

ПОСВЯЩАЕТСЯ

200-летию

Ленинградского

орденов Ленина

и Трудового Красного Знамени

горного института

им. Г. В. Плеханова

МИНИСТЕРСТВО
ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ
ОРДЕНОВ ЛЕНИНА
И ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ
им. Г. В. ПЛЕХАНОВА

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ РСФСР

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ
ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ

Под редакцией
д-ра геол.-минер. наук,
проф. Е. О. ПОГРЕБИЦКОГО

В. И. ТЕРНОВОЙ,
Б. В. АФАНАСЬЕВ,
Б. И. СУЛИМОВ

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА
КОВДОРСКОГО
ВЕРМИКУЛИТО
ФЛОГОПИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ



Издательство «Н Е Д Р А»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1969

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА
КОВДОРСКОГО
ВЕРМИКУЛИТОВОГО
ФЛОГОПИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Терновой В. П.,
Афанасьев Б. В.
Сулимов Б. П.

Л., Недра, 1969, 288 стр.

В монографии обобщены результаты поисково-съёмочных и разведочных работ на вермикулит и флогопит, проведенные СЗТГУ в 1957—1966 гг. на Ковдорском массиве щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. На основе обширного фактического материала детально освещаются геологическое строение массива, последовательность и условия формирования слагающих его комплексов пород, их петрография и минералогия. Особое внимание уделяется закономерностям размещения и образования флогопита и вермикулита. В книге охарактеризованы морфология вермикулитовых и флогопитовых залежей, их структура, условия залегания, промышленные типы руд, их минеральный и химический состав. Промышленные скопления флогопита авторами отнесены к послемагматическим метасоматическим образованиям, приуроченным к впервые выделенному на массиве «флогопитовому, комплексу» пород. Отмечается генетическая связь флогопитового и железорудного месторождений. Показано, что вермикулит образовался за счет флогопита в доледниковой коре выветривания. В работе дается подробная оценка качества флогопитового и вермикулитового сырья и излагается методика разведки, опробования и оценки месторождения. Большое внимание уделено специфическим особенностям разведки слюдяных залежей скважинами колонкового бурения, всесторонне рассмотрена достоверность кернового опробования, показана зависимость этой достоверности от количества скважин, мощности продуктивных пород и степени изменчивости ослюдевления.

Значительное место занимают вопросы оценки и составления кондиций по месторождению. Приведена новая для слюды методика определения минимального промышленного и бортового содержания, основанная на базе товарной продукции (промышленный сырец либо подборы). Многие рекомендации по методике разведки, опробования и оценки вермикулито-флогопитовых слюд впервые разработаны на Ковдорском месторождении и были опробованы ГКЗ при СМ СССР.

Выявленные геологические закономерности и рекомендуемая методика разведки, опробования и оценки вермикулита и флогопита могут оказаться полезными при организации поисково-разведочных работ на других подобных массивах в различных районах СССР.

Работа по открытию, разведке и оценке Ковдорского месторождения удостоена Ленинской премии в 1966 г.

Таблиц 89, иллюстраций 78, библиография — 99 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Ковдорский массив щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов является крупнейшим и наиболее изученным на Кольском полуострове. Уникальное многообразие пород и минералов, многие из которых образуют промышленные скопления, объясняет неиссякаемый интерес к нему ученых и геологов-разведчиков.

На массиве открыты, изучены и переданы для промышленного использования месторождения железных руд, вермикулито-флогопитовых слюд, карбонатитов.

Огромный фактический материал, накопленный в процессе этих работ, требует систематического обобщения. Это тем более необходимо, что подобные массивы широко распространены не только на Кольском полуострове, но и во многих других районах СССР (на севере Сибирской платформы, в Казахстане, на Алдане, в Приморье, на Украине, в предгорьях Восточного Саяна).

Целью настоящей работы является освещение геологического строения, условий образования, методики разведки и оценки Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Большое внимание уделяется генетическим типам слюды и их поисковым предпосылкам и признакам.

В работе использованы материалы поисково-разведочных работ преимущественно на вермикулит и флогопит, осуществленных под руководством авторов с 1957 по 1966 гг. Ковдорской геологоразведочной партией СЗТГУ.

Общее руководство исследованиями осуществлялось В. И. Терновым (ЛГИ), которым написаны главы I, IV, V, VI, VIII, IX, а также введение и заключение.

Б. В. Афанасьевым (СЗТГУ) написаны главы II, III и описан железорудный комплекс в главе IV, О. М. Римской-Корсаковой (ЛГУ) — разделы по минералогии вермикулитового и флогопитового месторождений. Ею же выполнен большой объем минералогических исследований, использованных авторами в других разделах монографии. Б. И. Сулимовым (СЗТГУ) написана глава X и совместно с В. И. Терновым глава VII.

В определении показателей преломления по гидрослюдам и сунгулиту, а также в изучении минерального состава вермикулитовых руд приняла участие М. Н. Чуева (ЛГИ).

Химические и спектральные анализы, использованные в работе, в основном выполнены в ЦХЛ СЗТГУ под руководством В. Я. Ключкина и Е. М. Гельман (аналитики В. Ф. Филонова, Т. А. Шнейдерова, Р. А. Птицына, А. Я. Иванова). Часть анализов выполнялась в лабораториях ЛГУ, ВСЕГЕИ, ИГЕМ и Кольск. фил. АН СССР.

Авторы выражают благодарность ведущим геологам СЗТГУ и Кольского РайГРУ: П. М. Никитину, С. Д. Покровскому, А. Н. Петрову, М. С. Зискинду, П. И. Иванову, П. П. Скабичевскому, Г. М. Красновскому, К. Д. Беляеву, Р. В. Карпову, В. Л. Богатыреву и другим, внесшим большой вклад в изучение Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения и оказавшим содействие написанию этой работы.

Большая помощь авторам постоянно оказывалась начальником Ковдорской ГРП С. С. Осиповым и геологами этой же партии И. В. Ребезо, Н. В. Афанасьевой, Э. Н. Лось, К. П. Мартыновой, Н. А. Касаткиной, В. И. Андреевой, а также младшим научным сотрудником ЛГУ Н. И. Красновой.

С особой благодарностью авторы отмечают помощь Е. О. Погребницкого (ЛГУ), который постоянно консультировал проведение полевых и камеральных работ и осуществил редактирование настоящей монографии.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Ковдорский массив находится в юго-западной части Кольского п-ова, в Кировском р-не Мурманской области (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов на Кольском полуострове.

1 — Сельярвский; 2 — Гремяха-Вырмес; 3 — Ковдорский; 4 — Африканский; 5 — Лесная варака; 6 — Озерная варака; 7 — Салмагорский; 8 — Песочный; 9 — Салланлатвинский; 10 — Вуори-Ярви; 11 — Ковдорозерский; 12 — Турий мыс.

Район представляет собой холмистую местность со сглаженными или плоскими возвышенностями и более или менее пологими склонами. Геоморфология Ковдорского массива отчетливо отражает его геологическое строение. Центральная часть, сложенная оливинитами, по рельефу представляет собой небольшую пологую возвышенность Низка-ваара. Зона метасоматических, сильно ослюденелых пород, расположенная на периферии оливинитового ядра,

характеризуется наиболее пониженным рельефом, представляя собой кольцевую, как правило, заболоченную лоцину.

Массив окружен кольцом гор (Мого-вид на востоке и севере, Уди-вид и Воцу-ваара на западе, Пилькома-сельга на юго-западе), сложенных более устойчивыми к процессам выветривания щелочными породами периферийной части массива (ийолит-мельтейгитами и фенитами). Превышения окружающих массив гор относительно оз. Ковдор достигают 250 м. Оз. Ковдор, вытянутым почти в широтном направлении, массив делится на северную и южную части.

Климат района относительно мягкий, зима продолжительная, а лето дождливое и короткое. Среднемесячная температура воздуха по многолетним наблюдениям изменяется от $-13,6$ (в июле) до $-14,2^{\circ}\text{C}$ (в феврале).

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ковдорский массив и связанное с ним железорудное месторождение открыты в 1933 г. К. М. Кошицем. С тех пор геологические исследования на массиве производятся почти непрерывно. В них участвовали Д. Ф. Мурашов (1934 г.), С. А. Ступаков (1935 г.), И. Т. Бахирев и Ю. П. Ивенсен (1939 г.) и др. Все они не внесли существенных изменений в представления К. М. Кошица о скарно-вом контактово-метаморфическом характере магнетитового месторождения и об осадочном характере карбонатных пород. Фениты, окружающие массив, рассматривались ими как интрузии щелочных сиенитов.

В 1940 г. Ленинградским геологическим управлением были начаты детальная разведка железорудного месторождения и геологическая съемка массива.

Одновременно были составлены геологическая карта района (А. Е. Алешунина) и карта четвертичных отложений массива (И. М. Покровская). Д. В. Шифрип и В. И. Намоюшко, руководившие детальной разведкой, охарактеризовали железорудное месторождение и отнесли его к инъекционно-метасоматическому типу, а Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов впервые составили геологическую карту массива. Ими впервые установлено кольцевое строение массива, в ядре которого расположены ультрабазиты, а на периферии щелочные породы, описаны как своеобразные интрузивные образования мелилитовые породы (турьяиты), выделены пять интрузивных фаз формирования массива (от древних к молодым): 1) оливиниты, перидотиты и пироксениты, 2) щелочные породы ийолит-якупирангитовой серии, 3) турьяиты, 4) породы железорудного комплекса, 5) карбонатиты. Работы не были закончены в связи с началом Великой Отечественной войны. По полевым работам 1940—1941 гг. в 1945 г. Г. М. Красновским был произведен подсчет запасов и дана промышленная оценка железорудного месторождения. Запасы были утверждены в ГКЗ в 1946 г. Г. М. Красновский пришел к выводу

о метасоматическом генезисе большинства щелочных пород и высказывает сомнение в кольцевом строении массива.

Ц. Г. Златкинд и А. И. Шалимов впервые обратили внимание на интенсивную флогопитизацию пород (связанную, по их мнению, с воздействием интрузии турьяитов на оливиниты) и процессы гидратизации слюды в коре выветривания. Г. М. Красновский (1945) опубликовал первые химические анализы флогопита.

В 1945—1946 гг. Ковдорский массив изучался одной из партий АН СССР под руководством Н. Д. Соболева. Последний совместно с Б. М. Куплетским выделил шесть интрузивных фаз формирования массива: 1) ийолиты, 2) оливиниты, 3) магнетитовые руды, 4) ийолиты, 5) карбонатиты, 6) нефелиновые сиениты. Н. Д. Соболев впервые указал на промышленное значение вермикулита и детально охарактеризовал сунгулит, относя его к гидротермальным минералам. Мелилитовые образования Н. Д. Соболев считает производными ассимиляционного процесса известковистых отложений. Б. М. Куплетский, давший петрографическую характеристику мелилитовых пород, приходит к выводу об их контактово-реакционном генезисе.

В 1948—1950 гг. Ленинградским геологическим управлением производился комплекс работ по завершению геологической съемки массива и доразведки железорудного месторождения. Съемкой руководили Н. А. Волотовская, разведкой — В. И. Намоюшко и А. С. Михячев. Н. А. Волотовской были подтверждены основные выводы Ц. Г. Златкинда и А. И. Шалимова о кольцевом строении массива и порядке формирования пород. Образование железных руд происходило, по ее мнению, в условиях, близких к гидротермальным. Н. А. Волотовская детально изучила флогопит и впервые подробно охарактеризовала изменение его оптических свойств при гидратизации в коре выветривания.

В 1953 г. по инициативе Г. Г. Родионова, П. П. Боровикова, В. П. Петрова, А. Н. Петрова и М. С. Зискинда впервые были организованы поиски флогопита, для чего О. П. Луниной (трест Ленгеолнеруд) был составлен проект поисковых работ.

В 1954 г. Енской экспедицией треста Ленгеолнеруд (П. П. Скабичевский, Л. В. Калафати) была отобрана слюда, обнаруженная в большом количестве при рытье водопроводных траншей. Слюду исследовали в лаборатории Ленинградского отделения Гипрониислюды и определили как вермикулит. Поиски крупнопластинчатой негидратизированной слюды в условиях почти полного отсутствия обнажений положительных результатов не дали.

В 1955 г. трестом Ленгеолнеруд по инициативе А. Н. Агеева, А. Н. Петрова и М. С. Зискинда были организованы поиски вермикулита. Работами руководили К. Н. Свитальская и Е. В. Свирская. Ими были выделены участки с повышенной концентрацией вермикулита в северо-восточной части массива. Одновременно в небольшом масштабе проводились поиски флогопита. Для этих целей было пробурено несколько скважин, вскрывших не только весь разрез коры выветривания, но и свежие породы.

К этому же периоду относятся исследования А. В. Сидоренко, (1956, 1958), который впервые доказал древний возраст коры выветривания на массиве, гипергенный характер гидратизации флогопита и превращения его в вермикулит.

В 1958 г. по приказу Главгеологии РСФСР СЗТГУ были начаты широкие поиски вермикулита и детальная разведка наиболее перспективных участков месторождений. Работами руководили В. И. Терновой и Е. В. Свирская, а с 1960 г. — В. И. Терновой, С. С. Осипов и Б. И. Сулимов.

По данным этих работ В. И. Терновой (1960) отмечал, что вермикулитовые руды образуют мощную полукольцевую зону и распространяются в пределах коры выветривания на глубину 20—70, реже 100—150 м. Было доказано, что степень гидратизации слюд снижается не только с глубиной, но и к периферии массива от меридионального разлома, прослеживающегося в оливинитовом ядре массива. Последовательность преобразования флогопита представлялась по следующей схеме: флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит. Крайняя степень изменения флогопита до сунгулита отмечалась только в зоне разлома и связывалась с гидротермальным изменением пород.

Разведка вермикулитового месторождения и благоприятные перспективы его промышленного использования привлекли большое внимание. Главгеологией РСФСР, МГ и ОН СССР, ИГЕМ АН СССР, Кол. фил. АН СССР и ВСЕГЕИ (Б. М. Косов, Ю. Б. Голуб, Г. А. Фонтанов, М. М. Дубовик, Б. М. Григорович, В. И. Долина, П. П. Боровиков, В. П. Петров, Д. Д. Теннер, Д. П. Болотников, И. А. Львова, В. И. Терновой, П. П. Токмаков и др.) была проведена большая работа по распространению опыта поисков и оценки месторождения вермикулита и организации поисков в других районах СССР. В результате за последние несколько лет открыты новые крупные месторождения вермикулита: Потанинское на Урале, Кокшаровское на Дальнем Востоке, ряд месторождений в Приазовье, в Казахстане и в других районах. Оконтуривание вермикулитового месторождения на Ковдорском массиве позволило установить основные генетические типы и закономерности распределения слюд и организовать поиски негидратизированной электроизоляционной слюды — флогопита. В 1958—1959 гг. группой геологов под руководством В. И. Тернового выделены наиболее перспективные участки и организовано их планомерное изучение с помощью глубокого бурения.

Промышленные скопления флогопита обнаружены впервые в 1960 г. С этого времени была начата геологическая съемка всей площади слюдonoсного полукольца с широким использованием глубокого поискового бурения, а с 1962 г. детальная разведка Главной флогопитовой залежи путем проходки шахты и двух горизонтов подземных выработок. Весь комплекс поисково-съемочных и разведочных работ выполнен Ковдорской ГРП СЗТГУ в тесном сотрудни-

стве с целым рядом организаций. Проходка горных выработок осуществлялась Ковдорским горнообогатительным комбинатом, технологические испытания флогопита выполнены Всесоюзным электротехническим институтом им. В. И. Ленина (В. Б. Березин, П. М. Сагал), Ленинградским Гипронинеметаллорудом (Г. П. Федосеев) и Филинской слюдяной фабрикой (А. Т. Макаров и др.).

Изучение технологических свойств вермикулита и внедрение его в промышленность проводятся начиная с 1958 г. коллективами научных сотрудников Кольск. фил. АН СССР, Механобра и Гипронинеметаллоруда.

Тематические исследования по минералогии и петрологии массива выполнены в большом объеме ЛГУ (А. А. Кухаренко, О. М. Римская-Корсакова, Н. И. Краснова), ВСЕГЕИ (М. П. Орлова, Э. А. Багдасаров), ИГЕМ АН СССР (В. П. Петров, П. П. Токмаков, В. А. Кононова, А. А. Глаголев), ИМГРЭ АН СССР (Л. С. Бородин, А. В. Лапин, Ю. Л. Капустин), Кольск. фил. АН СССР (А. П. Афанасьев, А. В. Атаманов, Ю. М. Кирнарский), ЛГИ (М. Н. Чуева), Гиредмет (В. П. Пятнов) и др.

Проведение тематических исследований способствовало успешному завершению поисково-разведочных работ. С 1965 г. началась промышленная эксплуатация месторождения.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КОВДОРСКОГО МАССИВА

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ

Ковдорский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатов располагается среди гнейсов и гнейсо-гранитов беломорской серии. Породы беломорской серии слагают огромную полосу, длиной около 340, шириной 40—60 км, охватывающую Северную Карелию и юго-западную часть Кольского полуострова. Возраст их по аналогии с такими же породами Швеции и Финляндии определяется как нижнеархейский (свионий). Абсолютный возраст 1800—2000 млн. лет (Герлинг, 1956). Процессы мигматизации, графитизации и метасоматоза сильно видоизменили облик первично осадочных пород беломорской серии, что весьма затрудняет расшифровку геологического строения и структуры района.

Согласно представлениям Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова, А. И. Захарченко и В. С. Смирновой (1960), беломорская серия пород расчленяется на три толщи — нижнюю, среднюю и верхнюю, собранные в сложную систему складок.

Нижняя (керетьская) толща представлена биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с подчиненными амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Средняя (хетолампинская) толща сложена преимущественно амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, а верхняя (лоухская) — гранато-биотитовыми, кианито-гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами.

Гнейсы и гранито-гнейсы в районе массива включают отдельные тела габбро и габбро-норитов архейского возраста и пересечены системой жил микроклиновых или плагио-микроклиновых пегматитов. Длина жил достигает 100 м, мощность от 0,5 до 17 м. Преимущественное простирание жил 300—340°.

Основным структурным элементом является центральный Енско-Лоухский синклиниорий северо-западного простирания, ядро которого сложено верхней толщей, а крылья породами средней и нижней толщ. Синклиниорий осложнен более поздней складчатостью II и III порядков.

Ковдорский массив приурочен к восточному крылу Енско-Лоухского синклипория и имеет эруптивные контакты с вмещающими породами. Породы Ковдорского массива являются самыми молодыми коренными образованиями района. Абсолютный возраст пород массива, определенный аргонным и гелиевым методом (Герлинг,

1961), составляет 338—426 млн. лет, что позволяет А. А. Кухаренко [Кухаренко и др., 1965] отнести его к среднепалеозойским образованиям.

В плане массив имеет овальную форму (рис. 2), несколько вытянутую в субмеридиональном направлении. Площадь его в современном срезе 40,5 км². Геологические и геофизические данные показывают, что контакты массива крутые (преимущественно к центру), а глубина распространения равна по крайней мере нескольким километрам.

Строение массива отчетливо кольцевое, что обусловлено последовательным внедрением тяготеющих к единому центру различных по составу интрузий и сопровождающими их явлениями метасоматоза. В сложении массива наряду с интрузивными участвуют и метасоматические породы, на долю которых приходится не менее половины всей площади современного эрозионного среза.

Отчетливо выделяются три этапа развития массива: магматический, послемагматический и экзогенный.

МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

С этим этапом связано образование всех крупнейших комплексов пород массива. Выделяются две основные фазы интрузии: I фаза — оливиниты, II фаза — щелочные породы.

Оливиниты являются древнейшими на массиве образованиями. Они слагают ядро массива и в настоящее время занимают площадь около 8 км². Реликтовые участки оливинитов, размером от первых сантиметров до нескольких десятков метров, встречаются среди пироксеновых, слюдяно-пироксеновых, монтичеллитовых, мелилитовых и других пород, окружающих с периферии оливиниты ядра. Количество и размеры таких реликтов к периферии массива постепенно уменьшаются. Все это позволяет считать, что интрузия оливинитов на современном эрозионном срезе когда-то занимала почти всю площадь массива. Неизмененные оливиниты — однородные серые и темно-серые среднезернистые породы, массивные, с панидиоморфнозернистой или сидеронитовой структурой. Кроме оливина в их состав входит титаномagnetит, содержание которого обычно составляет 6—10, реже 15—18%.

Щелочные породы образуют почти сплошное, но не выдержанное по мощности периферийное кольцо. Общая площадь щелочных пород около 10 км².

Среди щелочных пород выделяются три разновидности: однородные среднезернистые массивные ийолиты и ийолит-мельтейгиты, распространенные в южной части массива, ийолит-уртиты средние и крупнозернистые, неоднородные, часто полосчатые, с явными следами перекристаллизации, и турьяиты, которые вместе с ийолит-уртитам в основном располагаются в северной части массива.

Ийолиты, ийолит-мельтейгиты и ийолит-уртиты различаются варьирующим соотношением главных минералов (нефелина и пиро-

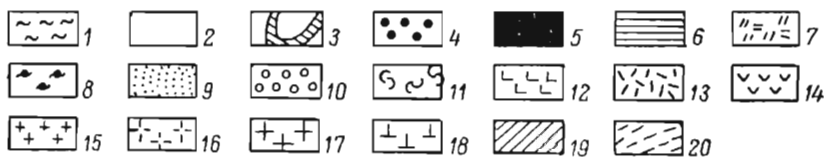
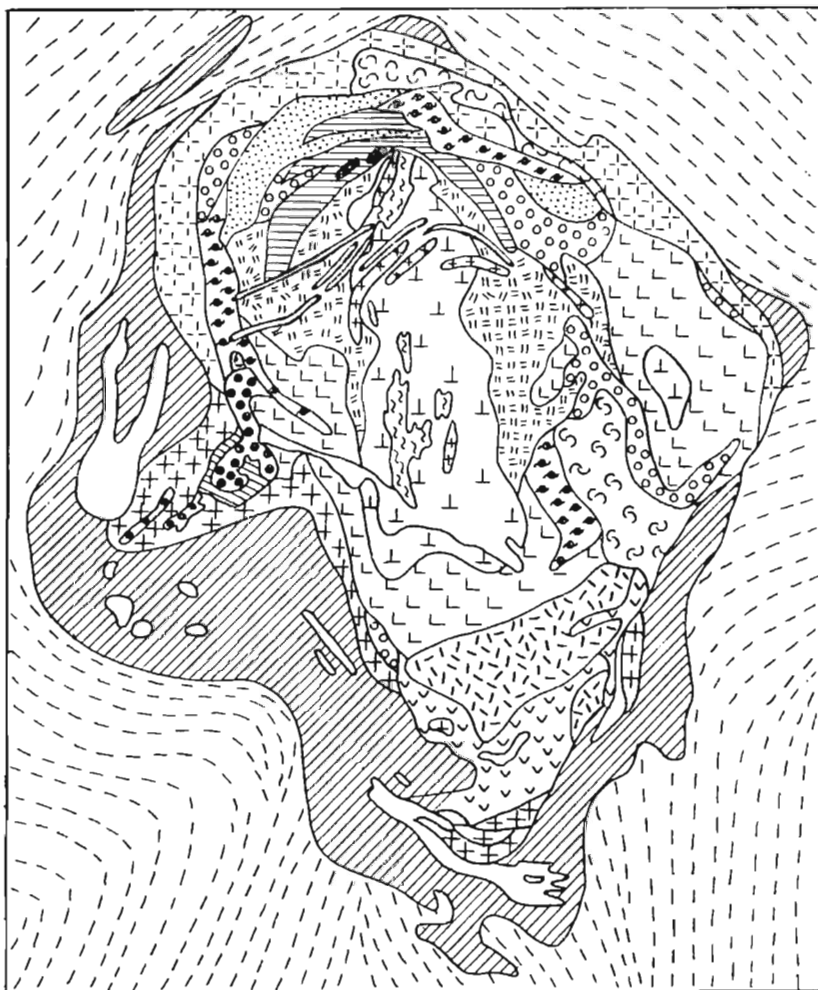


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива.

1 — сунгулитовые образования; 2 — карбонаты; 3 — апатит-форстеритовые породы; 4 — магнетитовые руды; 5 — флогопит-диопсид-оливиновые породы, гигантозернистые; 6 — то же, среднезернистые и крупнозернистые; 7 — флогопитизированные и дуплексизированные оливиниты; 8 — гранатовые скарны; 9 — жюпитеритовые породы; 10 — меланиты; 11 — турьилиты; 12 — пироксениты; 13 — слюдисты и слюдисто-пироксеновые породы; 14 — якупирангиты; 15 — полевошпатовые ийолиты и нефелиновые снейнты; 16 — крупнозернистые ийолит-уртиты; 17 — среднезернистые ийолит-мельтегиты; 18 — оливиниты; 19 — фсезиты; 20 — гнейсы.

ксена) и аксессуарными примесями. Для ийолитов и ийолит-мельтейгитов южной части кольца щелочных пород характерны аксессуарные сфен, магнетит, редко сульфиды, для ийолит-уртитов — шорломит, перовскит, магнетит, апатит.

На магматический генезис ийолитов, ийолит-мельтейгитов и ийолит-уртитов указывают массивные или гипидиоморфнозернистые структуры, устойчивость ассоциации нефелин + пироксен, наличие ксенолитов оливинита и гнейсов в этих разновидностях щелочных пород и большое количество даек, идентичных по составу и структуре щелочных пород в окружающих массив фенитах и оливинитах ядра.

Наблюдающиеся пересечения даек среднезернистых ийолит-мельтейгитов дайками крупнозернистых ийолит-уртитов с шорломитом позволяют предполагать, что внедрение щелочных пород произошло в две подфазы: I подфаза — среднезернистые ийолиты и ийолит-мельтейгиты и II подфаза — крупнозернистые ийолит-уртиты. Однако непосредственные взаимоотношения этих разновидностей щелочных пород нигде не наблюдались, поэтому принадлежность их к двум разновозрастным группам считать окончательно нельзя.

Турьяиты развиты в значительно меньшей степени, чем указанные выше разновидности щелочных пород. Основная масса их расположена в северной части массива, где они тяготеют к южной оконечности интрузии ийолит-уртитов. Здесь они образуют полукольцевую зону мощностью 0,6—1,0 и длиной около 5 км. Крупное тело турьяитов встречено на востоке массива, где они также тесно связаны с щелочными породами. Главными минералами турьяитов являются нефелин, мелилит и пироксен, аксессуарные — те же, что и в ийолит-уртитах (шорломит, магнетит, перовскит, апатит).

Для турьяитов характерны тесная перемежаемость и постепенные переходы в ийолит-уртиты, устойчивость ассоциации нефелин + мелилит + пироксен, гипидиоморфнозернистые и массивные текстуры. В турьяитах изредка встречаются ксенолиты оливинитов с точно такими же зональными флогопит-пироксеновыми оторочками, что и вокруг ксенолитов оливинитов в ийолитах. Все эти данные согласуются с представлениями Ц. Г. Златкин (1945) и Н. А. Волотовой (1952) об интрузивной природе турьяитов.

Приуроченность к контакту щелочных интрузий с оливинитами, тесная перемежаемость и постепенные переходы к ийолит-уртитам, близость к последним по минеральному и химическому составу позволяют предполагать, что турьяиты и ийолиты-уртиты являются продуктом кристаллизации одной и той же магмы. При этом турьяиты представляют краевую фацию щелочной интрузии, обусловленную ассимиляцией магмы ультраосновных пород.

Внедрение щелочной интрузии по кольцевому разлому на контакте оливинитов с вмещающими гнейсами сопровождалось мощным метасоматозом тех и других пород. В результате в эндоконтакте образовалась сплошная кольцевая зона апооливинитовых метасоматитов, а в экзоконтакте — ореол фенитов. Мощность зоны апооли-

винитовых метасоматитов достигает 3—4 км. В них почти повсеместно встречаются реликты оливинитов, размеры которых иногда достигают сотен метров.

Каждая подфаза интрузии щелочных пород характеризуется своим зонально построенным ореолом апооливинитовых метасоматитов.

Зональность метасоматитов, связанных с ийолитами I подфазы:

Ийолиты	Щелочные пироксениты (якуширангиты)	Слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты	Пироксениты с флогопитом	Пироксенизированные оливиниты с флогопитом	Оливиниты
---------	-------------------------------------	---------------------------------------	--------------------------	--	-----------

Зональность метасоматитов, связанных с ийолит-уртитам и турьяитами II подфазы:

Ийолит-уртиты и турьяиты	Мелилититы	Монтчеллититы	Мелилитизированные и монтчеллитизированные оливиниты	Оливиниты
--------------------------	------------	---------------	--	-----------

Первый тип метасоматической колонки магматического этапа

Щелочные пироксениты распространены только в южной части массива, где они примыкают к ийолитам II подфазы. Кроме преобладающего пироксена (эгирип-диоксида), близкого по составу к пироксенам ийолитов, в них в большем или меньшем количестве устанавливается нефелин, образующий полосы, жилкообразные скопления и цепочки метакристаллов, замещающих пироксен. Нефелинизация характерна только для щелочных пироксенитов, причем интенсивность ее заметно снижается при удалении от интрузии ийолитов. Типоморфные акцессории — сфен, перовскит и титаномагнетит. В щелочных пироксенитах часты реликты слюдяно-пироксеновых пород и слюдитов.

Слюдяно-пироксеновые породы и пироксениты распространены значительно шире, образуя мощное полукольцо шириной до 2 и общей длиной более 12 км, примыкающее к щелочным пироксенитам, либо непосредственно к ийолитам в южной части массива. Реликтовые участки этих пород встречаются среди мелилититов и монтчеллититов, а также более поздних образований флогопитового комплекса, в северной части массива. Все это позволяет считать, что слюдяно-пироксеновые породы и пироксениты когда-то слагали почти сплошное, не выдержанное по мощности кольцо. Пироксен в них представлен диоксид-авгитом, слюда — бурым или буровато-зеленым железистым флогопитом (коэффициент железистости 22%).

Акцессорные — титаномагнетит, перовскит. Среди слюдяно-пироксеновых пород и пироксенитов обычны реликты оливинитов.

Слюдиты образуют дугообразную полосу длиной более 2 км и шириной 200—300 м в южной части массива. Тяготеют они к переходной зоне между щелочными пироксенитами и слюдяно-пироксеновыми породами. Кроме бурого железистого флогопита в их состав входят титаномагнетит, содержание которого достигает 20—30%, и акцессорный перовскит. В слюдитах обычны реликты оливинитов.

Пироксенизированные и флогопитизированные оливиниты распространены еще более широко, чем слюдяно-пироксеновые породы и пироксениты. Они окружают сплошным кольцом оливиниты ядра массива и являются, по существу, переходной зоной между оливинитами, с одной стороны, и слюдяно-пироксеновыми породами и пироксенитами, с другой. Степень флогопитизации и пироксенизации оливинитов весьма неравномерная, что и определяет их неоднородный пятнистый характер. Эти их особенности отмечались еще на ранних этапах изучения Ковдорского массива. Однако они принимались за «перидотиты», образованные совместно с оливинитами и пироксенитами в результате дифференциации одной и той же порции магмы (Ц. Г. Златкин, 1945; Н. А. Волотовская, 1952).

В настоящее время более поздний метасоматический генезис этих пород не вызывает сомнений у большинства геологов. Тем не менее механизм их формирования еще остается дискуссионным. Так, например, А. А. Кухаренко [Кухаренко и др., 1965] образование их считает результатом пироксенизации оливинитов под воздействием более поздней, чем оливиниты, интрузии пироксенитов.

Наши данные позволяют рассматривать всю гамму пироксеновых пород (начиная от щелочных пироксенитов, вместе со слюдяно-пироксеновыми породами, слюдитами, пироксенитами и пироксенизированными оливинитами) как элементы одной инфильтрационной метасоматической колонки, возникшей по оливинитам одновременно с внедрением щелочной интрузии ийолитов I подфазы. Об этом свидетельствуют приуроченность их к контакту ийолитов с оливинитами, зональное строение метасоматитов и закономерная, весьма постепенная смена одних зон другими, наличие реликтов пород передовых зон в тыловых (слюдитов в щелочных пироксенитах, оливинитов в слюдитах, слюдяно-пироксеновых породах и пироксенитах), неустойчивость минерального состава (пироксен всегда замещает оливин, а флогопит — пироксен).

Отчетливо прогрессивный характер метасоматоза оливинитов, четко фиксируемое время образования метасоматитов между внедрением интрузии ийолитов и ее дайковой фации (дайки ийолитов и ийолит-мельтейгитов секут все зоны метасоматитов, включая и оливиниты) — все это позволяет относить формирование рассматриваемой метасоматической колонки к магматическому этапу, по классификации Д. С. Коржинского (1953).

Второй тип метасоматической колонки магматического этапа

Мелилититы и монтичеллититы наиболее развиты в северной части массива и пространственно приурочены к контакту интрузии турьяитов с оливинитами или слюдяно-пироксеновыми породами. Иногда они располагаются непосредственно между ийолит-уртитам и оливинитами. Эти породы представляют собой типичные метасоматические образования и отличаются непостоянным минеральным составом, зависящим как от состава исходных пород, так и от интенсивности метасоматоза. В мелилититах обычны реликты слюдяно-пироксеновых пород, оливинитов и монтичеллититов. Преобладают реликты оливинитов.

Монтичеллититы представляют собой передовую (фронтальную) зону, возникающую при мелилитизации оливинитов. Мощность этой зоны колеблется в широких пределах, достигая сотен метров. Иногда она практически отсутствует, мелилитизации подвергаются непосредственно оливиниты. Однако и в этих случаях на контакте зерен мелилита и оливина микроскопически всегда обнаруживается кайма монтичеллита. В случае мелилитизации слюдяно-пироксеновых пород и пироксенитов монтичеллитовая зона отсутствует.

Широко наблюдаемые процессы мелилитизации слюдяно-пироксеновых пород, пироксенитов, слюдитов, изредка отмечаемые факты мелилитизации щелочных пироксенитов, а также тесная пространственная связь мелилититов и монтичеллититов только со второй разновидностью щелочных пород (ийолит-уртитам и турьянтами) — все это еще раз подтверждает обоснованность выделения двух подфаз щелочной интрузии.

Мелилититы и монтичеллититы прорываются дайками ийолит-уртитов и турьяитов. Следовательно, возраст их определяется довольно четко. Они образовались позже апооливинитовых метасоматитов, связанных с I подфазой интрузии щелочных пород, но раньше дайковой фазы II подфазы щелочной интрузии. Все это позволяет рассматривать их как метасоматические производные II подфазы щелочной интрузии.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Образования послемагматического этапа занимают сравнительно небольшие площади, но они представляют наибольший промышленный интерес. С ними связаны гранат-амфибол-монтичеллитовые, слюдяно-гранатовые и другие скарноподобные породы, называемые нами сокращенно гранатовыми скарнами, месторождения флогопита, апатито-магнетитовых руд и карбонатитов.

Гранатовые скарны являются наиболее ранними послемагматическими образованиями. Пространственно они приурочены в основном к мелилититам и турьянтам. Однако скарпированию подверглись не только мелилититовые породы, но и монтичеллититы, ийолит-

ты, различные пироксеновые породы и оливиниты. Крупные линейно вытянутые зоны скарноподобных пород располагаются на севере, западе и востоке массива. Формирование их происходило в две подстадии. К первой относятся гранатсодержащие среднезернистые породы с амфиболом, монтичеллитом и ярко-зеленым флогопитом. Ко второй — топкозернистые скарноподобные, более низкотемпературные породы, состоящие в основном из гидроксилсодержащих минералов и кальцита. Количество их по сравнению с первой разновидностью невелико. Процесс скарнирования редко приводил к полному замещению исходных пород, реликты которых всегда присутствуют в обилии. Благодаря неравномерному распределению минералов скарнам свойственны пятнистые окраски. Характерна зависимость парагенезисов минералов от состава вмещающих пород. Так, по оливинитам образуются амфибол-монтичеллитовые или (при сильном изменении) гранат-амфибол-монтичеллитовые породы. По мелилититам и пироксенитам развивается амфибол-гранатовая ассоциация, по ийолитам и турьянитам — слюдяно-гранатовая.

Флогопитовое месторождение расположено в северной части массива и приурочено к комплексу флогопит-диопсид-оливиновых пород (условно названному нами флогопитовый комплекс), слагающему подковообразную концентрическую зону общей длиной 8, мощностью до 1—1,5 км. Весь комплекс представлен метасоматическими породами, развивающимися преимущественно по слюдяно-пироксеновым породам, мелилититам, гранатовым скарнам и отчасти по слабо измененным оливинитам ядра массива. Флогопитовый комплекс характеризуется зональным строением. В центральных частях его располагаются оливиновые и флогопит-оливиновые породы, в периферийных — флогопит-диопсидовые. В контактах с турьянитами и гранатовыми скарнами кроме того широко распространены диопсид-амфиболовые породы. Зональность подчеркивается закономерной сменой структуры метасоматитов: от гигантозернистой и пегматоидной в центре до средне- и мелкозернистой на периферии.

Выделяются, по крайней мере, четыре стадии формирования флогопитового комплекса: 1) образование и перекристаллизация флогопит-диопсид-оливиновых пород, 2) оливинизация, 3) апатитизация, 4) кальцитизация. Две последние стадии выражены слабо и существенного значения на строение и состав флогопитового месторождения не оказывают.

Месторождение апатито-магнетитовых руд (железорудный комплекс) располагается в юго-западной части массива среди ийолитов и пироксенитов и приурочено к крупной вертикальной зоне разлома субмеридионального простирания. К юго-западу от основного месторождения наблюдается серия мелких, на поверхности разобщенных линейно вытянутых тел железных руд. Наибольшее из них имеет длину 700, мощность 30—40 м. Помимо этого маломощные крутопадающие магнетитовые жилы в обилии встречаются в самом центре массива среди оливинитов ядра (центральная магнитная аномалия).

В зависимости от минерального состава руды подразделяются на оливин-магнетитовые, апатит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые. Рудная залежь окружена сплошной оторочкой безрудных апатит-оливиновых и слюдяно-apatит-оливиновых пород мощностью от 20—30 до 100—120 м. Установлено, что первичными являлись массивные оливин-магнетитовые руды средне- и крупнозернистые, реже пегматоидные. Оливин и магнетит при этом образуют устойчивую ассоциацию. По всей вероятности, кристаллизация их проходила в условиях, близких к эвтектическим из падкритических флюидов. Под воздействием апатитизации и карбонатизации оливин-магнетитовые руды были затем сильно изменены (apatитизированы и карбонатизированы). Наиболее интенсивно эти процессы проявились в южной залежи, вследствие чего руды крайне неоднородны по составу и структуре и сильно перекристаллизованы. К южному участку приурочены основные запасы апатита, представляющие промышленный интерес при попутной добыче.

Безрудная оторочка образовалась вследствие метасоматоза вмещающих пород при отщеплении от флюидов наиболее легкоподвижной части. Характерна зависимость минерального состава безрудных пород от вмещающих. По пироксенитам, например, образуются апатит-оливиновые и оливиновые породы. Ийолиты, как правило, превращаются в мелкочешуйчатый слюдит. Маломощные оторочки мелкозернистого сложения часто наблюдаются и вокруг мелких тел железных руд на юго-западе и даже в зальбандах отдельных жил, сложенных однородной оливин-магнетитовой рудой.

И флогопитовое, и железорудное месторождения сформировались примерно одновременно. Об этом говорит более молодой возраст их по отношению ко всем ранее описанным породам, включая гранатовые скарны, реликты которых наблюдаются среди краевых метасоматитов обоих месторождений. В то же время, оба комплекса являются более древними по отношению к секущим их карбонатам. Характерно, что минеральный состав их близок. В обоих месторождениях присутствуют оливин, апатит, магнетит, изумрудно-зеленый и красный флогопиты, кальцит, диоксид. Разница заключается лишь в количественных соотношениях минералов.

Однако если магнетитовые руды сформировались в результате выполнения полостей, то флогопитовый комплекс целиком метасоматический. Растворы, породившие метасоматиты флогопитового комплекса, поднимаясь по ослабленной зоне, были значительно обогащены легкоподвижными компонентами (CO_2 , P_2O_5 , K_2O , Na_2O , CaO , H_2O) и почти не содержали наиболее инертных компонентов (MgO , FeO), свойственных железорудному месторождению, локализованному в открытых полостях. Формирование обоих месторождений происходило в условиях падения температур, постепениной эволюции растворов и затухания процессов. Так, процесс апатитизации на обоих месторождениях смещается карбонатизацией и гистерогенным разложением, обусловившим появление комплекса низкотемпературных минералов: серпентина, клиногумита, кальцита.

Оживление магматического очага в период формирования железорудного месторождения привело к внедрению большого количества сиенитовых даек. Мощность даек колеблется от первых сантиметров до 100 м и более, длина достигает 1—2 км.

Ц. Г. Златкинд и Н. А. Волотовская связывали эти дайки с кольцевой интрузией щелочных пород, выделяя их как специальную подфазу. Однако сиенитовые дайки по времени резко оторваны от интрузии щелочных пород и сопровождавших их даек ийолит-мельтейгитов и ийолит-уртитов. Они секут не только оливиниты и все метасоматиты магматической стадии, но и гранатовые скарны, породы флогопитового комплекса и оливино-магнетитовые руды. По существу, эти дайки являются внутрирудными, так как процесс формирования железорудного месторождения начинался с оливино-магнетитовых руд и заканчивался образованием карбонатитов, а сиенитовые дайки секут оливино-магнетитовые руды и, в свою очередь, пересекаются карбонатитами.

Минеральный состав этих даек широко варьирует, но резко отличается от состава ийолит-уртитов интрузии и даек II интрузивной фазы. Кроме нефелина и пироксена в сиенитовых дайках в большем или меньшем количестве присутствует калиевый полевой шпат. Если для щелочных пород II фазы характерной аксессуарной примесью является сфен, то для сиенитовых даек — эвдиалит.

Все это позволяет связывать образование даек сиенитов с самостоятельной внутрирудной фазой интрузивной деятельности единого магматического очага.

Карбонатиты относятся к наиболее молодым послемагматическим образованиям. Они известны как внутри массива, так и в особенности за его пределами. Общая площадь, занимаемая карбонатитами, составляет 2 км². Можно выделить несколько стадий их формирования.

