отделения эвтектических апатит-магнетитовых расплавов от силикатной магмы.

И, наконец, можно предположить еще один вероятный путь образования апатит-форстерит-магнетитовых руд - в результате кристаллизационной дифференциации карбонатитовых жидкостей [11]. Как показывает эксперименты П.Дж.Уилли [61], минералы тяжелой фракции (магнетит, силикаты, апатит), кристаллизуясь в синтетической карбонатитовой магме первыми, быстро оседают на дно камеры благодаря крайне низкой вязкости среды. Они могут накапливаться в подошве магматической камеры или сжиматься в виде гетерогенного вещества (частично раскристаллизованного и обогащенного тяжелой фракцией) в открытые полости и трещины. Последнему процессу способствуют взрывные явления, широкое развитие которых характерно при образовании карбонатитовых апатит-магнетитовых руд. Такой путь формирования объясняет преобладающие брекчиевидные, обломочные текстуры главных разновидностей руд, наличие в них ксенолитов не только вмещающих, но и чужеродных пород, различное пространственное положение руд по отношению к карбонатитам (внутри, на периферии карбонатитовых тел либо пространственная разобщенность от них), постоянное наличие в карбонатитах штироподобных и полосовидных выделений апатит-форстерит-магнетитового состава, в различной степени обогащенных минералами тяжелой фракции, постепенные переходы таких штиров в карбонатиты и пересечение их жилами карбонатитов. Все это объясняет практически одинаковые парагенезис минералов карбонатитов и руд, температуру их формирования, сходный околоконтактный метасоматоз вмещающих пород.

Таким образом, предполагается, что магнетитовые руды и кальцитовые карбонатиты могут формироваться как путем ликвации, так и путем кристаллизационной дифференциации остаточных карбонатитовых жидкостей. И в том, и в другом случаях полного отделения апатит-форстерит-магнетитовой и карбонатитовой фракций не происходит. Этим объясняется постоянное присутствие кальция в рудах, а апатита, магнетита и форстерита в карбонатитах.

Возможно образование и промежуточных разностей. К ним, например, на Ковдорском месторождении относятся форстерит-кальцит-магнетитовые руды. Остаточные жидкости обогащены легколетучими компонентами, обладают большой подвижностью и высокой реакционной способностью с вмещающими породами, что обуславливает образование соответствующих метасоматических зон: кальцит-апатитового и кальцит-апатит-флогопитового состава вокруг карбонатитов и апатит-форстеритового (магнетит-апатит-форстеритового) вокруг апатит-форстерит-магнетитовых руд.

Масштабы процессов метасоматоза зависят от структурно-геологической обстановки и могут широко варьировать. Различная природа сходных по составу пород и руд, видимо, и является причиной неодинаковой интерпретации их генезиса. Доломитовые карбонатиты образуются в результате выполнения полостей уже из гидротермальных растворов.

Конечно, представленная схема рудо- и карбонатитообразования может показаться довольно сложной. Но в более простую схему геологические наблюдения не укладываются. Для руднокарбонатитового этапа как нельзя более справедливо замечание Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, что "мир магматических пород и явлений дифференциации и их генезиса настолько сложен и многообразен, что без натяжки, без насилия не может быть втиснут в рамки одной-единственной гипотезы" [86, с.45].

* * *

В настоящее время у большинства геологов не вызывает сомнений гипергенный генезис вермикулитового и апатит-франколитового месторождений. В пользу такого заключения свидетельствуют:

1. Приуроченность этих минералов только к приповерхностным частям определенных пород.

2. Закономерная вертикальная зональность месторождений, соответствующая определенному профилю коры выветривания.

Низы этого профиля сложены зонами дезинтеграции, в которых полностью сохраняются состав, структуры и текстуры первичных пород. Выше по разрезу все более развиваются процессы гидратизации, окисления и выщелачивания минералов. В связи с этим по флогопитоносным породам можно с известной степенью условности выделить зоны гидрофлогопитовых, вермикулитовых и вермикулит-сунгулитовых руд, а по карбонатитам - вермикулит-апатитовых и франколитовых руд.

Изучение геохимии элементов показывает, что в самой верхней зоне коры выветривания карбонатитов pH метеорных вод может понижаться до 5-6 (в условиях полного удаления щелочей, раскисления за счет атмосферного CO_2 , органики почв и выделившейся при разложении сульфидов серы). Это может приводить к полному выносу из данной зоны не только CO_2 , серы, CaO , MgO , Al_2O_3 , но и фосфора и накоплению гидроокислов железа и марганца. Конечным продуктом выветривания карбонатитов могут являться образования типа "железных шляп". Подобных образований ни на Ковдорском, ни на Соклинском месторождениях франколитовых руд нет. Возможно, они эродированы. Однако, как показывает опыт изучения других карбонатитовых массивов (например, Салланлатвин-

ского в Северной Карелии), с возможностью образования законченного профиля выветривания карбонатитов следует считаться.