К наиболее ранним относятся эгирин-кальцитовые карбонатиты с бурым флогопитом и сфеном. Они распространены главным образом на крайнем юге массива, где слагают линейно вытянутые в субширотном направлении тела длиной свыше 2 км при мощности до 250 м, залегающие среди ийолитов и фенитов.

Кальцитовые карбонатиты второй стадии наиболее распространены и слагают более $\frac{4}{5}$ площади всех известных карбонатитовых залежей. Формировались они в разной структурно-тектонической обстановке, что отразилось, естественно, на минеральном составе и геологическом строении тел. На юге массива карбонатиты второй стадии, возникшие главным образом на местах ранних эгирин-кальцитовых карбонатитов, сохраняют примерно ту же ориентировку полосчатости и сходны с ними по морфологии тел. Силикатные примеси в карбонатитах представлены диопсидом и буровато-зеленым флогопитом. Редко появляется форстерит. Из аксессуарных минералов присутствуют бадделейт, циркелит, пирохлор. Карбонатиты второй стадии наиболее развиты на западе и в центре массива. Крупные залежи кальцитовых карбонатитов, расположенные к западу

от железорудного месторождения, падают на восток под углами 40—50°. Ливейные и неполноконические жилы карбонатитов, встречающиеся в северной половине массива, наклонены к центру его под пологими углами (25—40°). Мелкие штокообразные тела тех же пород, известные внутри железорудной залежи, имеют вертикальное падение. Для всех описываемых тел и жил характерны резкие и секущие контакты с вмещающими породами, особенно это свойственно жильным телам северной половины массива. Зависимость минерального состава от состава вмещающих пород отсутствует. Указанные особенности говорят о том, что формирование данных разновидностей карбонатитов происходило преимущественно путем выполнения полостей и открытых трещин.

В третью стадию образовались доломит-кальцитовые карбонатиты с клиногумитом, тетраферрифлогопитом (красным флогопитом с обратной схемой абсорбции), апатитом, магнетитом, пиритом, халькопиритом. Они слагают маломощные линейно вытянутые зоны с расплывчатыми очертаниями внутри залежей карбонатитов ранних стадий.

Наконец, в четвертую стадию образовались мелкие жилы доломитовых карбонатитов с тремолитом, серпентином, тетраферрифлогопитом, цирконом, незначительно распространенные на массиве.

Самыми поздними магматическими породами, возникшими уже после формирования главнейших разновидностей карбонатитов, являются нефелиниты, слагающие мелкие дайки на юге массива. Мощность даек невелика (от нескольких сантиметров до первых метров). Они прорывают ийолиты, щелочные пироксениты, фениты и карбонатиты первых двух стадий (в карбонатитах третьей и четвертой стадий они пока не отмечались). Падение даек направлено к северу и северо-востоку под углами 10—40°. Различаются тонкозернистые нефелиниты и меланонефелиниты, практически лишенные вкрапленников, и порфировидные нефелиниты с вкрапленниками пироксена, бурого флогопита, оливина, канкринитизированного нефелина. Основная масса нефелинитов состоит из тонкозернистого эгирин-канкринитового агрегата, карбонатизированного в различной степени. Акцессорные минералы представлены сфеном, перовскитом, апатитом, магнетитом.

Стадийность внутри каждого этапа обусловлена периодическими тектоническими подвижками. Преобладают кольцевые и неполнокольцевые концентрические нарушения как в период магматического, так и послемагматического этапов развития массива. Этим и обусловлена кольцевая и концентрически зональная морфология интрузивных и постмагматических образований (кольцо интрузивных щелочных пород, серповидная концентрически зональная залежь флогопитовых пород, концентрические дайки сиенитов и жилы карбонатитов). Однако план деформации существенно изменялся от одной стадии к другой. Так, например, концентрическая флогопитовая залежь падает к периферии массива под углами 40—80°, а более поздние дайки сиенитов, контролирующиеся многочислен-

ными концентрическими трещинами, имеют обратное падение (к центру массива). При этом установлено, что падение даек закономерно меняется от сравнительно пологого на периферии оливинитового ядра (20—40°) до крутого и вертикального в самом центре этого ядра. Расчеты показывают, что пучок этих даек сходится в центре массива примерно на глубине 1,2—1,5 км. Еще более поздние карбонатиты, образующие многочисленные концентрические жилы, характеризуются постоянным и сравнительно пологим падением к центру массива.

Общий для всех этапов концентрический план тектонических подвижек осложнялся в отдельных местах образованием меридиональных нарушений. Так, к меридиональному разлому в юго-западной части массива приурочено апатито-магнетитовое месторождение, а в центральной части массива — брекчированные оливиниты, превращенные впоследствии в сунгулит-гидрохлоритовые породы.

ЭКЗОГЕННЫЙ ЭТАП

С экзогенным этапом на Ковдорском массиве связано формирование смешанной линейно-площадной коры выветривания и промышленных вермикулитовых руд.

Мощность коры выветривания на Ковдорском массиве закономерно уменьшается к западу и востоку от меридионального разлома в центральной части массива, характеризующегося брекчированием оливинитов, наличием в них многочисленных меридионально вытянутых даек сиенитов и жил карбонатитов.

Непосредственно в зоне разлома мощность коры выветривания достигает 150 м, а на площадях развития пород флогопитового комплекса 20—50. Еще далее от разлома в метасоматитах магматического этапа (слюдяно-пироксеновых породах, слюдитах, монтчеллититах, мелилититах) мощность коры выветривания незначительна и редко достигает 5—10 м. На периферии массива в ийолит-уртитах и фенитах кора выветривания практически отсутствует.

Полный профиль коры выветривания, особенно четко проявляющийся в плане (от центра к периферии): 1) сунгулитовая зона, 2) вермикулитовая зона, 3) гидрофлогопитовая зона, 4) дезинтегрированная зона.

Сунгулитовая зона резко выделяется от остальных строго локальным линейным развитием. Она прослеживается только вдоль разлома. Ширина зоны колеблется от десятков до сотен метров, в длину она протягивается с перерывами более чем на 5 км. Представлена она сунгулит-иддингситовыми бурыми плотными породами с примесью вермикулита, серпентина и гидроокислов железа. Эти породы формируются по флогопитизированным и диопсидизированным оливинитам, оливинитам и жильным сиенитам, на что указывают многочисленные реликты и реликтовые их участки размером до десятков метров. С глубиной количество и размеры реликтовых участков увеличиваются.

Сунгулитовая зона распространяется на глубину до 100—150 м, сменяясь либо непосредственно невыветрелыми монолитными оливинитами, либо вермикулитовой зоной небольшой мощности.

Отдельные жилы сунгулита мощностью до 10—20 см или пропитанные сунгулитом полосы пород мощностью до 1—2 м наблюдаются во всех зонах выветривания (вермикулитовой, гидрофлогопитовой и дезинтеграции) и даже среди низжезалегающих монолитных пород на глубинах 300—400 м. Однако количество таких жил как на глубину, так и в плане при удалении от существенно сунгулит-иддингситовых пород заметно уменьшается.

Сунгулит-иддингситовые породы на Ковдорском массиве большинством геологов рассматривались как низкотемпературные гидротермальные образования (Ц. Г. Златкин (1945); Н. Д. Соболев [1947]; Н. А. Волотовская (1958); В. И. Терновой [1960]; А. А. Кухаренко и др. [1965], и др.). Аналогичные условия образования сунгулита отмечали Д. С. Белянкин [1932] на Лысой сопке оз. Сунгуль на Урале (откуда термин и получил свое название), Н. А. Ефремов [1939] и Л. Н. Белькова [1959, а, б] на массиве Лесная варака Кольского полуострова.

Приводились следующие наиболее существенные доводы в пользу гидротермального генезиса сунгулита: преимущественно жильная (штокверковая) его морфология, наличие жил сунгулита как среди коры выветривания, так и в нижележащих монолитных породах, парагенезис его с минералами серпентиновой группы и кальцитом.

В. П. Петров, П. П. Токмаков [1963] и А. П. Афанасьев (1963), [1966] предложили новую трактовку генезиса сунгулита, относя его к гипергенным образованиям и выделяя на массивах ультраосновных пород не известный ранее сунгулитовый тип коры выветривания. Согласно их исследованиям, сунгулит-иддингситовые образования представляют собой результат конечного изменения оливинитов в коре выветривания. Аналогом такого процесса является каолинитовая кора выветривания. Наиболее вескими аргументами этой точки зрения на образование сунгулита на Ковдорском массиве являются уменьшение степени сунгулитизации пород с глубиной и в стороны от линейной зоны разлома, редкость жил сунгулита в монолитных невыветрелых породах. С этой точки зрения получают простое, логичное и вполне естественное объяснение факты пространственной и генетической связи вермикулита с сунгулитом, постепенные переходы по схеме флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит, зональное изменение степени гидратизации след на месторождении как в плане, так и на глубину.

На породах флогопитового комплекса кора выветривания имеет четко выраженную вертикальную зональность. Здесь сверху вниз наблюдается следующая смена зон: 1) вермикулитовая, 2) гидрофлогопитовая, 3) дезинтеграции. Суммарная их мощность непосредственно у разлома достигает 80—120 м, при удалении от него кора выветривания постепенно выклинивается. Мощность отдельных зон варьирует в широких пределах. На одних участках преобладает

Магматический этап

Интрузивные породы	Фазы интрузий	Метасоматические образования (производные интрузивных пород)	
		Эндоконтактовые, апооливинитовые	Экзоконтактовые, апогнейсовые
Оливициты	I фаза	--	—
Щелочные породы Ийолиты и ийолит-мельтейгиты	II фаза I подфаза	Щелочные пироксениты, слюдяно-пироксеновые породы, слюдиты, пироксенизированные оливиниты	Фениты и фенитизированные гнейсы
Ийолит-уртиты и турьяиты	II подфаза	Меллититы и монтichelлиты	—

Послемагматический этап

Породы	Стадии	Способы образования	Вмещающие породы
Гранатовые скарны	1. Образование гранат-амфибол-монтichelлитовых скарнов	Метасоматический	Турьяиты, меллититы, слюдяно-пироксеновые породы, оливиниты
Породы флогопитового комплекса (флогопитовое месторождение)	1. Образование флогопит-оливиновых пород и их перекристаллизация 2. Оливинизация 3. Апатитизация 4. Карбонатизация	Метасоматический, отчасти кристаллизация из растворов в полостях То же	Слюдяно-пироксеновые породы, гранатовые скарны, меллититы, турьяиты, отчасти оливиниты Флогопит-диопсидовые, флогопит-оливиновые и другие породы флогопитового комплекса
Породы железорудного комплекса (магнетитовое месторождение)	1. Образование оливино-магнетитовых руд 2. Апатитизация 3. Карбонатизация	Кристаллизация из флюидов и растворов в полостях Метасоматический	Пироксениты, ийолиты, гранатовые скарны, меллититы

Продолжение схемы

Породы	Стадии	Способы образования	Вмещающие породы
Полевошпатовые пойкилиты, нефелиновые сиециты, ювиты (внутрирудные дайки III интрузивной фазы)	—	Интрузивный	Все ранее образованные породы
Карбонатиты	<ol style="list-style-type: none"> 1. Образование эгирин-кальцитовых карбонатитов 2. Образование оливин-диопсид-кальцитовых карбонатитов 3. Образование доломит-кальцитовых карбонатитов 4. Образование доломитовых карбонатитов 	Выполнение полостей, метасоматическое замещение	То же
Нефелиниты (посткарбонатитовые дайки)	—	Интрузивный	То же

Экзогенный этап

Гипергенные образования	Зоны	Вмещающие породы
Кора выветривания флогопитоносных пород (вермикулитовое месторождение)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Дезинтеграции 2. Гидрофлогопитизации 3. Вермикулитизации 4. Сунгуитизации 	Метасоматиты магматического и послемагматического этапов (слюдиты, слюдяно-пироксеновые, флогопит-диопсидовые и флогопит-оливиновые породы, флогопитизированные оливиниты)

вермикулитовая зона, в других гидрофлогопитовая или зона дезинтеграции. Границы между зонами извилисты, что, видимо, объясняется неравномерной трещиноватостью материнских пород и, следовательно, различной интенсивностью их изменения при выветривании.

По данным А. В. Сидоренко [1956, 1958], кора выветривания на Кольском п-ове имела широкое распространение, а ее образование относится к доледниковому периоду.

С ледниковым периодом на Ковдорском массиве связано образование озовых и камовых песчано-гравийных отложений, перекрывающих все породы массива и наиболее развитых вдоль рек Ковдора, Можель и др. Мощность этих отложений достигает 40—50 м. Валунная морена развита значительно шире, но мощность ее обычно не превышает 2—3 м. С четвертичным и современным периодами связано также образование на дне оз. Ковдор диатомитовых отложений, мощностью до 8—10 м.

Схема формирования пород массива (начиная от древних к молодым) и связанных с ним месторождений полезных ископаемых приведена на стр. 25—26.

Глава II. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

ОЛИВИНИТЫ

Оливиниты являются древнейшими интрузивными образованиями. Об этом свидетельствуют реликты гипербазитов, найденные среди всех разновидностей метасоматических пород как магматической, так и послемагматической стадий (в слюдитах, слюдяно-пироксеновых, мелилитовых, монтичеллитовых породах, метасоматитах флогопитового комплекса и др.). Ксенолиты оливинитов исключительно редко встречаются среди ийолитов и турьяитов. В настоящее время оливиниты сохранились лишь в ядре массива на площади около 8 км². Небольшие участки их встречаются также на востоке массива среди пироксеновых пород, на юге среди слюдяно-пироксеновых и на северо-западе среди монтичеллитов и мелилититов.

Оливиниты представляют собой однородные среднезернистые темно-серые или почти черные породы с массивной текстурой и пани-

Таблица 1. Химический состав оливинитов *

Окислы	Центральн. ядро г. Низкаваара, канава 883	Г. Южная, канава 892	Окислы	Центральн. ядро г. Низкаваара, канава 883	Г. Южная, канава 892
SiO ₂	39.05	39.16	MnO	0.45	0.54
TiO ₂	0.15	0.06	Na ₂ O	0.12	0.32
Al ₂ O ₃	3.08	0.82	K ₂ O	0.17	0.12
Fe ₂ O ₃	1.51	3.51	П. п. п.	1.56	2.01
FeO	9.03	8.54	H ₂ O	1.08	—
CaO	0.64	0.81			
MgO	43.95	43.51	Σ	100.79	99.4

Примечание. Из материалов В. П. Тернового, ЦХЛ СЗТГУ.

* Здесь и дальше химический состав—вес. %, кроме особо оговоренных случаев.

диоморфнозернистой структурой (рис. 3). Оливин по составу близок к форстериту с незначительной (4—14%) примесью фаялитовой молекулы. Под микроскопом бесцветен. Оптические константы: $N_g = 1,702 - 1,682$; $N_m = 1,680 - 1,662$; $N_p = 1,661 - 1,648$. Двупреломление $0,041 - 0,034$, угол $2V = +86 - 89^\circ$. В оливинитах постоянно присутствует магнетит, распределенный по всей породе в виде мельчайшей вкрапленности и встречающийся как в межзер-

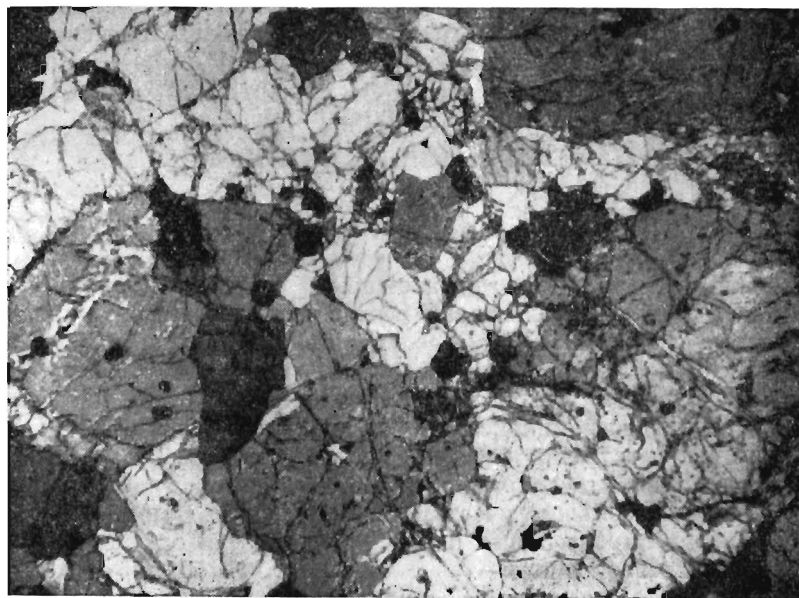


Рис. 3. Оливинит (шк. +, ув. 12).

новых пространствах, так и по трещинам отдельности в зернах оливина. Кроме магнетита почти всегда отмечается серпентин, развивающийся по тонким трещинкам.

Химический состав оливинитов приведен в табл. 1.

Неизменяемые оливиниты — редкость на Ковдорском массиве. Как правило, они в том или ином количестве содержат пироксен, монтичеллит, флогопит, амфибол, мелилит, перовскит и др. С процессами пироксенизации и флогопитизации связано появление нефелина, канкринита, кальцита. Степень изменения оливинитов постепенно нарастает от центра ядра к его краям. Несколько скважин, пробуренных во внутренних частях оливинитового ядра, показали, что и здесь в обилии встречаются сильно ослюдепелые, пироксенизированные, серпентинизированные оливиниты, прорванные большим количеством даек полевошпатовых ийолитов, форстерит-магнетитовых и карбонатных жил.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ МЕЛЬТЕЙГИТ-УРТИТОВОЙ СЕРИИ

Щелочные породы, слагающие внешнюю кольцевую зону массива, очень неоднородны по составу и структуре. От оливинитов ядра щелочная интрузия пространственно отделена мощными зонами разнообразных и разновременных метасоматических пород. На севере, северо-востоке и северо-западе кольцо щелочных пород имеет мощность 150—600 м, далее к югу мощность его уменьшается.

По данным геофизических работ (гравиметрической и аэромагнитной съемок) западный, северный и восточный контакты щелочной интрузии с вмещающими фенитами имеют падение, близкое к вертикальному, южный же контакт характеризуется пологим падением на юг-юго-запад.

Щелочные породы известны не только в краевой зоне массива. Дайки их встречаются среди оливинитов ядра, турьяитов и метасоматитов магматической стадии.

Как уже указывалось выше, среди щелочных пород мельтейгит-уртитовой серии, образовавшихся в две подфазы, соответственно выделяются две группы пород.

К первой относятся мелко- и среднезернистые однородные ийолиты и ийолит-мельтейгиты типично интрузивного облика, слагающие южную половину кольцевой интрузии. Щелочные пироксениты (якупирангиты), примыкающие к ним с внутренней стороны и генетически связанные со щелочной интрузией, являются, по мнению авторов, метасоматическими породами магматической стадии и в данном разделе не рассматриваются. Ко второй группе относятся средне-крупнозернистые такситовые ийолиты и ийолит-уртиты, распространенные главным образом в северной половине щелочного кольца. С ними пространственно и генетически связаны турьяиты, мелилитовые и монтичеллитовые породы.

Дайковая фация щелочных пород по времени образования более молодая (щелочные дайки пересекают метасоматиты магматической стадии обеих подфаз). Выделяются две разновозрастные группы даек: а) дайки мелкозернистых ийолитов и ийолит-мельтейгитов, б) дайки ийолит-пегматитов.

Ийолиты и ийолит-мельтейгиты периферийного кольца массива представляют собой мелко- и среднезернистые однородные породы с гидридоморфнозернистой структурой и массивной либо несовершенной директивной текстурой (рис. 4). Главными минералами являются нефелин и пироксен, аксессуарными — сфен, апатит, титаномагнетит, вторичными — канкринит, кальцит, флогопит.

Нефелин образует изометрические зерна размером до 3—4 мм, имеющие иногда в разрезах идиоморфные шестиугольные или квадратные очертания. Темно-зеленый пироксен наблюдается в виде мелких длиннопризматических кристаллов. Под микроскопом пироксен светло-зеленый, однородный или зональный. Плеохроизм: Np — зеленый, Ng — бледный, зеленовато-желтый. Угол cNp составляет 20—25°, двупреломление 0,30—0,035. Нередки двойники.

Внутренние части зональных кристаллов обычно сложены бледно-зеленым, иногда почти бесцветным пироксеном, близким по константам к диопсиду. Наиболее отчетливо зональность проявляется в крупных кристаллах, а также в индивидах, включенных в скопления акцессорных минералов. В районе железорудного месторождения, где в ийолитах очень часты реликты нефелинизированных щелочных пироксенитов и слюдяно-пироксеновых пород, отмечается иногда пироксен с обратной зональностью: внутренние части кри-

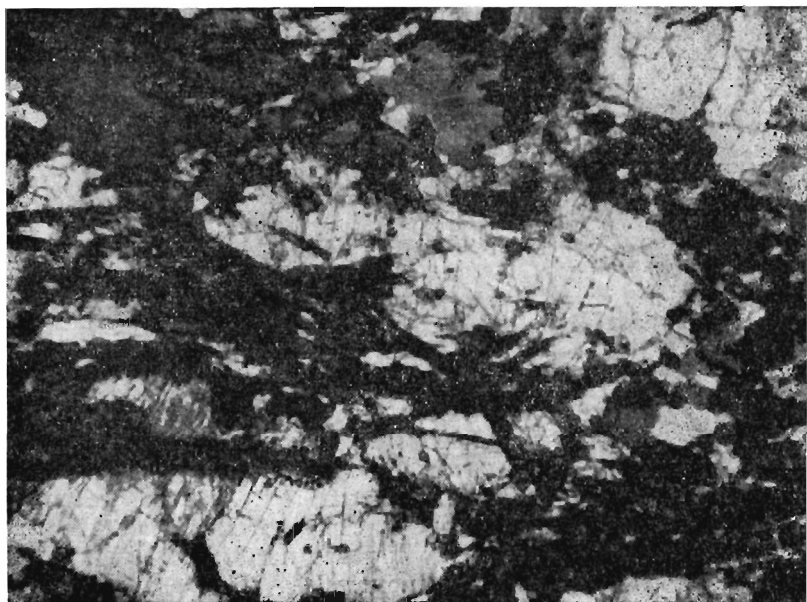


Рис. 4. Ийолит среднезернистый (шк. 1, ув. 12).

сталлов окрашены в бледно-зеленый цвет, внешние — бесцветны. Местами встречается пятнисто окрашенный пироксен.

Акцессорные минералы, как правило, тяготеют к скоплениям пироксена. Сфен образует хорошо огранные мелкие кристаллы с ромбовидными и клиновидными сечениями. Апатит также характеризуется идиоморфными очертаниями. Титаномагнетит и сульфиды (пирротин, пирит) выделяются в виде ксеноморфных зерен.

Ийолиты и ийолит-уртиты. Щелочные породы северной и северо-восточной частей внешнего кольца представлены неравномерно зернистыми (от мелко- до крупнозернистых) разновидностями с гипидиоморфными, реже коррозионными структурами и массивными, линейно-параллельными или полосчатыми (такситовыми) текстурами. Последние обусловлены неравномерным распределением нефелина и пироксена (рис. 5). Для данных пород характерна значитель-

ная перекристаллизация, местами сопровождавшаяся замещением пироксена нефелином (в основной массе оба минерала образуют устойчивую ассоциацию). В этом случае в краях кристаллов пироксена появляются мелкие неправильные зерна нефелина, по морфологии напоминающие мирмекит. Иногда в нефелиновом гранобластовом агрегате отмечаются одинаково угасающие реликты зерен пироксена. Пироксен образует идиоморфные таблитчатые кри-

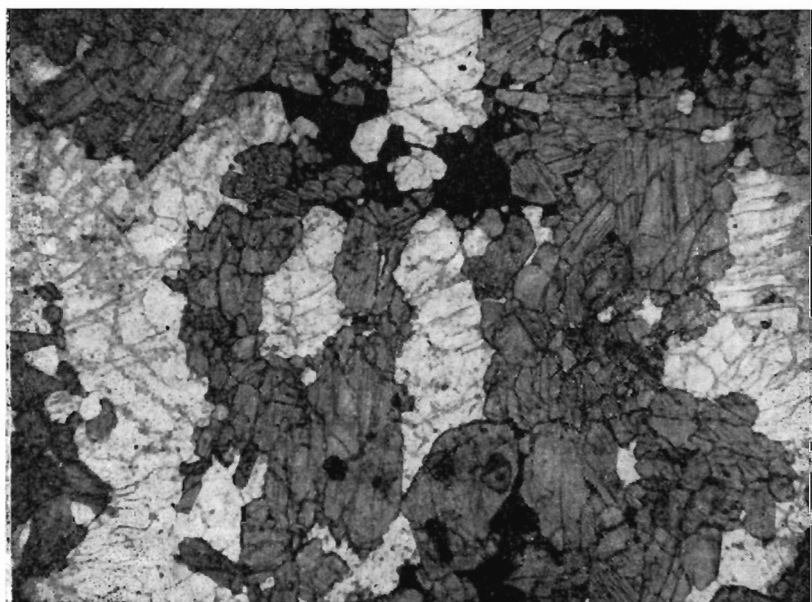


Рис. 5. Ийолит-уртит (ник. ||, ув. 12).

сталлы бледного желто-зеленого (под микроскопом) цвета. Плеохроизм либо незаметен, либо очень слаб. Внутренние части зерен иногда бесцветны. Нередки двойники. Оптические константы: $cNg = 40-43^\circ$ (до 47°), двупреломление $0,027-0,035$, угол $2V = +48$ до $+68^\circ$.

Ийолит-уртиты характеризуются постоянным присутствием шорломита в качестве аксессуарного минерала, что отличает эти породы от однородных ийолитов юго-востока и сближает по составу с ийолит-пегматитами (рис. 6). Шорломит образует мелкую вкрапленность, иногда мономинеральные гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике. В образцах шорломит черный, в шлифах коричнево-красный и буро-красный; изотропен, однороден. Кроме шорломита в ийолитах встречаются титаномagnetит, перовскит, апатит и очень редко сфен и сульфиды. Местами наблюдаются скопления аксессуарных минералов (в центре — магнетит, по краям — перов-

скит и шорломит). В качестве вторичных минералов в ийолит-уртитах присутствуют флогопит (обычно на контакте пироксена и нефелина), канкринит, цеолиты.

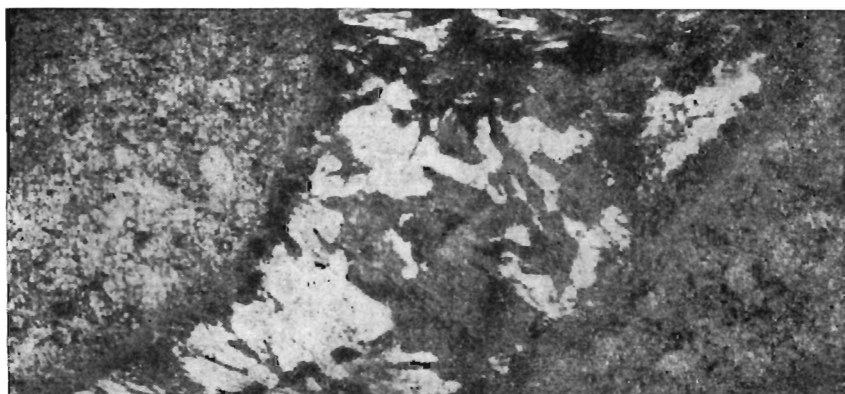


Рис. 6. Ийолит-пегматит в оливините. На контакте — двойная оторочка из флогопита и диопсида.

Щелочные породы дайковых фаций приурочены в основном к юго-восточной и южной части массива, где они образуют пологопадающие, часто почти горизонтальные дайки, которые секут оливиниты,

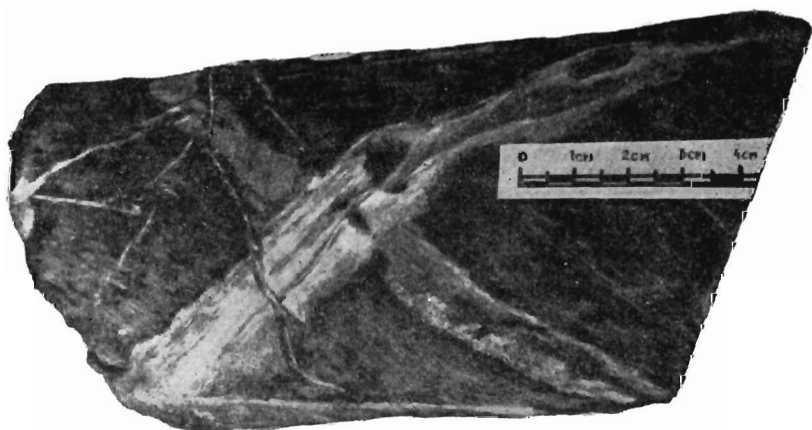


Рис. 7. Слюдит, рассеченный ийолитом и мерсеченный, в свою очередь, нефелиновым спенитом.

слюдиты, слюдяно-пироксеновые породы, щелочные пироксениты и, в свою очередь, рассекаются дайками полевошпатовых ийолитов III фазы (рис. 7). Неоднократно отмечалось пересечение даек мелко-

зернистых мельтейгитов дайками ийолит-пегматитов. Еще чаще наблюдается перекристаллизация мелкозернистых мельтейгитов в крупнозернистые пегматоидные ийолиты. Мелкие дайки ийолит-пегматитов нередко отмечаются в оливинитовом ядре массива (в центральной и западной частях). В последнее время они были обнаружены также среди турьяитов и монтичеллитовых пород на востоке и северо-западе. По всей вероятности, дайки являются более молодыми и по отношению к гранат-амфибол-монтичеллитовым породам. Правда, фактический материал, имеющийся на этот счет в настоящее время, противоречив. В одних случаях наблюдалось замещение ийолит-пегматитов (секущих пироксенизированные оливиниты) амфибол-гранат-канкринитовой ассоциацией, в других — такие же ийолит-пегматиты с шорломитом прорывают сильно скарнированные турьяиты.

Все дайки имеют незначительную мощность (от нескольких сантиметров до первых метров, редко больше). Углы падения обычно пологие ($10-30^\circ$). Контакты с вмещающими породами резкие и прямолинейные. В зальбандах даек, секущих оливиниты, всегда отмечаются зональные оторочки из мелкочешуйчатого флогопита (ближайшая к дайке оторочка) и диопсида.

Мощные слюдитовые оторочки окаймляют, в частности, дайки ийолит-пегматитов, рвущих оливиниты и пироксенизированные оливиниты юго-востока. Происхождение таких оторочек, по всей видимости, можно объяснить метасоматозом боковых пород в момент внедрения и кристаллизации щелочной магмы.

Ийолиты и ийолит-мельтейгиты даек представляют собой мелкозернистые плотные однородные породы серо-зеленого цвета. Структура их похожа на аплитовую структуру кислых пород и характеризуется примерно равным идиоморфизмом нефелина и пироксена, присутствующих почти в одинаковых количествах (рис. 8, 9). Изредка пироксен преобладает, и тогда порода по составу приближается к мельтейгитам. Величина зерен $0,1-0,2$ мм. Пироксен образует короткостолбчатые, овальные или изометрические кристаллы желтовато-зеленого цвета. Не плеохроирует. Иногда наблюдается слабый плеохроизм в зеленовато-желтых и зеленых тонах с обратной схемой. Угол cNg колеблется в пределах $38-48^\circ$, двупреломление около $0,030$. Угол $2V$ большой ($70-75^\circ$) и положительный. Нередко наблюдается слабая зональность, фиксирующаяся по разному углу угасания внутренних и краевых частей зерен, при этом cNg внутренних частей больше на $1-3^\circ$.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, перовскитом, апатитом, сфеном и очень редко шорломитом. Мелкие ксеноморфные зерна магнетита, окруженные, как правило, еще более мелким перовскитом, равномерно рассеяны по всей породе. Шорломит приурочен к микроскопическим зонам перекристаллизации.

Крупнозернистые ийолит-уртиты (ийолит-пегматиты) по внешнему виду очень напоминают крупнозернистые ийолиты внешнего кольца массива (его северной части). Крупные таблитчатые кристаллы зеленого пироксена, достигающие нескольких сантиметров в дли-

ну, располагаются часто перпендикулярно контактам дайки. В качестве акцессорных минералов присутствуют шорломит, апатит, магнетит, перовскит. Пироксен под микроскопом бледно-зеленый

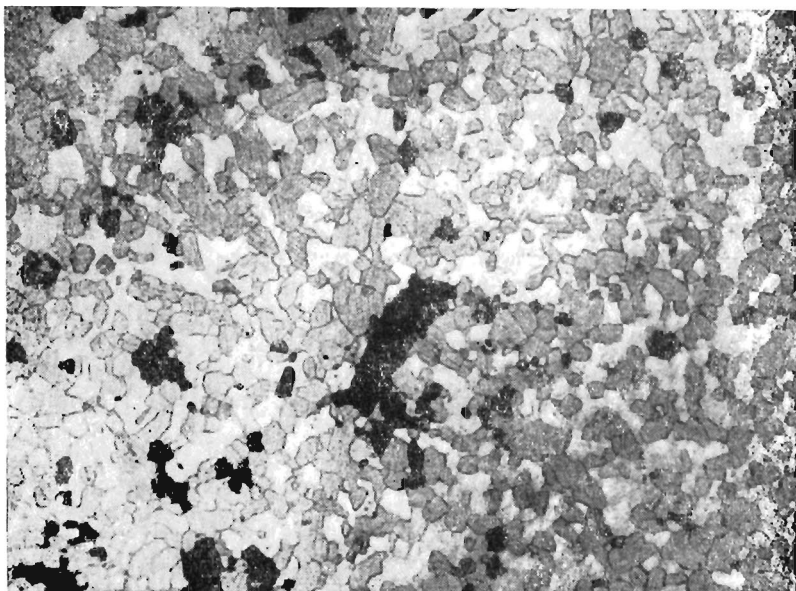


Рис. 8. Илюлит мелкозернистый с титаномагнетитом (черное) (шк. " ", ув. 12).

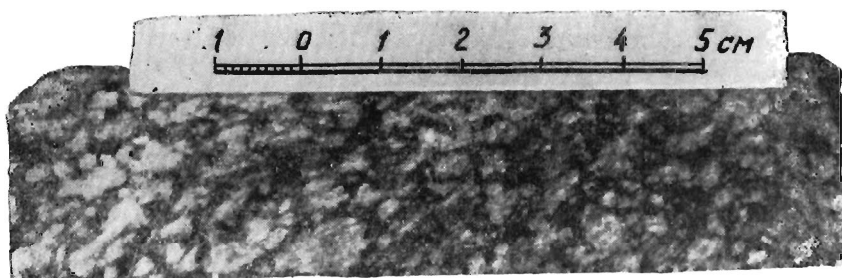


Рис. 9. Илюлит среднезернистый.

с желтым оттенком. Окраски распределены неравномерно, пятнами. Плеохроизм незаметен или очень слаб. Оптические константы пироксена следующие:

Образцы	N_g	N_m	N_p	n	cNg , град.	$2V$, град.
1	1,731	1,698	1,687	0,044	54	+78
2	1,731	1,712	1,692	0,039	44	90
3	1,716	1,698	1,683	0,033	54	+68

Акцессорные минералы кристаллизовались последними, заполняя промежутки между крупными зернами главных минералов. Иногда они развиваются по трещинкам отдельности и спайности в пироксене.

Химический состав щелочных пород приведен в табл. 2. Кроме данных, приведенных в таблице, химическими анализами обнаружена примесь меди до 0,03, цинка до 0,01 и свинца до 0,20%.

Таблица 2. Химический состав щелочных пород

Оксиды	Ййолит, I подфаза		Ййолит, II под- фаза	Ййолит- уртит, II под- фаза	Мельтей- гит (дайка)	Ййолит (дайка)	Ййолит-пегматит (дайка)	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,47	41,80	41,40	44,48	40,77	41,80	38,44	40,64
TiO ₂	1,76	2,00	2,54	0,41	2,94	2,50	3,10	2,94
Al ₂ O ₃	14,21	15,73	12,59	20,82	4,57	10,43	13,36	11,48
Fe ₂ O ₃	6,94	4,79	7,90	2,40	7,04	7,25	5,98	6,07
FeO	4,22	5,25	2,93	1,44	7,45	5,46	3,80	5,23
MnO	0,15	0,11	0,23	0,04	0,29	0,18	0,08	0,12
MgO	4,82	4,84	5,29	4,79	8,86	6,95	8,87	7,65
CaO	10,83	9,24	18,02	9,42	19,80	14,84	12,89	16,12
BaO	—	0,04	0,05	—	—	—	—	0,04
SrO	0,07	—	—	0,035	0,03	—	0,04	—
Na ₂ O	8,41	7,75	5,60	10,47	3,04	5,60	5,81	5,25
K ₂ O	3,90	4,50	2,30	4,10	0,91	2,80	3,71	2,25
H ₂ O ⁻	0,38	0,28	0,01	0,44	—	0,25	0,14	0,20
H ₂ O ⁺	0,96	1,90	0,25	0,81	0,36	0,60	0,79	0,80
CO ₂	1,93	1,01	0,22	0,62	0,68	0,10	0,45	0,40
SO ₃	—	—	0,81	—	—	—	—	—
F	0,16	—	—	—	0,06	—	0,08	—
P ₂ O ₅	1,45	2,56	0,60	0,64	2,87	1,00	2,36	1,99
V ₂ O ₅	0,05	—	—	—	0,11	—	0,03	—
ZrO ₂	0,02	—	—	—	0,03	—	0,02	—
Σ	100,57	101,80	100,74	100,92	99,75	99,76	99,87	101,18

Примечание. 1, 4, 5, 7—по материалам В. А. Кононовой, аналитик Н. В. Корсакова, 4—Е. М. Нактинас, 2, 3, 6, 8—по материалам авторов, аналитики Т. А. Шнейдерова, Р. А. Птицына, В. Ф. Филонова (ЦХЛ СЗТУ).

Химический состав, оптические свойства и возраст нефелинов приведены в табл. 3.

В табл. 4 приводятся химические составы пироксена и граната (шорломита) из ййолит-пегматитов.

Таблица 3. Химический состав и оптические свойства нефеллинов *

Показатели	Обр. 428/1, массивный ийолит I подфазы (юго-восток)	Обр. 1-544, мелкозерни- стый ийолит II подфазы (запад)	Обр. 1-269, ийолит-уртит II подфазы (г. Мого-вид)	Обр. 418/11, ийолит-пегма- тит из дайкы (юго-восток)
SiO ₂	42,12	41,97	41,38	41,12
TiO ₂	—	—	—	0,06
Al ₂ O ₃	33,42	33,73	34,11	33,81
Fe ₂ O ₃	1,26	1,07	0,90	0,99
FeO	0,07	—	—	—
MnO	—	—	—	—
MgO	0,04	0,30	—	0,09
CaO	0,13	—	0,22	0,59
Na ₂ O	15,93	15,67	15,70	16,26
K ₂ O	6,91	6,70	6,84	6,44
H ₂ O ⁻	—	—	0,14	—
H ₂ O ⁺	—	0,80	0,58	0,09
CO ₂	0,32	—	0,19	0,50
Σ	100,20	100,24	100,06	99,95
Li ₂ O	—	0,0018	0,0018	—
Rb ₂ O	—	0,009	0,009	—
Cs ₂ O	—	0,000	0,000	—
Плотность	2,648	2,650	2,642	2,662
Показатель преломления:				
<i>N_o</i>	1,545	1,545	1,546	1,545
<i>N_e</i>	1,541	1,540	1,541	1,540
Пересчет анализа:				
NaAlSiO ₄	74,3	72,4	73,4	76,7
KAlSiO ₄	21,7	20,3	21,1	20,0
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	—	—	—	—
SiO ₂	4,0	7,3	5,4	3,3

* Данные В. А. Коноповой (ИГЕМ АН СССР).

ДАЙКИ СИЕНИТОВЫХ ПОРОД

Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до 130 м, а длина от 1—2 м до 1,5—2 км. Большинство крупных даек располагается по концентрическим дугам вокруг гипербазитового ядра и в самих оливинитах. Падение их направлено к центру массива под углами 30—80°. Контакты с боковыми породами резкие и прямолинейные. Внешне это серые и светло-серые мелкозернистые плот-

Таблица 4. Химический состав

Оксиды	Пироксен		Гранат	Оксиды	Пироксен		Гранат
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	43,38	49,86	27,57	Na ₂ O	0,94	1,62	0,50
TiO ₂	2,01	0,40	13,55	K ₂ O	0,38	0,19	0,06
Al ₂ O ₃	7,49	1,41	1,99	H ₂ O ⁻	0,02	0,01	—
Fe ₂ O ₃	6,42	7,28	19,91	П.п.п.	0,95	—	0,34
FeO	3,29	5,05	2,68	CO ₂	Следы	0,77	0,22
MnO	0,12	0,30	0,22	P ₂ O ₅	—	—	0,03
CaO	21,44	21,77	30,98				
BaO	—	—	Следы	Σ	100,41	99,25	99,20
MgO	14,27	10,59	4,15				

Примечание. По данным ЦХЛ СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филозова.

Кристаллохимические формулы:

1. $(Ca_{0,83}Na_{0,06}K_{0,02})_{0,91}(Mg_{0,77}Fe''_{0,17}Fe''_{0,10}Ti_{0,05})_{1,09}(Si_{1,69}Al_{0,36}Ti_{0,01})_{2,00}(O_{6,89}OH_{0,11})_{6,00}$.
2. $(Ca_{0,86}Na_{0,13}K_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,63}Fe''_{0,20}Fe''_{0,16}Mn_{0,01})_{1,00}(Si_{1,92}Al_{0,08}Ti_{0,01}F'_{0,01})_{2,00}O_{6,00}$.
3. $(Ca_{2,83}Mg_{0,09}Na_{0,08}Mn_{0,02}K_{0,01})_{3,03}(Fe'_{1,48}Al_{0,20}Ti'_{0,19}Ti''_{0,07}Mg_{0,06})_{2,00}(Si_{2,38}Ti_{0,62})_{1,00}O_{12}$.