По данным В.П.Петрова и П.П.Токмакова [99, 125], процесс образования сунгулита полностью аналогичен процессу каолинизации и отражает лишь особенности среды гипергенеза. В условиях избытка магния, свойственных флогопитоносным породам Ковдорского массива, процесс изменения слюды идет по схеме: биотит (флогопит) → гидробиотит (гидрофлогопит) → вермикулит → сунгулит. В условиях избытка глинозема характерен уже каолиновый путь выветривания по схеме: биотит (флогопит) → гидробиотит (гидрофлогопит) → вермикулит → каолин.

Следует учитывать, что вертикальная зональность коры выветривания не всегда отчетлива и в ряде случаев вовсе отсутствует. На кору выветривания оказывают сильнейшее влияние характер и степень тектонической подготовки пород. Для линейных кор выветривания характерно исчезновение некоторых промежуточных горизонтов, более отчетливая зональность в плане, чем по вертикали. Эта особенность отмечалась многими исследователями [43, 113, 123-125, 128], приводившими примеры лишенной зональности линейных и трещинных типов кор выветривания, прослеживаемых иногда на глубину 200-400 м и более.

3. Зависимость минерального и химического состава продуктов коры выветривания от состава вмещающих пород. Процесс выветривания породы редко идет до конца. Поэтому наряду с новообразованными типичными гипергенными минералами в продуктах коры выветривания всегда присутствуют неизменные либо слабо измененные первичные минералы. К таким наиболее устойчивым в зоне гипергенеза минералам относятся обычно магнетит и апатит. Содержание их в продуктах коры выветривания тем выше, чем выше оно было в первичных породах. Особенностью новообразованных минералов является полное или частичное заимствование ими вещества первичных минералов. Так, при образовании франколита полностью заимствуются элементы апатита; гидроокислы железа в первую очередь образуются за счет железа в сульфидах, затем за счет железа в силикатах (форстерит, диопсид, флогопит) и уже в наиболее интенсивно измененных породах — за счет железа в магнетите.

Неравномерное, пятнистое или полосчатое, распределение минералов в первичных породах отражается и в распределении гипергенных новообразований. Так, в продуктах выветривания содержание вермикулита пропорционально содержанию флогопита в исходных породах, а содержание гидроокислов железа — содержанию сульфидов и силикатов.

4. Свойственная коре выветривания миграция вещества, заключающаяся в выносе вначале CO_2 , S, CaO, MgO, а затем и более инертных компонентов, таких, как Al_2O_3 , P_2O_5 , привносе извне только воды и накоплении в остаточных продуктах гидроокислов железа и марганца. Вермикулитовое месторождение является типичным остаточным образованием. Конечно, в промежуточных зонах наряду с выносом идет и привнос отдельных компонентов, вынесенных из верхних частей коры выветривания. Например, апатит-франколитовая зона формируется не только за счет накопления фосфора на месте, но и за счет перестроения его, вынесенного из верхних частей коры выветривания. Таким образом, апатит-франколитовое месторождение следует относить уже к остаточно-инфильтрационным образованиям.

5. Характерный для гипергенных образований парагенезис минералов, зависящий от состава и степени выветривания исходных пород. Так, во апатит- и силикатсодержащих магнетитовых рудах и карбонатах обязательны парагенезис франколита с гидроокислами железа. При наличии флогопита в исходных породах к ним добавляется вермикулит, а в самых верхних зонах коры выветривания и еще более глубокий продукт его изменения — сунгулит. В небольших количествах в глинистых фракциях коры выветривания можно обнаружить монтмориллонит, каолин, бейделлит, гидрохлорит (образующиеся за счет выветривания форстерита, диоксида, амфиболов), цеолиты (по полевым шпатам и нефелину), малахит, гипс и барит (за счет разложения сульфидов), мартит (по магнетиту), рабдофанит (по карбонатам редких земель и апатиту).

Наиболее распространенным, хорошо заметным минералом выветривания являются гидроокислы железа, которые образуются уже на первых стадиях выветривания при разложении железосодержащих карбонатов, силикатов (форстерита, пироксенов, амфиболов и др.), сульфидов. Известно, что гидроокислы железа никогда и нигде не отмечались в заведомо гипогенных образованиях карбонатитовых массивов. Поэтому наличие их в составе пород (независимо от их количества) является важнейшим признаком гипергенного преобразования пород. Имеющиеся у нас данные показывают, что нигде в мире не встречается франколит без гидроокислов железа. Также невозможно встретить совместно с франколитом негидратизированный флогопит. Обычный для карбонатитов, в коре выветривания он преобразуется в хорошо изученной последовательности: гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит → сениолит.

6. Пористые, кавернозные, ячеистые, губчатые текстуры, особо хорошо выраженные во франколитовых рудах. Размеры пор, каверн и пустот могут колебаться в широких пределах (от нескольких сантиметров до долей миллиметра), визуально они хорошо либо плохо заметны, но являются неотъемлемым признаком гипергенных образований.

7. Наличие трещинных колломорфных, почковидных затеков франколита, образование штокверка таких жил вокруг крупных тел франколитовых руд, распространенность их на небольшую глубину, очевидная их связь с поверхностью.

Кора выветривания в массивах Карело-Кольского региона, как было впервые доказано А.В.Сидоренко [112], имеет древний, явно доледниковый возраст. Об этом свидетельствуют находки окатанных валунов в донной морене сунгулитизированных оливинитов, франколитовых и франколит-магнетитовых руд. Однако возраст коры выветривания выяснен еще недостаточно определенно. По данным В.П.Петрова [98], начало образования каолиновых кор выветривания Балтийского щита относится к нижней юре (190 млн лет назад). А.П.Афанасьев [6, 7] определяет возраст коры выветривания Ковдорского массива как мезозой-палеогеновый, полагая неоднократное изменение условий выветривания за такой огромный промежуток времени. Линейная сунгулитовая кора выветривания, по его мнению, имеет наиболее древнее заложение. Формирование ее протекало в условиях тропического климата. Площадную гидрослюдистую кору выветривания он относит к более молодой, предположительно неогеновой. Формирование ее шло, как он считает, уже в условиях умеренного климата.

Однако, как было показано выше, сунгулитовые породы генетически и

пространственно неотделимы от вермикулитовых и гидрофлогопитовых пород. Постепенные переходы вермикулитовых пород в сунгулитовые, различная степень сунгулитизации вермикулита, строгая направленность процесса изменения по схеме: флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит — все это не оставляет сомнений в том, что сунгулитовые породы являются крайними членами единого и одновозрастного профиля коры выветривания.

Иные генетические представления высказываются в отношении сходных с ковдорскими франколитовых руд, обнаруженных в массивах Маймеча-Котуйской провинции. Здесь известны крупные залежи апатит-франколитовых руд в массивах Гулинском, Ессей, Юрас, Далбыха. Залежи слабо изучены. Это, на наш взгляд, является основной причиной неоднозначного истолкования их генезиса. Ю.Н.Занин и др. [53], А.А.Арсеньев, Г.М.Вировлянский, Ф.Л.Смирнов [3-5], Е.А.Зверева и В.Ф.Гуреев [54], Е.А.Зверева, Г.В.Писемский [55] относят их к типичным образованиям выветривания и, так же как на Ковдорском месторождении, выделяют фосфатные руды, сформировавшиеся по апатит-магнетитовым рудам и по карбонатитам. Кроме того, здесь обнаружены еще алкмофосфаты (заведит), сформировавшиеся по алкмосиликатным породам.

Е.М.Эпштейн и др. [134], Л.С.Егоров и Э.А.Ланда [47-49] рассматривают их как гипогенные, связанные с карбонатитами образования типа нельсонитов, возникшие при участии взрывных явлений, что и обуславливает, по их мнению, брекчиевидные текстуры руд.

Вместе с тем все исследователи подчеркивают парагенезис франколита с гидроокислами железа и вермикулитом, пористую, кавернозную текстуру руд, бурные окраски, постоянно наблюдающиеся процессы замещения апатита франколитом, т.е. все то, что характерно для ковдорских руд. Можно не сомневаться, что при детальном изучении франколитовых руд этих массивов будут однозначно установлены их приповерхностное развитие и гипергенный генезис. Кстати, в ранние периоды изучения Ковдорского массива апатит-франколитовые руды также относились к гипогенным (гидротермальным) образованиям, сформированным на заключительных стадиях карбонатитового процесса [24]. В настоящее время ведущая роль гипергенеза при образовании ковдорских франколитовых руд признается всеми исследователями, хотя некоторые из них, например Г.С.Курбатова, Л.Ф.Ганнибал [77], высказываются в пользу смешанного гипергенно-гидротермального генезиса.