ные породы. По составу они довольно разнообразны и представлены полевошпатовыми ийолитами, ювитами, малинбитами, нефелиновыми, цеолитовыми и канкринитовыми сиенитами.* Все они, кроме двух последних, являются фаціальными разновидностями. Дайки же цеолитовых и канкринитовых сиенитов — еще более поздние. Они довольно редки, мощность их не превышает нескольких десятков сантиметров (обычно первые сантиметры), и поэтому выделение их в самостоятельную группу нецелесообразно.

Структура дайковых пород гипидиоморфная, текстура массивная или линейно-параллельная (рис. 10, 11). Главные минералы — нефелин, эгирин, калиевый полевой шпат; второстепенные — альбит, флогопит; акцессорные — сфен, апатит, магнетит, сульфиды; вторичные — канкринит, цеолиты, карбонат.

Эгирин образует столбчатые длиннопризматические кристаллы, длиной 2—3 мм. Количество его обычно составляет 5—12%, повышаясь в ийолитах до 30—40. Плеохроизм: Np — темно-зеленый, Ng — светлый буровато-зеленый; двупреломление 0,040—0,052, угол $2V$ большой (70—85) положительный и отрицательный, угол cNg 10—13° (до 20° в ийолитах). Часто зонален и внутри сложен бледно окрашенным пироксеном с углом cNg до 22° и двупреломлением, меньшим на несколько тысячных. В редких случаях наблюдается обратная зональность. Нефелин наблюдается в виде агрегатов таблитчатых или изометрических зерен до 2—2,5 мм в поперечнике. Количество калиевого полевого шпата сильно варьирует (от долей процента в ийолитах до 40—50% в нефелиновых сиенитах). Он образует таблитчатые, удлиненные или ксеноморфные зерна. Характерно обилие пертитовых вростков кислого плагиоклаза. Как правило, кристаллы sdвойникованы (двойники простые). Иногда наблюдается слабая пелитизация, что придает калиевому полевому шпату буроватые оттенки в проходящем свете.

Альбит довольно редок и является более поздним, развиваясь по калиевому полевому шпату. Флогопит (до 4—5%) плеохроирует от густо-бурого до бледно-бурого с прямой схемой, нередко замещает эгирин.

Суммарное количество акцессорных составляет 1—3%. Наиболее распространен сфен, образующий конвертообразные зерна с ромбическими или клиновидными сечениями в шлифах. Длина отдельных кристаллов достигает 5—7 мм.

Вторичные минералы слагают до 30% породы (обычно количество их не превышает 5—15% и резко увеличивается лишь в цеолитовых сиенитах). Канкринит развивается по нефелину, образуя мелкие прожилки или крупные ксеноморфные кристаллы — пойкилобласты. Цеолит замещает оба эти минерала. По константам цеолит близок к натролиту (бесцветен в шлифах, образует таблитчатые кристаллы

* В. А. Кононова встретила среди оливинитов даже дайку кварцевого сиенит-аплита мощностью 20 см. Это пока единственный случай нахождения на массиве кварцсодержащих пород.

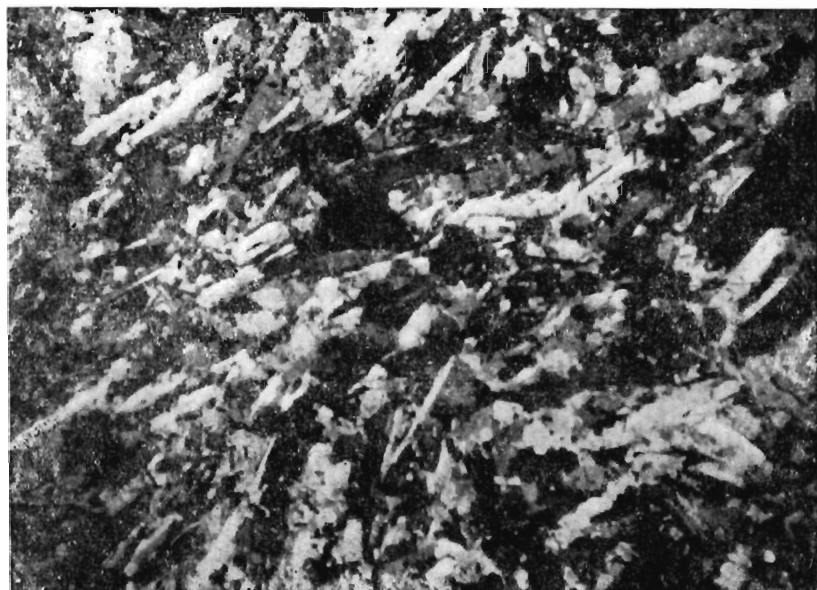


Рис. 10. Ювит из дайкп (шкк. +, ув. 12).



Рис. 11. Ювит (шкк. +, ув. 12).

с прямым, часто волнистым или веерообразным угасанием; удлинение положительное, угол $2V \approx +40^\circ$, показатель преломления $\approx 1,48$, двупреломление 0,010).

Дайки, располагающиеся в гипербазитах, отделены от вмещающих пород многослойными оторочками, суммарная мощность которых не превышает сантиметра при мощности дайки в несколько десятков сантиметров. Обычно наблюдается следующая зональность: полевошпатовый ийолит → эгирин (очень редко) → темно-зеленая мелкочешуйчатая слюдка → красно-бурая слюдка → зелено-желтый диопсид → черный серпентин (как правило, только около цеолитовых сиенитов) → неизменный оливинит. Возникновение зональности связывается нами с метасоматозом оливинитов в момент внедрения и кристаллизации расплава.

Химические анализы щелочных пород приведены в табл. 5.

Таблица 5. Химический состав щелочных пород из комплекса внутрирудных даек

Оксиды	Нефелиновый сиенит	Канкринитовый нефелиновый сиенит	Оксиды	Нефелиновый сиенит	Канкринитовый нефелиновый сиенит
	1	2		1	2
SiO ₂	47,30	49,76	K ₂ O	4,25	3,54
TiO ₂	1,36	0,46	Na ₂ O	8,75	11,74
Al ₂ O ₃	16,83	17,14	H ₂ O ⁻	0,10	1,92
Fe ₂ O ₃	5,58	5,71	H ₂ O ⁺	0,56	2,45
FeO	3,30	0,85	CO ₂	0,84	2,83
MnO	0,15	0,08	F	—	—
CaO	6,40	3,97	P ₂ O ₅	0,83	0,15
MgO	2,70	1,11	V ₂ O ₅	—	0,02
BaO	0,12	0,06	ZrO ₂	—	0,04
SrO	—	0,11			
			Σ	100,43	100,58

Примечание. 1 — по материалам авторов, аналитики Т. А. Швейдерова, Р. А. Птицина, ЦХЛ СЗГУ, 2 — по материалам В. А. Кононовой, аналитик Н. В. Корсакова, ИГЕМ АН СССР.

ДАЙКИ НЕФЕЛИНИТОВ

Нефелиниты относятся к наиболее молодым породам массива. Дайки нефелинитов довольно широко распространены на южном участке, где прорывают фениты и карбонатиты. В других частях Ковдорского массива подобных даек пока не встречено. Мощность их повсюду незначительная — от первых сантиметров до первых метров. Углы падения даек, как правило, пологие (10—40°), направление падения северное, северо-восточное (к массиву). По внешнему виду среди даек различают две резко различные разновидности: 1) афанитовые нефелиниты и меланефелиниты — очень плотные

тонкозернистые породы без вкрапленников, зеленовато-серые, массивные; 2) порфириовидные нефелиниты — тонкозернистые породы, более светло окрашенные, серые с зеленоватым или коричневым оттенком.

Афанитовые нефелиниты и меланефелиниты состоят из спутанно-волокнутого агрегата кристаллов эгирия-диоксида (cNg 25—30°), мелкочешуйчатого бурого флогопита, сильно канкринитизированного нефелина и кальцита. Содержание темноцветных минералов 60—80%. Из аксессуарных характерны сфен и апатит.

Вкрапленники порфириовидных нефелинитов сложены пироксеном, оливином, флогопитом, канкринитизированным нефелином. Количество их 20—40%. Пироксен (эгирия-диоксид) образует призматические кристаллы, обычно зонален. Угол cNg 27—38° (у внешних зон 6—10°). Нефелин вкрапленников почти нацело канкринитизирован. Флогопит образует крупные пластинки (0,5—3,0 мм). Плеохроизм: Ng — бурый, Np — желтый. Оливин встречается сравнительно редко (в оливиновых меланефелинитах), образуя округлые зерна. Содержание вкрапленников оливина достигает 10%. Основная масса порфириовидных нефелинитов состоит из эгирия-диоксида, нефелина, канкринита, кальцита, актинолита. Изредка встречается гранат. Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, перовскитом, сульфидами, магнетитом.

Глава III. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МАГМАТИЧЕСКОГО ЭТАПА

В данном разделе рассматривается комплекс очень пестрых и разнообразных по составу пород, примыкающих к внутренней стороне кольцевой щелочной интрузии и пространственно разделяющих оливиниты ядра и щелочные породы. В этот комплекс входят якупирангиты, слюдиты, существенно пироксеновые породы («пироксениты»), слюдяно-пироксеновые, мелилитовые и монтичеллитовые породы. Распространенность каждой из названных разновидностей неодинакова. Одни из них (слюдиты, монтичеллитовые породы) имеют довольно простой и устойчивый минеральный состав и распространены очень ограниченно, другие (мелилитсодержащие и существенно пироксеновые породы) характеризуются изменчивым составом и региональным распространением. Метасоматическая природа большинства разновидностей устанавливается довольно уверенно, в то время как вопросы генезиса отдельных из них (например, пироксенитов и мелилитовых пород) дискуссионны. Однако всем разновидностям пород данной группы присуща одна общая черта: образование их произошло в магматический этап развития массива, т. е. после внедрения оливинитов, но до формирования скарпоподобных пород и дайковой фации ийолитов. С каждой группой щелочных пород пространственно связан свой набор метасоматитов магматической стадии.

ПИРОКСЕНОВЫЕ И СЛЮДЯНО-ПИРОКСЕНОВЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы, генетически и пространственно связанные с ийолит-мельтейгитами, широко распространены в основном в южной половине массива. Максимальная ширина полосы различных по составу и структуре пироксеновых пород достигает 2 км. В строении этой полосы наблюдается определенная зональность, при этом зоны сменяют друг друга в такой последовательности (от периферии к центру): ийолиты → якупирангиты (щелочные пироксениты) → → слюдиты → пироксеновые и флогопит-пироксеновые породы → → пироксенизированные оливиниты → оливиниты. Границы между всеми зонами весьма условны, извилисты; в каждой зоне наблюдаются многочисленные останцы пород предыдущих зон. Так, среди ийолитов наблюдается большое количество реликтов нефелинизированных якупирангитов, в последних отмечаются участки слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород. В зоне слюдитов уже можно встретить реликты пироксенизированных оливинитов. Эти факты позволили отнести все члены данного ряда к единой метасоматической колонке.

Подобная же смена зон в миниатюре характерна и для многослойных оторочек в контактах даек любых щелочных пород (мелкозернистых, ийолит-мельтейгитов, ийолит-пегматитов, нефелиновых сиенитов и др.), секущих оливиниты. Там отсутствует лишь самая тыловая зона своеобразных щелочных мигматитов (якупирангитов), что объясняется ничтожными масштабами метасоматической переработки оливинитов в контактах мелких даек. Наличие же зональных слюдяно-пироксеновых оторочек в контактах всех щелочных даек, рвущих оливиниты, говорит о единой направленности метасоматических процессов в магматическую стадию и еще раз подтверждает гипотезу о метасоматическом происхождении слюдяно-пироксеновых и существенно пироксеновых пород.

Таким образом, все зоны метасоматической колонки возникли одновременно в момент внедрения щелочной магмы под воздействием потока «сквозьмагматических» растворов. Разрастаясь, они наступали одна на другую и продвигались к центру массива. В самой тыловой зоне происходило замещение якупирангитов непосредственно щелочным расплавом («ийолитизация»).

Естественно, что поток щелочных растворов, исходящих из магматического очага, приводил к переработке не только оливинитов в эндоконтакте, но и гнейсо-гранитов с внешней стороны интрузива. Это привело к формированию зональных ореолов фенитов и фениitizedированных пород, окружающих массив сплошным кольцом.

Тип инфильтрационной метасоматической колонки, приведенный в начале главы, наблюдается отчетливо и полностью лишь в юго-восточной части массива. В остальных случаях полоса метасоматитов, прилегающих к ийолитам, сложена в основном пироксеновыми, слюдяно-пироксеновыми породами и пироксенизированными оливинитами. Тыловые зоны проявляются очень слабо, либо вообще

выпадают. Мелкие участки ийолитизированных якупирангитов встречаются среди вмещающих пород близ железорудного месторождения, бурые и черные слюдиты наблюдаются на северо-востоке массива, однако расшифровка геологической истории в этих участках сильно затруднена вследствие мощного развития послемагматических образований. В северной и северо-западной частях массива среди меллитово-монтчеллитовых пород и метасоматитов флогопитового комплекса встречаются реликты только пироксеновых и слюдяно-пироксеновых пород, что говорит об очень незначительной роли в этом районе метасоматических процессов, генетически связанных с ранними ийолитами. Это объясняется тем, что внедрение первых порций щелочной магмы произошло в основном на юге массива, тогда как на севере ранние ийолиты формировались лишь в узких локальных зонах в виде небольших линзовидных тел.

Неизученной остается пока только восточная часть массива, где на геологических картах рисуется обширное поле пироксенитов подтвержденное лишь единичными скважинами и горными выработками.

Возникновение основных разновидностей пироксенсодержащих пород, слагающих обширные площади, происходило в два крупных этапа — магматический и послемагматический. Для первого этапа характерен пироксен, по составу отвечающий эгирин-авгиту, эгирин-диопсиду, диопсид-авгиту (темно-зеленый, зеленый). Пироксен второго этапа по составу близок к диопсиду (светло окрашенный, желто-зеленый). В соответствии с этим в данной работе метасоматиты первого этапа именуются как щелочные пироксениты (якупирангиты), слюдяно-пироксеновые и пироксеновые породы (пироксениты). Для всех же послемагматических образований флогопитового и железорудного комплексов приняты названия: флогопит-диопсидовые, оливин-диопсидовые, флогопит-оливин-диопсидовые породы (оливин везде метасоматический), амфибол-диопсидовые породы.

Щелочные пироксениты (якупирангиты) лучше всего изучены в юго-восточной части массива, где они непосредственно контактируют с ранними ийолитами и слагают подковообразную зону шириной 200—600 м. Внутри зоны наблюдаются крупные останцы слюдяно-пироксеновых пород, реликты бурых слюдитов (рис. 12), мелкие дайки ийолитов и небольшие линзовидные тела полевошпатовых ийолитов. На крайнем юге среди якупирангитов обнаружено небольшое (150 × 250 м) тело ослюденелых оливинитов, окруженное каймой слюдяно-пироксеновых пород.

Щелочные пироксениты представлены плотными средне- и крупнозернистыми породами зеленого цвета с призматически зернистой структурой и массивной текстурой. Пироксен образует короткостолбчатые кристаллы, под микроскопом окрашен в бледно-зеленый цвет. Обычно зонален и в краях, обогащенных эгириновой молекулой, обладает более яркими зелеными окрасками и обратной схемой плеохроизма. Внутренние части зерен нередко почти бесцветны.

Оптические свойства пироксенов юго-восточного участка:

Образцы	N_g	N_m	N_p	n	cNg , град.	$2V$, град.
1	1,741	1,719	1,712	0,029	59	+80
2	1,737	1,715	1,703	0,034	54	+78
3	1,714	1,701	1,686	0,028	54	+68

В щелочных пироксенитах широко проявлены процессы нефелинизации (ийолитизации). Нефелин образует прерывистые жилки, мелкие гнезда, цепочки или неравномерно рассеян по всей породе (рис. 13, 14, 15). Таким разновидностям щелочных пироксенитов свойственны коррозионные структуры. Нефелин в таких случаях



Рис. 12. Щелочной пироксенит с реликтами клинопироксена, рассеченный мелкозернистым ийолитом.

интенсивно замещает не только пироксен, но также флогопит, титаномагнетит и даже сфен (рис. 16). Характерно, что в ийолите, непосредственно контактирующем с нефелинизированным пироксенитом, ассоциация нефелин + пироксен уже равновесна и никакого замещения пироксена нефелином не наблюдается.

Флогопит, в целом не свойственный этим породам, наблюдается редко и в небольших количествах. Обычно чешуйки слюды сохраняются в слюдяно-пироксеновых участках, лишенных нефелина (макроскопически пироксен таких участков окрашен в более светлые желтовато-зеленые оттенки). В процессе ийолитизации флогопит замещается пироксеном, а иногда нефелином. В последнем случае на контакте с нефелином во флогопите возникает тонкая кайма темно-бурой, более железистой слюды. На юго-восточном участке довольно широко развиты поздние генерации бурого флогопита, генетически связанные, по всей вероятности, с образованием систем даек ийолитов и ийолит-пегматитов и с процессом метасоматической

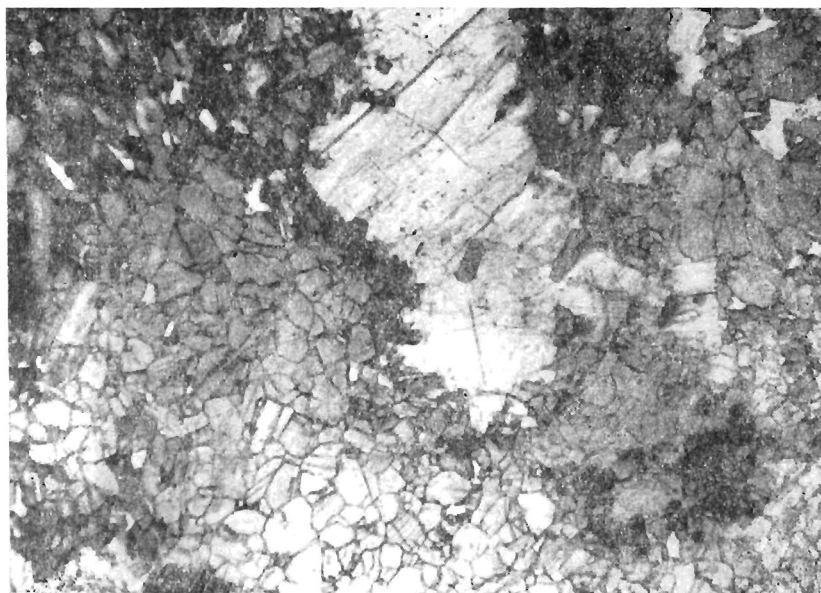


Рис. 13. Пироксенит нефелинизированный. Вокруг нефелина оторочка флюорита (ник. ||, ув. 12).

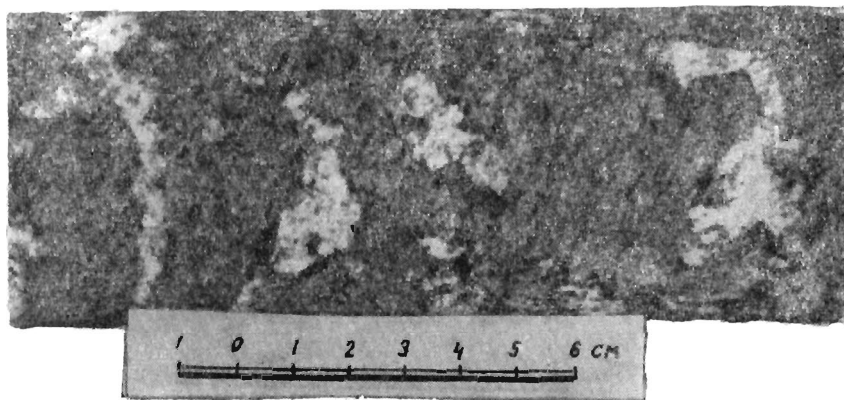


Рис. 14. Нефелинизированный пироксенит. Вокруг нефелина слюдитовые оторочки.

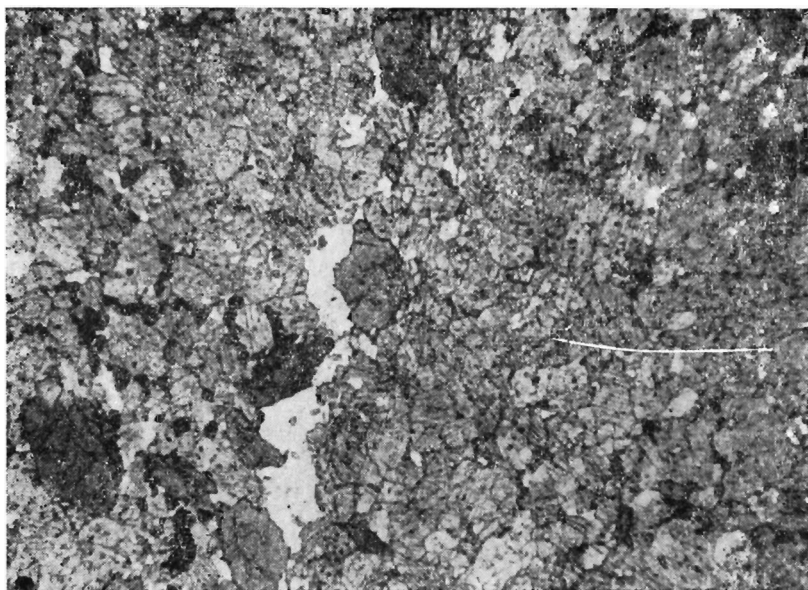


Рис. 15. Жилка нефелина в щелочном пироксените (ник. ||, ув. 12).

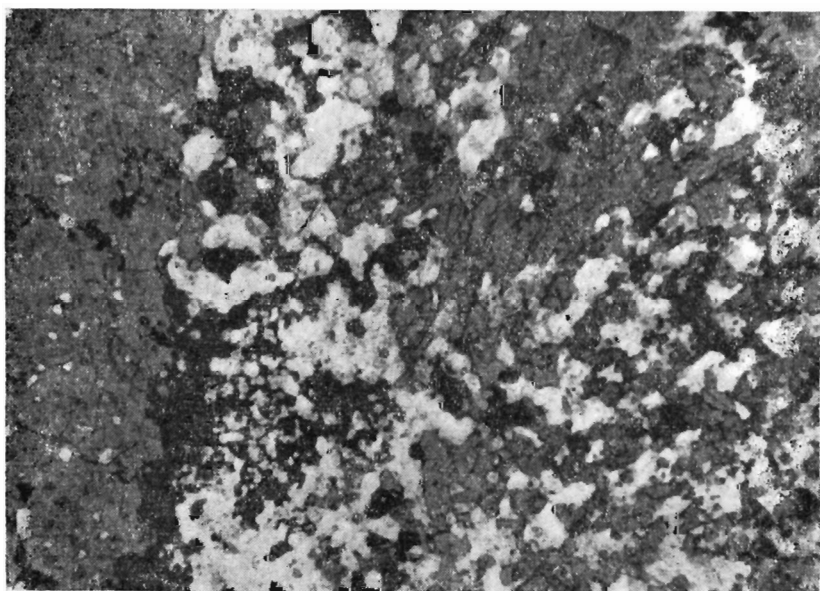


Рис. 16. Щелочной пироксенит, сильно нефелинизированный. Нефелин замещает флогопит (ник. .., ув. 12).

переработки вмещающих пироксенитов. Этот флогопит по внешнему виду и составу не отличим от флогопита бурых слюдитов, однако отчетливо замещает пироксен и нефелин, образуя ветвистые прожилки, пятна, гнездообразные скопления с расплывчатыми очертаниями.

Акцессорными минералами якупирангитов являются сфен, апатит, титаномагнетит, перовскит, сульфиды. Содержание их колеблется от долей процента до 5—6%. Наиболее характерны сфен и апатит. Перовскит и титаномагнетит свойственны метасоматитам передовых зон и в якупирангитах редки, присутствуя в качестве реликтовых минералов.

Химический анализ щелочного пироксенита приведен в табл. 6.

Таблица 6. Химический состав щелочного пироксенита

Оксиды	Пироксенит	Оксиды	Пироксенит	Оксиды	Пироксенит
SiO ₂	45,67	MnO	0,18	CO ₂	0,48
TiO ₂	2,40	CaO	17,49	P ₂ O ₅	0,54
Al ₂ O ₃	6,11	MgO	9,67	П. п. п.	1,02
Fe ₂ O ₃	6,38	Na ₂ O	3,30	H ₂ O	0,2
FeO	5,89	K ₂ O	1,75		

Примечание. По материалам авторов, аналитики Г. А. Шнейдерова, Р. А. Итницина, ЦХЛ СЗТУ.

Слюдиты, сменяющие якупирангиты по направлению к центру массива, слагают вытянутую в северо-восточном направлении зону мощностью до 300 м и длиной около 2 км. Это среднезернистые бурые и темно-бурые с вишневым оттенком породы с лепидобластовой структурой. Слюдиты изобилуют реликтами сильно ослюденелых пироксенизированных оливинитов и пироксеновых пород, а также содержат крупные гнезда и желваки метасоматического титаномагнетита. Внутри зоны отмечаются дайки мелкозернистых ийолит-мельтейгитов и крупнозернистых ийолит-пегматитов.

Размер чешуек слюдитов колеблется от долей миллиметра до 8 мм (в среднем 4—5 мм). Плеохроизм резкий ($N_g = N_m \geq N_p$), от бурого до бледно-бурого. Слюда однородная без признаков зональности, местами слегка помятая, с волнистым угасанием (рис. 17). Химический состав ее приведен в табл. 7.

В качестве примесей в слюдитах (кроме реликтовых пироксена и оливина) присутствуют титаномагнетит, сфен, перовскит, апатит, кальцит. Количество их невелико и не превышает 6—7%. Наиболее распространен титаномагнетит, образующий ксеноморфные обособления, окаймленные тонкой оторочкой мелких индивидов сфена и перовскита. Титаномагнетит, содержание которого достигает 15—20%, характеризуется повышенным содержанием TiO₂ (до 11,73%) и V₂O₅ (до 0,21%). Магнетитовые слюдиты представляют большой интерес как своеобразные комплексные руды для получения ванадийсодержа-

щего титаномагнетитового концентрата и слюды-чешуйки, являющейся сырьем для кровельной промышленности.

Слюдитовые породы — прекрасный исходный материал для образования богатых вермикулитовых руд в зоне гипергенеза. Однако кора выветривания на этих породах либо представлена самыми нижними (гидрофлогопитовыми) горизонтами, либо смыта пацело.

Слюдяно-пироксеновые, пироксеновые породы и пироксенизированные оливиниты. Обширные площади слюдяно-пироксеновых пород



Рис. 17. Слюдит (внк. $\frac{1}{4}$, ув. 12).

и пироксенизированных оливинитов располагаются в восточной части массива, на западе и юго-западе с внутренней стороны ийолитового кольца. Реликты их часто встречаются и в северной половине среди мелилитовых, гранат-амфибол-мونتичеллитовых пород и в пределах Главной флогопитовой залежи. Постепенные переходы оливинитов в существенно пироксеновые породы, отсутствие резких, рвущих контактов, отчетливо устанавливаемая как по полевым данным, так и под микроскопом пироксенизация оливинитов заставляют критически подойти к ранее высказанным точкам зрения о магматическом происхождении существенно пироксеновых пород Ковдора (Волотовская, 1957; Кухаренко, 1960).

Обычно все разновидности этой группы тесно перемежаются друг другом, переходы между ними всегда постепенные, расплывчатые. Собственно пироксенитов, можно сказать, и не существует, так как в любом участке среди них обнаруживаются реликты оливинитов

Таблица 7. Химический состав флогопита из слюдитов и ослоденелых оливинитов

Окислы	Ослодене- лый оливинит	Слюдит	Окислы	Ослодене- лый оливинит	Слюдит
	1	2		1	2
SiO ₂	38,71	36,96	K ₂ O	9,17	9,20
TiO ₂	2,78	2,70	H ₂ O ⁻	—	—
Al ₂ O ₃	14,45	15,24	H ₂ O ⁺	4,03	4,60
Fe ₂ O ₃	1,36	3,25	BaO	0,30	—
FeO	6,48	7,78	F	0,34	0,45
MnO	0,06	0,08	Cl	0,05	—
MgO	22,37	20,59			
CaO	—	0,23	Σ	100,52	99,01
Na ₂ O	0,72	0,84			
			Nm	1,612	—
			Коефф. желе- зистости Fe Fe + Mg · 100	15,6	20,0

Примечание. 1 — по материалам В. А. Ковоной, апалитк Е. И. Ло-
мейко; 2 — по материалам В. И. Тернового, аналитик В. Ф. Филова.

Кристаллохимическая формула флогопита (из слюдита):
 $(K_{0,88}Na_{0,10}Ca_{0,02})_{1,0}(Mg_{2,32}Fe_{0,50}^{+2}Fe_{0,18}^{+3}Al_{0,3})_{3,30}(Al_{1,05}Si_{2,80}Ti_{0,15})_{14,0}O_{10} \times$
 $\times [OH_{0,5}(F, O)_{1,5}]_2$.

в разных количествах. По направлению к центру массива степень пироксенизации постепенно уменьшается, однако и в самых внутренних частях ядра можно встретить участки в различной степени пироксенизированных оливинитов. На начальных стадиях метасоматической переработки пироксен развивается в виде полос, струй или неравномерно рассеяв по всей породе. Иногда такие полосы и пятна обнаруживают зональное строение: центральные части их сложены бурой слюдой (или темно-зеленой роговой обманкой, или обоими минералами вместе), а краевые — равномернозернистым пироксеновым агрегатом (рис. 18). Нередко внутри слюдитовой зоны появляются прожилки или цепочки зерен нефелина (рис. 19). Во всех без исключения случаях метасоматический нефелин в оливините бронируется двойной оторочкой из флогопита и пироксена. Это еще раз говорит о едином способе и единых причинах образования метасоматических слюдяно-пироксеновых жил и зональных оторочек вокруг щелочных даек, рвущих оливиниты, как и всего ореола метасоматических пород данной стадии. Возникающие при этом метасоматические колонки построены по одинаковому принципу: щелочная порода (или нефелин) → слюдитовая оторочка → пироксе-

новая оторочка. При наличии такой колонки слюда и пироксен должны представлять собой неравновесную ассоциацию и в породах смешанного состава замещать друг друга. Действительно, при больших масштабах процесса переработки оливинитов, когда фактор

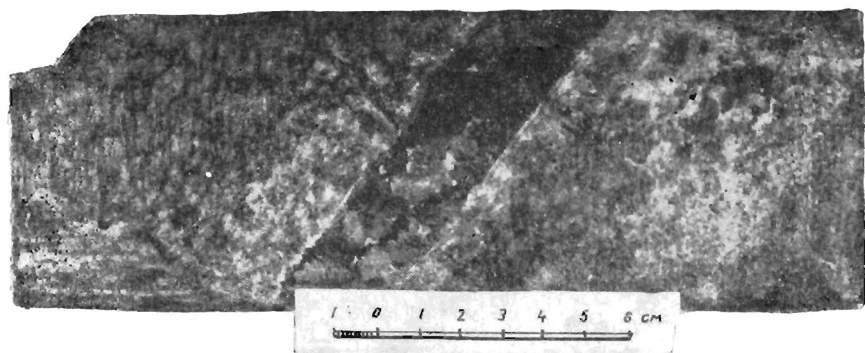


Рис. 18. Зональная слюдяно-пироксеновая жила в оливините.

неравномерной пористости и трещиноватости играет заметную роль и приводит к стиранию резких границ между зонами, возникают породы смешанного (слюдяно-пироксенового) состава, где слюда всегда развивается по пироксену. По этой же причине содержание флогопита в них варьирует в широких пределах.

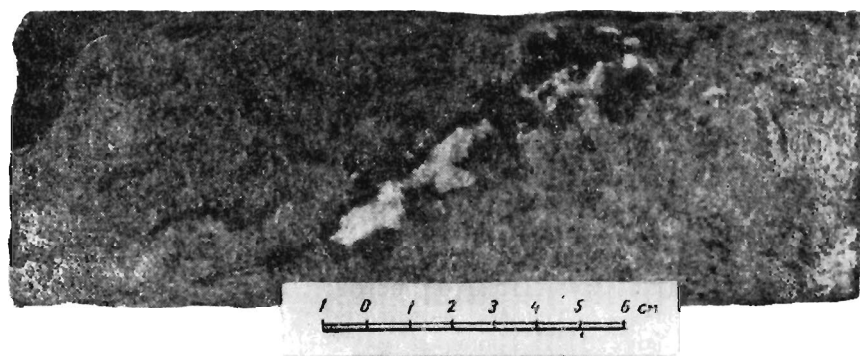


Рис. 19. Нефелиновые и слюдяно-пироксеновые прожилки в оливините

Внешне это среднезернистые, реже крупнозернистые породы с размером минеральных частиц 1—7 мм. Структура их немагнотрансформационная, лепидогранобластовая, коррозионная, реже пойкилобластовая (рис. 20). Пироксен желтовато-зеленый или темно-зеленый, под микроскопом бледно окрашен в желтовато-зеленые оттенки; не плеохроит. $N_g = 1,691-1,710$; $N_m = 1,676-1,693$; $N_p =$

Таблица 8. Химический состав пироксенов

Окислы			Окислы			Окислы		
	1	2		1	2		1	2
SiO ₂	53.24	46.08	MnO	0.07	0.06	H ₂ O ⁻	0.02	—
TiO ₂	0.37	0.25	CaO	24.86	23.30	H ₂ O ⁺	0.12	0.20
Al ₂ O ₃	1.14	5.45	MgO	17.07	14.53	CO ₂	0.55	—
Fe ₂ O ₃	1.19	6.15	Na ₂ O	0.20	0.30	Σ	100,35	100.14
FeO	1.38	3.62	K ₂ O	0.14	0.20			

Примечание. 1—по материалам В. И. Тернового, СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 2—по материалам О. М. Римской-Корсаковой, ЛГУ, аналитик М. М. Стукалова.

Таблица 9. Химический состав слюд

Окислы			Окислы		
	1	2		1	2
SiO ₂	39.82	37.64	Na ₂ O	0,66	0,76
TiO ₂	0,98	1,54	K ₂ O	9,38	8,04
Al ₂ O ₃	13,81	15,98	H ₂ O ⁺	4,11	4,80
Fe ₂ O ₃	2,09	3,58	BaO	0,25	—
FeO	4,31	5,36	Fe	0,32	—
MnO	0,07	0,09	Σ	100,17	99,23
MgO	24,37	20,83			
CaO	—	0,61	N _m	1,600	—
			Коэфф. железисто-	12,4	18,4
			сти		

Примечание. 1—по материалам В. А. Кононовой, ИГЕМ АН СССР, аналитик Е. И. Ломейко; 2—по материалам В. И. Тернового, СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филонова.

Таблица 10. Химический состав пород

Окислы			Окислы		
	Пироксенизи- рованный оливинит	Пироксено- вая порода		Пироксенизи- рованный оливинит	Пироксено- вая порода
SiO ₂	34.58	43.38	K ₂ O	0.85	0.22
TiO ₂	1.31	1.14	Na ₂ O	0.22	0.48
Al ₂ O ₃	2.48	4.27	P ₂ O ₅	0.04	0.03
Fe ₂ O ₃	10.87	7.67	SO ₃	0.06	0.06
FeO	13.58	5.99	H ₂ O	0.05	0.02
MnO	0.42	0.11	П. п. п.	0.74	0.45
CaO	6.20	22.12	CO ₂	0.22	0.55
SrO	0.02	0.04	Σ	99,78	99,91
MgO	28,14	13,38			

Примечание. По материалам В. И. Тернового, СЗТГУ, аналитики А. Я. Иванова и Н. С. Архангельская.



Рис. 20. Слюдяно-пироксеновая порода с жилкой титаномагнетита (черное), отороченной флогопитом (серое) (визк. +, ув. 12).

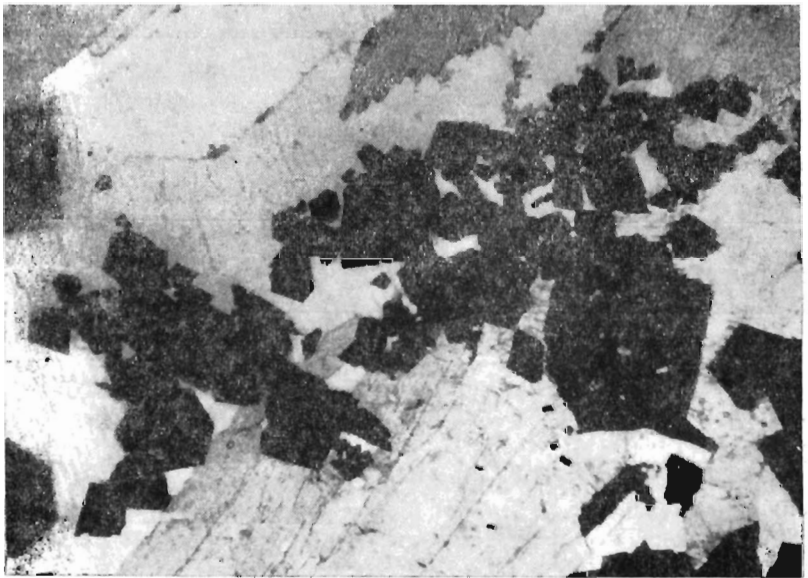


Рис. 21. Перовскит в нефелин-пироксеновой породе (визк. + ув. 12).

= 1,667—1,681; $\pm 2V = 78—80^\circ$; угол cNg 43—49°; двупреломление 0,024—0,029.

Флогодит бурый или буро-зеленый, плеохроирует по прямой схеме. Иногда зонален и в краях обладает более светлыми окрасками. Нередко края чешуек светло-зеленые по Ng , а внутренние части — бурые. Двупреломление внешних частей при этом меньше на 0,005—0,008.

Химический состав слюд, пироксенов и пород приведен в табл. 8—10.

В незначительных количествах в существенно пироксеновых и слюдяно-пироксеновых породах присутствуют титаномagnetит и перовскит, образующие мелкие неправильные зерна и обособленные зональные скопления (с титаномagnetитом во внутренних их частях). Перовскит, как видно из вышеизложенного, появляется во всех породах этого комплекса — от щелочных пироксенитов до пироксенизированных оливинитов (рис. 21). Характерно, что этот минерал практически не встречается в послемагматических образованиях поздних комплексов (иногда лишь в качестве реликтового минерала), являясь тем самым своеобразным индикатором «магматических» метасоматитов.

МЕЛИЛИТОВЫЕ И МОНТИЧЕЛЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Эти редкие в петрографическом отношении породы, обнаруженные в последние годы во многих массивах щелочно-ультраосновных пород, изучены еще очень слабо и по поводу их генезиса высказываются самые разнообразные точки зрения. Генетически они тесно связаны с ийолит-уртитам и распространены преимущественно в северной части массива.

Ц. Г. Златкинд (1945), впервые обнаружившая на Ковдорском массиве мелилитовые породы, считала их интрузивными образованиями. Впоследствии эта точка зрения была поддержана Н. А. Волотовой (1960). Оба автора относят их внедрение к III фазе магматической деятельности (после оливинитов и щелочных пород). В то же время, указывается, что имеют место и постепенные переходы от гипербазитов к мелилитовым породам и обращается внимание на бесспорные факты, однозначно говорящие о существовании метасоматического мелилита.

Несколько ранее В. М. Куплетский [1948] высказал предположение о контактово-метасоматическом происхождении мелилитовых пород. Он полагает, что метасоматические мелилитовые породы образовались как за счет ультрабазитов, так и за счет щелочных нефелин-пироксеновых пород, хотя неоднократно упоминает о фактах прорывания мелилитовых пород мелкими дайками мельтейгитов.

А. А. Кухаренко и М. П. Орлова (1960, 1965) также относят мелилитовые породы к метасоматическим образованиям, возникновение которых связывают с процессом биметасоматоза на контакте гипербазитов и ийолит-мельтейгитов под влиянием послемагмати-

ческих щелочных растворов и эманаций. При этом, по их мнению, за счет гипербазитов возникают мелилититы, флогопит-мелилитовые породы, а на месте ийолитов образуются турьяиты (нефелин-пироксен-мелилитовые породы).

Несколько иных позиций придерживается А. В. Лапин [1962, 1963], доказывающий одновременность возникновения ийолитов (по А. В. Лапину, нефелин-пироксеновых пород) и мелилитовых пород. Главная роль в генетической схеме А. В. Лапина отводится нефелинизации пироксенитов под воздействием потока восходящих растворов, отщепляемых очагом щелочной магмы и обогащенных легко подвижными компонентами [Лапин, 1963], в результате которой возникает инфильтрационная метасоматическая колонка (от периферии к центру): нефелин-пироксеновые породы (ийолиты) → мелилитовые породы → слюдиты и слюдяно-диопсидовые породы → неизменные гипербазиты (оливиниты).

Примерно к таким же выводам пришел и Е. М. Эпштейн (1961) при изучении Гулинской интрузии. Мелилитовые породы он относит к автореакционным скарнам, возникшим в послемагматический этап в стадию натриево-кальциевого метасоматоза.

Совершенно иной точки зрения придерживается Л. С. Егоров (1963), отстаивающий только интрузивное происхождение мелилитовых пород на всех ультраосновных — щелочных массивах Маймеча-Котуйской провинции (включая Гулинский). Он считает, что эти породы образовались в III фазу интрузивной деятельности (после гипербазитов, но до якупирангитов и ийолитов), а все вариации химического и минералогического состава объясняет дифференциацией магмы и ассимиляцией гипербазитов. По аналогии Л. С. Егоров склонен считать мелилитовые породы Карело-Кольского региона такими же по способу и времени образования.

Итак, многие исследователи Карело-Кольской провинции придерживаются метасоматических концепций в трактовке генезиса мелилитовых пород и в той или иной степени признают генетическую связь их со щелочными породами уртит-мельтейгитовой серии. Об относительном возрасте тех и других до сих пор нет единого мнения.

Мелилитовые породы локализуются преимущественно в северной половине массива, где приурочены к внутренней части интрузии ийолит-уртитов, тесно перемежаясь с монтичеллитовыми породами.