1. Антонов Л.Б. Перспективы оценки апатитности ультращелочных пород Кольского полуострова. - В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“. Апатиты, 1971, с. 83-82.
2. Апельсин Ф.Р., Гинзбург А.И. Некоторые черты металлогенической специализации щелочных магматических комплексов. - В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., 1964, с. 45-62.
3. Арсеньев А.А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сибири. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 359-370.
4. Арсеньев А.А. Условия образования и особенности концентрации апатита в зарубежных месторождениях. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 378-380.
5. Арсеньев А.А., Вировлянский Г.М., Смирнов Ф.Л. Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., „Недра“, 1971. 240 с.
6. Афанасьев А.П. Минералогия поледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.-Л., „Наука“, 1966. 170 с.
7. Афанасьев А.П. Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых. - В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с. 46-71.
8. Афанасьев Б.В. Комплексные месторождения Ковдорского и Vuориярвинского массивов и перспективы использования апатитовых руд. - В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“. Апатиты, 1971, с. 106-107.
9. Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Схема формирования Ковдорского массива ультраосновных - щелочных пород. - Изв. вузов. „Геология и разведка“, 1970, № 11, с. 83-89.
10. Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И., Терновой В.И. Состояние и перспективы расширения сырьевой базы Ковдорского рудного узла. - В кн.: Перспективы развития Ковдорского промышленного комплекса. Апатиты, 1972, с. 31-36.
11. Афанасьев Б.В., Терновой В.И., Сулимов Б.И. и др. Геология и генезис месторождений полезных ископаемых на Ковдорском массиве. - В кн.: Перспективы развития Ковдорского промышленного комплекса. Апатиты, 1972, с. 63-71.
12. Афанасьев В.А. Оливиниты Хабозерского района (юго-западная часть Кольского п-ова). - Докл. АН СССР, 1939, т. 25, № 6, с. 515-518.
13. Багдасаров Ю.А. К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов. - „Геол. месторожд. редких элементов“, 1972, вып. 35, с. 36-49.
14. Багдасаров Э.А., Орлова М.П. Закономерности локализации и поисковые критерии апатитового оруднения в массивах щелочных формаций. - В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 407-408.
15. Бетехтин А.Г. О стадиях минерализации в эндогенных рудных месторождениях. - В кн.: Текстуры и структуры руд. М., 1958, с. 329-349.

16. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
17. Бояда Ш.А., Серба Б.И. Новый массив щелочных пород и карбонатитов на Кольском полуострове. - Бюл. науч.-техн. информ. МГ и ОН СССР, 1958, № 3, с. 5-7.
18. Боровиков П.П., Львова И.А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направление дальнейших геологоразведочных работ. - В кн.: Закономерности размещения магnezиальных полезных ископаемых. Т. VI. М., 1962, с. 470-490.
19. Бородин Л.С., Лаппа А.В., Харчевников А.Г. Редкометалльные камафориты. М., "Наука", 1973. 176 с.
20. Булах А.Г. Минералогия редкометалльных карбонатитов и пород карбонатитовой серии Себляврского щелочно-гипербазитового массива (Кольский п-ов). Автореф. канд. дис. Л., 1961.
21. Булах А.Г., Абакумова Н.Б. Себляврский массив ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов (Кольский п-ов). - "Сов. геол.", 1960, № 5.
22. Вировлянский Г.М. К вопросу о механизме формирования конических и кольцевых интрузий Хибин. - В кн.: Сборник научно-технической информации. Вып. 1-2. М., 1962, с. 54-67.
23. Вировлянский Г.М., Смирнов Ф.Л., Арсеньев А.А. Генетические типы промышленных месторождений апатита. - "Сов. геол.", 1970, № 3, с. 120-125.
24. Волотовская Н.А. Ковдорский массив. - В кн.: Геология СССР. Т. 27. Мурманская область. Ч. 1. Л., 1958, с. 419-428.
25. Волотовская Н.А. Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород массива Вуориярви. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1958, ч. 87, вып. 3, с. 290-304.
26. Волотовская Н.А., Кухаренко А.А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных - щелочных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 3, с. 110-113.
27. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972. 407 с. Авт.: В.А.Невский, А.И.Гинзбург, П.С.Козлова, Д.О.Ойтоев, Ф.Р.Апельсин, И.И.Курьянова, В.С.Кудрин, Е.М.Эпштейн.
28. Гинзбург А.И. Типы месторождений редких элементов. - В кн.: Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии. М., 1961 ("Геол. месторожд. редких элементов". Вып. 14), с. 26-87.
29. Гинзбург А.И., Нечаева Е.А., Лавренев Ю.Б. и др. Редкометалльные карбонатиты. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1958, вып. 1, 127 с.
30. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 152-219.
31. Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов. - В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.-Л., 1946, с. 122-132.
32. Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. 707 с.
33. Гиттинс Д. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. - В кн.: Карбонатиты. М. 1969, с. 359-475.
34. Глаголев А.А. Пример метасоматической зональности вокруг апатито-магнетитовых пород и карбонатитов. - Докл. АН СССР, т. 147, 1962, № 3, с. 696-707.
35. Глаголев А.А. Роль апатитизации в формировании железорудного и флогопитового месторождений массива Ковдор (Кольский п-ов). - "Геол. рудн. месторожд.", 1965, № 3, с. 43-53.

36. Глаголев А.А., Эпштейн Е.М. Особенности апатитового оруденения и его место в генетической истории массива ультраосновных - щелочных пород. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 183-181.
37. Голованов Г.А. О получении апатитового концентрата из хвостов обогатительной фабрики Ковдорского железорудного комбината. - Горн. журн., 1968, № 7, с. 81-82.
38. Гольдбурт Т.Л., Ланда Э.А. Месторождения флогопита Одикича на севере Сибирской платформы. - Труды НИИГА, 1963, т. 136, с. 149-181.
39. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., "Недра", 1965. 300 с.
40. Григорчук Г.Ю. О стадиях минерализации. - Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, с. 141-152.
41. Григорьев Д.П. Отогенция минералов. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1961. 284 с.
42. Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. - В кн.: Карбонатиты. М., 1969, с. 329-355.
43. Дорфман М.Д. Линейная (трещинная) кора выветривания в нефелиновых сyenитах Хибинских тундр. - В кн.: Кора выветривания. Вып. 3, М., 1960, с. 218-245.
44. Дыбков П.Ф., Карякин А.Е. Фосфатное сырье. - В кн.: Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., 1969, с. 252-284.
45. Егоров Л.С. К проблеме происхождения карбонатитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 1, с. 63-75.
46. Егоров Л.С. О роли интрузивно-магматического и метасоматического процессов в формировании карбонатитов. - В кн.: Материалы к II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 284-285.
47. Егоров Л.С. Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных - щелочных пород. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 227-233.
48. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. - Труды НИИГА, 1969, т. 158. 247 с.
49. Егоров Л.С., Ланда Э.А. Генетические типы эндогенной апатитовой минерализации в комплексах ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 209-212.
50. Жабия А.Г. Инъекционные дайки карбонатитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 8, с. 35-49.
51. Жабия А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., "Наука", 1971. 168 с.
52. Журавлева Л.Н. Редкометалльные минералы апатит-магнетитовых руд. - В кн.: Краткие сообщения по минералогии и геохимии. М., 1970, с. 95-102.
53. Завин Ю.Н., Жирова Л.Т., Сердюкова П.А. Фосфаты зоны выветривания Есейского массива (север Сибирской платформы). - "Геол. и геогр.", 1972, № 3, с. 112-114.
54. Зверева Е.А., Гуреев В.Ф. Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. - В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. М., 1963, с. 187-194.
55. Зверева Е.А., Писемский Г.В. Кора выветривания на массивах ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1969, вып. 34. 202 с.
56. Зискинд М.С., Терновой В.И. Перспективы флогопитоносности Кольского полуострова. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып. 3. Л., 1962, с. 175-184.

57. Златкин Д.Г., Шалымов А.И. Ено-Ковдорозерский плутон щелочных и ультраосновных пород (Кольский п-ов). - „Сов. геол.“, 1948, № 12, с. 28-34.
58. Ивьянов О.П. Некоторые замечания к определению понятий „парагенезис“, „генерация минералов“ и „стадия минерализации“. - Зал. Всесоюз. минерал. о-ва, Сер. 2, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 329-335.
59. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., „Недра“, 1965. 722 с. Авт.: А.А.Кухаренко, М.П.Орлова, А.Г.Булах, Э.А.Багдасаров, О.М.Римская-Корсакова, Е.И.Нефедов, Г.А.Ильинский, А.С.Сергеев, Н.Б.Абакумова.
60. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М., „Наука“, 1971. 288 с.
61. Карбонатиты. М., „Мир“, 1969. 485 с.
62. Карпов Р.В. Сырьевая база апатитовой промышленности Кольского полуострова и перспективы ее расширения. - В кн.: Основные проблемы развития комбината „Апатит“. Апатиты, 1971, с. 13-19.
63. Карякин А.Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., „Недра“, 1970. 174 с.
64. Кигай И.Н. О пульсационной теории, стадии гидротермального минералообразования и зональности оруденения. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 60-87.
65. Кириллов А.С. Карбонатиты Карело-Кольской щелочной провинции (геолого-структурное положение, минералого-геохимические особенности и генезис). Автореф. канд. дис. Л., 1968. 17 с.
66. Кириченко Л.А. Ковдорозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., „Недра“, 1970. 113 с.
67. Клушин И.Г. Оценка глубины распространения интрузий центрального типа по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 74-82.
68. Кононова В.А. Размещение нефелиновых щелочных пород, сопровождающих ультраосновные и основные породы, в связи с их апатитовосностью. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 179-183.
69. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1967. 184 с.
70. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., „Наука“, 1969. 111 с.
71. Кормилицын В.С., Строва П.А., Татаринцов П.М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе. - В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 186-206.
72. Корчагин А.М. Геологическое строение Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород и генетические особенности связанного с ним флогопит-вермякулитового месторождения. Автореф. канд. дис. М., 1967. 18 с.
73. Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 491-543.
74. Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М., „Недра“, 1970. 463 с.
75. Краснова Н.И. Минералогия и вопросы генезиса Ковдорского флогопитового месторождения. Автореф. канд. дис. Л., 1972. 17 с.
76. Куллетский В.М. Меллитовые породы в щелочном комплексе Енского района Кольского полуострова. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1948, вып. 3, с. 99-121.