Крупное тело мелилитовых пород крайне невыдержанного состава, сильно скарнированных, отсечается на востоке (г. Медвежья). Мелилитовые породы здесь начинаются непосредственно от контакта с фенитами и протягиваются в северо-западном направлении внутрь массива на расстояние около 2,5 км при мощности до 1 км. Располагаются они среди существенно пироксеновых пород, пироксенизированных оливинитов и отчасти якупирангитов.

В южной половине массива мелилитовые породы встречены в виде небольшого тела (700 × 200 м) с неясными расплывчатыми контурами в зоне контакта ийолитов с пироксенитами.

Мелилитсодержащие (точнее, мелилитизированные и монтицеллитизированные) оливиниты неоднократно наблюдались в незначительных количествах и во внутренних частях массива на большом удалении от контактов со щелочными породами (южная оконечность оз. Ковдор).

Характернейшими особенностями мелилитовых пород являются: 1) непостоянство минерального состава и структур, 2) отсутствие резких, секущих контактов, расплывчатые переходы как с вмещающими породами, так и между отдельными разновидностями, 3) тесная перемежаемость и пространственная взаимосвязь со ще-

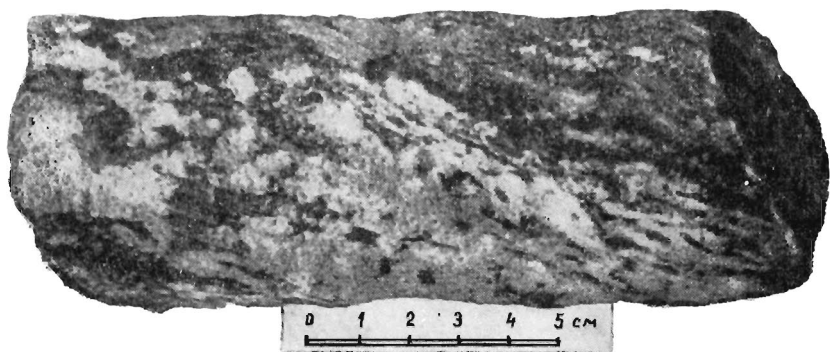


Рис. 22. Оливинит мелилитизированный.

лочными и монтицеллитовыми породами. На Ковдорском массиве выделяются две главнейшие разновидности мелилитовых пород: 1) турьяиты, состоящие из мелилита, пироксена и нефелина, 2) безнефелиновые мелилитовые породы (мелилититы, мелилит-пироксеновые, мелилит-оливиновые и др.).

Турьяиты располагаются в северной и восточной частях массива и тяготеют к внутренней стороне щелочной интрузии. Контакты турьяитов с ийолитами постепенные. Как правило, в зонах контактов наблюдается бессистемное чередование обеих разновидностей. Турьяиты восточной части не обнаруживают отчетливой пространственной приуроченности к ийолит-уртитам, которые распространены здесь незначительно. Участки ийолит-уртитового состава, неправильные по форме и небольшие по размерам, отмечаются нередко внутри тела турьяитов. Взаимопереходы между ийолит-уртитам и турьяитами как на востоке, так и на севере постепенные. Исключительно редко как в турьяитах, так и в ийолитах встречаются ксенолиты темно-серых среднезернистых оливинитов с «оплавленными», сглаженными очертаниями. Характерно, что приконтактные изменения оливинитов в обоих случаях одинаковы и выражаются в появлении тонкой (до 0,5 см) зональной оторочки из слюды и пироксена. Слюдяно-пироксеновый агрегат, помимо того, проникает по трещинкам далеко в глубь ксенолитов.

Безнефелиновые мелилитовые породы пространственно довольно четко отделяются от турьяитов. На севере они примыкают к внутренней стороне полосы щелочных пород и турьяитов, перемежаясь с монтичеллититами, на востоке располагаются по периферии тела турьяитов и связаны постепенными переходами с оливинитами и пироксенитами. Иногда наблюдаются мелкие жилки мелилитита с довольно резкими контактами (рис. 22).

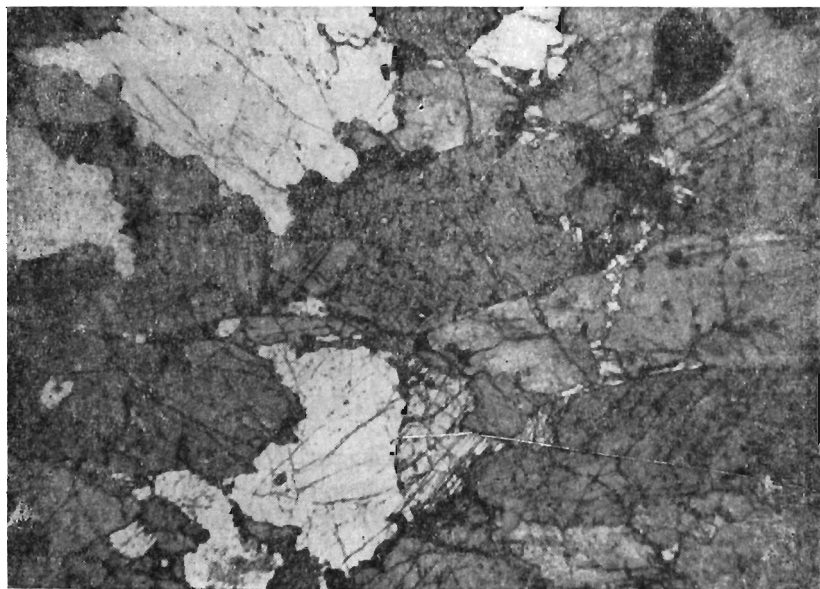


Рис. 23. Турьяит (нпк. " , ув. 12.)

Для обеих разновидностей мелилитовых пород характерна значительная степень вторичного изменения, обусловленная замещением их низкотемпературным комплексом скарновых минералов, состоящим из андрадита, амфибола, монтичеллита (второй генерации), хлорита, цеболлита, волластонита, диопсида, везувiana, капкринита, ярко-зеленого флогопита и других минералов.

Мелилитовые и монтичеллитовые породы, так же как и слюдяно-пироксеновые, рвутся жилами крупнозернистых ийолитов и ийолитуртитов, часто порломитсодержащих. Мощность их обычно не превышает 10—15 см. Контакты резкие, прямолинейные или извилистые. Встречаются они не часто, но сам факт их нахождения четко определяет верхний возрастной предел образования мелилитовых и монтичеллитовых пород.

Турьяиты состоят в основном из мелилита, пироксена, флогопита, нефелина (рис. 23, 24). Мелилит выделяется, как правило, в виде

неправильных зерен, лишенных кристаллографических очертаний. Цвет неизменного мелилита серый и темно-серый с отчетливыми лиловыми оттенками. Под микроскопом бесцветен; одноосный отрицательный; ось N_g совпадает с направлением совершенной спайности по (001). $N_g = 1,630-1,634$, $N_p = 1,624-1,629$, двупреломление $0,006-0,009$. Аномальные окраски выражены слабо или почти незаметны. Химический состав приводится в табл. 11.

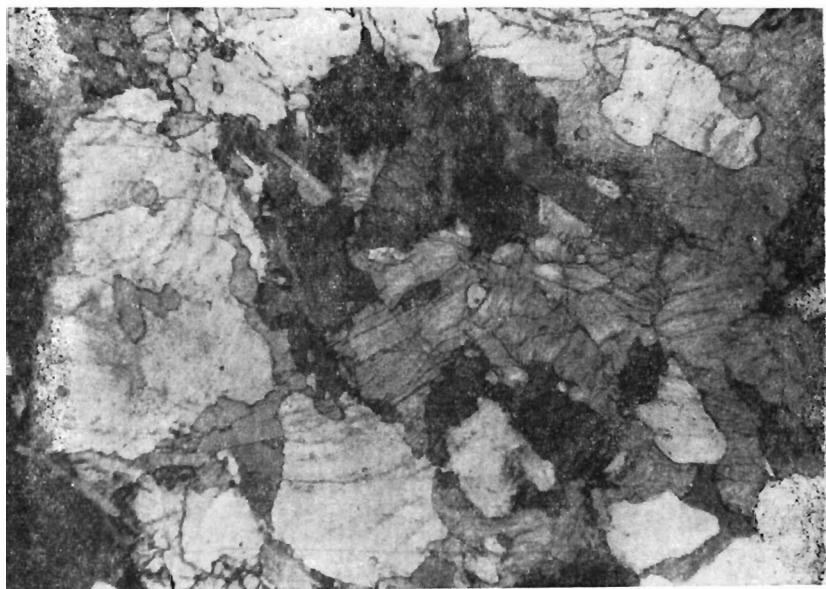


Рис. 24. Турьяит (шк. №, ув. 12).

Пироксен обычно идиоморфнее мелилита и образует столбчатые и таблитчатые кристаллы темно-зеленого цвета. Под микроскопом слабо окрашен в бледные желто-зеленые оттенки, не плеохроирует. Двупреломление $0,030-0,035$; угол cN_g равен $39-55^\circ$, $+2V$ в пределах $60-70^\circ$. По внешнему виду и константам очень похож на пироксен крупнозернистых ийолит-уртитов.

Нефелин образует ксеноморфные зерна или агрегаты зерен с гранобластовой структурой. Макроскопически серый и светло-серый, в шлифах бесцветен, прозрачен, без включений. Двупреломление $0,005-0,006$, показатели преломления: $N_g = 1,542-1,543$; $N_p = 1,537$. Химический состав представлен в табл. 12.

Три главных минерала (нефелин, пироксен и мелилит) в общем случае образуют равновесную ассоциацию. Иногда встречается мелилит поздних генераций, развивающийся по контактам зерен пироксена и нефелина или выполняющих тонкие прерывистые тре-

Таблица 11. Химический состав и оптические свойства меллититов

Оксиды	Вмещающие породы							Показатели	Вмещающие породы						
	Турьяит		Пироксен-меллититовая порода	Меллитит		Измененный меллитит	Турьяит		Пироксен-меллититовая порода	Меллитит		Измененный меллитит			
Химический состав, %:											Молекулярные количества, %:				
SiO ₂	43,18	44,10	43,69	43,87	43,31	42,60	42,80	Ca ₂ (Mg, Fe)Si ₂ O ₇	43,5	63,2	60,7	64,0	75,5	82,3	—
TiO ₃	0,83	0,22	0,05	0,06	0,06	—	0,05	(окерманит)							—
Al ₂ O ₃	10,55	7,46	8,37	6,96	5,14	3,39	3,94	NaCaAlSi ₂ O ₇	50,0	34,5	26,7	32,2	14,6	14,3	—
Fe ₂ O ₃	1,05	0,45	0,24	0,16	0,26	2,41	0,95	(Na-меллитит)							—
FeO	2,33	2,69	2,90	2,17	1,81	—	1,75	Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	1,0	0,2	4,3	2,0	4,2	—	—
MnO	0,08	0,08	0,11	0,07	0,07	—	0,05	(геленит)							—
CaO	28,91	32,91	32,22	34,10	35,73	36,70	35,76	Остаток	5,5	2,1	9,3	1,8	5,7	3,4	—
MgO	7,04	7,56	7,29	8,36	10,20	10,13	11,15	Оптические свойства:							—
K ₂ O	1,10	0,20	0,09	0,09	0,11	—	0,20	<i>N</i> g	1,631	1,630	1,635	1,634	1,636	1,631	—
Na ₂ O	5,10	4,00	4,35	3,82	2,83	2,86	2,30	<i>N</i> p	1,626	1,624	1,630	1,629	1,634	1,629	—
H ₂ O ⁻	0,02	0,04	—	—	—	0,15	—	<i>N</i> g— <i>N</i> p	0,005	0,006	0,005	0,005	0,002	0,002	—
H ₂ O ⁺	0,47	0,25	0,48	0,30	0,38	0,30	0,09								—
CO ₂	Следы	0,22	Не определялась				0,33								—
Σ	100,21	100,18	99,79	99,96	99,90	98,54	99,37								—

Примечание. 1, 2, 7 — по материалам В. И. Тернового, СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 3, 4, 5 — по материалам Н. С. Рудашевского, ЛГУ, аналитик Р. И. Рыжова; 6 — по материалам Н. А. Волотовской (1952).

1. $(Ca_{1,35}Na_{0,49}K_{0,07})_{1,91}(Mg_{0,41}Fe_{0,03}Al_{0,51}Fe_{0,04}Ti_{0,01})_{1,09}(Si_{1,31}Al_{0,05}O_7)$.
2. $(Ca_{1,58}Na_{0,39}K_{0,01})_{1,96}(Mg_{0,48}Fe_{0,11}Al_{0,40}Fe_{0,02}Ti_{0,01})_{1,02}(Si_2O_7)$.
3. $(Ca_{1,54}Na_{0,41}K_{0,01})_{1,96}(Mg_{0,48}Al_{0,40}Fe_{0,11}Fe_{0,01})_{1,00}(Si_{1,95}Al_{0,05}O_7)$.
4. $(Ca_{1,64}Na_{0,35}K_{0,01})_{2,00}(Mg_{0,58}Al_{0,33}Fe_{0,08}Fe_{0,01})_{1,00}(Si_{1,98}Al_{0,02}O_7)$.
5. $(Ca_{1,73}Na_{0,24}K_{0,01})_{1,98}(Mg_{0,68}Al_{0,24}Fe_{0,07}Fe_{0,01})_{1,00}(Si_{1,96}Al_{0,04}O_7)$.
6. $(Ca_{1,89}Na_{0,27})_{2,07}(Mg_{0,69}Fe_{0,05}Al_{0,13}Fe_{0,09})_{0,96}(Si_{1,96}Al_{0,01}O_7)$.

щинки. В ассоциации с таким мелилитом нередко обнаруживаются флогопит и кальцит.

Флогопит присутствует в турьяитах в переменных количествах. Для него характерен резкий плеохроизм в бурых тонах по прямой схеме. Показатели преломления: $N_g \simeq N_m = 1,611-1,613$, дву-преломление $0,038-0,045$. Флогопит образовался явно позже упомянутых выше минералов. Обычно развивается на стыке зерен нефелина и мелилита, нефелина и пироксена, замещая их. Химический состав флогопита представлен в табл. 12.

Таблица 12. Химический состав нефелина и флогопита из турьяитов. %

Оксиды	Нефелин		Флогопит		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,04	41,04	36,86	37,04	36,96
TiO ₂	0,17	0,02	2,40	2,32	2,20
Al ₂ O ₃	33,54	31,78	16,92	16,47	16,27
Fe ₂ O ₃	0,67	1,14	1,34	1,80	1,63
FeO	0,52	0,26	5,83	6,65	6,79
MnO	0,01	0,01	0,07	0,03	0,08
CaO	1,35	2,47	0,16	0,18	—
MgO	0,19	0,80	21,77	21,34	21,27
K ₂ O	5,50	5,50	8,09	8,62	9,11
Na ₂ O	16,10	16,65	1,53	0,87	0,72
H ₂ O ⁺	—	0,04	3,76	4,05	4,10
H ₂ O ⁻	0,03	0,03	0,46	—	0,02
CO ₂	0,22	0,33	Не определялось		
F	Не опр.		0,32	0,15	0,14
Σ	99,34	100,04	99,51	99,52	99,29
Кoeff. железистости	—	—	15,2	17,8	17,0

1, 2 — из материалов В. И. Тернового, аналитик В. Ф. Филонова, ЦХЛ СЗТУ; 3 — из материалов О. М. Римской-Корсаковой, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ; 4, 5 — из материалов В. А. Кононовой, аналитик В. И. Некрасова, Е. И. Ломейко, ИГЕМ АН СССР.

Второстепенными минералами турьяитов являются титаномагнетит, перовскит и шорломит. Развиваются они по контактам зерен пироксен-мелилитового агрегата, по трещинкам спайности и отдельности. Перовскит всегда окаймляет ксеноморфные зерна титаномагнетита и, в свою очередь, окружается шорломитом. Последний наблюдается лишь в турьяитах северной половины массива, притом в небольших количествах.

Вторичные минералы, широко развитые среди турьяитов, представлены цеболлитом, амфиболом, зеленым флогопитом, кальцитом, канкринитом, андрадитом, содалитом.

Мелилиты, мелилитизированные пироксеновые породы и оливиниты представлены средне- и крупнозернистыми породами серого, темно-серого и серо-зеленого цвета с массивной текстурой и гранобластовой, немагнетитовой, мозаичной и коррозионной структурой.

Под микроскопом мелилит бесцветен, оптически одноосный, отрицательный с положительным удлинением. Двупреломление варьирует от 0,002 до 0,007 и в целом заметно ниже, чем в турьяитах, $N_g = 1,631—1,637$, $N_p = 1,629—1,635$. Характерны серо-синие ано-



Рис. 25. Мелилит с магнетитом (черное). Видно зональное строение мелилита (виск. - , ув. 12).

мальные окраски, иногда зонально распределенные (рис. 25). При этом краевые части имеют большее двупреломление и светло-голубые окраски. В редких случаях внутренние части зерен состоят из оптически положительного мелилита, имеющего темные грязно-бурые аномальные окраски и переходящего к краям зерен через изотропный мелилит в обычный оптически отрицательный с серо-синими окрасками. Содержание мелилита в зависимости от степени мелилитизации колеблется от первых процентов до 95—98%. Пироксен и оливин в ассоциации с мелилитом неустойчивы и активно замещаются им. На начальных стадиях метасоматической переработки мелилит образует сеть мелких прожилков, цепочек и гнезд с извилистыми неправильными очертаниями, развиваясь по контактам зерен и тре-

щнам спайности. Как правило, на стыке зерен мелилита и оливина образуется тонкая каемочка мелкозернистого монтичеллитового агрегата. Второстепенными минералами являются титаномагнетит (5—7%), перовскит и редко зеленая шпинель. Последние два тяготеют к титаномагнетиту. Иногда около титаномагнетита отмечается кельфитовая каемка из проросших друг друга пироксена и амфибола.

Среди существенно мелилитовых пород довольно распространены измененные мелилититы, бывшие первоначально анхимономинеральными породами. От свежих мелилититов они отличаются более светлой окраской и матовым блеском мелилита. Под микроскопом устанавливается, что на фоне средне- и крупнозернистой гранобластовой мелилитовой породы развивается тонкозернистый и мелко таблитчатый агрегат волластонита и монтичеллита с диабластовой структурой. В других случаях вторичные минералы развиваются либо в виде сфероидальных агрегатов (в центре — андрадит, по краям — венички из монтичеллита), либо образуют пятна с расплывчатыми неправильными контурами, сложенные гранатом, амфиболом, монтичеллитом, зеленым флогопитом, титаномагнетитом.

Монтичеллититы располагаются в основном в северо-западной части массива, слагая серпообразную зону мощностью 450—600 м и протяженностью около 2,5 км. В небольшом количестве они обнаружены на северо-востоке массива. На севере монтичеллититы контактируют с турьитами и ийолитами, на юге — тесно перемежаются с мелилититами и мелилитизированными гипербазитами. В виде реликтов эти образования нередко наблюдаются среди скарно-подобных пород и флогопитоносных метасоматитов.

Внешне это серые и светло-серые анхимономинеральные однородные породы с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Под микроскопом монтичеллит бесцветен и прозрачен. Обычно зерна его переполнены мельчайшими включениями оливина, нередко субпараллельно ориентированными и угасающими одновременно с вмещающим зерном. По морфологии они иногда напоминают пертитовые вроски в калиевом полевом шпате (удлиненные, веретенообразные, игольчатые, таблитчатые, неправильной формы) и также, по-видимому, являются продуктом распада твердых растворов. Без анализатора их присутствие не улавливается, поскольку незаметна разница в показателях преломления, а в скрещенных николях они выделяются несколько большим двупреломлением. Иногда угасание их отличается от прямого на несколько градусов и в этом случае не совпадает с угасанием вмещающего зерна монтичеллита. Оптические константы монтичеллита:

Номер образца	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$-2V$, град.	Содерж. CaFeSiO ₄ мол. %
1	1,662	1,654	1,647	0,015	81	15
2	1,660	1,653	1,646	0,014	81	14
3	1,661	1,654	1,646	0,015	72	13
4	1,660	1,653	1,646	0,014	78	13
5	1,660	1,653	1,646	0,014	71	13

Химический состав монтчеллита представлен в табл. 13.

Существенно монтчеллитовые и тесно ассоциирующие с ними меллитовые породы связаны постепенными переходами, и в зонах их контактов распространены разновидности смешанного (меллит-монтчеллитового) состава. Под микроскопом в таких породах устанавливается отчетливое развитие меллита по монтчеллиту. Из-

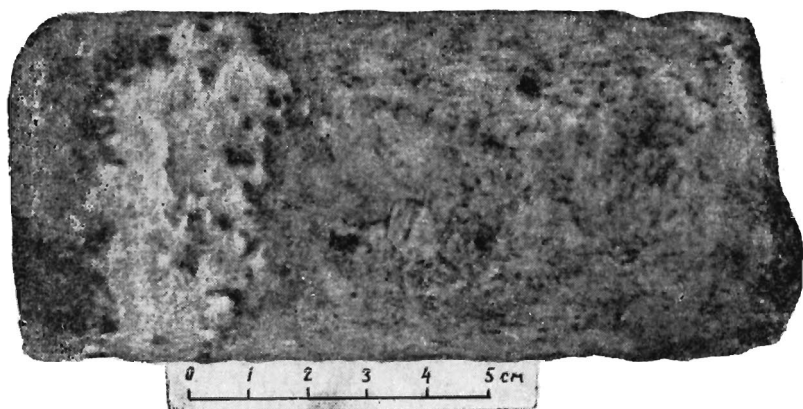


Рис. 26. Монтчеллитовая порода с жилой меллита, отороченной гранатом и амфиболом.

редна в монтчеллититах встречаются жилки меллита с резкими прямолинейными контактами (рис. 26). В подобных прожилках всегда присутствуют в переменных количествах скарновые минералы (андрадит, амфибол, цеболлит и др.). Вблизи контакта с ийолитами наблюдаются нефелинизированные монтчеллитовые породы. Нефелин, как и меллит, развивается обычно в виде мелких прожилков или неравномерно рассеян по всей породе. Здесь же отмечаются

Таблица 13. Химический состав монтчеллита, %

Оксиды	1	2	3	Оксиды	1	2	3
SiO ₂	37,10	36,56	37,19	MgO	22,66	23,19	22,63
TiO ₂	0,11	0,04	0,11	K ₂ O	0,10	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	0,47	0,19	0,57	Na ₂ O	0,14	0,14	0,09
Fe ₂ O ₃	0,46	2,53	0,26	П. и. п.	0,69	-	0,22
FeO	5,09	3,67	6,52	H ₂ O ⁻	0,02	-	Не опр.
MnO	0,18	0,17	0,21	CO ₂	0,33	1,21	»
CaO	33,19	33,03	32,58				
				Σ	100,54	100,79	100,43

Примечание. 1, 2 — по материалам В. П. Тернового, СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 3 — по материалам Н. С. Рудашевского, ЛГУ, аналитик Р. П. Рыжова.

дайки щелочных пород (полосчатых ийолитов и ийолит-пегматитов), секущие монтичеллититы.

Для монтичеллитовых пород характерно постоянное присутствие титаномагнетита в количестве до 10%, образующего неправильные изометрические зерна, окруженные, как правило, мелкочешуйчатым бледно-зеленым флогопитом (рис. 27). Кроме титаномагнетита наблюдаются редкие мелкие зерна перовскита и зеленой шпинели.



Рис. 27. Монтичеллит с титаномагнетитом (черное) (пик. +, ув. 42).

В качестве реликтов в этих породах встречается лишь оливин (рис. 28), из чего можно сделать вывод, что монтичеллититы формировались только по оливинитам. Химический состав меллититовых пород приведен в табл. 14.

Метасоматическая природа меллититизированных оливинитов и пироксенитов, а также меллититов и монтичеллитовых пород не вызывает сомнения ни у одного из исследователей Ковдора. Поэтому магматическая гипотеза Л. С. Егорова (1963) и его номенклатура оливин-пироксен-меллититовых пород, возможно, справедливые для массивов Сибирской платформы, в данном случае неприемлемы. Однако с позиций метасоматоза трудно объяснить возникновение другой главной разновидности меллититовых пород — турьяитов. Основные возражения заключаются в следующем.

1. В переходной зоне от ийолитов к турьяитам, по гипотезе А. В. Лапина [1962], должно иметь место замещение меллитита

пироксеном и нефелином (при разрастании зоны нефелин-пироксеновых пород), т. е. мелилит в породах пироксен-нефелин-мелилитового



Рис. 28. Реликты оливины (серое) в пироксене (черное) и меллителлите (белое).

состава будет реликтовым минералом. По представлениям А. А. Кухаренко [Кухаренко и др., 1965], должна наблюдаться обратная

Таблица 14. Химический состав мелилитовых пород, %

Оксиды	Мелилититы		Турьянты				Средний состав турьянтов Сиб. платформ. по Л. С. Егорову (1963)
	1	2	3	4	5	Среднее из 4 анализов	
SiO ₂	37.91	38.60	37.10	39.26	34.84	37.45	37.43
TiO ₂	0.54	1.12	Не опр.	2.02	1.59	1.58	2.23
Al ₂ O ₃	3.90	13.63	9.88	7.00	7.82	9.58	9.28
Fe ₂ O ₃	5.42	3.36	8.42	9.35	9.10	7.56	7.47
FeO	6.54	4.33	5.60	6.16	6.38	5.62	5.88
MnO	0.26	0.07	0.13	0.14	0.13	0.12	0.24
MgO	26.13	9.59	7.14	10.09	10.50	9.33	10.32
CaO	16.63	19.30	25.67	22.26	26.87	23.52	21.68
Na ₂ O	0.90	4.02	3.60	2.55	2.46	3.16	3.84
K ₂ O	0.57	3.18	1.00	0.41	0.13	1.18	1.54
P ₂ O ₅	Следы	0.08	0.04	—	—	0.03	0.09
CO ₂	Не опр.	Не опр.	1.14	—	—	0.38	—
H ₂ O ⁻	0.16	0.30	0.30	Не опр.	Не опр.	0.30	—
П. п. п.	0.48	2.00	1.24	0.88	0.55	1.17	—
Σ	99.44	99.58	99.83	100.12	100.37	100.98	100.00

Примечание. 1, 2 — по данным Н. А. Волоотовской (1952); 3 — обр. 510/1, ЦХЛ, СЗТИУ, аналитик Борухович; 4, 5 — по данным Н. С. Рудашевского, ЛГУ, аналитик Р. И. Рыкова.

картина — мелилитизация ийолитов. Фактически мелилит в общем случае равновесен в ассоциации с нефелином*.

2. Мелилитизация ийолитов не подтверждается и геологическими наблюдениями. Относительный возраст турьяитов и ийолит-уртитов определен достаточно четко и сейчас не вызывает сомнения одновременность этих образований.

3. Нефелинизация пироксенитов, взятая за основу в схеме А. В. Лапина, не имеет регионального значения и проявляется лишь в узких локальных зонах вне всякой связи с турьяитами.

4. Обе гипотезы метасоматического происхождения предусматривают строгую приуроченность турьяитов к зонам контактов гипербазитов со щелочными породами. С этих позиций трудно объяснить почти полное отсутствие мелилитовых пород в южной половине массива (где геологическая обстановка аналогична) и обособленное расположение крупного тела мелилитовых пород в восточной его части.

Не исключено, что турьяиты возникли путем кристаллизации из щелочных расплавов одновременно с ийолит-уртитам II подфазы и являющихся своеобразной фациальной их разновидностью.

Появлению мелилита наряду с пироксеном и нефелином могли способствовать следующие причины.

1. Первичный состав расплава, обогащенного по сравнению с ранними порциями щелочной магмы кальцием и легколетучими компонентами. Это привело не только к появлению мелилита, перовскита, шорломита и существенной перекристаллизации турьяитов и ийолит-уртитов, но и к мощному постмагматическому скарнированию как щелочных пород, так и вмещающих гипербазитов.

2. Благоприятная физико-химическая обстановка, обусловившая нестабильность режима углекислоты в разных участках интрузивной камеры.

3. Локальное понижение давления CO_2 способствовало повышению активности кальция и соответственно приводило к кристаллизации из расплава мелилита вместо пироксена. Этим объясняется появление мелилита совместно с пироксеном, постепенные переходы и перемежаемость турьяитов с ийолит-уртитам. Ассимиляция гипербазитов и десиликация расплава объясняют приуроченность турьяитов к зонам контактов с гипербазитами. Этот фактор играл, по-видимому, ведущую роль при формировании интрузии в восточной части массива, где участки нефелин-пироксенового состава встречаются среди турьяитов в относительно небольшом количестве.

* Частные случаи, указывающие на более молодой характер нефелина, образующего мелкие прожилки в турьяитах, действительно имеют место. Однако эти редкие примеры не могут являться отправным моментом при трактовке генезиса турьяитов, поскольку такие прожилки могут появиться на заключительных стадиях формирования щелочных пород в результате автосоматоза и перекристаллизации, сопровождавшейся незначительным переотложением вещества.

Л. С. Бородиным [1960, 1962], была в дальнейшем поддержана и развита А. В. Лапиным на примере изучения Ковдорского массива [1962, 1963]. Процессам нефелинизации А. В. Лапин придает огромное петрогенетическое значение, считая, что с ними сопряжена мелилитизация и флогопитизация гипербазитов. По его мнению, щелочные, мелилитовые и слюдяно-диопсидовые породы с промышленно ценными скоплениями флогопита являются составной частью одной инфильтрационной метасоматической колонки, а следовательно, возникли одновременно и пространственно тесно связаны друг с другом. Подобные заключения, при подтверждении их правомочности, должны играть большую роль при постановке геолого-поисковых и разведочных работ в пределах подобных массивов. Отсюда ясно, что очень важно определить истинное значение процессов нефелинизации, особенно на таких хорошо изученных и наиболее интересных массивах, как Ковдорский.

Единственные образования, в которых проявлены в заметных масштабах процессы нефелинизации, — это щелочные пироксениты на юге массива. Однако именно в этой части массива практически отсутствуют мелилитовые и моптичеллитовые породы. Напротив, к ийолит-уртитам северной половины (более лейкократовым, крупнозернистым, с неоднородными такситовыми текстурами), в которых замещение пироксена нефелином проявляется в незначительных масштабах, приурочена основная масса турьяитов и мелилитовых пород. Таким образом, процессы мелилитизации и нефелинизации в данном случае разобщены в пространстве.

Метасоматической природе щелочных пород мельтейгит-уртитовой серии противоречат отсутствие тенденции к мономинеральности, которая обязательно должна была бы проявиться при тех огромных масштабах процесса, какие предполагают авторы гипотезы, а также магматические структуры и текстуры ийолитов обеих разновидностей. существование даек ийолит-мельтейгитов и ийолит-пегматитов, обладающих четкими секущими контактами, постоянным составом и структурой независимо от состава вмещающих пород. Эти факты очевидны и для А. В. Лапина (1965), который пришел к выводу, что формирование тыловой зоны можно, по-видимому, рассматривать как процесс магматического замещения, т. е., иными словами, ийолитизации.

Ошибочным также следует считать отнесение к единой метасоматической колонке нефелинизации слюдяно-диопсидовых пород с промышленными концентрациями флогопита.

Как было показано выше, пироксен- и флогопитсодержащие породы возникли в два этапа. К первому относится очень пестрый набор метасоматических пород магматической стадии, в которых промышленные концентрации флогопита не обнаружены. Во второй (послемагматический) этап возникли флогопит-оливин-диопсидовые породы с пегматоидными и гигантозернистыми структурами (флогопитовый комплекс), к которым и приурочены все основные запасы флогопита. Но эти породы синхронны по времени возникновения

с железорудным комплексом и развиваются по всем более древним метасоматическим образованиям, включая как ранние слюдяно-пироксеновые породы, так и меллититы и монтичеллититы, реликты которых в обилии отмечаются в всячем боку Главной залежи.

Исходя из изложенного, мы целиком присоединяемся к следующему выводу: «явления нефелинизации пироксенитов, на чем базируются представления о метасоматической природе ийолитов и мельтунгитов с далеко идущими петрогенетическими следствиями этой гипотезы, . . . имеют в изученных массивах резко локальное развитие и приурочены к зонам контакта щелочных интрузий с более ранними гипербазитами» [Кухаренко и др., 1965, стр. 680].

ФЕНИТЫ И ФЕНИТИЗИРОВАННЫЕ ГНЕЙСЫ

Общая площадь ореола фенитов, окаймляющих Ковдорский массив, составляет около 13 км². Ширина ореола непостоянна. Мощность его на юге, где сосредоточена основная масса фенитов, превышает местами 1,5 км, в западной части — не более 0,1—0,4 км. Вдоль северных и восточных границ интрузии вмещающие гнейсы переработаны значительно слабее и подчас почти неизменены. Происхождение фенитов связывается с метасоматическими процессами магматической стадии, сопровождавшими внедрение и кристаллизацию щелочной магмы.

В строении ореола фенитов устанавливается зональность, обусловленная постепенной сменой минеральных ассоциаций в процессе переработки гнейсов. В слабо измененных биотитовых гнейсах, наиболее удаленных от контакта, сохраняются присущий им облик и структурно-текстурные особенности. Наблюдается лишь уменьшение основности плагиоклаза, появляются хлорит, серицит, эпидот. Решетчатый микроклин слабо альбитизируется. Далее по направлению к контакту с интрузией биотит замещается амфиболом (часто арфведсонитом), наблюдается исчезновение решетчатой структуры калиевого полевого шпата. В дальнейшем наблюдается повышение щелочности фенитов. Исчезает кварц, появляется пироксен, варьирующий по составу от эгирина до эгирин-диопсида (cNg 12—40°). Наряду с полосчатыми фенитами встречаются их разновидности с гранобластовыми и коррозионными структурами.

Вблизи массива развиты пироксен-полевошпатовые породы, массивные или грубополосчатые, серые, зеленовато-серые, грязно-зеленые, мелко-среднезернистые с призматически зернистыми и гранобластовыми структурами. Помимо пироксена, альбита и калиевого полевого шпата в фенитах присутствуют нефелин и флогопит (бурозеленый). В качестве аксессуарных минералов наблюдаются апатит, сфен, магнетит, сульфиды. Вторичные представлены цеолитами п канкринитом.

Вблизи тел карбонатитов 1 стадии в фенитах появляются волластонит и кальцит, а около карбонатитов 2 стадии — альбит, кальцит.

ГРАНАТОВЫЕ СКАРНЫ

Скарноподобные образования, сложенные гранатом, монтичеллитом (второй генерации), амфиболом, флогопитом, везувианом, канкринитом и другими минералами, пространственно и генетически тесно связаны с мелилитовыми породами. Практически в любой горной выработке, вскрывшей мелилитовые породы, можно обнаружить комплекс скарновых минералов и, наоборот, повсеместно среди скарнов встречаются в том или ином количестве реликты турьяитов, мелилититов или монтичеллитовых пород. Следует отметить, что скарнированию подверглись не только мелилитовые породы, но и окружающие их ийолит-уртиты, гипербазиты, слюдяно-пироксеновые породы и пироксениты. Процесс скарнирования редко проходит до конца, и обычно по обилию реликтов удается распознать материнские породы. Контуры полей скарнов, обозначенные на геологической карте, до некоторой степени условны и говорят лишь о преобладании на данных участках скарновых ассоциаций над вмещающими породами. Переходы между скарнами и замещаемыми породами постепенные. Скарны пересекаются дайками полевошпатовых ийолитов III фазы, карбонатитовыми жилами и замещаются метасоматитами флогопитового комплекса. Сформировались они в послемагматическую стадию в результате аутометасоматической (автометаморфической) переработки щелочных и мелилитовых пород и кальциевого метасоматоза гипербазитов. По определению В. А. Жарикова [1960], такие скарны следует относить к автореакционным.

Сформировались автоскарны в две подстадии: в I образовались андрадитсодержащие среднезернистые разновидности с амфиболом, монтичеллитом, зеленым флогопитом, диопсидом, во II — более низкотемпературные тонкозернистые бело-желтые скарны, состоящие из кальцита, везувиана, гроссуляра, клинохлора, клиноцоизита, белого диопсида, канкринита, цеболлита, хуанита.

Гранатсодержащие скарны представляют собой мелко- и среднезернистые породы с неравномернозернистыми нематогранобластовыми структурами и массивной текстурой. Цвет их зависит от количественных соотношений основных минералов: богатые монтичеллитом породы имеют светлую зеленовато-серую окраску, богатые амфиболом — темно-зеленую, гранатом — серовато-бурую и зеленовато-бурую. Характерна пятнистая окраска, обусловленная неравномерным распределением минералов. Амфибол-гранат-монтичеллитовые и амфибол-монтичеллитовые скарны образуются при переработке оливинитов и оливин-пироксеновых пород. Амфибол-гранатовая ассоциация развивается по мелилититам и пироксен-мелилитовым породам, слюдяно-гранатовая (либо амфибол-гранатовая) — по щелочным породам и турьяитам.

Монтичеллит встречается обычно в оливинсодержащих породах, избирательно замещает оливин, часто окружая и бронируя крупные зерна, что придает породе порфиroidный облик (рис. 29).

Оптические константы монтичеллита: 1) обр. 47, скв. 207, глуб. 43 м — $N_g = 1,664$; $N_m = 1,656$; $N_p = 1,647$; $n = 0,017$; $2V = 78$; содержание $\text{CaFeSiO}_4 = 16$ мол. %; 2) обр. 776, сев. участок железорудного м-ния — $N_g = 1,668$; $N_m = 1,658$; $N_p = 1,650$; $n = 0,018$; $2V = 76$; содержание $\text{CaFeSiO}_4 = 20$ мол. %.

Амфибол образует обычно идиоморфные кристаллы темно-зеленого цвета (рис. 30). Под микроскопом окрашен в бледно-зеленый цвет (очень часто с синеватыми оттенками), по N_p в бледно-зеленовато-желтый. Угол cNg колеблется в пределах $20-30^\circ$, двупреломление $0,015-0,024$, угол $2V$ $80-90^\circ$ (положительный и отрицательный). Нередки двойники. Оптические константы амфибола: $cNg = 22-30^\circ$; $2V = +76$ до 84 , -79 до 88° ; $N_g = 1,690-1,691$; $N_m = 1,675-1,678$; $N_p = 1,665$; $N_g - N_p = 0,025-0,026$; схема абсорбции, плеохроизм $N_g > N_m > N_p$: по N_g серовато-зеленый или голубовато-зеленый, по N_p зеленовато-желтый до светло-желтого. Гранат наблюдается в виде зернистых скоплений, порфиробласт и мелких гнезд неправильной формы. Изотропен, редко слабо двупреломляет. Окрашен в желто-бурый цвет. В краевых частях зерен окраска обычно светлее. Химические составы монтичеллита, амфибола и граната приведены в табл. 15, гранат-амфибол-монтичеллитовой породы —

Таблица 15. Химический состав минералов гранат-амфибол-монтичеллитовых пород

Оксиды	Бурый гранат (титанистый андрацит)	Монтичеллит (из амфибол-монтичеллитовых пород)		Амфибол	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	34,54	35,95	37,00	42,12	42,63
TiO ₂	2,87	0,06	0,08	0,40	0,26
Al ₂ O ₃	1,75	0,79	0,04	10,63	12,29
Fe ₂ O ₃	24,41	—	0,67	5,90	5,73
FeO	0,54	12,32	6,59	4,07	1,88
MnO	0,12	0,32	0,29	0,15	0,03
CaO	32,21	31,91	33,05	14,17	13,00
MgO	1,83	17,74	21,74	16,52	18,58
Na ₂ O	0,26	0,10	0,19	2,64	3,20
K ₂ O	0,20	0,02	0,14	0,68	0,54
H ₂ O ⁻	0,02	Не опр.	0,06	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	1,99
П. н. п.	0,62	0,71	0,62	2,32	—
F	—	Не определялось		—	0,12
CO ₂	1,10	Не опр.	Следы	0,44	Не опр.
Σ	100,47	99,92	100,47	100,04	100,25

Примечания: 1, 3, 4, 5 по материалам авторов, СЗТГУ, аналитик В. Ф. Филонова; 2 - по материалам Н. С. Рудашевского, ЛГУ, аналитик Р. П. Рыжова.



Рис. 29. Реликт оливина (серое) в амфибол-монтичеллитовой породе (ник. +, ув. 12).

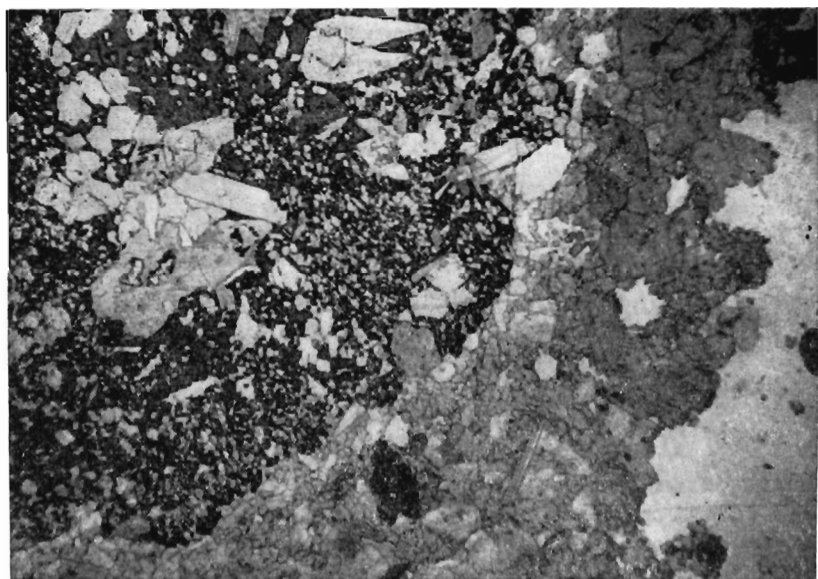


Рис. 30. Гранат-амфибол-монтичеллитовая порода (ник. ||, ув. 14).

в табл. 16, количественно-минералогический состав породы -- в табл. 17.

Флогопит, характерный для скарнов, заместивших турьяиты и щелочные породы, образует мелкие листочки с ярко-зеленой окраской (рис. 31). Иногда можно встретить зональные слюдяно-гранатовые жилки, в которых внутренние части сложены андрадитом, а краевые — флогопитом (рис. 32). Под микроскопом резко плеохроирует: *Ng* — зеленый, *Np* — почти бесцветный.

Таблица 16. Химический состав гранатовых скарнов

Окислы			Окислы		
	1	2		1	2
SiO ₂	36,32	35,14	Na ₂ O	0,66	1,40
TiO ₂	0,85	Не опр.	P ₂ O ₅	0,03	0,13
Al ₂ O ₃	3,14	9,15	SO ₃	0,06	Не опр.
Fe ₂ O ₃	8,48	12,80	H ₂ O	0,02	0,30
FeO	5,99	1,26	П. п. п.	0,74	4,52
MnO	0,17	0,12	CO ₂	0,66	2,20
CaO	29,17	25,74	F	0,05	Не опр.
SrO	0,04	Не опр.	BaO	Не опр.	0,06
MgO	13,28	7,16			
K ₂ O	0,19	2,40			
			Σ	99,85	102,38

Примечание. По материалам авторов, СЗТГУ, аналитик А. И. Ивапова.

Таблица 17. Количественно-минералогический состав породы, об. %

Минералы	Номер шлифа		Среднее
	1	2	
Монтичеллит	26,4	29,9	28,2
Гранат	40,7	52,9	46,8
Амфибол	31,6	16,2	23,9
Магнетит	0,5	1,0	0,7
Кальцит	0,8	—	0,4
Всего	100,0	100,0	100,0

Реликтовыми минералами являются меллит, оливин, пироксен (рис. 33, 34), бурые слюды, магнетит, перовскит. Последние два минерала часто сохраняются внутри скоплений граната.

Мелкозернистые скарны белого цвета с желтыми и зелеными оттенками, образованные во II подстадию, широкого площадного распространения не имеют и сосредоточены в основном среди мели-

литовых пород, где встречаются в виде пятен, участков, прожилков с неясными расплывчатыми очертаниями. В незначительных количествах они обнаруживаются среди оливинитов, пироксенитов, щелочных пород и гранатосодержащих скарнов I подстадии.



Рис. 31. Распределение флогопита в скарнах (ник. +, ув. 14).

Скарны вскипают под соляной кислотой благодаря обилию кальцита. Он присутствует повсеместно как избыточный минерал, образуя

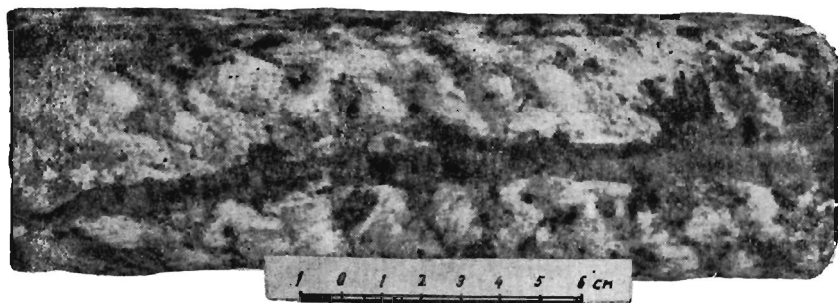


Рис. 32. Слюдяно-гранатовая жила в турьяте.

тонкозернистую или мелкозернистую основную ткань, иногда наблюдается в тесных сростаниях с цоизитом. Диопсид в шлифах бесцветен. Редко во внутренних частях кристаллов сохраняется первич-

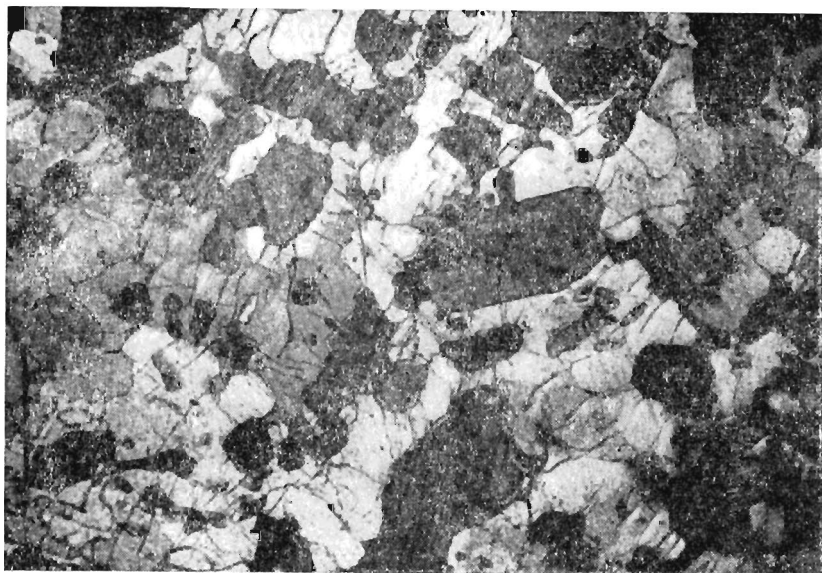


Рис. 33. Амфибол-монтичеллитовая порода с реликтами оливина (серое) и пироксена (темно-серое) (ник. +, ув. 33).

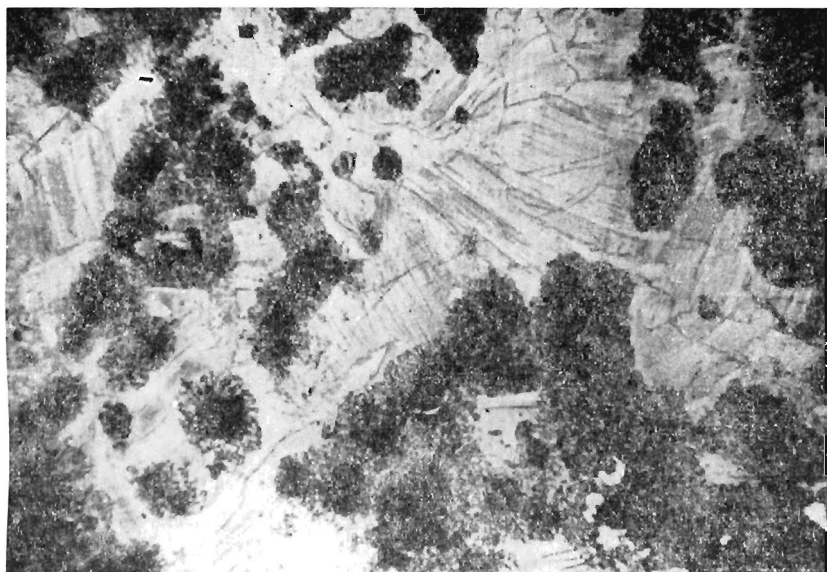


Рис. 34. Замещение меллилита (белое) монтичеллитом (серое) и гранатом (черное) (ник. ||, ув. 12).

ный зеленоватый пироксен. Угол cNg 37—42°, двупреломление 0,030—0,035, угол $2V = +60^\circ$. Там, где присутствуют оба пироксена, уступаивается, что угол cNg бесцветного диопсида меньше на 5—6°, чем у зеленоватого, а двупреломление выше на 0,003—0,005. Диопсид довольно редко бывает устойчив в совокупности с остальными скарновыми минералами и замещается кальцитом, везувианом, гранатом. Везувиан образует идиоморфные кристаллы или зернистые массы. В образцах окрашен в зеленый цвет, в шлифах бесцветный или бледно-желтый. В срезах, перпендикулярных оптической оси, идиоморфные кристаллы имеют квадратные сечения со срезанными углами. Для везувиана характерны густо-синие и фиолетовые окраски в центрах зерен и темно-бурые в краях. Иногда наблюдается зональность, выражающаяся в чередовании различно окрашенных зон (синих, лилово-бурых, нормально белых, оливково-бурых). Хлорит макроскопически теряется среди белой или слабо окрашенной массы и с трудом обнаруживается лишь под биноклем. Под микроскопом бесцветен, обладает совершенной спайностью, прямым угасанием и отрицательным удлинением. Оптически псевдоодноосный, положительный, двупреломление около 0,006. Характерны серые и грязно-серые, редко серо-синие аномальные окраски. По константам близок к клинохлору. Цоизит наблюдается в сростаниях с кальцитом, образуя сноповидные или радиальнолучистые агрегаты. Ему свойственны темно-синие аномальные окраски, низкое двупреломление, положительное удлинение и положительный угол оптических осей. В мелких зернах практически неотличим от везувиана. Гранат встречается в виде бесцветных и светло-голубых зернистых скоплений. Изотропец, но нередко обнаруживает аномальное двупреломление до 0,003—0,004. Канкринит и цеболлит характерны лишь для скарновых ассоциаций, развивающихся по щелочным породам и турьяитам.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛОГОПИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Породы флогопитового комплекса образуют полукольцевую концентрическую зону в северной части массива мощностью от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 км и общей длиной около 8 км. С внешней стороны полукольца располагаются гранат-амфибол-монтичеллитовые, гранат-амфиболовые и слюдяно-пироксеновые породы, мелилититы монтичеллититы и в различной степени измененные оливиниты. Резко преобладают гранат-амфибол-монтичеллитовые скарны.

Выше уже отмечалось, что скарны характеризуются крайне неоднородным составом. Почти повсеместно в них встречаются реликтовые участки мелилититов, мелилититизированных оливинитов и слюдяно-пироксеновых пород, монтичеллититов и монтичеллитизированных оливинитов. Иногда крупные интервалы сложены почти мономинеральными мелилититами, либо мелилититизированными слюдяно-пироксеновыми породами, рассеянными тонкими жилками

гранат-амфибол-монтичеллитового и гранат-везувиан-диопсидового состава. Количество и размеры таких участков при удалении от пород флогопитового комплекса увеличивается.

С внутренней стороны полукольцевой зоны преобладают слабо измененные оливиниты. Но и здесь нередко крупные участки сложены слюдяно-пироксеновыми, гранат-амфибол-монтичеллитовыми и мелилитовыми разновидностями пород.

Среди гранатовых скарнов и мелилит-монтичеллитовых пород, иногда на значительном удалении от полукольца, скважинами вскрыты самостоятельные залежи или жильные образования пород флогопитового комплекса мощностью от первых сантиметров до 100 м (рис. 35). К сожалению, из-за полного отсутствия обнажений и большой мощности вскрышных пород морфология и характер контактов этих залежей остались не изученными.

Тем не менее, становится очевидным, что породы флогопитового комплекса образовались на месте пестрых по петрографическому составу метасоматитов, среди которых господствуют гранатовые скарны, мелилититы, слюдяно-пироксеновые породы, монтичеллититы и в различной степени измененные оливиниты. Реликты всех этих пород встречаются в образованиях флогопитового комплекса повсеместно. С внешней стороны особенно часты реликты гранатовых скарнов и мелилититов, с внутренней — слюдяно-пироксеновых пород и оливинитов. Все это указывает, что породы флогопитового комплекса в основной массе тяготеют к области контакта силикатных метасоматитов с оливинитами ядра массива.

Наличие жильных образований флогопита в гранатовых скарнах и метасоматитах магматического этапа, а также реликтов последних в породах флогопитового комплекса свидетельствует о более молодом его возрасте. В свою очередь, породы флогопитового комплекса пересекаются дайками полевошпатовых ийолитов, сиенитов и жилами карбонатитов и, следовательно, их возрастное положение определяется однозначно и весьма надежно: они образовались позднее гранатовых скарнов, но до внедрения даек щелочных пород III фазы.

Более 95% площади полукольца пород флогопитового комплекса сложено неравномернозернистыми, преимущественно средне- и мелкозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми породами, сменяющимися к внутренней части массива (к оливинитам) широким ореолом (до 1,0—1,5 км) флогопитизированных и диопсидизированных оливинитов, а к периферии — узкими невыдержанными зонами флогопит-диопсидовых и диопсид-амфиболовых пород (рис. 36). Среди этого огромного поля средне- и мелкозернистых пород наблюдаются небольшие линзовидные тела и невыдержанные маломощные зоны, часто выклинивающиеся по простиранию и падению, крупнозернистых флогопит-оливиновых и флогопит-диопсид-оливиновых пород, в которых содержание флогопита достигает промышленных размеров. Еще реже встречаются мелкие линзовидные или жилкообразные тела гигантозернистых флогопит-оливиновых и флогопит-диопсид-оливиновых пород, в которых кристаллы флогопита дости-

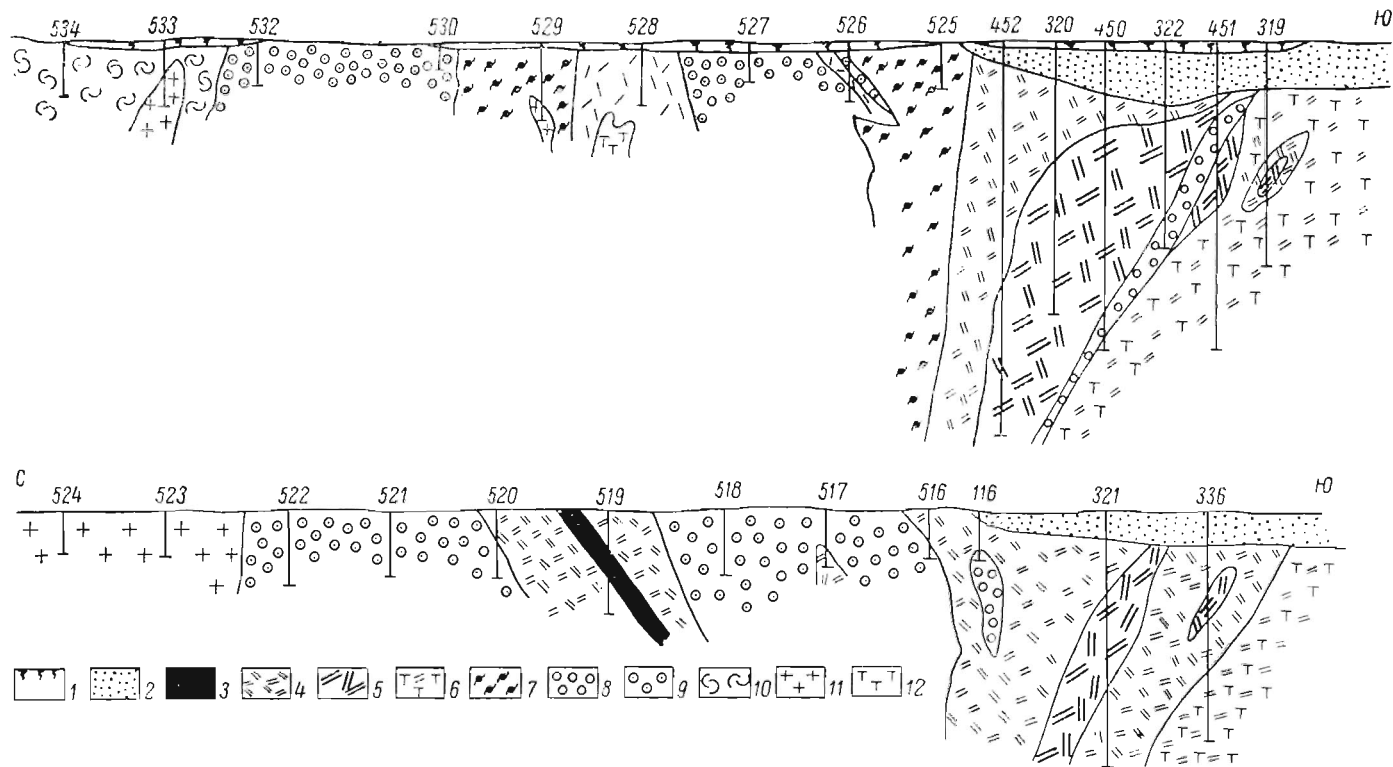


Рис. 35. Геологические разрезы по флогопитовому комплексу пород.

1 — четвертичные отложения; 2 — кора выветривания (вермикулитовая толща); 3 — карбонаты; 4 — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелкозернистые; 5 — флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые и пегматоидные; 6 — оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 7 — гранатовые скарны; 8 — мелилититы; 9 — монтчеллититы; 10 — турьяиты; 11 — ийолит-уртиты; 12 — оливиниты.

гают 1 м в поперечнике. Такие гигантозернистые породы, как правило, окружены ореолом крупнозернистых, сменяющихся, в свою очередь, средне- и мелкозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми породами.

Из приведенных данных видно, что хотя флоголитовые породы на Ковдорском массиве занимают огромные площади, они в преобладающей своей части характеризуются мелкопластинчатым

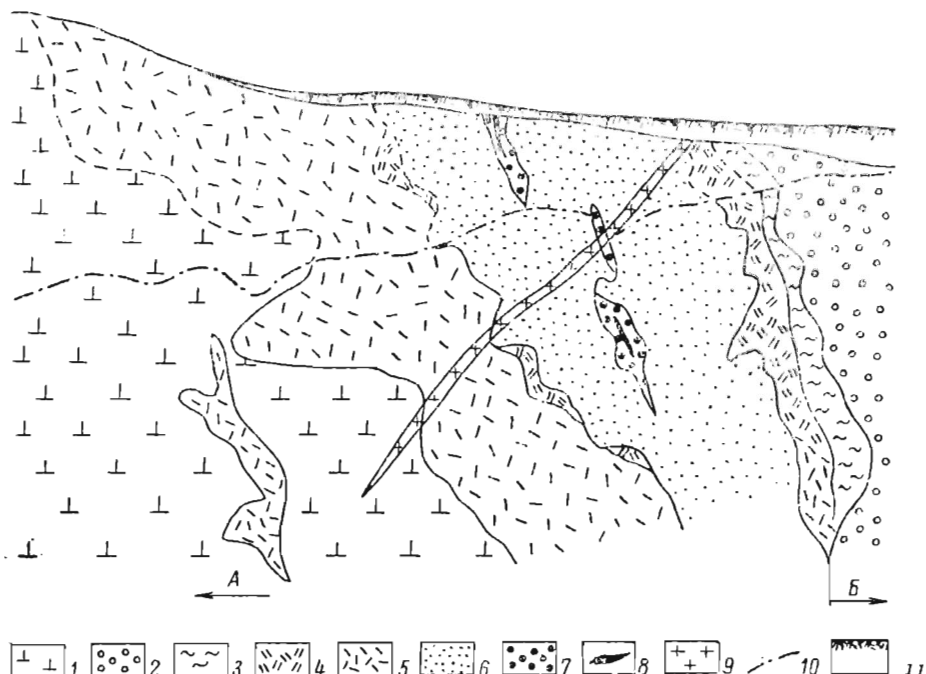


Рис. 36. Типовой схематический разрез через всю толщу флогопитового комплекса.

1 — оливиниты ядра массива; 2 — апооливинитовые метасоматиты магматического этапа и гранатовые скарны; 3—7 — породы флогопитового комплекса: 3 — диопсид-амфиболовые, 4 — флогопит-диопсидовые средние и мелкозернистые, 5 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты средние и мелкозернистые, 6 — флогопит-диопсид-оливинитовые породы средние и мелкозернистые, 7 — флогопит-диопсид-оливинитовые породы крупнозернистые; 8 — флогопит-диопсид-оливинитовые породы гигантозернистые, 9 — подешчатые породы (дальки III фазы); 10 — подошва коры выветривания вермикулитовой толщи; 11 — четвертичные отложения. А — ядро массива (оливиниты); Б — кольцо апооливинитовых метасоматитов магматического этапа.

и мелкочешуйчатым флогопитом, представляющим промышленный интерес лишь в коре выветривания, где он гидратизирован и превращен в вермикулит.

Флогопит промышленных размеров образует обычно небольшие, быстро выклинивающиеся линзовидные тела и жиллообразные зоны, глубоко запрятанные среди обширного поля мелко- и среднезернистых флогопитоносных пород.

Указанные выше особенности пространственного размещения промышленных скоплений флогопита в сочетании с почти полным отсутствием естественных обнажений на Ковдорском массиве и наличием мощной коры выветривания отчасти объясняют неудачу поисков флогопита в начальные стадии. Открытие флогопита стало возможным лишь после проведения глубокого бурения и детальной геологической съемки, оконтуривания вермикулитового месторождения, выяснения в результате основных закономерностей распределения слюд в Ковдорском массиве вообще и крупнопластинчатого флогопита в частности.

Резко выделяется по размерам Главная флогопитовая залежь, вскрытая глубоким бурением в северо-западной части полукольца и располагающаяся в центральной части флогопит-диопсид-оливиновых пород.

Главная залежь является, по существу, слепой, не выходящей на поверхность. Современный эрозионный срез вскрыл лишь мелкозернистые и отчасти средне- и крупнозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы, окружающие широким ореолом погребенную залежь гигантозернистых и пегматоидных разновидностей флогопитовых пород. Главная залежь характеризуется более четким зональным строением. В центральной ее части располагаются оливиновые почти мономинеральные породы. Они окружены широким ореолом флогопит-оливиновых и флогопит-диопсид-оливиновых пород, сменяющихся, в свою очередь, вначале флогопит-диопсидовыми, а затем диопсид-амфиболовыми породами. Зональность Главной залежи подчеркивается строго закономерной сменой структуры пород от гигантозернистой и пегматоидной в центре до средне- и мелкозернистой на периферии. Почти все известные в настоящее время промышленные скопления флогопита располагаются в пределах Главной залежи.

Детальная характеристика Главной залежи приводится в гл. VI. Там же подробно рассматривается минералогия. Здесь, во избежание повторений, дается лишь краткое описание главнейших разновидностей пород, слагающих полукольцо флогопитового комплекса: флогопит-диопсид-оливиновых, флогопит-диопсидовых, флогопит-диопсид-монтичеллитовых, диопсид-амфиболовых, флогопитизированных и диопсидизированных оливинитов.

Описание оливиновых и флогопит-оливиновых пород, развитых лишь в пределах Главной залежи, здесь не приводится.

Флогопит-диопсид-оливиновые породы располагаются в центральных частях полукольца и являются основной разновидностью пород флогопитового комплекса. На их долю приходится не менее 30—40% всей площади. Это неравномерно зернистые (от крупнозернистых до мелкозернистых), весьма неоднородные пятнистые породы с граблоставой и коррозионной структурой. В центральных частях структура их более крупнозернистая, иногда даже гигантозернистая. Минеральный состав их простой. Они сложены тремя главными минералами: оливином, диопсидом и флогопитом,

на долю которых приходится обычно не менее 80—90% всего состава породы. Второстепенные — магнетит, апатит и кальцит.

Распределение главных минералов весьма неравномерное, в связи с чем состав породы изменяется от оливинового или флогопит-оливинового до флогопит-диопсидового. Этим же обусловлена пятнистая неоднородная окраска пород от серого до зеленого цвета. Иногда существенное значение в составе породы приобретает кальцит, содержание которого достигает 20—25%.

Флогопит зеленый, преимущественно мелкопластинчатый (до 1—2 см), в крупнозернистых разностях образует овальные, несовершенно ограниченные таблички и пластинки до нескольких сантиметров в поперечнике. От флогопитов в слюдяно-пироксеновых породах отличается не только окраской, но и меньшей железистостью и более низким преломлением ($N_g = N_m = 1,600—1,608$, вместо 1,610—1,620 в слюдитах и слюдяно-пироксеновых породах).

Диопсид зеленый, также отличается более низкими показателями преломления по сравнению с диопсид-авгитами в слюдяно-пироксеновых и пироксеновых породах. С флогопитом образует сростки, часто взаимные прорастания. В крупнозернистых разностях часты призматические, хорошо ограниченные кристаллы диопсида длиной до 10—15 см.

Оливин серый, иногда полупрозрачный светло-серый, с флогопитом образует устойчивую ассоциацию, но обычно резорбирует диопсид. Особенно четко разведение диопсида оливином устанавливается в крупно- и гигантозернистых разностях. Он относится ко II генерации оливина, если за первую генерацию считать оливин в оливинитах I интрузивной фазы. Оливин II генерации отличается более высоким содержанием магния. Содержание Fe_2SiO_4 колеблется от 5—6 до 15 мол. % и в среднем заметно ниже, чем в оливине I генерации. Микроскопически он хорошо отличается от оливина I генерации отсутствием микровростков магнетита. Магнетит образует ксеноморфную мелкую, весьма неравномерную вкрапленность, реже крупные (до 1—2 см) зерна. В ассоциации с апатитом или кальцитом магнетит иногда имеет хорошо выраженную октаэдрическую огранку. В шлифах в отраженном свете в магнетите видны мелкие пластинчатые вроски ильменита, а в шлифах — мельчайшие включения шпинели. Содержание магнетита колеблется от 1—2 до 10%. Почти повсеместно встречаются кальцит, образующий ксеноморфные выделения, и апатит, образующий неравномерную вкрапленность, а иногда концентрирующийся в гнездах и пятнах размером до 10—20 см.

Флогопит-диопсидовые породы окружают с периферии флогопит-диопсид-оливиновые породы. Мощность их в вертикальном направлении нередко составляет первые метры и не превышает 50—100 м, а в лежачем — достигает 1,0—1,5 км. Среди них условно выделяют две разности: собственно флогопит-диопсидовые породы и флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты. Резко преобладают флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты. Соб-

ственно флогопит-диопсидовые породы образуют среди них невыдержанные зоны мощностью в несколько метров, небольшие участки и пятна преимущественно в висячем боку залежи, в лежащем они практически отсутствуют.

Контакты флогопит-диопсидовых пород с описанными выше флогопит-диопсид-оливиновыми породами постепенные и весьма условные. В висячем боку залежи в переходной зоне этих пород иногда устанавливаются узкие невыдержанные полосы и небольшие участки флогопит-диопсид-монтичеллитовых образований. Флогопит-диопсидовые породы в висячем боку к периферии сменяются

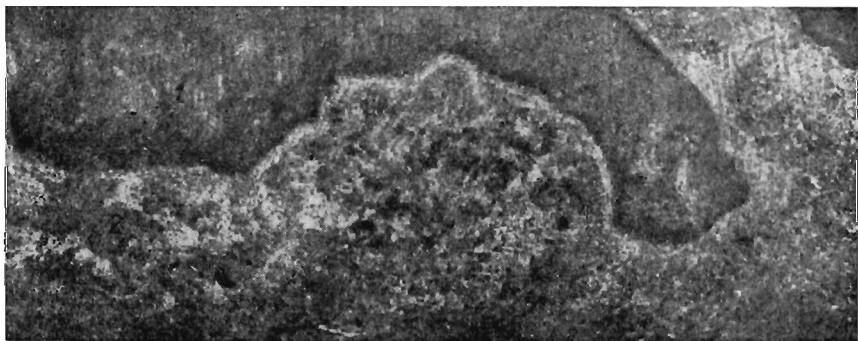


Рис. 37. Реликт оливинита 1 во флогопит-диопсидовой породе 2.

диопсид-амфиболовыми. Среди флогопит-диопсидовых пород краевой части наблюдаются реликты амфибола и разнообразных вмещающих пород: мелилититов, гранатовых скарнов, слюдяно-пироксеновых пород, монтичеллититов, оливинитов (рис. 37). В лежащем боку преобладают реликты оливинитов и изредка встречаются реликты гранатовых скарнов и мелилититов. Реликты гранатовых скарнов и мелилититов обычно имеют более или менее четко выраженную диопсид-амфиболовую оторочку (рис. 38), реликты слюдяно-пироксеновых пород, монтичеллититов и оливинитов такой оторочки не имеют. Флогопит-диопсидовые породы обычно мелко- и тонкозернистые, реже крупнозернистые (рис. 39). Флогопита промышленных размеров они, как правило, не содержат. Однако они характеризуются высоким содержанием слюды и представляют большой интерес в коре выветривания как вермикулитовые руды. Кроме флогопита и диопсида в их состав входят кальцит, апатит и магнетит (рис. 40, 41).

Минеральный состав кальцит-флогопит-диопсидовых пород охарактеризован в табл. 18.

По возрастным соотношениям выделяются две ассоциации минералов. К ранней относятся гранат и магнетит, имеющие явно реликтовый характер, к поздней — все остальные минералы. Диопсид

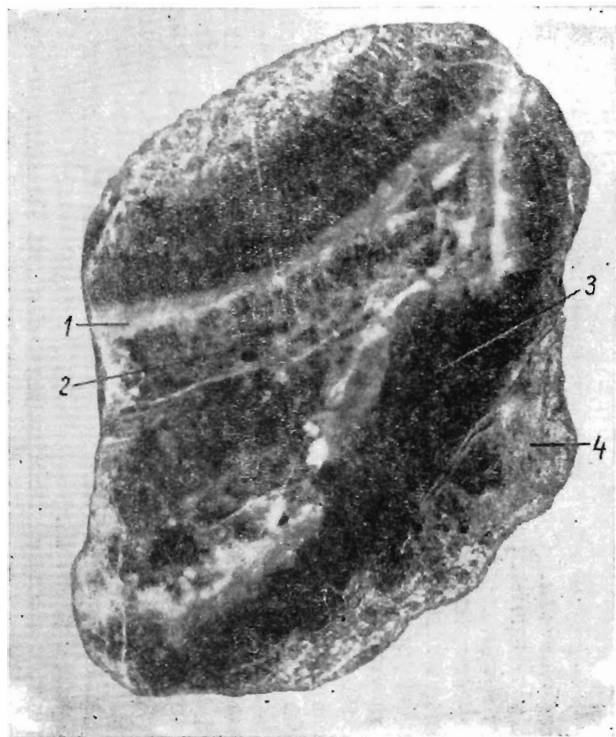


Рис. 38. Реликт мелилита 2 — во флогопит-диопсидовой породе с оторочкой цеболлита 1, амфибола 3 - и диопсида 4.

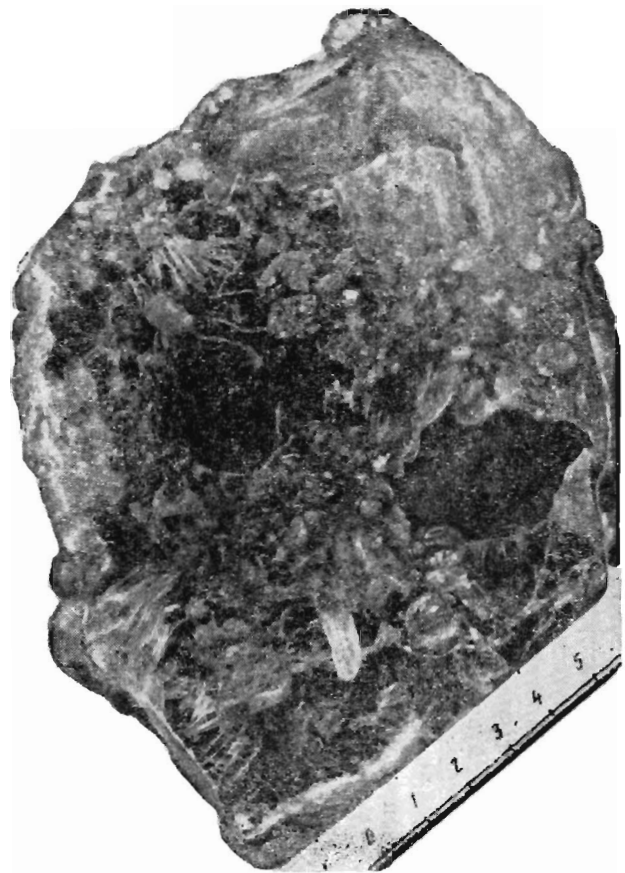


Рис. 39. Флогопит-диопсидовая порода крупнозернистая.

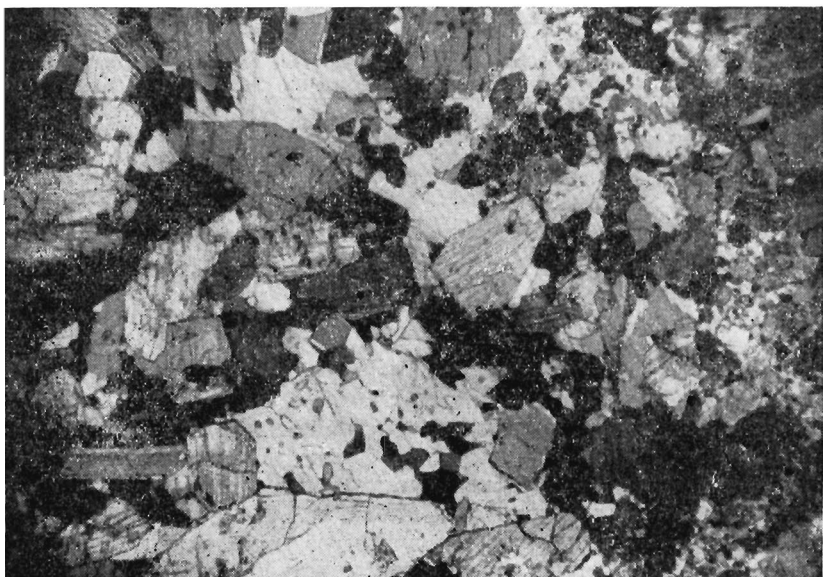


Рис. 40. Кальцит-флогопит-диопсидовая порода с апатитом (шк. $\frac{1}{10}$, ув. 12).



Рис. 41. Кальцит-флогопит-диопсидовая порода (шк. $\frac{1}{10}$, ув. 14).

Таблица 18. Минеральный состав кальцит-флогопит-диопсидовых пород, об. %

Минералы	1 шлиф	2 шлиф	3 шлиф	Среднее	1 шлиф	2 шлиф	Среднее
Диопсид	55.4	60.6	55.4	57.1	51.1	45.8	48.5
Флогопит	24.0	20.6	21.2	21.9	29.1	22.3	25.7
Гранат	2.8	0.8	0.5	1.4	—	—	—
Апатит	2.2	1.7	3.7	2.5	—	—	—
Кальцит	4.9	0.6	11.1	5.6	12.8	16.4	14.6
Магнетит	10.7	15.7	8.1	11.5	7.0	15.5	11.2
Всего	100	100	100	100	100	100	100

представлен идиоморфными кристаллами, с флогопитом часто образует идиобластические сростания. Кальцит ксеноморфен, выполняет межзерновые участки. По окраске, форме и оптическим свойствам диопсид и флогопит полностью аналогичны диопсиду и флогопиту из флогопит-диопсид-оливиновых пород.

Флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты крайне неравномерно зернистые: от крупнозернистых в контактах с флогопит-диопсид-оливиновыми породами до мелко- и тонкозернистых на периферии. Минеральный состав их аналогичен составу флогопит-диопсидовых пород. Добавляется лишь реликтовый оливин, содержание которого колеблется от 10—15 до 80—90%.

Здесь также выделяются две возрастные ассоциации минералов. К ранней, явно реликтовой, относятся оливин и магнетит, к поздней — флогопит, диопсид, кальцит, апатит. Флогопит, обычно сопутствующий диопсиду, распределяется крайне неравномерно, образуя полосы, линзы, карманы и неправильные участки. Флогопит обычно не очень крупный, размеры пластин колеблются от 1—2 до 3—6, редко 8—10 см в поперечнике. По мере удаления от флогопит-диопсид-оливиновых пород залежи содержание промышленного флогопита быстро снижается и становится некоцдиционным. Под микроскопом обычно четко устанавливается замещение оливина I генерации диопсидом и флогопитом. Нередко флогопит содержит мелкие овальные, одновременно гаснущие реликтовые зерна оливина. Последний отличается от оливина Главной залежи большим количеством мельчайших выделений магнетита, образующего в оливине густую сетку. По оптическим свойствам он характеризуется несколько более высокими показателями преломления: $N_g = 1,694—1,698$; $N_m = 1,675—1,680$; $N_p = 1,659—1,661$. Содержание Fe_2SiO_4 , согласно этим данным, определяется в 12—14%.

Флогопит-диопсид-монтichelлитовые породы слагают узкие невыдержанные полосы и небольшие реликтовые участки в висячем боку залежи среди мелкозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород. В свою очередь, они содержат реликты флогопит-диопсидовых пород. Макроскопически флогопит-монтichelлитовые породы светло-

серые, крупно-, средне- и мелкозернистые. Флогопит промышленных размеров не содержат.

Минеральный состав и количественные соотношения различных минералов представлены в табл. 19.

Выделяются две ассоциации минералов. Ранняя представлена реликтовыми гранатом и магнетитом, вторая — оливином, монтичеллитом, флогопитом и диопсидом.

Совместное развитие оливина и монтичеллита с флогопитом и диопсидом устанавливается особенно четко в мелилититах, среди которых часто наблюдаются зональные жилы следующего состава (от центра к периферии): флогопит + монтичеллит → флогопит + диопсид → диопсид + амфибол или флогопит + оливин → флогопит + монтичеллит → флогопит + диопсид → диопсид + амфибол.

Внутренние зоны надвигаются на внешние, вследствие чего флогопит-диопсидовый агрегат часто имеет реликтовый характер среди флогопит-монтичеллитовых образований (рис. 42).

Монтичеллит образует ксеноморфные зерна, прозрачен, бесцветен. Под микроскопом устанавливается четкое замещение диопсида монтичеллитом.

Оптические константы монтичеллита: $N_g = 1,669 - 1,673$; $N_m = 1,661 - 1,666$; $N_p = 1,650 - 1,658$; $N_g - N_p = 0,015 - 0,019$; угол $2V = -72$ до 75° .

Содержание компонентов определенное по графикам (Винчелл, 1959), составляет (%): $\text{CaMgSiO}_4 - 79$, $\text{CaFeSiO}_4 - 21$.

Из приведенных данных видно, что монтичеллит из флогопит-диопсид-монтичеллитовых пород характеризуется более высокой железистостью по сравнению с монтичеллитами из монтичеллитовых и гранатовых скарнов.

Таблица 19. Минеральный состав флогопит-монтичеллитовых пород, об. %

Минералы	1 шлиф	2 шлиф	3 шлиф	Среднее
Оливин	—	5,8	—	1,9
Диопсид	17	16,8	44,8	26,2
Флогопит	23,7	17,7	23,8	21,7
Монтичеллит	58,2	59,4	21,9	46,5
Гранат	—	—	9,5	3,2
Магнетит	1,1	0,3	—	0,5
Всего	100	100	100	100

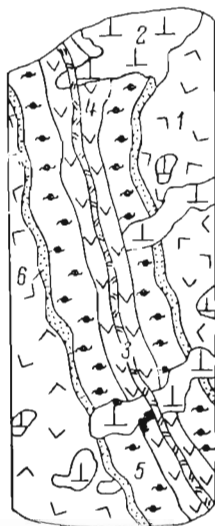


Рис. 42. Зональная жила в мелилитите.

1 — мелилитит; 2 — реликты оливина; 3 — кальцит-флогопитовая жила; 4 — диопсидовая оторочка; 5 — амфиболовая оторочка; 6 — цеболитовая оторочка.

Диопсид-амфиболовые породы образуют невыдержанную полосу висячем боку залежи мощностью от нескольких метров до 20—30 м. Диопсид-амфиболовые породы содержат большое количество реликтов различных размеров мелилитизированных оливинитов, гранат-амфибол-монтичеллитовых скарнов и монтичеллититов.

Макроскопически диопсид-амфиболовые породы неоднородные, мелкозернистые, темно-зеленого цвета, с весьма варьирующим составом. Участки существенно кальцит-диопсидового состава чередуются с участками амфиболового или кальцит-амфиболового состава. В связи с этим порода приобретает пятнистый характер. Иногда наблюдаются участки полосчатого строения: полосы диопсида мощностью 2—3 см чередуются с такими же полосами амфибола. Основные минералы — диопсид, амфибол и кальцит, второстепенные — магнетит, флогопит, иногда апатит, монтичеллит и гранат.

Диопсид образует мелкие изометрические зерна с хорошей огранкой, по оптическим свойствам аналогичен описанному выше.

Амфибол (гастингсит) темно-зеленый, плеохроирует от зеленовато-серого цвета по N_g до буровато-зеленого или желтого по N_m . Оптические константы: $N_g = 1,675-1,685$; $N_m = 1,669-1,672$; $N_p = 1,654-1,661$; $N_g - N_p = 0,020$; $cNg = 28-30^\circ$; $2V = + 82$ до 84° .

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ КОМПЛЕКС.

КОВДОРСКОЕ ЖЕЛЕЗОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Магнетитовые руды и магнетитсодержащие породы Ковдорского железорудного месторождения слагают вытянутое в субмеридиональном направлении тело длиной свыше 1,3 км при мощности 150—800 м, залегающее среди ийолитов и пироксенитов в юго-западной части массива. Долиной р. Верх. Ковдора месторождение разделено на две неравные части — южную (основную) и северную. В настоящее время разрабатывается лишь южная часть залежи. Запасы северного участка отнесены к забалансовым ввиду низкой степени разведанности и сложных гидрогеологических условий. В непосредственной близости от основной залежи к юго-западу от нее известны еще несколько мелких разобщенных тел магнетитовых руд. Кроме того, штокверки маломощных магнетитовых жил отмечаются в самом центре массива среди гипербазитов ядра (Центральная магнитная аномалия).

Контакты основной рудной залежи с вмещающими породами извилистые, распылчатые. Западный контакт имеет почти вертикальное падение, восточный наклонен на юго-запад ($230-250^\circ$) под углами $55-70^\circ$. Северный и южный контакты изучены пока недостаточно. По данным бурения одной из структурных скважин залежь склоняется в южном направлении под углом порядка 70° . Внутри южной части залежи выделяются 4 рудных тела. I рудное тело размером

150×500 м слагает восточную половину, II и III, имеющие весьма условные границы, — западную длиной 650 м при максимальной мощности 400 м. IV рудное тело располагается вблизи южных границ месторождения и по размерам невелико (175×15 м).

Среди железных руд выделяются два основных промышленных типа: а) руды с небольшим содержанием кальцита — апатит-форстерит-магнетитовые, апатит-магнетитовые; б) с существенной примесью карбонатов — кальцит-apatит-магнетитовые, кальцит-магнетитовые I разновидности (с зеленым флогопитом) и II разновидности (с тетраферрифлогопитом). Второстепенные минералы представлены флогопитом (зеленым и красным), доломитом, гумитом, серпентином, акцессорные — пирротитом, халькопиритом, бадделейтом, гатчеттолитом, циркелитом.

Рудная залежь окружена сплошной оторочкой флогопит-apatит-форстеритовых пород мощностью от 20 до 120 м, отделяющей тела магнетитовых руд от вмещающих ийолитов и пироксенитов. Кроме того, эти породы встречаются и внутри залежи в виде полос, пятен, линз. В частности, ими сложена перемычка между восточной и западной частью залежи. На глубине 300—350 м от поверхности эта перемычка выклинивается, а рудные тела сливаются в единый шток. Второстепенными минералами флогопит-apatит-форстеритовых пород являются магнетит (до 20 %), кальцит, волокнистый тремолит, иногда гумит, акцессорным — бадделейт. Помимо этого, флогопит-apatит-форстеритовые породы изобилуют реликтами ийолитов и пироксенитов, часто почти нацело измененных в слюдиты, слюдяно-тремолитовые породы и т. п.