77. Курбитова Г.С., Ганнибал Л.Ф. Геохимия фосфора и основные типы апатитовой минерализации в пределах Ковдорского массива. - В кн.: Перспективы разведки Ковдорского промышленного комплекса. Апатиты, 1972, с.78-86.
78. Кухаренко А.А. К проблеме происхождения карбонатитов. - В кн.: Материалы 2-й конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с.267-271.
79. Лавренев Ю.Б., Пожариккая Л.К. Карбонатиты Восточного Саяна. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с.466-468.
80. Лавренев Ю.Б., Эпштейн Е.М. Геологическое строение массивов ультраосновных - щелочных пород и закономерности их формирования. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1968, вып. 17, с.9-27.
81. Ланда Э.А. Условия образования флогопитовых месторождений Маймеча-Котуйской провинции щелочных - ультраосновных пород. Автореф. канд. дис. Л., 1967, 24 с.
82. Ланда Э.А. Магнетит-apatитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных - щелочных магматических комплексов. - В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с.113-133.
83. Ланда Э.А. К дискуссии о генезисе карбонатитов. - В кн.: Метасоматизм и рудное разование. Л., 1972, с.220-221.
84. Лапин А.В. О процессе мелилитизации в Ковдорском массиве ультраосновных и щелочных пород. - Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9, с.207-223.
85. Лапин А.В. Нефелинизация пироксенитов и жильные идолиты в Ковдорском массиве ультраосновных-щелочных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 5, с.9-23.
86. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее решению. М., Изд-во АН СССР, 1934. 318 с.
87. Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1961, 167 с.
88. Львова И.А., Боровиков П.П., Дядькина И.Я. Региональные и локальные закономерности размещения месторождений вермикулита. Л., 1971, 76 с.
89. Мельшер Ж.С. Карбонатиты Якупиранги, Сан-Паулу, Бразилия. - В кн.: Карбонатиты. М., 1969, с.182-194.
90. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., "Недра", 1971. 277 с. Авт.: А.А.Кухаренко, А.Г.Булах, Г.А.Ильинский, Н.Ф.Шикарев.
91. Момджи Г.С., Пастушенко Н.И., Кефала А.П. Оценка железорудных месторождений при поисках и разведке. М., "Недра", 1970. 415 с.
92. Моор Г.Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 8, с.40-52.
93. Москевич М.М. Минерально-сырьевые ресурсы бериллия, лития, ниобия и титана в капиталистических странах. М., "Недра", 1966. 314 с.
94. Никитин В.Д., Рундквист Д.В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, вып. 5, с.597-608.
95. Овчинников Л.Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М., 1967, с.142-184.
96. Онтоев Д.О. О продолжительности формирования некоторых сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья. - В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., 1974. с.197-206.

87. Орлова М.П., Дядькина И.Я. Региональные и локальные закономерности размещения флогопитовых месторождений. Вып. II. Л., „Недра“, 1975. 198 с.
98. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М., „Недра“, 1967. 343 с.
99. Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М., „Недра“, 1972. 135 с.
100. Петровская Н.В. О понятии „парагенетическая минеральная ассоциация“. - „Геол. рудных месторожд.“, 1972, № 5, с. 69-79.
101. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., „Наука“, 1972. 265 с.
102. Пожарицкая Л.К., Фролов А.А., Эпштейн Е.М. Поисковые критерии редкометалльных карбонатитовых месторождений. - „Геол. месторожд. редких элементов“, 1961, вып. 14, с. 115-130.
103. Прохорова С.М., Евзякова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоносность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных - щелочных пород. - Труды НИИГА, 1966, т. 140. 195 с.
104. Римская-Корсакова О.М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. I. Л., 1963, с. 125-144.
105. Римская-Корсакова О.М. Апатитоносность Ковдорского массива. - В кн.: Апатиты. М., 1967, с. 191-198.
106. Руб М.Г. Кокшаровский массив как представитель апатитоносных ультраосновных и щелочных пород. - В кн.: Апатиты. М., 1968, с. 233-240.
107. Руденко С.А. Происхождение фенитов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, вып. 5, с. 627-628.
108. Рундквист Д.В. Особенности строения и формирования рудных жил выполнения. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, ч. 92, вып. 2, с. 129-145.
109. Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грейзеновых месторождений. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, № 94, вып. 1, с. 10-27.
110. Семенов Е.И. Минералы группы рабдофанита в щелочных массивах. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. Л., 1959, с. 91-101.
111. Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1967. 163 с.
112. Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958. 108 с.
113. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., „Недра“, 1969. 687 с.
114. Смирнов С.С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 3, с. 3-14.
115. Смирнов С.С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2, 1948, ч. 76, вып. 1, с. 322-328.
116. Смирнов Ф.Л. О классификации месторождений апатитовых руд. - В кн.: Промышленность горнохимического сырья и природных солей. Вып. 1. М., 1967, с. 44-57.
117. Соболев Н.Д. Петрография района Енского железорудного месторождения. - В кн.: Проблемы северо-западной металлургии. Л., 1947, с. 24-31.
118. Соколов С.В., Эпштейн Е.М. О результатах термометрического изучения минералов карбонатитов. - В кн.: Краткие сообщения по минералогии и геохимии. М., 1970, с. 225-235.
119. Татаринов П.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963. 278 с.

120. Терновой В.И. Роль вмещающих пород в процессе образования Ковдорского флогопитового месторождения. - В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 176-185.
121. Терновой В.И. Флогопитоносные пегматоидные породы Ковдорского месторождения. - В кн.: Пегматиты. Л., 1972, с. 89-97.
122. Терновой В.И., Афанасьев В.В., Сулимов Б.И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., "Недра", 1969. 285 с.
123. Терновой В.И., Чуева М.Н., Касатов Б.К. Геологическое строение и минералогия Ковдорского вермикулитового месторождения. - В кн.: Кристаллография и минералогия. Л., 1972, с. 206-216.
124. Токмаков П.П. Формация флогопито-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных - щелочных пород. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI. М., 1962, с. 453-469.
125. Уилли П. Дж., Таттл О. Ф. Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов. М., ИЛ, 1963, с. 133-146.
126. Фролов А.А. Карбонатитовый тип промышленных месторождений апатита. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1972, вып. 35, с. 100-106.
127. Фролов А.А. Структурные условия образования формации ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1972, вып. 35, с. 7-36.
128. Чуева М.Н., Терновой В.И. Химизм коры выветривания Ковдорского вермикулитового месторождения. - В кн.: Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с формацией гипербазитов. М., 1971, с. 235-242.
129. Шейнманн Ю.М. Закономерности размещения провинций ультраосновных - щелочных пород. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1962, вып. 17, с. 5-8.
130. Шилулини Ф.К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. - В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., 1955, с. 146-176.
131. Шувалова В.З., Поршнева Г.И., Ланда Э.А. Карбонатитовый массив Ессей. - В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 49-55.
132. Шеглов А.Д. Стадии минерализации и зональность. - В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, 1965, с. 251-256.
133. Эпштейн Е.М. О генезисе ковдорских апатит-магнетитовых руд. - В кн.: Краткие сообщения по минералогии и геохимии. М., 1970, с. 218-224.
134. Эпштейн Е.М., Анжеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. - Труды НИИГА, 1961, т. 22, с. 116-269.
135. Эпштейн Е.М., Панышин И.П., Моралев В.М. и др. О вертикальной зональности массивов ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - "Геол. месторожд. редких элементов", 1972, вып. 35, с. 49-69.
136. **A n d e r s o n E. M. The Dynamics of the formation of conesheds, ring-dykes and cauldron-subsidences. - Proc. Roy. Soc. of Edinburger, 1935/1936, vol. LVI. 211 p.**
137. **B a s s e t W. A. The origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana. - Amer. Min., 1959, vol. 44, № 3-4, p. 282-299.**
138. **D a v i e s K. A. The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda. - Econ. Geol., 1947, № 2, p. 137-146.**
139. **D a w s o n I. B. Oldoinyo Lengai - an active volcano with sodium carbonatite lava flows. - In: "The Carbonatites" John Wiley and Sons. New York, 1965, p. 155-168.**

140. Du Toit A. L. The genesis of the pyroxenite-apatite rocks of Palabora, Eastern Transvaal. - Trans. Proc. Geol. Soc. South. Africa, 1931, vol. 34, p.107-127.
141. Ecker mann H. von. The alkaline district of Alno island. Stockholm, Kartograf. inst., 1948. 176 p.
142. Foster I. F. Paragenetical ore mineralogy of the Loolekop-Phalabora carbonatite complex, Eastern Transvaal. - Trans. Proc. Geol. Soc. South. Africa, 1958, vol. 61, p.359-365.
143. Fryklund V. C. Jr., Harner R. S., Kaiser E. P. Niobium (columbium) and titanium at Magnet Cove and Potash sulphur springs, Arkansas. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1950, vol. 1015-B, p.25-56.
144. Geyers T. W. Vermiculite at Loolekop, Palabora, North East Transvaal. - Trans. Proc. Geol. Soc. South. Africa, 1949, vol. 51, p.133-178.
145. Gold D. P., Vallu M., Charette J. P. Economic geology and Geophysics of the Oka alkaline complex, Quebec. - Can. Min. Metal. Bull., 1967, vol. 60, N 665.
146. Hanekom H. I., Staden C. M. van, Smit P. J. e.a. The geology of the Palabora igneous complex, S. Africa. - Geol. Surv., 1965, Met. 54. 185 p.
147. King B. C., Sutherland D.S. Alkaline rocks of eastern and southern Africa, pt. 1. - Sci. Progr., 1960, vol. 48, N 190, p.298-321.
148. Knorring O. von, Du Bois C. L. B. Carbonatic lava from Port Portal area in Western Uganda. - Nature, 1961, vol. 192, N 4807, p.1064-1065.
149. Krieger W. W. Summary of occurrence properties and uses of vermiculite at Libby, Montana. - Bull. Amer. Ceramick Soc., 1940, vol. 19, N 3.
150. Kun M. de. The economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. - Econ. geol., 1962, vol. 57, N 3, p.377-404.
151. Lombaard A. F., Word-Able H. M., Bruck R. W. The exploration and main geological features of the copper deposits in carbonatite at Loolekop, Palabora Complex. - In: The Geology of some Ore Deposits in Southern Africa. 2. Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg, 1964.
152. Loolekop vermiculite occurrence. - S.Afr. Min. Engin. J., 1947, vol. 58, pt. I, N 2839, p.603.
153. Minerals yearbook. New York, 1971.
154. Nuutilainen J. Soklin karbonatititmassivin Geokemiallisista Tutkimuksista. 1973. Geologia, 25, N 2, Finland, p.13-17.
155. Olson J. C., Shawe D. R., Pray L. C. e.a. Rare-earth mineral deposits of The Mountain Pass district, San Bernardino Country, California. - Sci., 1954, vol. 119, N 3088, p.325-326.