Все типы руд связаны между собой и с флогопит-apatит-форстеритовыми породами постепенными переходами. Магнетитовые руды и рудовмещающие породы прорваны лейкократовыми кальцитовыми карбонатитами, образующими небольшие штоки, жилы и штокверки, главным образом внутри II и III рудных тел, и пространственно тяготеющими к зонам развития кальцит-магнетитовых руд. В обилии встречаются они также в зонах контактов рудной залежи с вмещающими породами. Контакты карбонатитовых тел, как правило, резкие, извилистые, крутопадающие. Состоят они главным образом из кальцита. Второстепенными и акцессорными минералами являются доломит, апатит, форстерит, зеленый флогопит, магнетит, сульфиды, бадделейт.

Помимо кальцитовых карбонатитов на месторождении известны и доломитовые карбонатиты, слагающие маломощные жилы и прожилки и являющиеся по отношению к первым более молодыми. С доломитом ассоциируют серпентин, тремолит, тетраферрифлогопит, пирит, халькопирит.

В верхней части месторождения развита доледниковая кора выветривания средней мощности около 30 м. С корой выветривания генетически связаны штаффелит-магнетитовые руды, также являющиеся одним из промышленных типов. В настоящее время чехол выветрелых пород почти полностью снят в процессе эксплуатации.

Запасы железных руд Ковдорского месторождения утверждены в ВКЗ в 1951 г.

Геологоразведочные работы осуществлялись Ениской экспедицией СЗТГУ под руководством В. И. Намоюшко, А. С. Михеичева, Н. А. Волоотовской и др. Месторождение разведано с помощью горных выработок (шурфы, канавы, две штольни) и скважин колонкового бурения глубиной 150—250 м. Запасы подсчитаны по методу вертикальных параллельных сечений. Все рудные тела оконтурены по бортовому содержанию железа, равному 20%. К категории А (или А₂) были отнесены запасы, разведанные по сети 50×50 м, к категории В — 50×100 и 100×100 м. Максимальная глубина разведки по этим категориям составляет 250×300 м от поверхности. К категории С₁ отнесена приконтурная часть залежи и запасы, подвешенные до горизонта — 250 м (300—320 м от дневной поверхности). Величина подвески по категории С₂ определена по южному участку в 150, по северному — 100 м. Средние содержания основных компонентов (Fe, P и S) подсчитывались по выработкам и площадям среднеарифметическим методом, по блокам — методом средневзвешенного. Такой же принцип подсчета положен в основу определения коэффициентов рудоносности.

По состоянию на 1 января 1966 г. запасы железных руд Ковдорского месторождения приведены в табл. 20.

Проектом Гипроруды предусмотрено два варианта отработки месторождения: а) с сохранением целика, предохраняющего пропускновение вод озера в карьер, б) без него, с отводом вод реки Верх. Ковдора и понижением уровня озера. По первому варианту вовлекается в отработку всего 181 млн. т руды, по второму — 247 млн. т. В настоящее время отработка ведется по первому варианту. Горнообогатительный комбинат, построенный на базе месторождения, вступил в строй в 1962 г., а в 1965 г. достиг проектных показателей (6 млн. т руды в год или 2,5 млн. т магнетитового концентрата с содержанием железа 62,3%). Всего в период с 1962 г. по 1 января 1966 г. было переработано 13,7 млн. т руды со средним содержанием железа 30,8% и 1,5 млн. т слабо оруденелых флогопит-апатит-форстеритовых пород со средним содержанием железа 17,0%. Магнетитовый концентрат отправляется на Череповецкий металлургический завод, где в определенных пропорциях шихтуется с концентратом Оленегорского месторождения.

Все типы руд Ковдорского месторождения требуют предварительного обогащения. В процессе разведочных работ мартезовских руд обнаружено не было, а доменные руды геометризовать не удалось. Характернейшей чертой ковдорских руд являются широкие отклонения в содержании железа от средних значений, достигающие десятков процентов, что обусловлено многостадийной переработкой продуктивных пород, переносом и переотложением магнетита, большим количеством блоков флогопит-апатит-форстеритовых пород и карбонатных жил. О степени неоднородности руд можно судить

по процентному соотношению отработанных по рудным интервалам рядовых проб с различным содержанием железа:

Содержание, %	Верхние горизонты (категории А+В). Данные опроб. развед. скв. 1948—1951 гг.	Глубокие горизонты Данные опроб. структ. скв. 1963—1966 гг.
	До 10	4,7
10—20	10,8	9,6
20—30	26,3	40,0
30—40	33,0	30,5
40	25,2	15,2
Всего	100%	100%

По содержанию железа (валового и растворимого) руды различаются незначительно. Данные 440 химических анализов рядовых проб керна структурных скважин показали, что эта разница составляет 0,34% (абсолютных), или около 1% по относительной величине. Практически все железо сосредоточено в магнетите.

Таблица 20. Запасы железных руд

Категория	Запасы руды, млн. т	Среднее содержание, %		
		Железо	Фосфор	Сера
Южный участок (без целика)				
А	30,1	33,07	2,80	0,134
В	65,3	29,90	2,90	0,254
С ₁	105,1	31,73	2,88	0,156
А+В+С ₁	200,5	—	—	—
С ₂	83,1	31,36	2,85	0,176
Предохранительный целик				
А	1,7	33,39	2,80	0,053
В	3,8	31,78	3,10	0,150
С ₁	31,8	32,02	3,13	0,097
А+В+С ₁	37,3	—	—	—
Северный участок				
С ₁	39,8	32,22	2,83	0,202
С ₂	18,8	31,86	3,12	0,225
Всего по месторождению				
А	31,8	—	—	—
В	69,1	31,5	2,90	—
С ₁	176,7	—	—	—
А+В+С ₁	277,6	—	—	—
С ₂	101,9	—	—	—

Химическая характеристика магнетитовых руд дана в табл. 21.

Таблица 21. Средний химический состав железных руд

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	6,9	5,7	5,7	9,60	6,24	8,60
TiO ₂	0,66	0,27	0,63	0,65	0,90	0,65
Al ₂ O ₃	3,2	2,4	3,5	1,75	0,56	1,65
Fe ₂ O ₃	37,9	32,3	38,7	33,50	34,40	29,20
FeO	16,9	13,0	16,7	12,86	14,48	21,16
MnO	0,30	0,42	0,38	0,37	0,32	0,41
MgO	10,7	8,1	7,2	16,35	11,95	14,0
CaO	12,1	21,3	13,0	11,10	15,51	16,85
K ₂ O	0,24	0,30	0,14	2,7	0,58	2,3
Na ₂ O	0,14	0,15	0,27	0,42	0,12	0,58
P ₂ O ₅	8,1	6,0	11,0	6,96	6,01	9,56
CO ₂	3,0*	10,0*	2,9*	1,1	7,65	4,45
S	0,29	0,42	0,11	0,14	0,35	0,37
Σ	100,43	100,36	100,23	100,50	98,77	100,78
Co	—	—	—	0,012	0,018	0,012
Ni	—	—	0,02	Следы	—	Следы
Cu	Следы	Следы	Следы	0,01	0,07	0,01
Fe _{общ.}	37,5	30,9	38,4	33,50	35,06	29,26

Примечание. 1—3—по данным геологоразведочных работ 1949—1951 гг. (Памотюшко В. И. и др.): 1—апатит-оливин-магнетитовая руда (с кальцитом), среднее из 8 анализов сборных проб; 2—кальцит-магнетитовая руда, среднее из 8 анализов сборных проб; 3—пшадфелит-магнетитовая руда, среднее из 3 анализов сборных проб; 4—6—по данным технологических испытаний института Мехэлэбр (1963 г.), состав проб 4, 5, 6 приблизительно отвечает среднему составу рудных тел I, II, III.

* CO₂ + п. п.

Одной из важнейших особенностей магнетита Ковдорского месторождения является обилие различного рода примесей, суммарное количество которых (в виде окислов) составляет 7—12%, поэтому общее содержание железа в магнетите не отвечает теоретическому (72,4%), а варьирует в пределах 62—66%. Остальные компоненты представлены MgO, Al₂O₃, TiO₂, MnO, V₂O₅, ZnO и др. Часть примесей изоморфно замещает железо, другая часть обособляется в виде мельчайших включений шпинели и ильменита, сингенетичных с магнетитом.

Средний химический состав магнетита приведен в табл. 22.

Как видно из приведенных данных, наименьшим содержанием железа характеризуются кальцит-магнетитовые руды I разновидности, наибольшим — кальцит-магнетитовые руды II разновидности (с тетраферрифлогопитом). Зависимость состава магнетитов

Таблица 22. Средний химический состав магнетита

Оксиды	Апатит-флогопит-форстеритовые породы (4 ан.)	Форстерит-магнетитовые руды (24 ан.)	Апатит-магнетитовые и форстерит-apatит-магнетитовые руды (14 ан.)	Кальцит-магнетитовые руды I разновидности (11 ан.)	Кальцит-магнетитовые руды II разновидности (10 ан.)
TiO ₂	1,24	0,93	0,88	0,68	3,04
Al ₂ O ₃	2,02	3,34	2,81	3,88	1,09
Fe ₂ O ₃	66,68	66,83	66,29	67,16	64,40
V ₂ O ₅	0,05	0,04	0,06	0,06	0,12
FeO	24,50	22,71	24,57	20,42	28,14
MnO	0,81	0,53	0,52	0,63	0,45
MgO	4,70	5,62	4,87	7,17	2,76
Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Fe _{общ}	65,8	64,5	65,6	62,9	67,0

от типа руд приходится учитывать при шихтовке руд, чтобы выдержать запланированные показатели по качеству концентрата.

Наряду с магнетитом главными минералами руд являются форстерит, апатит, кальцит, иногда флогопит.

Форстерит по внешнему виду не отличается от оливинов флогопитового комплекса. Размер выделений форстерита варьирует от первых миллиметров до 5—8 см. Цвет его светло-серый, серый. В апатит-форстерит-магнетитовых и форстерит-магнетитовых рудах он образует изометричные и неправильные зерна, более идиоморфен, чем магнетит. В кальцит-магнетитовых рудах I разновидности форстерит часто приобретает правильную огранку, как и магнетит. В кальцит-магнетитовых рудах II разновидности, для которых характерны более низкотемпературные минеральные ассоциации, форстерит неустойчив и псевдоморфно замещается гумитом. В парагенезисе с титанистыми магнетитами изредка можно встретить фиолетовые форстериты с примесью TiO₂. Содержание фаялитового компонента (Fe₂SO₄) колеблется в форстерите в пределах 3—8 мол. %, т. е. в целом его меньше, чем в оливинах Главной флогопитовой залежи. Показатели преломления: $N_g = 1,678—1,688$; $N_m = 1,666—1,673$; $N_p = 1,642—1,654$. Двупреломление 0,034—0,036.

Апатит обычно встречается в рудах в виде зернистых скоплений и, как правило, интенсивно корродирует форстерит и магнетит. В кальцит-магнетитовых рудах иногда образует призматические кристаллы до 3—5 см в длину и радиальнолучистые агрегаты. Среднее содержание апатита по месторождению составляет 16%. Показатели преломления: $N_o = 1,642—1,644$, $N_e = 1,637—1,640$. Химический состав апатита приведен в табл. 23.

Таблица 23. Химический состав апатита

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
P ₂ O ₅	41.54	41.21	41.35	Fe ₂ O ₃	0.07	0.02	0.02
SO ₃	0.15	Не опр.	Не опр.	Al ₂ O ₃	0.007	0.002	0.004
CO ₂	Не опр.	0.59	—	Na ₂ O	0.23	0.17	0.16
CaO	55.14	55.62	55.91	K ₂ O	0.002	—	0.003
SrO	0.28	0.18	0.17	H ₂ O ⁺	0.74	0.83	0.58
MnO	0.33	0.25	0.25	H. o.	0.10	—	0.05
MgO	0.39	0.23	0.07				
TR ₂ O ₃	0.09	—	—				
				Σ	99.069	99.102	98.567

Примечание. Аналитик Э. В. Васильева, ИГЕМ АН СССР.

Кальцит по внешнему виду и оптическим свойствам принадлежит к самой его обычной разновидности. Окраска его белая, иногда розоватая. Местами встречается серый или почти черный кальцит, что связано с пылевидными включениями магнетита. Кальцит из различных типов руд, а также из штоков и жил лейкократовых карбонатитов обладает практически одинаковыми константами и химическим составом $N_0 = 1,658-1,662$. По данным 8 химических анализов кальцита из железных руд и карбонатитов месторождения в минерале помимо CaO и CO₂ присутствуют (%): MgO — 0,5—1,5; MnO — 0,06—0,14; SiO₂ — 0,32—0,82; R₂O₃ + TR₂O₃ — 0,15—0,47; BaO — сотые доли процента.

Флогопит встречается во всех типах руд, иногда в значительном количестве. Для апатит-форстерит-магнетитовых и кальцит-магнетитовых руд I разновидности характерен зеленый флогопит, очень похожий по составу и свойствам на изумрудно-зеленую слюду Главной флогопитовой залежи. В форстерит-магнетитовых рудах мелкочешуйчатый флогопит развивается по форстериту. В кальцит-магнетитовых разновидностях его можно встретить в довольно крупных (3—4 см), прекрасно ограненных кристаллах. Этим рудам он наиболее присущ и нередко является одним из главных породообразующих минералов. Флогопит плеохроирует от светло-зеленого по Ng до бесцветного или слегка розоватого по Np. $Ng \approx Nm = 1,592-1,597$. Угол $2V = +5-6^\circ$.

Красная слюда, свойственная кальцит-магнетитовым рудам II разновидности, относится к тетраферрифлогопиту, аналогичному таковому на Ковдорском флогопитовом месторождении. Окраска его часто зональная. Нередко тетраферрифлогопит нарастает на зеленую слюду ранней генерации. Плеохроирует от светло-розового по Ng до красновато-коричневого или кирпично-красного по Np. Схема абсорбции $Np \gg Ng \approx Nm = 1,591-1,606$, иногда до 1,630. Угол $2V = +3-8^\circ$. Химический состав дан в табл. 24.

Генетические схемы железорудного месторождения, разработанные в разные годы, в принципе не имеют отличий друг от друга. Все авторы (Волотовская, 1960); [Римская-Курсакова, 1963; Куха-

Таблица 24. Химический состав флогопитов Ковдорского железорудного месторождения, %

Окислы	Зеленый флогопит			Красный флогопит (тетраферрифлогопит)	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	37.48	39.10	36.58	41.12	39.67
TiO ₂	0.09	0.19	0.11	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	17.58	14.65	18.01	8.99	9.10
Fe ₂ O ₃	2.51	1.66	2.55	4.80	7.87
FeO	0.87	1.07	0.86	2.18	1.80
MgO	25.52	27.25	24.99	26.68	26.92
MnO	0.02	0.04	0.02	0.06	0.02
CaO	0.69	0.40	0.23	0.09	0.35
K ₂ O	9.09	8.14	8.90	10.20	9.83
Na ₂ O	0.44	0.40	0.70	0.92	0.55
И. п. п.	4.94	6.04	4.36	4.76	3.37
H ₂ O	0.55	Не опр.	Не опр.	—	—
F	0.23	»	0.10	Не опр.	1.00
BaO	Не опр.	»	2.21	»	Не опр.
Σ	100.01	98.94	99.63	100.67	100.60
—O=F ₂	0.10	—	0.04	—	0.42
Кoeff. желе- зистости $\frac{Fe}{Fe+Mg}$	6.4	5.0	—	12.0	15.6
<i>Np</i>	1,592	1,596	—	1,597	1,608

Примечание. 1—из материалов И. А. Львовой, аналитик А. Н. Аксельрод, ВСЕГЕИ; 2, 3—по материалам авторов, ЦХЛ СЗТГУ, аналитики В. Ф. Филонова, А. Я. Иванова; 4—по материалам Лаборатории Кольск. фил. АН СССР; 5—по материалам О. М. Римской-Корсаковой, аналитик Г. П. Киселева, ЛГУ.

ренко и др., 1965; Глаголев, 1965] относят железорудные породы к докарбонатитовым образованиям, возникшим на ранних стадиях послемагматического этапа и генетически связанным с карбонатами. Процессы формирования их протекали в области устойчивости флюидов. Большинство исследователей считает, что рудные залежи формировались как при выполнении полостей, так и метасоматическим путем. А. А. Глаголев полагает, что железные руды возникли только при участии метасоматических процессов (апатитизации пидолитов).

Весь процесс формирования железорудного месторождения можно разделить на несколько стадий: 1) образование форстерит-магнетитовых и флогопит-апатит-форстеритовых пород, 2) стадия апатитизации (апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-магнетитовые

руды), 3) стадия ранней кальцитизации (кальцит-магнетитовые руды I разновидности), 4) стадии поздней кальцитизации и доломитизации (кальцит-магнетитовые руды с доломитом II разновидности), 5) стадия доломитизации (доломитизированные руды с серпентином и доломитовые жилы с цирконом), 6) гипергенная стадия (дезинтеграция и штаффелитизация верхних горизонтов месторождения).

Геолого-петрографические особенности форстерит-магнетитовых пород (гишидиоморфнозернистые структуры, равномерное распределение форстерита и магнетита, отсутствие метасоматической зональности*, резкие контакты, устойчивость и выдержанность состава на глубину и по простиранию, независимость состава от вмещающих пород) надежно свидетельствуют о кристаллизации их в открытых трещинах и полостях. Кристаллизация железисто-магнезиально-фосфатных флюидов, насыщенных летучими и легкоподвижными компонентами, сопровождалась довольно интенсивным метасоматозом вмещающих пород, что привело к возникновению вокруг рудных тел ореолов метасоматитов переменного состава (в зависимости от вмещающих пород) и различной мощности. Состоят они из форстерита, апатита, флогопита (бурого и зеленого), тремолита.

Форстерит-магнетитовые руды и почти безмагнетитовые породы, их сопровождавшие, относятся к наиболее ранним членам железорудной серии. Как и флогопитоносные метасоматиты флогопитового комплекса, они прорываются дайками полевошпатовых ийолитов III фазы и пересекаются жилами лейкократовых кальцитовых карбонатитов.

Процессы последующей апатитизации и ранней кальцитизации имеют много общих черт и характеризуются прежде всего сходными минеральными ассоциациями. Эти, образно говоря, «автометасоматические» явления имели место главным образом на самой крупной (основной) залежи форстерит-магнетитовых руд. Причем апатитизацией охвачена почти вся залежь, а кальцитизированные руды локализованы в основном во внутренних ее частях. Процессы переработки форстерит-магнетитовых руд сопровождалась мощным дроблением и брекчированием, переносом и переотложением магнетита. Именно в этот период произошло стирание границ между рудными телами, а сами руды стали чрезвычайно неоднородными по содержанию магнетита. Среди апатит-флогопит-форстеритовых пород появилось много жил кальцит-apatит-форстеритового состава, подчас с четко выраженным зональным строением.

Позднее произошло формирование лейкократовых кальцитовых карбонатитов с апатитом, форстеритом, зеленым флогопитом, магнетитом. Они широко распространены на Ковдорском массиве. Наиболее крупные штоки карбонатитов располагаются за пределами железорудного месторождения, но в непосредственной близости от него. Внутри же залежи удельный вес их сравнительно невелик

* Особенно хорошо это видно в обособленных мелких телах на юге от залежки, в жилах Центральной аномалии, уцелевших от последующей переработки.

(10—12% всей массы пород). Карбонатиты изобилуют ксенолитами железных руд различного состава, как правило, не претерпевающими на контакте никаких изменений.

Стадия поздней карбонатизации явилась одной из завершающих. Ей свойственны доломит (наряду с кальцитом), тетраферрифлогопит, тремолит, пирротит, халькопирит. Акцессорные минералы представлены гатчеттолитом, цирконом.

КАРБОНАТИТЫ

Большая часть карбонатитовых тел локализуется по периферии ложной половины массива, в основном за его пределами. Внутри него карбонатиты образуют крупные жилы в северной части. Известны они и на железорудном месторождении. По форме тел, условиям залегания, минеральному составу карбонатиты очень разнообразны, что объясняется различными структурно-тектоническими условиями и многостадийностью их формирования.

Эгирия-кальцитовые карбонатиты 1 стадии (наиболее ранние) встречаются лишь на крайнем юге массива, где образуют линейно вытянутые в субширотном направлении тела с расплывчатыми очертаниями, постепенными переходами к вмещающим породам и крайне псевдодрожанным составом. Помимо пироксена (эгириидиопсида) для них характерны темно-бурый, почти черный флогопит и сфен. В незначительном количестве встречаются апатит и магнетит. Сформировались они в результате замещения якупирангитов, ийолитов, фенитов и изобилуют (особенно в приконтактных зонах) реликтовыми минералами этих пород: канкрипитизированным пefелином, полевыми шпатами, порломитом. В апофенитовых карбонатитах часто встречается волластонит.

Карбонатиты 2 стадии распространены несравненно шире и по составу более разнообразны. На южном участке возникли флогопит-диопсид-кальцитовые карбонатиты (местами с форстеритом), развивавшиеся на месте эгирия-кальцитовых карбонатитов в сходных тектонических условиях. По облику они более лейкократовые, нежели ранние разновидности. Полосчатость их выражена слабее и не всегда улавливается. Как и эгирия-кальцитовые карбонатиты, они образуют вытянутые в субширотном направлении зоны с крутым падением (обычно на юг). Диопсид желто-зеленый, иногда зональный. Флогопит буровато-зеленый, зеленый, как правило, окружен каймой тетраферрифлогопита. К этой же стадии относятся более меланократовые разновидности карбонатитов — кальцит-флогопит-магнетит-апатитовые породы с диопсидом. Встречаются они также только на южном участке, но приурочены к ийолитам и якупирангитам, где образуют ветвистые жилы и штокверки. Осевые зоны жил часто выполнены кальцитом или магнетит-кальцитовым агрегатом. Диопсид обычно локализуется в призальбандовых оторочках. Флогопит по внешнему виду неотличим от слюды лейкократовых аналогов и часто зонален. Обе разновидности карбонатитов объединяет не

только наличие диопсида и зональных слюд, но и идентичный набор акцессорных минералов: циркелита, пирохлора, гатчеттолита, бадделеита. Причем последние два минерала не типичны, пирохлор тяготеет к осевым частям жил, сложенных кальцитом, а циркелит — к краевым (к апатитовому или диопсид-апатитовому агрегату).

Ко 2 стадии относятся также лейкократовые кальцитовые карбонаты, образующие почти изометрические штоки вдоль западных границ массива, а также линейно вытянутые неполноконические жилы в центре его. По облику и минеральному составу они удивительно однообразны. Кальцит слагает 80—90% породы. Второстепенные минералы представлены апатитом, форстеритом, зеленым флогопитом, магнетитом, акцессорные — бадделеитом. Эти разновидности карбонатитов были известны фактически со времени открытия Ковдорского массива и в свое время разведывались как месторождения известкового сырья. Наиболее крупные штоки располагаются к западу от железорудного месторождения. Площадь отдельных тел достигает 0,2 км². Контакты их с вмещающими породами резкие, прямолинейные или извилистые. На контакте обычно появляется маломощная оторочка мелкочешуйчатого бурого слюдита. Изредка вдоль эндоконтакта появляется диопсид. Подобные же карбонатиты слагают вертикально падающие мелкие штоки среди железных руд Ковдорского месторождения. В северной половине массива лейкократовые кальцитовые карбонатиты встречаются в виде жил длиной до 1—1,5 км, полого падающих к центру интрузии. Резкие рвущие контакты тел лейкократовых карбонатитов, однородность и отсутствие зональности, постоянство минерального состава, наличие ксенолитов вмещающих пород, подчас явно перенесших перемещение, — все это, с очевидностью, указывает на образование их преимущественно путем выполнения полостей. В этом смысле они сходны с форстерит-магнетитовыми породами, отличаясь, правда, меньшей мощностью согустствующих им ореолов метасоматитов или (местами) почти полным отсутствием таковых.

Удельный вес карбонатитов 3 стадии в общей массе карбонатитов Ковдора невелик. Известны они на железорудном месторождении, мелкие участки их встречаются внутри крупных штоков лейкократовых карбонатитов на западе массива. Благодаря незначительной интенсивности процесса поздней карбонатизации, всегда можно установить состав исходных пород, по которым они развивались. Помимо новых генераций кальцита, магнетита в эту стадию появились тетраферрифлогопит, гумит, сульфиды, в значительном количестве доломит. В качестве акцессорных минералов присутствуют пирохлор, гатчеттолит, иногда циркелит.

Доломитовые карбонатиты 4 стадии образуют мелкие жилы среди самых различных пород массива. Наиболее часто встречаются они на железорудном месторождении, где доломит ассоциирует с серпентинитом и циркопом. Доломитовые карбонатиты и сильно

доломитизированные фениты с пироксеном обнаружены кроме того к юго-востоку от массива, где они приурочены к линейно вытянутым зонам дробления северо-восточного простирания.

При сравнении схем формирования железорудных и карбонатных пород бросается в глаза большое сходство минеральных ассоциаций отдельных членов каждой серии. Это говорит не только о генетической связи, что уже неоднократно подчеркивалось в литературе, но и о сопряженности минералообразования. Если каждую стадию минералообразования рассматривать как изотермическую фацию, то придется железорудные породы первых трех стадий, с одной стороны, и лейкократовые кальцитовые карбонаты, с другой, отнести к одной стадии. Однако факт одновременности, по крайней мере, форстерит-магнетитовых пород и лейкократовых карбонатов несомненен.

С этих точек зрения первые четыре стадии железорудного комплекса, рассматривая их в аспекте всего послемагматического этапа, следовало бы называть подстадиями. Некоторые исследователи, делая упор на единство минеральных парагенезисов, считают вообще излишним такое расчленение внутри стадии. С этим нельзя согласиться, поскольку подобное расчленение не является механическим. Очевидно, что в течение 2 стадии имела место эволюция состава растворов, поэтому производные каждой подстадии резко отличаются количественными соотношениями минералов и, естественно, степенью ценности как минеральное сырье.*

Могут быть и обратные случаи — длительное непрерывное поступление растворов (флюидов) при плавном понижении температур и постепенной смене минеральных парагенезисов (например, вначале вместо бадделита появляется циркелит, затем зеленый флогопит сменился красным, потом стал неустойчивым форстерит и по нему начал развиваться гумит и т. п.). Образуются породы с неравновесными (смешанными) минеральными ассоциациями. Разграничение на стадии в таком случае теряет смысл. Подобная картина, вероятно, имела место при образовании флогопит-диопсид-кальцитовых и кальцит-флогопит-магнетит-апатитовых пород южного участка. По существу, они являются производными 2 и 3 стадии. Минералы 2 стадии в них представлены диопсидом, зеленым флогопитом, форстеритом, бадделитом, 3 стадии — тетраферрифлогопитом, циркелитом, пироксеном.

* Конечно, эволюция состава раствора (флюида) — не единственная причина разнородности конечных продуктов. Большую роль играли факторы давления, состава вмещающих пород, интенсивности метасоматических процессов, способ образования и др.

Глава V. ЭКЗОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ ПОРОД

Кора выветривания на Ковдорском массиве развита исключительно широко и захватывает не менее $\frac{2}{3}$ всей площади массива. Мощность коры выветривания колеблется от 1—2 до 100—150 м. Интенсивность и глубина выветривания определяется литологическим составом, структурой пород и тектоникой.

Наиболее легко подвергаются выветриванию различные слюдоносные породы (ослюденелые оливиниты, слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты, флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые породы). Все они повсеместно с поверхности выветрелы, причем, как правило, легче и на большую глубину поддаются выветриванию их крупнозернистые разновидности.

Более устойчивы к выветриванию мелилититы, турьяиты, монтичеллиты. Кора выветривания на них обычно не превышает нескольких метров. Ийолиты, ийолит-уртиты, сиениты и фениты практически не затронуты корой выветривания. Устойчивость при выветривании ийолит-уртитов и фенитов, окаймляющих массив цепью возвышенностей, послужила одной из основных причин сохранения коры выветривания в центральных частях Ковдорского массива.

Трещиноватость пород, как всегда, оказывает решающее влияние на глубину выветривания. По зонам дробления, трещинам и контактам различных пород минералы коры выветривания проникают на сотни метров. В этом отношении характерна субмеридиональная зона разлома на Ковдорском массиве, проходящая через его центр и фиксирующаяся серией круто падающих крупных, кулисообразно залегающих даек полевошпатовых ийолитов III фазы. В этой зоне шириной в несколько сот метров мощность коры выветривания местами достигает 150 м и более, уменьшаясь к западу и востоку от нее.

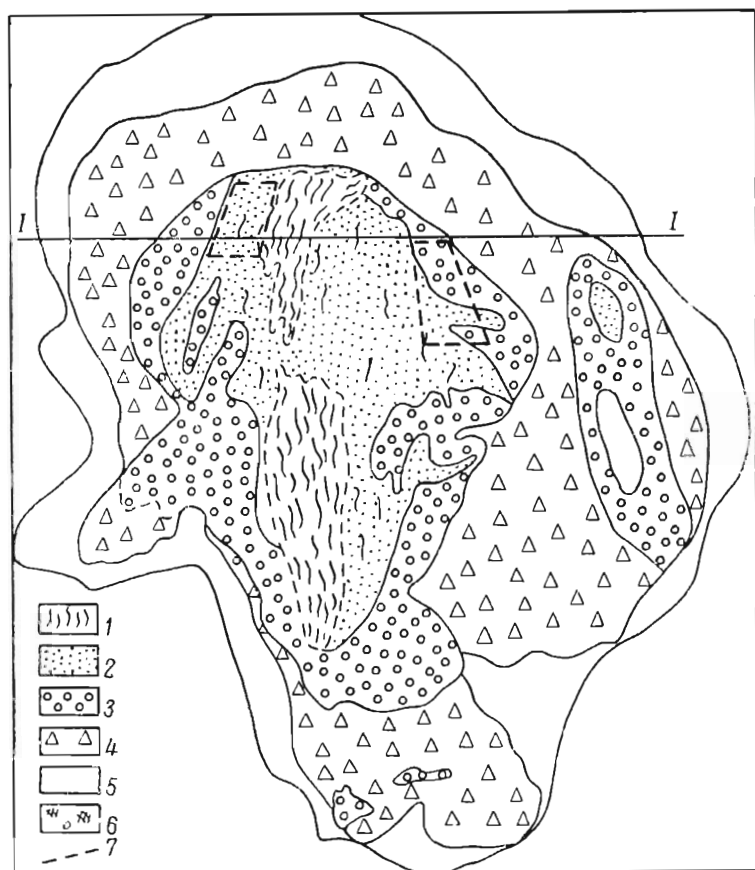
Следует, однако, учитывать, что подошва коры выветривания неровная, изобилует местными зонами погружения или поднятия, сменой площадного типа выветривания линейным или трещиновым, чередованием в плане и по вертикали в различной степени выветрелых пород.

Кора выветривания наиболее полно изучена на площади развития слюдоносных пород, так как в ней располагается вермикулитовое месторождение. Кора выветривания на других породах изучена слабо и здесь не рассматривается.

В целом кора выветривания слюдоносных пород имеет четко выраженную в плане зональность. Выделяются следующие зоны (начиная от разлома к западу и востоку от него): а) сунгулитовая, б) вермикулитовая, в) гидрофлогопитовая, г) дезинтеграции.

Непосредственно по разлому прослеживается полоса сунгулит-иддингситовых пород шириной от 50—100 до 800 м, вытянутая в меридиональном направлении на 5 км. К сравнительно узкой

линейной полосе сунгулитовых пород, развитых в центральной части массива, с обеих сторон примыкает мощный ореол вермикулитовых пород, сменяющихся к периферии гидрофлогопитовыми,



I-I

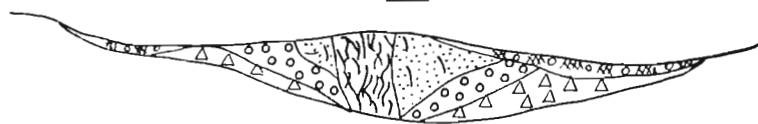


Рис. 43. Схематический плап коры выветривания в пределах щелочно-ультраосновных пород Ковдорского массива.

1 — сунгулитизированные оливиниты; 2 — вермикулитовые породы; 3 — гидрофлогопитовые породы; 4 — дезинтегрированные породы; 5 — неизмененные материнские породы; 6 — четвертичные отложения; 7 — границы участков с богатым содержанием гидрослюда.

и далее дезинтегрированными породами без существенных следов гидратации — первичного флогопита (рис. 43). Вертикальная зональность коры выветривания четко проявлена только на породах флого-

питового комплекса в непосредственной близости от полосы сунгулит-иддингситовых пород, причем здесь наблюдаются только три зоны (сверху вниз): вермикулитовая, гидрофлогопитовая и дезинтеграции.*

Исключительно богатые флогопитом метасоматиты магматической стадии (слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы) практически лишены коры выветривания. Здесь сохранилась лишь зона дезинтеграции мощностью до нескольких метров.

Все зоны, исключая сунгулитовую, залегают грубо горизонтально и постепенно выклиниваются к периферии массива. Границы

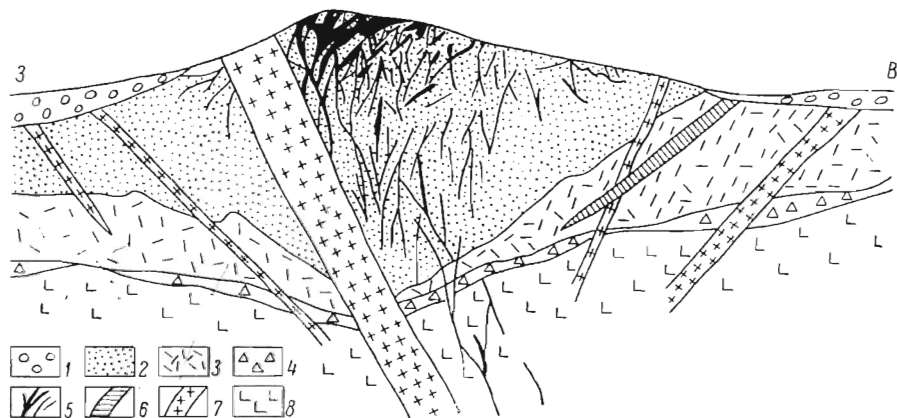


Рис. 44. Схематический геологический разрез коры выветривания.

1 — четвертичные отложения; 2 — тонкодезинтегрированные породы с вермикулитом; 3 — среднедезинтегрированные породы с гидрофлогопитом; 4 — грубодезинтегрированные породы с неизменным флогопитом; 5 — сунгулитовые и сунгулит-иддингситовые жилы; 6 — карбонатитовые жилы; 7 — сиенитовые дайки; 8 — монолитные породы (оливиниты), флогопит-диопсидовые породы и др.

между ними всегда условны, что объясняется постоянным сочетанием площадного и локального линейного типов выветривания, повсеместным наличием участков трещинного выветривания. Следует отметить отсутствие какой-либо закономерной связи мощности одной зоны от мощности других. Так, на западном вермикулитовом карьере наибольшая мощность (30—60 м) характерна для вермикулитовой зоны, а на восточном вермикулитовом карьере почти вся кора выветривания на глубину 30—50 м представлена гидрофлогопитовой зоной. На площади железорудного месторождения развита мощная зона дезинтеграции (до 150 м), в то время как другие зоны практически отсутствуют.

Сунгулитовая зона занимает особое место в коре выветривания. Если в плане она постепенно сменяется зоной вермикулита, то на глубину сунгулит-иддингситовые породы непосредственно переходят в свежие неизменные оливиниты либо отделены от них незначительной по мощности зоной дезинтеграции (рис. 44).

* Сунгулитовой зоны как таковой здесь нет, но имеются жилы сунгулита, особенно многочисленные в верхних частях вермикулитовой зоны.

Выше уже отмечалось, что на площади развития флогопитоносных пород выделяются только три зоны коры выветривания (снизу вверх): дезинтеграции, гидрофлогопитовая и вермикулитовая. Материнские породы во всех этих зонах подвергаются не только физическому разрушению, но и в заметной степени химическому изменению. Степень дезинтеграции снизу вверх возрастает. Если в низах коры выветривания породы превращены в щебенку, то выше по разрезу они сменяются все более и более мелкозернистым материалом. Несмотря на интенсивную степень дезинтеграции, в коре выветривания сохраняются все текстурные и структурные признаки первичных материнских пород. Так же как и в последних, в разрушенных до тонкозернистого песка породах четко прослеживаются полосовидные жилообразные образования, струйчатое, гнездообразное или вкрапленное распределение слюды, тектонические трещины и т. д. Дайки сиенитов и жилы карбонатитов устойчивы при выветривании. Эти породы даже в самых верхних горизонтах коры выветривания почти не поддаются разрушению.

Химическое выветривание в зоне дезинтеграции практически отсутствует. Оно становится заметным в гидрофлогопитовой и особенно в вермикулитовой зонах. Наиболее интенсивному изменению подвергается флогопит. В коре выветривания химическое изменение флогопита заключается в выносе щелочей и его гидратизации. Одновременно двухвалентное железо почти полностью окисляется в трехвалентное. Флогопит снизу вверх постепенно сменяется гидрофлогопитом, а затем и вермикулитом. Наблюдаются все стадии изменения флогопита в вермикулит обычно не только по профилю снизу вверх, но и в одном кристалле.

По мере гидратации постепенно изменяются химический состав слюды, ее окраска и физико-механические свойства. Гидрофлогопиты по окраске близки к флогопиту (зеленые, темно-зеленые, буровато-зеленые), вермикулит приобретает золотисто-коричневую окраску. С увеличением гидратации слюда становится все более мягкой и постепенно теряет упругость и способность к расщеплению. Все разновидности, начиная от гидрофлогопитов до типичных вермикулитов обладают способностью вспучиваться при обжиге и по этому признаку они все отвечают техническим требованиям на вермикулит. Оливин, диопсид, апатит, магнетит и другие минералы, слагающие материнские слюдоносные породы, заметному химическому изменению в коре выветривания не подвергаются. Даже в самых верхних частях коры выветривания, где породы превращены в мелко- или тонкозернистый песок, эти минералы сохраняют свежесть, либо покрываются тонкой пленкой гидроокислов железа.

Кальцит в коре выветривания редок. Как отмечалось выше, он часто играет существенную роль в составе материнских флогопито-диопсид-оливиновых и флогопит-диопсидовых пород. Не исключено, что кальцит в коре выветривания подвергается растворению и выносу.

Мощное химическое изменение характерно для сунгулитовых пород. Здесь интенсивному изменению подвергаются не только

вермикулиты, но и оливин и диоксид. Вермикулит замещается сунгулитом, причем этот процесс сопровождается почти полным выносом не только щелочей, но и глинозема и железа. Оливин и диоксид замещается сунгулит-иддингситовым агрегатом. В результате образуются плотные бурые сунгулит-иддингситовые породы, включающие реликты оливинитов или слюдяно-пироксеновых пород.

Более подробная геолого-минералогическая характеристика коры выветривания и вермикулитового месторождения дана в главе VII.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения в районе Ковдорского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов имеют широкое распространение. Они покрывают почти сплошным чехлом все коренные породы и заполняют пониженные участки и неровности древнего рельефа. Мощность четвертичных отложений в большинстве случаев не велика, но так как рельеф коренных пород отличается значительными неровностями, она довольно сильно колеблется. На склонах возвышенностей мощность четвертичных отложений достигает 5, иногда 15 м, а в депрессиях оз. Ковдор и ручьев Железородного и Болотного 50—80 м.

Необходимо отметить, что различные по времени и условиям образования четвертичные отложения часто бывают близки между собой по механическому составу, что сильно затрудняет, а подчас делает условным их разделение.

Среди четвертичных отложений на массиве выделяются следующие различные по возрасту образования: 1) ледниковые, 2) позднеледниковые, 3) послеледниковые.

Ледниковые отложения. К ним относится основная (донная) морена, образованная последним оледенением, имевшим место в районе. Морена имеет наиболее широкое распространение среди четвертичных отложений. Она покрывает плащом склоны и даже вершины невысоких возвышенностей, до некоторой степени нивелируя неровности коренного рельефа. Обычно на вершинах возвышенностей мощность морены не превышает 0,2—0,4 м (г. Низка-ваара). На пологих склонах и пониженных участках ее мощность увеличивается до 10—15, иногда до 30 м (депрессии ручьев Железородного и Болотного в районах развития флогопитового комплекса).

Морена представлена главным образом пылеватой, песчаной или супесчаной, реже суглинистой разновидностью желто-бурого или темно-серого цвета и чрезвычайно обогащена валунами, галькой и обломками коренных пород.

Петрографический состав валунов весьма разнообразный. Преобладают валуны гнейсов и фенитов. На участках развития щелочных пород в морене наблюдается большое количество остроугольных обломков и глыб ийолита и щелочных пироксенитов, а на участках распространения разрушенных (дизинтегрированных) пород в морене

отмечаются линзовидные тела и пропластки вермикулитовых руд, сильное обогащение вермикулитом (северо-западный и северо-восточный участки) и значительно меньшее содержание валунов.

В ряде участков массива при проходке скважин и шурфов под мореной были встречены валунные, а иногда и косослоистые пески, залегающие на коренных породах либо на коре выветривания по ним. Валунные пески были вскрыты скважинами в северной части долины руч. Железородного, а также в долине руч. Болотного. Мощность валунных песков достигает 10—15 м.

Позднеледниковые отложения. Среди них различаются флювиогляциальные, озерно-ледниковые отложения и камы. Флювиогляциальные отложения в данном районе имеют очень ограниченное распространение, в основном по долинам рек — Ковдоры, Можель и оз. Ковдор. В депрессии оз. Ковдор грубые валунные пески, сложенные флювиогляциальными потоками, смешиваются с озерно-ледниковыми отложениями. К флювиогляциальным отложениям относятся осадки, слагающие озы, наблюдаемые вдоль правого берега р. Ниж. Ковдора.