156. P a a r m a H. A New find of carbonatite in North Finland, The Sokly plug in Savukosky. - Lithos, 1970, vol. 3, p.129-133.
157. P e c o r a N. T. Carbonatites: a review. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, p.1537-1556.
158. P h i l p o t t s A. R. Origin of certain iron titanium oxide and apatite rocks. - Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 3, p.303-315.
159. P u u s t i n e n K a u k o. Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, Eastern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1971, p.249.
160. R u s s e l N. D., H i e m s t r a S. A., G r a e n e v e l d S. J. The mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. - Trans. Proc. Geol. Soc. S.Africa, 1954, vol. 57, p.197-208.
161. S h a n d S. J. The granite-syenite Limestone complex of Palabora, Eastern Transvaal and the associated apatite deposits. - Trans. Geol. Soc. S.Africa, 1931, vol. 34, p.81-105.
162. S m i t h W. C. A review of some problems of African carbonatites. - The quart. J. Geol. Soc. (London), 1956, N 446, vol. 112, pt. 2, p.189-219.
163. V a r l e y E. R. Vermiculite. London Colon. Surv. Min. Res. Div., 1952. 70 p.
164. V a r t i a i n e n H., W o o l l e y A. R. The age of the Sokli carbonatite Finland, and some relationships of the North Atlantic alkaline igneous province. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1974, vol. 46, p.81-91.
165. V e r w o e r d W. J. South African carbonatites and their probable mode of origin. - Ann. Univ. Stellenbosch, 1966, vol. 41, ser. A, N 2, p.113-233.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ | 5 |
| 1. Закономерности размещения и образования | — |
| 2. Промышленное значение карбонатитовых месторождений | 16 |
| Глава II. КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ | 18 |
| 1. Геологическое строение | — |
| 2. Основные закономерности размещения и генетическая классификация месторождений | 29 |
| Глава III. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОВДОРСКОГО МАССИВА | 43 |
| 1. Флогопитовое месторождение | — |
| 2. Комплексное апатит-магнетитовое месторождение | 61 |
| 3. Месторождение кальцитовых карбонатитов | 79 |
| Глава IV. ГИПЕРГЕННЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОВДОРСКОГО МАССИВА | 103 |
| 1. Вермикулитовое месторождение | — |
| 2. Апатит-франколитовое месторождение | 114 |
| Глава V. МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАССИВА ПАЛАБОРА В ЮЖНО-АФРИКАНСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ И МАССИВА СОКЛИ В ФИНЛЯНДИИ | 124 |
| 1. Бадделеит-магнетит-apatитовое месторождение (Палабора) | 130 |
| 2. Месторождение меди (Палабора) | 132 |
| 3. Месторождение вермикулита и флогопита (Палабора) | 133 |
| 4. Апатит-франколитовое месторождение (Сокли) | 140 |
| Глава VI. ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННЫХ И ГИПЕРГЕННЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВАХ | 144 |
| 1. Стадийность руднокарбонатитового этапа | — |
| 2. Способ образования пород и руд руднокарбонатитового этапа | 148 |
| 3. Фазовое состояние минералообразующей среды | 153 |
| Указатель литературы | 159 |

ИБ № 466

ТЕРНОВОЙ Владимир Иванович
КАРБОНАТИТОВЫЕ МАССИВЫ И ИХ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Редактор В.М.Николаева. Техн. редактор Л.И.Киселева. Корректор Э.А.Горелик.
М-24863. Сдано в набор 26.07.76 г. Подписано к печати 28.02.1977 г. Формат бумаги 70x108/16. Бумага типогр. № 3. Печ.л. 9,5 + 1 печ.л. вкл. на мелов. бумаге. Уч.-изд.л. 13,42. Бум.л. 5,25. Тираж 630 экз. Заказ 1164. Цена 2 р. 01 к.

Издательство ЛГУ им.А.А.Жданова. 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9
РТП ЛГИ.199028, Ленинград, 21 линия, 2