Озерно-ледниковые отложения представлены мелко- и среднезернистыми песками и грубыми горизонтальнослоистыми валунными образованиями. Эти отложения распространены по бортам и дну депрессии оз. Ковдор. Мощность их колеблется от 4 до 23 м. Мелко- и среднезернистые горизонтальнослоистые пески развиты преимущественно по бортам депрессии оз. Ковдор, часто на довольно большой высоте над современным уровнем воды в озере. Мощность их колеблется от 5 до 10 м. Эти пески как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении переходят в грубые валунные пески. Грубые валунные пески распространены преимущественно в западной части депрессии оз. Ковдор и по долине р. Верх. Ковдора, в ее нижнем течении, а также отмечены на юго-западном склоне г. Воцуваара и южном склоне г. Железородной.

Отложения, слагающие камы, распространены по берегам оз. Ковдор и идут полосой по обоим берегам р. Ниж. Ковдора. Довольно большую площадь занимают также камы в северо-западной части района, к западу от г. Уци-вид. Мощность этих отложений достигает 50—80 м.

Характерными особенностями отложений, слагающих камы, являются чрезвычайная грубость их материала и обогащенность галькой и валунами. Редко встречаются камы, сложенные мелкозернистыми песками. Последние, вероятно, представляют собой песчаные линзы среди грубых галечно-валунных отложений. Как в тех, так и в других отложениях наблюдается чередование прослоев разнозернистого песка. С поверхности камы часто бывают покрыты маломощным чехлом морены.

Последнеледниковые образования представлены озерными, аллювиальными, делювиальными, элювиальными и болотными отложениями.

Озерные отложения представлены грубыми валунными песками и диатомитами. Грубые валунные пески, отложенные последнеледниковыми

озерами, не отличаются по своему составу и характеру залегания от озерно-ледниковых отложений. Поэтому разделение этих отложений может быть произведено лишь условно.

Озерные отложения отмечаются на западном побережье оз. Ковдор в виде небольших площадей, в пределах распространения наиболее низкой озерной террасы.

Диатомиты отмечаются в оз. Ковдор, а также в маленьких озерах западнее г. Воцу-ваара. В оз. Ковдор диатомиты обнаружены в западной мелководной части, почти во всех бухтах озера и под болотными отложениями по его южному берегу. Мощность диатомитов в оз. Ковдор достигает 5—6, местами 8 м. Детальное исследование диатомитов установило их пресноводное послеледниковое образование.

Аллювиальные отложения распространены по долинам рек Верх. и Ниж. Ковдоры, Можель и в долинах ручьев, впадающих в них и в оз. Ковдор. Эти отложения представлены преимущественно грубым галечно-валунным материалом, значительно реже — тонкими сортированными песками. Залегают они на озерно-ледниковых и озерных отложениях, а также на морене и коренных породах. Мощность аллювия незначительна — до 0,3 м.

Делювиальные отложения встречены по склонам речных долин и дну логов. Они представлены неокатанными обломками местных пород, песком, гравием и суглинком.

Современные элювиальные отложения встречены на вершинах и верхней части склонов возвышенностей. Они представлены средне- и крупноглыбовыми россыпями со щебнем и песком гнейсо-гранитов, фенитизированных гнейсов, фенитов, ийолитов.

Болотные отложения представлены торфяниками и распространены по долине р. Можель, долинам ручьев Железрудного и Болотного, а также по южному берегу оз. Ковдор. Болота в большинстве случаев мелкие, кочковатые, заросшие осокой и сфагновым мхом. Мощность торфяников по данным бурения в долине ручьев Железрудного и Болотного колеблется от 0,25 до 2,0 м.

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА И ВЕРМИКУЛИТА

Глава VI. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ФЛОГОПИТА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Флогопитовое месторождение расположено в северо-западной части полукольца флогопитоносных метасоматитов. Здесь полукольцо образует мощный раздвиг (до 800—1000 м) и отличается наиболее полной и четко проявленной зональностью.

Ниже приведена общая схема строения флогопитового месторождения. Как видно из этой схемы, полукольцо флогопитовых метасоматитов характеризуется асимметрично зональным строением. В центральной части располагается мощная зона флогопит-диопсид-

Схема строения флогопитового месторождения

Породы	Структура	Примечание
Вмещающие породы высшего бока (гранито- вые скарны, мелилиты, сланцы-пироксено- вые и др.)	Разнозернистая	
Породы флогопитового комплекса:		
Диопсид-амфиболо- вые	Мелко- и среднезерни- стая	<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="margin-right: 10px;">Продуктив- ные на флогопит</div> <div style="font-size: 3em; margin-right: 10px;">}</div> <div>Продуктив- ные на вермикулит в коре вы- ветривания</div> </div>
Флогопит-диопсидо- вые	То же	
Флогопит-диопсид- оливиновые неод- нородные	Гигантозернистая в центре, крупно-, средне- и мелкозер- нистая на периферии	
Флогопит-диопсидо- вые	Средне-крупнозер- нистая	
Диопсидизирован- ные и флогопитизи- рованные оливи- ниты	То же	
Вмещающие породы нижнего бока (оливи- ниты)	Разнозернистая	

оливиновых пород. Они окаймляются сравнительно узким ореолом флогопит-диопсидовых образований. Последние в лежащем боку сменяются флогопитизированными и диопсидизированными оливинитами, а в висячем — диопсид-амфиболовыми породами.

В висячем боку между флогопит-диопсид-оливиновыми и флогопит-диопсидовыми породами иногда прослеживаются узкие невыдержанные зоны флогопит-монтichelлитовых пород.

Асимметричность флогопитового месторождения определяется не только различием лежащего и висячего боков по минеральному составу, но и резким несоответствием мощностей отдельных зон. Если мощность флогопит-диопсидовых разностей пород в висячем боку обычно составляет несколько десятков метров, то в лежащем боку они образуют лишь узкие (в несколько метров) невыдержанные зоны. Зато здесь широко развиты флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты, которые распространяются на сотни метров, слагая подавляющую часть всего флогопитового комплекса.

Переходы одних разностей пород в другие весьма сложные и расплывчатые. В контактах обычно наблюдается чередование полос одних пород с полосами других, смежных с ними.

Чаще всего следует говорить о контактовой зоне, прослеживающейся иногда на десятки метров. Характер контакта лучше всего иллюстрировать описанием перехода флогопит-диопсид-оливиновых пород к вмещающим мелилититам по одной из горизонтальных подземных скважин, пройденной на горизонте 144 м из орта 5 вкrest флогопитового комплекса:

Породы (с юга на север)	Мощность, м
Флогопит-диопсид-оливиновые, мелкозернистые	1,0
Флогопит-диопсидовые, крупнозернистые, с жилами и пятнами кальцит-оливинового состава	1,0
Флогопит-оливиновые, среднезернистые, с кальцитом и апатитом, с реликтами пегматоидного диопсида	12
Флогопит-диопсид-оливиновые, среднезернистые	3,4
Реликт слюдяно-пироксеновых пород и пироксенизированных оливинитов крупнозернистых	0,7
Флогопит-диопсид-оливиновые, крупно- и среднезернистые	2,8
Реликт гранат-амфибол-монтichelлитовых и гранат-везувит-диопсидовых скарнов, среди которых, в свою очередь, наблюдаются реликты оливина и мелилита	8,3
Флогопит-монтichelлитовые и флогопит-диопсидовые, мелкозернистые, с реликтами гранат-амфибол-монтichelлитовых скарнов. В контактах с реликтами иногда диопсид-амфиболитовая оторочка	5,3
Реликт гранат-амфибол-монтichelлитовых и гранат-везувит-диопсидовых скарнов	0,7
Жила флогопит-оливиновой породы, мелкозернистой, с нечетливой оторочкой флогопит-монтichelлитового и флогопит-диопсидового состава	0,4
Гранат-амфибол-монтichelлитовые скарны с реликтами крупных зерен оливина и мелилита	9,0

Флогопит-монтцеллитовые и флогопит-диопсидовые, с реликтами мелилититов. В контактах с реликтами оторочка мощностью до 5—10 см амфибол-диопсидового состава	6,3
Гранат-амфибол-монтцеллитовые скарны с реликтами слюдяно-пироксеновых пород и мелилититов	2,1
Флогопит-диопсид-оливиновые и флогопит-диопсид-оливиновые, мелкозернистые. В контакте со скарнами оторочка диопсид-амфиболового состава	1,7
Диопсид-амфиболовые, с кальцитом и реликтами гранатовых скарнов и мелилититов	6,5
Мелилититы с крупными овальными реликтами оливина	1,1
Гранат-амфибол-монтцеллитовые скарны с реликтами мелилита и оливина. Среди скарнов наблюдаются узкие метасоматические зоны диопсид-амфиболового состава	4,2
Мелилититы с реликтами крупных овальных зерен оливина	2,2
Гранат-амфибол-монтцеллитовые скарны с реликтами мелилита	4,0
Мелилититы, местами измененные в воластонит-монтцеллитовый скарн	1,3
Гранат-амфибол-монтцеллитовые, с узкими метасоматическими зонами диопсид-амфиболового состава	1,2
Мелилититы, с зонами гранат-амфибол-монтцеллитовых скарнов	9,0
Флогопит-монтцеллитовые, отороченные флогопит-диопсидовыми и диопсид-амфиболовыми зонами, мощность до 10—15 см	1,8
Гранат-амфибол-монтцеллитовые скарны с реликтами мелилититов	5,8
Слюдяно-пироксеновые, с реликтами оливинитов с узкими зональными жилами флогопит-оливинового состава, отороченными флогопит-диопсидовыми породами	1,8
Мелилититы, частично скарнированные	4,5

Как видно из описания скважины, метасоматические зоны и жилы, сложенные минералами флогопитового комплекса, встречаются на большом расстоянии от Главной залежи во вмещающих породах. Мощность таких зон и жил обычно не превышает нескольких сантиметров, но вблизи флогопитовой залежи достигает иногда 1—2 м и более. Аналогичные жилы наблюдаются не только в гранатовых скарнах и мелилититах, но и в других вмещающих породах.

Пространственное положение этих жил, минеральный состав и особенности строения убеждают, что по времени и генезису эти жилы и зоны едины со всем комплексом флогопитовых пород месторождения, а небольшая мощность и четкие взаимоотношения с вмещающими породами обуславливают большую их ценность для уточнения условий формирования всего флогопитового комплекса.

В зависимости от состава вмещающих пород одни жилы имеют четко выраженное зональное строение, другие более или менее однородны. Наиболее полная зональность характерна для жил,

залегających в мелилититах и гранатовых скарнах, где жилы имеют следующее строение (от центра жилы к периферии):

Ка *	Ол Ка	Монт Фл Ка	Дп Фл Ка	Амф Ди Ка	Цеб Ка		Мелилитит (вмещающая порода)
------	----------	------------------	----------------	-----------------	-----------	--	------------------------------------

Отдельные зоны (кальцитовая, оливиновая, иногда и монтichelлитовая) нередко выпадают и жилы имеют более простое строение (рис. 45). Контакты между зонами часто извилистые, расплывчатые.

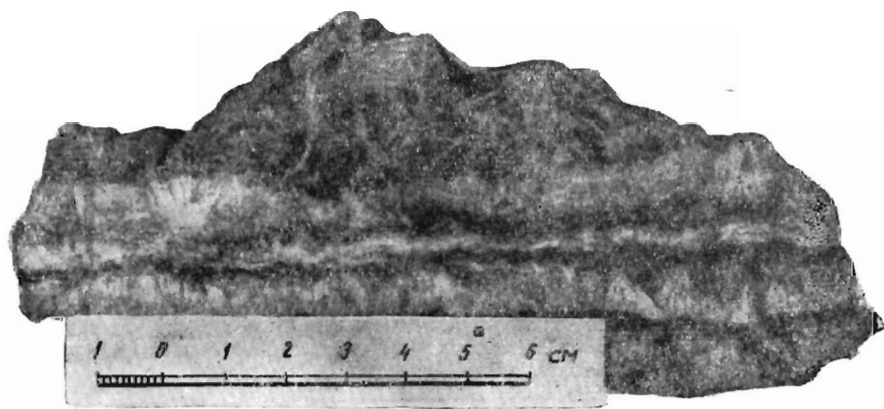


Рис. 45. Зональная кальцит-флогопит-оливин-диопсид-амфиболовая жила в мелилитите.

В оливинитах и слюдяно-пироксеновых породах обычны незональные жилы и зоны, выполненные флогопит-диопсидовой ассоциацией с кальцитом и апатитом. Последние два минерала концентрируются преимущественно во внутренних частях жил и зон.

В оливинитах зональные флогопит-диопсидовые жилы иногда имеют следующее строение:

Оливинит		Ди		Фл (иногда с Ка и Ап)		Ди		Оливинит
----------	--	----	--	-----------------------------	--	----	--	----------

Для флогопитовой залежи и вмещающих ее пород характерны более поздние жилы карбоната, мощностью обычно в несколько сантиметров, но иногда достигающие 1 м и более.

* Здесь и далее: Ка — кальцит, Ап — апатит, Фл — зеленый флогопит, Ди — диопсид, Ол — оливин, Амф — амфибол, Монт — монтichelлит, Цеб — цеболит, Гр — гранат, Кр. фл — красный флогопит, Трем — тремолит, Шорл — шорломит.

В оливинитах такие жилы обычно незональны, реже оторочены узкой невыдержанной зоной диопсида.

В турьяитах, мелилититах, скарнах, слюдяно-пироксеновых, флогопит-диопсидовых и диопсидовых породах они имеют четко

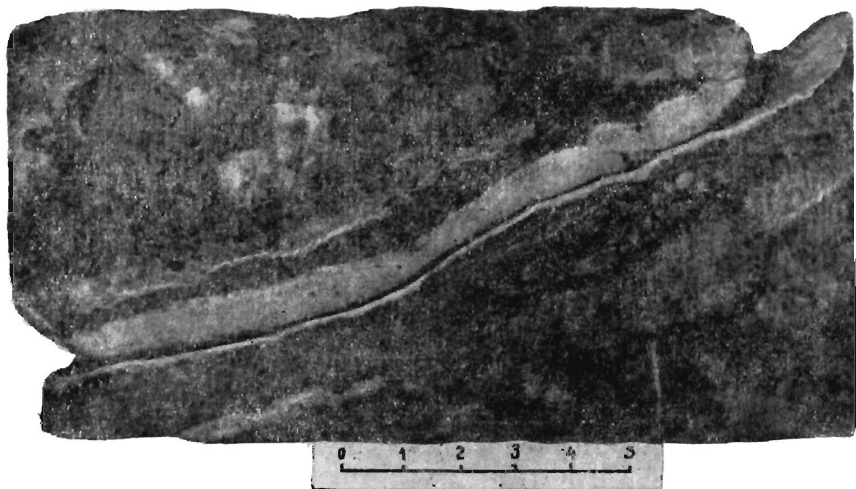


Рис. 46. Скарнированный пироксенит, пересеченный зональной жилкой: в центре карбонат, затем флогопит-оливиновая порода, еще дальше тремолитовая оторочка.

выраженное симметрично зональное строение (рис. 46). В зависимости от состава вмещающих пород зональность имеет вид (от центра к периферии):

Ка	Ол	Кр. фл	Трем	Слюдяно-пироксеновые, флогопит-диопсидовые и диопсидовые породы	
Ка	Фл	Ди	Амф	Цеб	Мелилитит

Возможно, к этому же типу относятся зональные карбоатитовые жилы и зоны, встреченные в северной части массива среди крупнозернистых ийолит-уртитов и имеющие следующее строение (от центра к периферии):

Ка	Ап	Шорл	Флогопит	Флогопит, диопсид	Диопсид	Ийолит- уртиты
----	----	------	----------	----------------------	---------	-------------------

Зоны имеют четкие переходы и иногда значительную мощность. Так, например, мощность флогопитовой зоны составляет 1—2 м. Флогопит зеленый, размер кристаллов достигает 1 м в поперечнике. Сходная зональность наблюдается и у сиенитовых жил, секущих

породы флогопитового комплекса. От сиенита к оливиновой породе наблюдается следующая смена зон (рис. 47): сиенит → эгирин → зеленый флогопит → красный флогопит → диопсид → серпентин → оливиновая порода.

Собственно флогопитовое месторождение приурочено только к флогопит-диопсид-оливиновым породам. Другие флогопитоносные разности пород комплекса хотя и отличаются высоким содержанием слюды, содержат лишь флогопит мелких размеров (до 4 см²) и представляют интерес только в коре выветривания как вермикулитовое сырье.

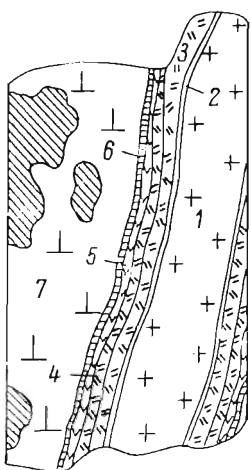


Рис. 47. Многозональная оторочка спенитовой жилы, секущей флогопит-оливиновые породы.

1 — сиенитовая жила;
2 — эгирин; 3 — зеленый флогопит; 4 — красный флогопит; 5 — диопсид; 6 — серпентин; 7 — флогопит-оливиновые породы.

Флогопит-диопсид-оливиновые породы на площади месторождения имеют наиболее широкое распространение. Мощность этих пород колеблется от первых десятков до 100—250 м. Устанавливается закономерная смена структуры флогопит-диопсидовых пород от гигантозернистой и крупнозернистой в центральной части до средне- и мелкозернистой на периферии.

Размеры главных породообразующих минералов (оливина, диопсида и флогопита) составляют: в мелкозернистых разностях — 0,1—0,4 см, в среднезернистых — 0,4—1,0 см, крупнозернистых — 1,0—4 см, в пегматоидных — до 1—2 м и в гигантозернистых — до 10—15 м.

Количественные соотношения минералов весьма непостоянные, что определяет неоднородный, часто пятнистый характер породы. Одни участки сложены преимущественно оливинном, другие флогопит-оливиновым агрегатом, третьи флогопитом.

Участки обогащения одним или двумя этими минералами имеют форму неправильных гнезд и пятен размером до 1 м в поперечнике, невыдержанных узких полос и зон мощностью от 1—2 см до 0,5—1 м. Средний состав флогопит-диопсид-оливиновых пород более или менее постоянный (%): оливин — 30—50, диопсид — 30—50, флогопит — 15—25, магнетит — 2—5, апатит и кальцит до 1—2. Оливиновые или флогопит-оливиновые полосы, зоны и пятна развиваются по флогопит-диопсидовым породам, что определяет коррозионную или реликтовую структуру, особенно отчетливую в крупнозернистых разностях. На периферии в мелкозернистых разностях количество существенно оливиновых полос и пятен уменьшается. Здесь более характерны гранобластовые структуры, хотя микроскопически и здесь четко устанавливается коррозия диопсида оливинном. Переходы крупнозернистых разностей в среднезернистые, а последних в мелкозернистые постепенные и весьма расплывчатые.

Среди крупнозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород располагается большое количество жилкообразных тел гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсид-оливиновых пород, заключающих главную массу промышленного флогопита. Отличительной особенностью этих тел является то, что они имеют резкие и четкие контакты с вмещающими их крупнозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми породами.

Размер кристаллов в жилкообразных телах достигает 1—2, реже 10—15 м в поперечнике.

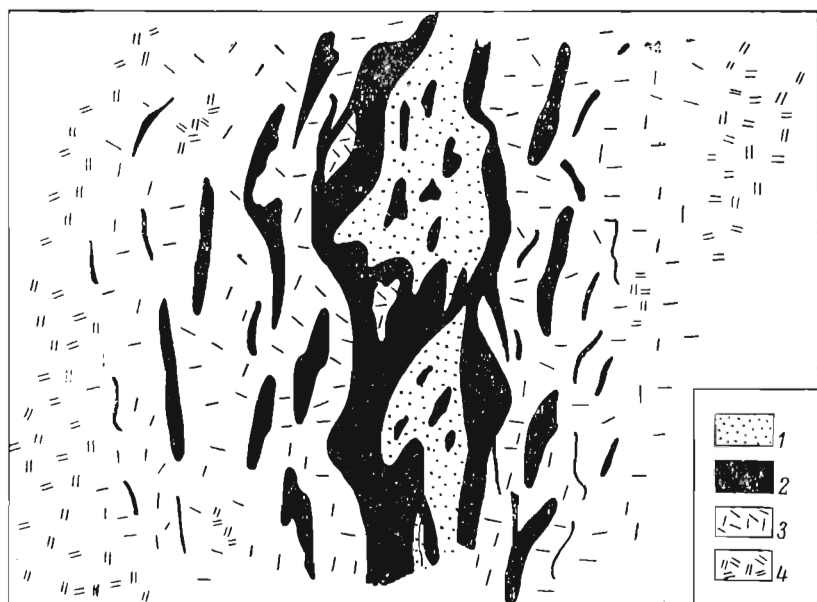


Рис. 48. Схема строения Главной залежи.

1 — оливиновые породы; 2 — флогопитовые, флогопит-диопсидовые и флогопит-диопсид-оливиновые породы с гигантозернистой и пегматоидной структурой; 3 — флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые; 4 — то же, среднезернистые.

По размерам выделяется центральное тело гигантозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород, названное нами Главной флогопитовой залежью (рис. 48). Длина этого тела превышает несколько сотен метров, мощность колеблется от 10—20 до 80—100 м.

Главная залежь имеет четко выраженное зональное строение. В центральной части располагаются гигантозернистые и пегматоидные, почти мономинеральные оливиновые породы. Зона оливиновых пород по мощности невыдержанная, прерывистая. В отдельных местах она достигает 10—20 м (орт 1). Вокруг существенно оливиновых пород прослеживается почти мономинеральная зона флогопита, еще более прерывистая и невыдержанная. В отдельных местах мощность флогопитовой зоны достигает 20 м (орт 9). Флогопитовая зона,

в свою очередь, окаймляется зоной почти мономинерального диопсида мощностью до 5—10 м. Часто оливиновая зона сменяется зоной пегматоидных флогопит-диопсидовых пород, среди которых не намечается четкой дифференциации флогопита и диопсида.

Строение Главной залежи удивительным образом напоминает строение дифференцированных пегматитовых жил Северной Карелии. В последних, как известно, центральные части сложены кварцем, сменяющимся к периферии блоковым, а затем пегматоидным мусковит-полевошпатовым или полевошпатовым агрегатами. Еще далее к периферии пегматоидная структура сменяется неяснографической и графической. Обычно наиболее высокие концентрации мусковита приурочены к границе кварцевого ядра и полевошпатового пегматоида.

В Главной флогопитовой залежи Ковдорского месторождения роль кварцевого ядра играют мономинеральные оливиновые породы, крайне не выдержанные по мощности, с раздувами и пережками. Флогопит-диопсидовый пегматоид, аналогично мусковит-полевошпатовому пегматоиду, окружает сплошной, но не выдержанной по мощности оторочкой оливиновое ядро. Крупные призматические кристаллы диопсида в этой оторочке длиной до 1—2 м, так же как призматические кристаллы полевого шпата в гранитных пегматитах, имеют иногда хорошо ограниченную головку и всегда вытянуты в сторону оливиновых пород.

Н. И. Краснова, детально исследовавшая ориентировку кристаллов флогопита и диопсида в месторождении, установила, что их рост осуществляется в основном в направлении оливинового ядра залежи.

Представленная схема строения Главной флогопитовой залежи осложняется целым рядом явлений. Прежде всего характерна невыдержанность и прерывистость отдельных зон, наличие среди оливиновых пород крупных реликтовых участков гигантозернистых флогопит-диопсидовых пород, отдельных кристаллов или агрегатов кристаллов флогопита, различных по размеру реликтов диопсида. Все это определяет условность границ каждой зоны.

Другим осложняющим фактором является неодинаковая степень дифференциации материала гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсидовых пород. Более четко видна тенденция к образованию почти мономинеральных оливиновых пород в ядре залежи. Менее четко разграничиваются флогопитовая и диопсидовая зоны. Лишь в отдельных участках наблюдается резкая граница между почти мономинеральными флогопитовой и диопсидовой зонами. Чаще флогопит и диопсид пахотятся совместно, хотя количественное их соотношение и здесь подчиняется определенной закономерности: во внутренних частях зоны, прилегающих к оливиновому ядру, преобладает флогопит, во внешних диопсид.

Сложными являются и границы пегматоидных флогопит-диопсидовых образований с внешними, облегающими их крупнозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми породами. Выше уже указывалось,

что контакты этих пород резкие, хотя и весьма неправильные, меняющиеся по направлению. Пегматоидные породы изобилуют различного рода ответвлениями, иногда уходящими на значительные расстояния в крупнозернистые флогопит-диопсидовые образования.

Главная залежь сопровождается большим количеством самостоятельных жилообразных тел пегматоидных флогопит-диопсидовых, флогопит-оливиновых и флогопитовых образований мощностью от 1—2 до 10—15 м и длиной до 20—50 м. Эти тела имеют также резкие границы с крупнозернистыми породами (рис. 49, 50) и, аналогично Главной залежи, характеризуются широко варьирующим минеральным составом. Кристаллы флогопита в этих жилах росли от периферии к центру жил. Изредка в этих жилах намечается определенная дифференциация: в центральных частях преобладает оливин, к нему непосредственно примыкают крупные кристаллы флогопита, а с периферии располагается флогопит-диопсидовый пегматоид. Таким образом и эти жилы являются аналогичными пегматоидными образованиями, но значительно меньших масштабов и менее развитыми, чем Главная залежь в целом.

По мере удаления от Главной залежи количество и размеры сопутствующих флогопит-диопсидовых пегматоидных жил постепенно уменьшается. Тем не менее подобные жилы имеются на всей площади развития крупнозернистых флогопит-диопсид-оливиновых пород. Благодаря этому крупнозернистые разности пород повсеместно характеризуются промышленным содержанием флогопита и определяют границы месторождения.

Все разновидности флогопит-диопсид-оливиновых пород, включая гигантозернистые и пегматоидные, идентичны по минеральному составу. Основные минералы: зеленый флогопит, диопсид и оливин, на долю которых приходится не менее 85—95 % всего состава породы, второстепенные — магнетит, апатит и кальцит.

Зеленый флогопит распространен повсеместно и представляет собой промышленную разновидность слюды. Флогопиты более поздних ассоциаций (изумрудно-зеленый и красный) по сравнению с зеленым флогопитом составляют ничтожную долю, представлены только мелкими чешуйками и имеют лишь минералогический интерес.

Зеленый флогопит имеет размеры от долей сантиметра (в мелкозернистых породах) до 10—15 м в поперечнике (в гигантозернистых породах). Флогопит на плоскости спайности обладает ровной гладкой, изредка слабо волнистой поверхностью. Крупные кристаллы его разбиты большим количеством трещин. Вдоль этих трещин и с краев флогопит перемят, пронизан оливином, апатитом, кальцитом, магнетитом.

Флогопиту свойственны обычные для слюд дефекты: минеральные вроски и трещины. Кроме того, для ковдорского флогопита весьма характерна своеобразная рисунчатость, обусловленная большим количеством пятен и полос, возникающих в результате локального расслоения минерала по плоскости спайности.



Рис. 49. Контакты флогопит-диопсид-оливиновой гигантозернистой породы с крупнозернистой.



Рис. 50. Контакты гигантозернистой флогопитовой жилы с крупнозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми породами.

Пятна до 3—5 мм в поперечнике и радиальнолучевые полосы (по фигуре удара или давления) длиной от 1—2 мм до 30—50 см и шириной до 1—3 мм имеют серебристый цвет в отраженном свете и черный — в проходящем, что четко выделяет их на зеленом фоне слюды (рис. 51). Эта «рисунчатость» ковдорского флогопита резко отличается его от флогопитов Алдана и Слюдянки. Такая же «рисунчатость» наблюдается у флогопитов месторождений Вуориярви, Себляярви, Гулинского, Одихинча и, видимо, свойственна всем месторождениям этого гетитического типа.

Флогопит имеет прямую схему абсорбции: по N_g — бледно-зеленый, по N_p — бесцветный. Показатели преломления $N_g \approx N_m$ по иммерсионным определениям колеблются в пределах 1,600—1,608. Угол оптических осей 2—6°.



Рис. 51. Пятна и полосы расслоения в кристалле флогопита. М. 1 : 2.

Химический состав его независимо от структуры пород и положения достаточно устойчив, что можно видеть из табл. 25.

Диопсид зеленого цвета, размеры кристаллов его колеблются от долей сантиметра до 2—5 м в гигантозернистых породах.

Оптические константы диопсида во всех породах флогопитового комплекса, включая флогопит-диопсидовые и диопсид-амфиболовые породы постоянные: $N_g = 1,701 - 1,710$; $N_m = 1,683 - 1,686$; $N_p = 1,673 - 1,679$; $N_g - N_p = 0,028 - 0,031$; $cN_g = 38 - 44^\circ$; $2V = 58 - 62^\circ$.

Также устойчив и его химический состав (табл. 26).

Таблица 25. Химический состав зеленого флогопита Главной залежи

Окислы	Порода и номер образца			
	Крупные реликтовые кристаллы флогопита в оливиновом ядре Главной залежи, обр. 1	Флогопит-оливиновая, перматовидная из оторочки оливинового ядра Главной залежи, обр. 2	Флогопит-диопсид-оливиновая, крупнозернистая, обр. 66а	Флогопит-диопсид-оливиновая, мелкозернистая, обр. 67а
SiO ₂	38.02	38.70	38.70	39.64
TiO ₂	0.78	0.80	0.94	0.46
Al ₂ O ₃	15.72	15.32	13.79	12.40
Fe ₂ O ₃	2.81	2.34	3.10	3.36
FeO	3.33	3.95	3.23	3.28
MnO	0.07	0.07	0.10	0.12
MgO	24.02	24.55	24.19	25.30
CaO	0.04	0.04	0.23	0.17
K ₂ O	9.70	9.70	9.20	9.20
Na ₂ O	0.54	0.54	1.04	1.20
H ₂ O ⁻	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обп.
П. п. п.	4.03	3.69	»	0.02
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	4.05	4.36
F	0,27	0,67	0,22	0,18
Σ	99,83	100,37	98,79	99,69
—O=F	0,11	0,28	0,18	0,14
Коэфф. железистости Fe	12,7	12,0	12,1	11,6
$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$				

Примечание. 1, 2, 66а, 67а — по данным В. И. Тернового, аналитик В. Ф. Филонова, СЗТУ.

Пересчет на компоненты по методу А. А. Кухаренко (1962) показывает следующий состав (%): CaMgSi₂O₆ — 83 — 86; CaFe²⁺Si₂O₆ — 5 — 7; NaFe³⁺Si₂O₆ — 3 — 4; авгитовые компоненты * — 4 — 6.

Из приведенных данных видно, что диопсид флогопитового комплекса по составу резко отличается от пироксенов метасоматитов магматического этапа пониженным содержанием геденбергитового, авгитового и эгиринного компонентов.

Оливин представлен тремя генерациями. Первая из них представлена реликтовым оливином, довольно часто сохраняющимся в виде крупных овальных пятен, гнезд и отдельных зерен среди флогопит-диопсидовых и реже среди флогопит-диопсид-оливиновых пород. Он обычно представлен крупными зернами (до 10 см), часто совместно с диопсид-авгитом и железистым бурым флогопитом. Характерным для этой генерации оливина является обилие в нем закономер-

* Компоненты Чермака CaFe²⁺(AlSiO₆), CaAl(Fe³⁺SiO₆), CaFe²⁺(AlTiO₆), CaTi(Al₂O₆) и другие.

Таблица 26. Химический состав диопсида из пород флогопитового комплекса, %

Оксиды	Флогопит-диопсид-оливиновая пегматондная, обр. 2	Флогопит-диопсид-оливиновая, крупнозернистая, обр. 66	Флогопит-диопсид-оливиновая, мелкозернистая, обр. 67	Диопсид-амфиболовая, обр. 6
SiO ₂	52,38	52,74	52,94	52,34
TiO ₂	0,40	0,38	0,23	0,09
Al ₂ O ₃	1,50	0,82	0,65	0,35
Fe ₂ O ₃	2,65	1,63	1,63	2,55
FeO	0,88	1,29	1,22	2,30
MnO	0,07	0,06	0,07	0,08
CaO	24,57	24,80	24,80	24,39
MgO	16,74	16,63	16,93	16,31
Na ₂ O	0,31	0,58	0,52	0,70
K ₂ O	0,06	0,20	0,15	0,16
H ₂ O ⁻	Не обл.	Не обл.	Не обл.	0,06
H ₂ O ⁺	»	»	»	Не обл.
П. п. п.	»	0,22	0,13	1,43
CO ₂	0,44	0,66	0,28	Не обл.
Σ	100,00	100,00	99,60	100,76

Примечание. 2, 6—данные О. М. Римской-Корсаковой, аналитик В. Ф. Филонова; 66, 67—данные В. И. Терновой, аналитик В. Ф. Филонова, СЗТГУ.

но ориентированных микроворстков магнетита. Количество реликтового оливина увеличивается к периферии флогопит-диопсидовых пород, где они постепенно сменяются флогопитизированными и диопсидизированными оливинитами, а в лежащем боку еще далее и оливинитами ядра массива. Оптические свойства его охарактеризованы в гл. II при описании интрузии оливинитов.

Вторая генерация представляет собой основную массу оливина во флогопит-диопсид-оливиновых породах. Этот оливин сингенетичен флогопиту и диопсиду. Он образует зерна размером от 1—2 мм в мелкозернистых до 1—2 м в гигантозернистых разностях пород. Общее его содержание в породе 30—40%, а в оливиновой зоне Главной залежи — до 85—95%. Этот оливин по составу не однороден, хотя и более близок к форстериту, чем реликтовый оливин первой генерации. Под микроскопом бесцветен. Характеризуется следующими оптическими свойствами: $N_g = 1,684 - 1,704$; $N_m = 1,664 - 1,683$; $N_p = 1,647 - 1,666$; $2V = 87 - 89^\circ$; $\Delta n = 0,038 - 0,040$.

По диаграмме (Винчелл, 1949) содержание Fe_2SiO_4 колеблется от 6 до 15 мол. %.

В среднем железистость его меньше, чем оливинов из магматических оливинитов ядра массива. В отличие от последнего в нем нет

закономерных микровключений магнетита и в этом отношении он схож с оливином магнетитовых руд.

Третья генерация оливина связана с более поздним, наложенным на флогопитовое месторождение процессом оливинизации, проявившимся в образовании оливиновых жил во всех породах флогопитового комплекса, особенно обильных среди гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсидовых пород. Оливин этой генерации преимущественно мелкозернистый.

Магнетит образует вкрапленность, неправильные пятна, гнезда до 10—13 см в поперечнике и изредка жилы. По-видимому, имеется несколько генераций магнетита. Вкрапленный магнетит в основном является реликтовым. Характер его распределения, количество и размеры зерен такого магнетита во всех разновидностях флогопит-диопсид-оливиновых пород остаются такими же, что и во вмещающих флогопитовое месторождение меллилитовых породах и оливинитах. Однако значительная часть магнетита, перераспределяется в процессе образования флогопитового месторождения и в более поздние стадии изменения его. И, наконец, некоторая часть магнетита, в частности, связанного с апатит-магнетит-оливиновыми жилами, является более поздней по отношению ко всем породам флогопитового месторождения. Наиболее широко распространенный вкрапленный магнетит отличается от магнетита железорудного месторождения отсутствием микровростков шпинели, несколько большим удельным весом (4,94—5,05 вместо 4,73—4,91) и большим содержанием титана (до 4,9%).

Апатит и *кальцит* являются обычными второстепенными минералами всех разновидностей флогопит-диопсид-оливиновых пород. Апатит представлен мелкими неравномерно рассеянными зернами. Содержание его обычно незначительное и чаще всего он устанавливается микроскопически. Кальцит распространен более широко. Содержание его нередко достигает 5—10%, а иногда и более. Распределен он более или менее равномерно, выполняя межзерновые участки между оливином, диопсидом и флогопитом.

Помимо сингенетичной вкрапленности во флогопит-диопсид-оливиновых породах широко развиты более поздние апатит и кальцит, образующие пятна, полосы и жилы и сопровождающиеся своими парагенетическими ассоциациями минералов, описанными ниже.

Весьма существенными факторами, осложняющими и в известной мере маскирующими строение флогопитового месторождения, являются более поздние наложенные на все породы флогопитового комплекса процессы оливинизации, апатитизации и карбонатизации.

О л и в и н и з а ц и я наиболее интенсивно проявилась в гигантозернистых и пегматоидных диопсидовых и флогопит-диопсидовых породах.

Мономинеральные диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы рассечены густой сетью оливиновых жилок, отходящих от оливинового ядра залески.

Оливиновые жилки обычно имеют небольшую мощность, редко превышающую первые сантиметры. Однако в узлах пересечения таких жилок часто образуются линзовидные раздувы и пятна мощностью до 1—2 м. Петельчатая сеть оливиновых жил особенно хорошо заметна в блоках диопсида (рис. 52).

Строение оливиновых жил, пятен и раздувов обычно зональное (рис. 53). В случае полно выраженной зональности они выглядят следующим образом (от центра к периферии): кальцит→апатит→оливин+красный флогопит→красный флогопит→тремолит→диопсид. Зоны эти неравноценны. Наиболее мощные оливиновая и тремолитовая зоны. Остальные зоны макроскопически наблюдаются сравнительно редко.

Зависимости между мощностью оливиновых жилок и тремолитовыми оторочками не устанавливается. Нередко тончайшие оливиновые жилки (2—5 мм) имеют мощную (до 10 см) тремолитовую оторочку. Иногда сравнительно мощные однородные и почти мономинеральные оливиновые жилки имеют маломощную тремолитовую оторочку.

Оливиновые жилки, проникая по тончайшим трещинам, видимо, в большинстве случаев, метасоматически замещают диопсид. Следовательно, указанная выше зональность является обычно метасоматической зональностью. Однако не исключено, что некоторые недифференцированные оливиновые жилы образованы путем выполнения.

Наличие таких жил, сплетение их иногда в мощные раздувы, различная степень оливинизации диопсидовых пород — все это обуславливает еще большую пестроту минерального состава флогопит-диопсидовых гигантозернистых и пегматоидных пород, условность границ отдельных зон.

Замещению подвергаются не только диопсид, но и флогопит, хотя и в значительно меньшей мере. Оливиновые жилки проникают по спайности флогопита, реже по трещинам вкрест спайности. С краев кристаллы флогопита разъедаются и замещаются оливином. Видимо, этими причинами объясняется отсутствие хорошо ограненных кристаллов флогопита. Крупные пачки и пластины его обычно более или менее изометричны, хотя оливин образует частые залпы, глубоко вдающиеся внутрь флогопита. Однако замещение флогопита оливином выражено значительно слабее. Если диопсид в зонах оливинизации замещается почти нацело, то флогопит повсеместно сохраняется даже в участках сплошного развития оливиновых пород. Незначительные масштабы замещения флогопита оливином подтверждаются и результатами опробования. Среднее содержание флогопита в участках интенсивной оливинизации близко к среднему содержанию его в зонах развития пегматоидных флогопит-диопсидовых пород.

Оливин из этих жил (III генерация) сопровождается своим парагенезисом минералов: красный флогопит, тремолит, кальцит, апатит. Наиболее широкое развитие имеют оливин и красный флогопит.

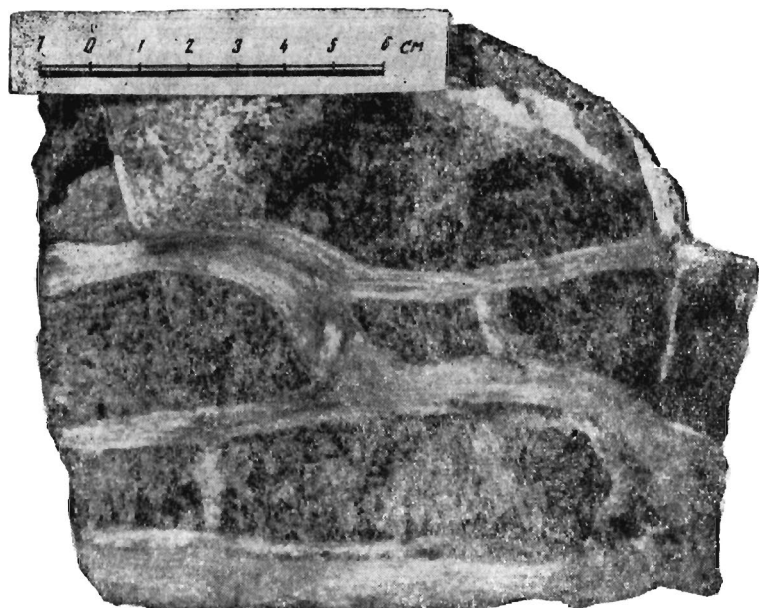


Рис. 52. Петельчатая сеть оливковых жил в гигантском кристалле диопсида.

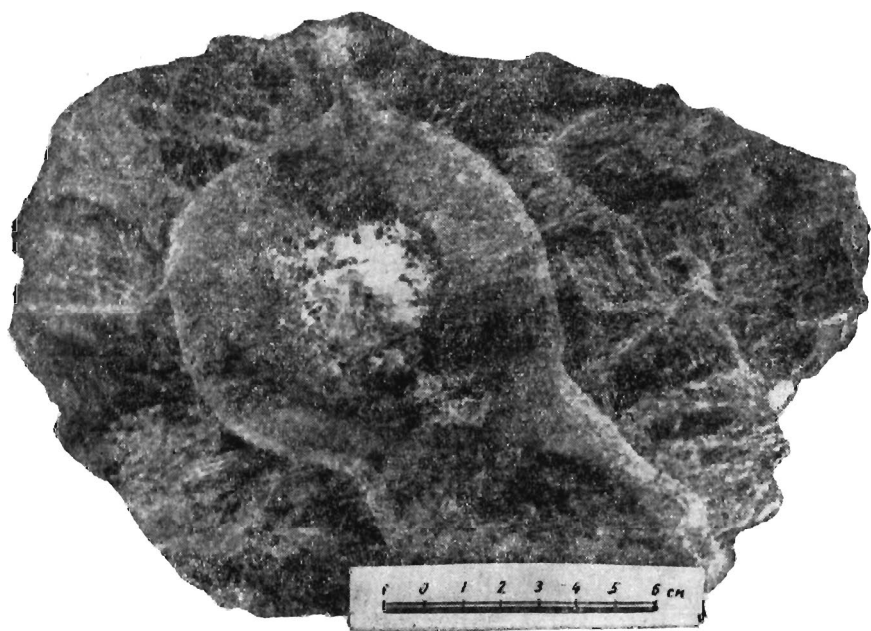


Рис. 53. Зональные оливковые пятна в диопсиде.

В оливиновых жилках кроме того широко развиты тремолит, образующий оторочки по диопсиду, и кальцит.

Оливин в жилах и зонах оливинизации обычно мелкозернистый, иногда образует крупные псевдоморфные кристаллы по диопсиду. По оптическим свойствам почти не отличается от оливина II генерации. Содержание железа в нем несколько выше, чем в оливине II генерации и ниже, чем в оливине I генерации.

Красный флогопит (тетраферрифлогопит), преимущественно мелкочешуйчатый, в обилии встречается в оливиновых породах ядра залежи и в оливиновых жилах. Кроме того он образует узкие оторочки вокруг зеленого флогопита. Однако изредка встречаются более сложные типы оторочек. К периферии флогопитового месторождения количество красной слюды заметно снижается, хотя она присутствует практически во всех разностях флогопит-диопсид-оливиновых пород, обычно в форме тончайших оторочек вокруг зеленого флогопита (рис. 54).

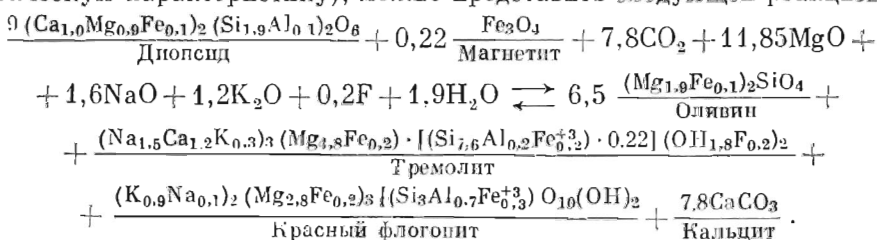
Красный флогопит отличается обратной схемой абсорбции, сравнительно высокими углом оптических осей (до 10°) и показателями преломления ($Ng \geq Nm = 1,612 - 1,642$). Химический состав красного флогопита приведен в разделе минералогическая характеристика.

Тремолит (рихтерит) встречается только в оторочках оливиновых жил в диопсидовых породах и вокруг реликтов диопсида в оливиновых породах. В центральной части залежи, где наиболее интенсивно проявлены процессы оливинизации, мощность тремолитовых оторочек иногда достигает 10—20 см, а обычно составляет 2—5 см. Тремолит игольчатый, вытянутый вкрест оливиновых жил (рис. 55).

Под микроскопом тремолит бесцветный, со слабым плеохроизмом. Окраска по Np светло-голубовато-зеленая, по Ng желтоватая. Оптические константы: $Ng = 1,629 - 1,635$; $Nm = 1,622 - 1,627$; $Np = 1,605 - 1,618$; $Ng - Np = 0,017 - 0,024$; $cNg = 19 - 26^\circ$; $2V = 60^\circ$.

Кальцит обычно располагается в центральных частях оливиновых жил, нередко образует просечки в тремолитовых оторочках и в оливине. Часто наблюдаются десятки таких ритмически повторяющихся кальцитовых просечек. Образование этого кальцита, видимо, связано не с привнесом CaO , а с высвобождением его из диопсида при оливинизации.

Процесс оливинизации с образованием тремолитовых оторочек, кальцита и красной слюды, учитывая состав минералов (см. минералогическую характеристику), можно представить следующей реакцией:



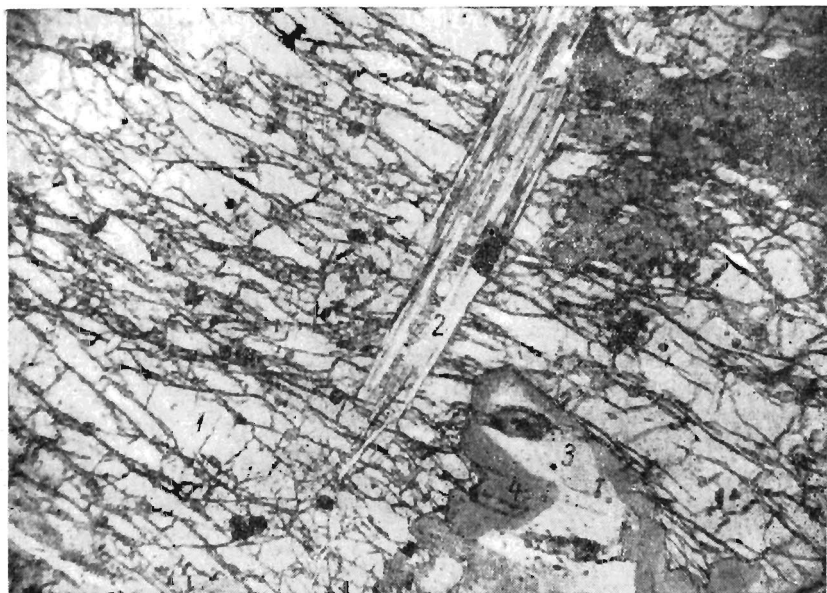


Рис. 54. Пегматоидная оливиновая порода с тремолитом и тетраферрифлогопитом (без анализатора). Ув. 14.

1 — оливин; 2 — тремолит; 3 — флогопит; 4 — тетраферрифлогопит.

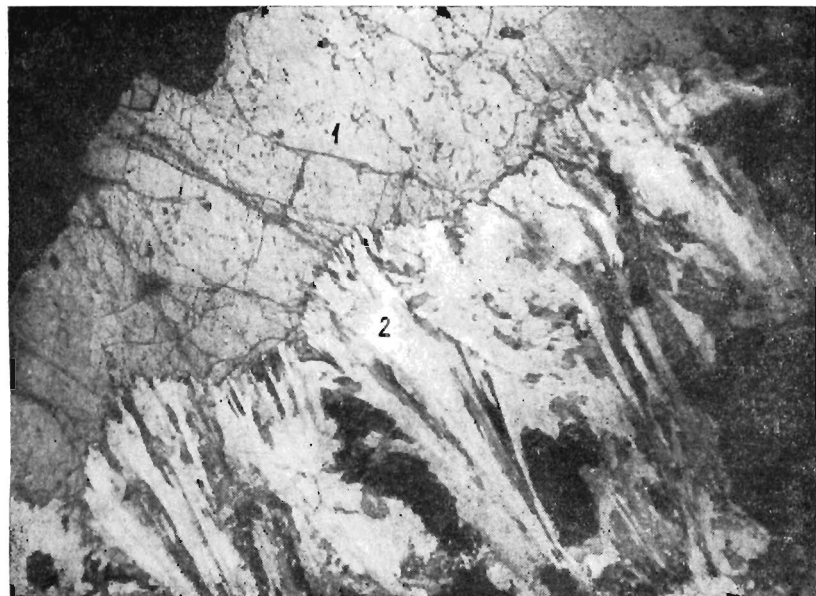


Рис. 55. Замещение пегматоидного диопсида тремолитом (вик. +, ув. 14).

1 — диопсид; 2 — тремолит.

Апатитизация наиболее интенсивно проявилась в гигантских породах Главной залежи, особенно в зоне мономинерального флогопита, окружающей оливиновое ядро Главной залежи. Апатит замещает крупные кристаллы оливина, диопсида и флогопита. При этом наблюдаются все стадии этого замещения: от образования мелкой вкрапленности и жилок апатита до полного выноса крупных блоков флогопита и образования метакристаллов апатита (рис. 56).

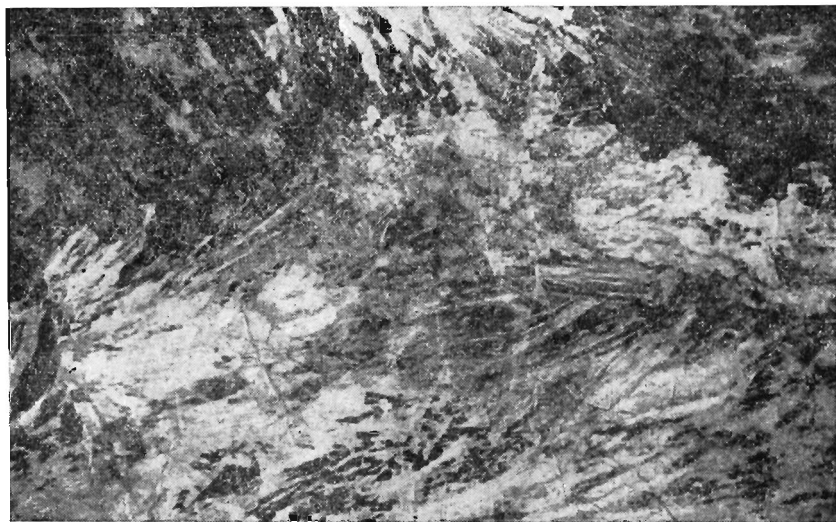


Рис. 56. Интенсивные замещения крупного блока флогопита апатитом. В апатите видны мелкие изъеденные реликты флогопита (черное).

Более поздний возраст апатитизации по сравнению с оливинизацией однозначно определяется повсеместным замещением апатитом оливиновых жилок, тремолитовых оторочек и описанных выше петельчатых структур в диопсидовых зонах. Неравномерное распределение апатита, наличие многочисленных реликтовых участков разноминеральных флогопит-диопсид-оливиновых пород, гигантских кристаллов флогопита, оливина и диопсида — все это определяет крайне неоднородную пятнистую, ярко выраженную коррозионную структуру пород.

Апатит преимущественно мелкозернистый, а в центральных частях Главной залежи часто образует радиальнолучистые и веерообразные агрегаты, размером до 2–3 м в поперечнике (рис. 57), образованные метакристаллами длиной до 1 м. Нередко около апатитовых жилок оливиновая порода подвергается перекристаллизации с образованием хорошо ограненных кристаллов (рис. 58). Апатит образует неравномерную вкрапленность, реже мономинеральные гнезда, жилообраз-

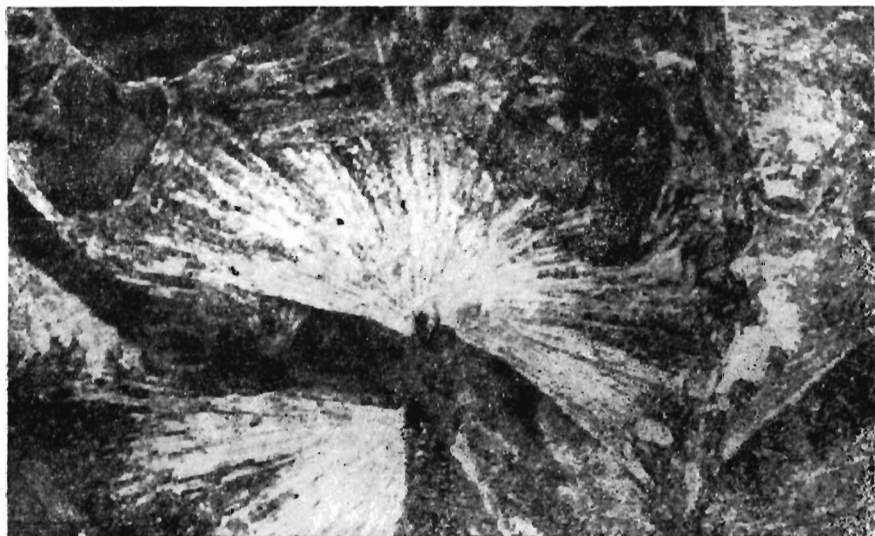


Рис. 57. Радиальнолучистый агрегат метакристаллов апатита (белое) в пегматондной флогопит-оливиновой породе.

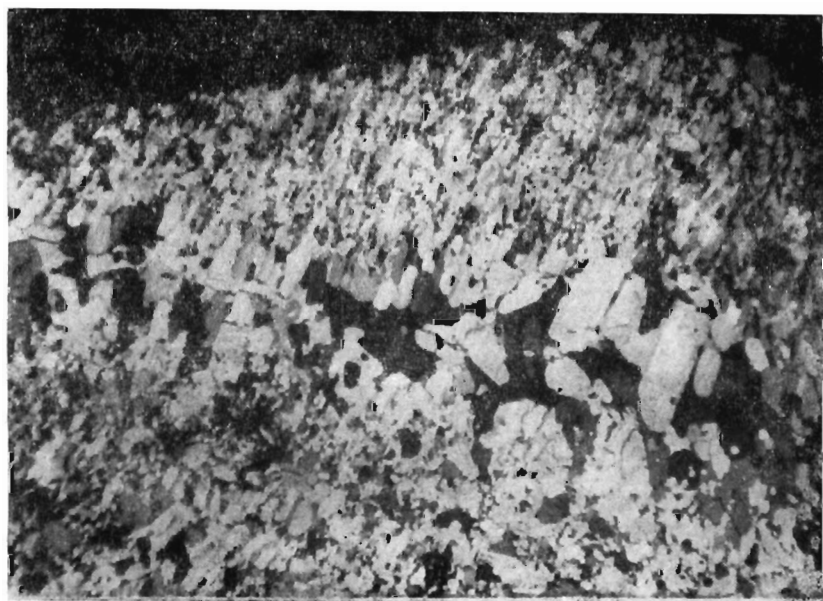


Рис. 58. Перекристаллизация оливина в зальбандах апатитовой жилы. Темно-серое и черное — апатит, светлое — оливин. (шк. $\frac{1}{4}$, ув. 12).

ные полосы. Содержание апатита колеблется в широких пределах: в гигантозернистых породах в среднем составляет 25—30%, во всех остальных разностях флогопит-диопсид-оливиновых пород не более 2—3%. Под микроскопом бесцветен, зерна изометрические или слабо удлинённые по оси Np , с низкими интерференционными окрасками.

Совместно с апатитом образуются диопсид, кальцит и акцессорные бадделейт, циркелит и торианит.

Диопсид — желтовато-зеленый, мелкозернистый, обычно образует вкрапленность и мелкие гнезда в существенно апатитовой породе. Особенно часто встречается на периферии апатитовых гнезд в обычном зеленом крупно- и гигантозернистом диопсиде (рис. 59).

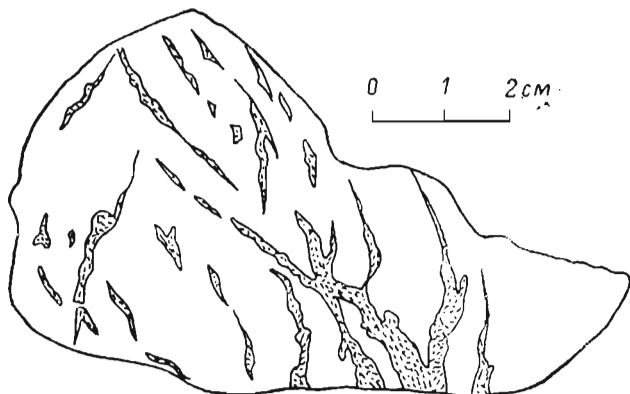


Рис. 59. Замещение зеленого диопсида (белое) желтовато-зеленым мелкозернистым диопсидом.

В этих случаях совершенно отчетливо видно, что он образуется за счет рекристаллизации (по Д. П. Григорьеву, 1961), совместно с апатитом. Оптические константы: $N_g=1,700-1,702$, $cN_g=38-40^\circ$; $2V=58-59^\circ$. Содержание диопсидового компонента в желтовато-зеленом диопсиде выше, чем в зеленом (до 93—95%).

Магнетит образует вкрапленность, неправильные пятна и гнезда до 10—30 см в поперечнике. Характерны крупные овальные вкрапленники размером в несколько сантиметров, обычно концентрирующиеся в результате переотложения на периферии апатитовых гнезд и полос. Часто проникает по спайности флогопита. По составу и свойствам не отличается от магнетита, вкрапленного во флогопит-диопсид-оливиновых породах.

Карбонатизация на месторождении развита значительно слабее по отдельным трещинам и узким зонам дробления (рис. 60, 61), пересекающим все ранее образованные породы, включая и апатитизированные разности. При пересечении флогопит-



Рис. 60. Карбонатитовые жилы в гигантозернистом диопсиде.

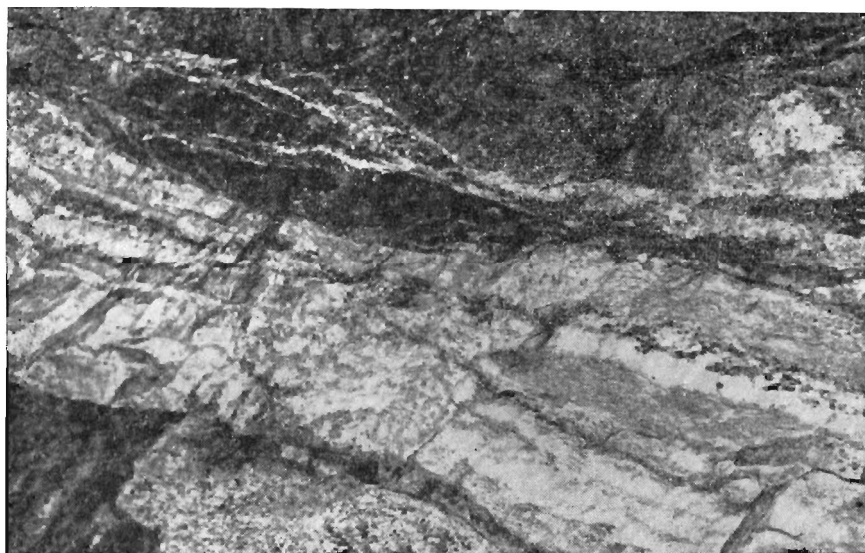


Рис. 61. Зона карбонатизации в среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых породах.

диопсидовых пород совместно с кальцитом образуются тремолит-асбест, красная слюда (тетраферрифлогопит); серпентин и гумит. Обычный зеленый флогопит в зонах карбонатизации оторачивается каймой красного флогопита.

В гнездах, выполненных кальцитом, в результате перекристаллизации образуются хорошо ограненные кристаллы красного флогопита и оливина (рис. 62) размером до 10 см. Красный флогопит, сопровождающий карбонатизацию, трудно отличим от аналогичного флогопита, образующегося ранее на стадии оливинизации флогопит-диопсидовых пород. В ряде случаев установлено, что красный флогопит, связанный с карбонатизацией, характеризуется более низкими показателями преломления.

В целом для залежи содержание красной слюды, связанной с карбонатизацией, меньше, чем подобного флогопита, связанного с оливинизацией. Основная его масса представлена мелкими чешуйками и тонкими оторочками вокруг зеленого флогопита и сосредоточена в участках интенсивной оливинизации гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсидовых пород.

Тремолит-асбест (рихтерит) образует спутанно-волоконистые агрегаты, нацело пропитанные кальцитом. Хорошо расщепляется на тонкие волокна длиной до 10 см. Цвет белый или бледно-зеленый.

Серпентин наблюдается в виде тонких жилков в оливиновых породах вокруг карбонатных жил и зон карбонатизации. Оливиновые породы в этом случае приобретают более темную окраску и большую вязкость.

Гумит встречается в виде оторочек карбонатных жилков в оливиновых породах.



Рис. 62. Перекристаллизация оливина (темное) в зоне кальцитизации (светлое).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Общий список минералов флогопитовых руд, приведенный в табл. 27, содержит свыше 60 названий. В него включены метасоматические минералы пород «флогопитового комплекса», реликтовые минералы, унаследованные от пород более ранних возрастных групп (оливинитов, монтichelлит-мелилитовых и других метасоматитов), а также гипергенные образования, распространённые в верхних горизонтах месторождения, где флогопитовые руды переходят в гидрофлогопит-вермикулитовые.

В табл. 27 приводится перечень главнейших минералов флогопитовых руд Главной залежи.

Таблица 27. Минеральный состав флогопитовых руд

Главные	Второстепенные и акцессорные	Реликтовые	Гипергенные
Флогопит зеленый, оливин, диопсид	Апатит, монтичеллит, кальцит, доломит, тетраферрифлогопит, флогопит изумрудно-зеленый, магнетит, гастингсит, рихтерит-тремолит, серпентин, хлорит, хондродит, гумит, бадделейт, ториванит, циркелит, ильменит, шпинель, пирротин, халькопирит, пирит, галевит, барит, хуанит, цеболлит	Оливин, авгит-диопсид, меллит, монтичеллит, нефелин, канкринит, содалит, натролит и другие цеолиты, андрадит, меланит, титаномагнетит, перовскит, железистый флогопит, везувиан	Гидрофлогопит, вермикулит, супгулит, гидрохлорит, сапонит, монтмориллонит, гидроокислы железа, гематит, кальцит

Группа флогопита

Флогопит зеленый. В месторождении установлено три основные разновидности флогопита, различающиеся по химическому составу, свойствам и времени образования.

1. Флогопит зеленого (редко светло-бурого) цвета, являющийся одним из главных компонентов продуктивных слюдоносных метасоматитов, тесно ассоциируется с диопсидом, в некоторых разновидностях пород образует крупные кристаллы, является основным промышленным объектом месторождения.

2. Изумрудно-зеленый флогопит, наблюдающийся в виде отрочков на крупнопластинчатом зеленом флогопите и в самостоятельных небольших кристаллах, распространен в месторождении незначительно и промышленного значения не имеет.

3. Красновато-коричневый флогопит (тетраферрифлогопит), возникший на заключительном этапе слюдообразования; нередко окаймляет кристаллы зеленого и изумрудного-зеленого флогопита, ассоциируя с кальцитом и доломитом; крупных выделений не дает и практического интереса не представляет.

Крупнопластинчатый зеленый флогопит (промышленная разновидность) образует толстотаблитчатые выделения и нечетко ограниченные псевдогексагональные кристаллы. Наиболее крупные выделения флогопита большей частью имеют мозаичное строение — они состоят из многочисленных блоков (субиндивидов, сросшихся друг с другом в почти субпараллельном положении). Такие мозаичные кристаллы при ударе легко распадаются по граням субиндивидов и плоскостям спайности на плиты различных размеров.

Химический состав зеленого флогопита довольно однообразен (табл. 25 и 28). По данным 15 химических анализов содержание отдельных компонентов колеблется в следующих пределах (вес. %):

Таблица 28. Химический состав флогоцитов, %

Оксиды	Зеленый		Изумрудно-зеленый	Красновато-коричневый		Оксиды	Зеленый		Изумрудно-зеленый	Красновато-коричневый	
	1	2		3	4		5	1		2	3
SiO ₂	38.49	37.90	39.26	41.30	40.90	(Rb, Li, Cs) ₂	He опр.	0,03	0,04	0,03	0,02
TiO ₂	0.84	1.11	0.31	0.46	0.44	H ₂ O ⁺	4,14	4.12	4.19	3.72	3.97
Al ₂ O ₃	14.98	15.61	15.06	9.35	8.01	H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2.29	2.14	2.31	4.13	6.55	П. п. п.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Cr ₂ O ₃	He опр.	0.03	—	0.03	0.03	F	0.12	0.22	0.24	1.04	0.62
FeO	4.24	4.14	1.46	3.32	3.18	Cl	—	0.04	—	0.03	—
MnO	0.06	0.09	0.11	0.12	0.14						
MgO	23.97	23.60	25.80	26.40	25.92						
NiO	He опр.	0.18	He опр.	0.22	He опр.	Σ	99,93	100,45	99,82	100,66	100,35
CaO	—	—	—	—	—	—O=F ₂	0.05	0.10	0.10	0.43	0.26
BaO	0.69	0.98	0.57	He опр.	0.04		99,88	100,35	99,72	100,23	100,09
K ₂ O	9.16	9.61	9.84	9.93	9.97	Fe					
Na ₂ O	0.95	0.75	0.63	0.58	0.56	Fe + Mg	12,9	12,6	7,2	13,0	16,4

Кристаллохимические формулы:

Ан.1. (K_{0,87}Na_{0,10}Ba_{0,03})_{1,00}(Mg_{2,52}Fe_{0,25}⁺²Fe_{0,11}⁺³Al_{0,04}Ti_{0,08}⁺⁴Mn_{0,01}⁺²Ni_{0,01})_{3,00}[(Si_{2,72}Al_{1,28})₄O₁₀](OH_{1,95}F_{0,05})_{2,00}.Ан.2. (K_{0,89}Na_{0,09}Ba_{0,02})_{1,00}(Mg_{2,73}Fe_{0,12}⁺³Fe_{0,09}⁺²Al_{0,01}Ti_{0,01}⁺⁴Mn_{0,01}⁺²)_{3,00}[(Si_{2,79}Al_{1,21})₄O₁₀](OH_{1,95}F_{0,05})_{2,00}.Ан.4. (K_{0,92}Na_{0,08})_{1,00}(Mg_{2,79}Fe_{0,19}⁺²Ti_{0,01}⁺⁴Mn_{0,01}⁺²)_{3,00}[(Si_{2,95}Al_{0,68}Fe_{0,36}⁺³Ti_{0,01}⁺⁴)_{4,00}O₁₀](OH_{1,86}F_{0,14})_{2,00}.

$\text{SiO}_2=37,30-39,00$; $\text{TiO}_2=0,76-1,10$; $\text{Al}_2\text{O}_3=14,40-15,80$; $\text{Fe}_2\text{O}_3=$
 $=2,34-3,25$; $\text{FeO}=3,30-4,20$; $\text{MnO}=0,06-0,10$; $\text{MgO}=23,60-24,80$;
 $\text{K}_2\text{O}=8,70-9,80$; $\text{Na}_2\text{O}=0,45-1,00$.

Суммарное количество окислов железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) варьирует от 6,28 до 6,80 вес. %, в среднем составляет около 6,5; FeO всегда преобладает над Fe_2O_3 ; коэффициент железистости находится в пределах 11,9—12,9 (в среднем 12,4). Содержание примесей не превышает (%): $\text{BaO} - 1$; $\text{Rb}_2\text{O} - 0,03$; Li_2O и $\text{Cs}_2\text{O} - 0,001$; весьма характерно низкое содержание $\text{F} - 0,12-0,67$ (в большинстве образцов не более 0,2—0,3). В светло-бурой разновидности флогопита заметно увеличение содержания Ti (табл. 28, ан. 2).

Спектральными анализами в среднем по 30 пробам во флогопите установлены следующие примеси (%): Ni и $\text{Cr} - 0,020$; $\text{Co} - 0,004$; $\text{Nb} - 0,005$; $\text{Zr} - 0,003$; $\text{Sc} - 0,002$; $\text{V} - 0,001$; $\text{Cu} - 0,0003$; $\text{Be} - 0,0001$. Наиболее постоянными являются примеси Ni и Co .

Рентгеновским анализом выявлена принадлежность описываемого флогопита к однослойной моноклинной модификации (1 М); параметры элементарной ячейки: $a=9,24-9,26\text{Å}$, $c \cdot \sin \beta: 10,12-10,15\text{Å}$.

Цвет флогопита зеленый, в центральных частях кристаллов нередко буроватый. Перемежаемости различно окрашенных зон, как правило, не наблюдается. При увеличении содержания TiO_2 и окислов железа окраска флогопита приобретает буроватый оттенок.

Кривые поглощения зеленой и буровато-зеленой разновидностей флогопитов характеризуются максимумами в красной и инфракрасной частях спектра в интервалах около 700 и 850—900 *мкм* (Грум-Гржимайло, Римская-Корсакова, 1964). Они аналогичны кривым, полученным для подобных железисто-магнезиальных слюд из других месторождений, и указывают на преобладающее значение (как хромофора) двухвалентного железа в шестерной координации.

Блеск флогопита тусклый; на плоскостях спайности всегда наблюдается серебристый отлив, а также характерная рисунчатость, обусловленная разнообразным расположением серебристо-белых полос и пятен. Серебристый отлив и рисунчатость связаны с наличием множества плосколинзовидных газовых включений — расслоений слюды по плоскостям спайности. Размер этих расслоений (не сообразующихся с окружающей средой и поэтому называемых «закрытыми») обычно колеблется от 0,01 до 0,5 *мм*, редко достигая нескольких миллиметров; средняя их толщина составляет примерно $2 \cdot 10^{-3}$ *мм*. Благодаря обилию расслоений флогопит не вполне прозрачен, а в местах наибольшей их концентрации (в полосах и пятнах) плохо просвечивает даже в очень тонких пластинах.

Показатели преломления зеленого флогопита $N_g \cong N_m$ варьируют в пределах 1,600—1,606 (в отдельных образцах 1,597—1,598). Угол оптических осей не превышает 2—5°. По положению плоскости оптических осей установлено, что кристаллы флогопита большей частью представляют собой двойниковые или тройниковые сростки по слюдяному закону. Схема абсорбции флогопита $N_g > N_p$; окраска

по *Ng* и *Nm* — зеленая, иногда слегка буроватая, по *Np* — значительно более светлая.

Плотность флогопита, определяемая методом гидростатического взвешивания, равна 2,67—2,73 г см³. Пониженная величина плотности в сравнении с плотностью аналогичных флогопитов из других месторождений объясняется большим количеством расслоений по плоскостям спайности.

Твердость флогопита, установленная с помощью микротвердометра ПМТ-3, равна 3,83—3,92. Определение производилось в тонких пластинках слюды, наклеенных на стекло, при нагрузке на индентор 20 г.

Термический анализ образцов промышленного флогопита выявил наличие обычного для подобных слюд эндотермического эффекта при температуре около 1200° С. В более низкотемпературной области термических эффектов не наблюдалось. Как показали технические испытания, флогопит термостоек, вспучивается при нагревании незначительно. При прокаливании до 600—700° С становится золотисто- или серебристо-желтым; рисунчатость при этом тускнеет, но не исчезает.

В месторождении довольно широко распространено частичное превращение крупнопластинчатой слюды в тонкочешуйчатый агрегат флогопита, с шероховатой задиристой поверхностью, весьма ломкий. В нем часто встречаются пленочные выделения магнетита, а полигональные промежутки между краями субпараллельно расположенных пластинок слюды иногда заполнены кальцитом. Этот вторичный «закимистый» флогопит особенно часто наблюдается в гигантокристаллических слюдяных гнездах и образуется в результате рекристаллизации. Рекристаллизация флогопита происходила в относительно высокотемпературных условиях, как правило, до образования изумрудно-зеленого и красновато-коричневого флогопитов и, видимо, вызвана влиянием деформирующих напряжений, связанных с тектоническими подвижками. В тех же условиях в кристаллах слюды появились разрывы — секущие трещины, которые благодаря активному действию минералообразующего раствора вскоре были залечены.

Рисунчатость на плоскостях спайности, связанная с неравномерным распределением закрытых расслоений (рис. 51), характерна для многих флогопитов в массивах щелочных ультраосновных пород — в Гулинском, Одихинча (Прохорова и др., 1965), Вуориярвинском, Себлярвском и других. В связи с тем, что это явление ранее, по существу, не было изучено, мы уделили ему особое внимание.

Нами дано не только объяснение физической природы рисунчатости, но также выявлена возможность ее использования при сертификации слюды [Римская-Курсакова и др., 1967].

В результате макро- и микроисследований образцов, а также опытов по травлению слюдяных пластин плавиковой кислотой удалось установить, что большинство видов распределения сгустков

расслоений (пятен и полос) связано с линейными дефектами кристаллической структуры слюды — винтовыми и краевыми дислокациями, возникшими в процессе роста кристаллов, широко известными для кристаллического вещества вообще.

Оказалось, что оси винтовых дислокаций обычно располагаются в слюде перпендикулярно (или почти перпендикулярно) плоскостям спайности и на выходах этих осей наблюдаются сгустки закрытых расслоений (четкие светлые пятна), а под действием плавиковой кислоты возникают одиночные ямки травления. Краевые же дислокации располагаются в плоскости (001) и, как правило, закономерно ориентированы параллельно лучам фигур давления и удара. Вдоль краевых дислокаций, достигающих в длину 10 см и более (в зависимости от размеров кристалла), протравливаются длинные тонкие каналы, в которых располагаются линейные сгустки расслоений. Сложным сочетанием множества пятен и полос в основном и обусловлена рисунчатость флогопита. В связи с выходами винтовых дислокаций на плоскости (001) наблюдается пятнистое (точечное) распределение расслоений (бесвредное или приуроченное к границам зон роста кристаллов); с краевыми же дислокациями связаны прямолинейные, зигзагообразные и радиальнолучевые узоры.

Расщепляя кристаллы флогопита по плоскостям спайности, легко убедиться в том, что рисунчатость весьма изменчива и лишь в редких случаях выдерживается на значительные интервалы вдоль [001]. В крупных кристаллах флогопита она обычно более многообразна, чем в мелких.

Вопрос о происхождении расслоений и связанной с ними рисунчатости рассматривался с использованием результатов химического анализа газов, извлеченных из флогопита при растирании. Эти исследования, выполненные в Лаборатории природных газов Кольского филиала АН СССР под руководством И. А. Петерсилье, показали следующее. В слюдах с большим количеством расслоений, в частности в ковдорском промышленном флогопите, при растирании выделяется до 150 см³ водорода на 1 кг флогопита, в слюдах с меньшим количеством расслоений содержание водорода значительно меньше, а в тетраферрифлогопитах, где расслоения отсутствуют, водорода практически не оказалось.

Механизм образования расслоений представляется следующим. В процессе роста кристаллов слюды при относительно большом давлении адсорбировались компоненты минералообразующей среды, среди которых находился водород. Примеси сосредотачивались преимущественно в точечных дефектах структуры флогопита и вдоль осей дислокаций. В дальнейшем в результате изменения физико-химической обстановки и уменьшения общего давления эти примеси, как бы законсервированные в кристаллах, оказались под значительным внутренним давлением, которым и вызвано расслоение слюды по плоскостям спайности, причем в местах наибольшей концентрации примесей возникли сгустки расслоений — полосы и пятна. Таким образом, основные элементы рисунчатости, характерной для описыв-

ваемого флогопита, связаны с дислокациями; они зародились в процессе роста кристаллов, а проявились в более позднее время.

Перечисленные виды рисунчатости, характерной для описываемого флогопита, часто нарушаются последующим перераспределением расслоений, образованием трещин и рекристаллизацией. При этом возникает неравномернопятнистое, мелкоузорчатое, решетчатое, струевидное и крестообразное расположение сгустков расслоений, с первичными дислокациями уже никак не связанное.

Структурные дефекты имеются не только в ковдорском флогопите, но также и в слюдах других месторождений (Алдана, Слюдянки), где они, однако, расслоениями не декорированы и макроскопически обычно не выявляются.

Расслоения оказывают существенное влияние на механические свойства слюды — улучшают ее расщепляемость по плоскостям спайности. Вместе с тем приходится иметь в виду, что участки кристаллов, в которых находятся крупные винтовые дислокации, являются потенциальными местами электропробоя. Они выявляются по точечным сгусткам расслоений, расположенным рядами вдоль зон роста, часто у начала радиально расходящихся лучей, а также в середине звездообразных фигур. При технологической обработке слюды эти участки подлежат удалению. Краевые же дислокации, декорированные линейными сгустками расслоений, техническим дефектом не являются.

Грубая волнистость, связанная с механическими деформациями кристаллов, для ковдорского флогопита не характерна. Значительно более распространена тонкая гофрировка слюдяных пластин, возникающая под действием взрывной волны при добыче. Изгибы гофрированных пластин имеют незначительную амплитуду (обычно не более 1—2 мм) и ориентированы в трех направлениях, параллельно лучам фигуры давления, располагаясь большей частью на расстоянии 2—5 мм друг от друга. В единичных случаях наблюдались рубцы ельчатости в виде полос шириной до 1—6 см, ориентированных перпендикулярно к зонам роста кристаллов.

Трещиноватость возникла в кристаллах флогопита в различное время. Наиболее ранние криволинейные разрывы секут плоскости спайности обычно в краевых частях кристаллов и имеют протяженность до нескольких сантиметров (редко более 10 см) и хорошо заметны благодаря приуроченным к ним струевидным сгусткам закрытых расслоений. Их края, как правило, плотно спаяны, т. е. эти трещины залечены. Вдоль более поздних, открытых, трещин расслоений почти не наблюдается и слюда нередко совершенно прозрачна. Наблюдаются разрывы кристаллов по границам между сросшимися кристаллическими индивидами и по плоскостям совершенной и несовершенной спайности. Трещины параллельные (001), весьма характерные для всех слюд, часто являются вместилищем разнообразных эпигенетических минеральных включений пластинчатой формы.

Следует также упомянуть о сериях открытых трещин, образующихся в связи с упоминавшейся выше тонкой гофрировкой кристаллов при добыче флогопита. Они нередко пересекают кристаллы слюды от края до края в трех направлениях.

Минеральные включения в промышленном флогопите можно разделить на реликтовые, сингенетичные и эпигенетичные; они также весьма разнообразны по форме и размерам. Крупные (0,5—5 см) объемные включения наиболее часто представлены отчетливо ограниченными диопсидом (сингенетичным) и кристаллами или зернистыми агрегатами вторичного оливина. Нередки также изометричные, неправильной формы вросстки магнетита. Кроме того, часто встречаются мелкие (до 1 мм) точечные включения диоксида, магнетита, кальцита, располагающиеся рядами вдоль зон роста кристаллов. При выкрашивании этих включений образуются мельчайшие отверстия — «проколы».

Весьма обычными во флогопите являются эпигенетические пластинчатые минеральные вросстки, приуроченные к плоскостям спайности. Они представлены магнетитом, изумрудно-зеленым и красновато-коричневым флогопитом, кальцитом (реже доломитом), пирротинном, халькопиритом, пиритом, сунгулитом, сапонитом. Вдоль плоскостей спайности также располагаются длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты апатита и амфиболов ряда тремолит — рихтерит. В некоторых участках месторождения флогопит почти полностью замещается апатитом.

В коре выветривания флогопит превращается в гидрофлогопиты, а затем в вермикулит.

Изумрудно-зеленый флогопит распространен в месторождении весьма незначительно. Он нарастает на крупнокристаллический зеленый флогопит, образуя оторочки шириной до 1—2 см, а иногда встречается и в самостоятельных кристаллах, как правило, не превышающих в поперечнике 3—5 см. Мелкие чешуйки изумрудно-зеленого флогопита также находятся в зеленом флогопите как эпигенетические вросстки, размещающиеся вдоль плоскостей спайности.

Условия образования изумрудно-зеленого флогопита ввиду его редкости выявлены недостаточно полно. Твердо установлено, что он образуется после зеленого и ранее красного флогопита. Однако остается неясным, на какой стадии он кристаллизуется.

Окраска описываемого флогопита светло-зеленая, с синеватым оттенком. Серебристо-белых пятен и полос, обусловленных наличием закрытых расслоений (газовых пузырьков), в нем значительно меньше, чем в зеленом флогопите.

По химическому составу минерал однообразен. Как показывает химический анализ типичного образца, приведенный в табл. 28, для него характерны относительно высокое содержание SiO_2 и MgO , малая железистость и некоторое преобладание окисного железа над закисным.

Изумрудно-зеленый флогопит имеет однослойную моноклинную структуру (1M); параметры элементарной ячейки — $b = 9,24 \text{ \AA}$;

$c \cdot \sin \beta = 10,10 \text{ \AA}$; плотность 2,76—2,78; $Ng \cong Nm = 1,592—1,594$; $Np = 1,55—1,557$; $2V = +4—6^\circ$. При прокаливании фиксируется эндотермический эффект около 1200° C .

Красный (красновато-коричневый) флогопит имеет значительно более широкое распространение, чем изумрудно-зеленый. Однако подавляющая часть его представлена мелкими (до 0,5—1 см) чешуйками и в связи с этим не представляет никакого промышленного интереса.

Этот флогопит большей частью находится в виде кайм различной ширины на кристаллах зеленого и изумрудно-зеленого флогопитов; также дает столбчатые или боченковидные кристаллы незначительных размеров и образует в промышленном флогопите эпигенетические вроски.

Закрытых расслоений и связанной с ними рисунчатости в красном флогопите не наблюдается, и в отличие от зеленого флогопита плоскости спайности зеркальногладкие, с сильным блеском. Окраска очень часто неоднородна — интенсивно окрашенные зоны многократно чередуются со светло окрашенными, реже с почти бесцветными и зелеными.

По химическому составу красновато-коричневый флогопит представляет собой высокомагнезиальную слюду со значительным содержанием Fe_2O_3 и пониженным содержанием глинозема (табл. 28). Обычно в нем обнаруживается не более 8—9% Al_2O_3 ; в наиболее интенсивно окрашенных периферических частях кристаллов глинозем иногда вовсе отсутствует, а содержание Fe_2O_3 в таких случаях достигает 15—16%. Примесь MnO не превышает 0,2—0,3%; отмечается несколько повышенное содержание SiO_2 и фтора.

Вычисление химических формул красновато-коричневых флогопитов показало, что все трехвалентное железо в них находится в тетраэдрической координации, компенсируя дефицит алюминия. Эта особенность состава и строения слюды является причиной своеобразия ее оптических свойств, в частности обратной схемы абсорбции ($Np \gg Ng \cong Nm$), по С. В. Грум-Гржимайло, О. М. Римской-Корсаковой [1964]. Окраска минерала по Np — интенсивная красновато-коричневая или кирпично-красная, по Ng и Nm значительно более светлая, иногда почти бесцветная. Интенсивность окраски и величина показателей преломления значительно варьируют в зависимости от содержания железа: $Ng = 1,597—1,640$; $Np = 1,562—1,600$; $2V = +5—10^\circ$.

Кривые спектрального поглощения аналогичны кривым других природных и искусственных соединений, в которых Fe^{+3} находится в тетраэдрической координации [Грум-Гржимайло, Римская-Корсакова, 1964].

Рентгеновский анализ подтверждает кристаллохимические особенности данной разновидности флогопита — пропорционально масштабу изоморфного замещения алюминия железом закономерно увеличиваются параметры элементарной ячейки.

Вместе с тем установлено, что тетраэдрическая позиция ионов трехвалентного железа существенно не изменяет соотношения интенсивностей базальных отражений (005 : 004), связанных, как известно, с заселением октаэдрических слоев. Параметры элементарной ячейки красновато-коричневых флогопитов: $b=9,25-9,30\text{Å}$; $c \cdot \sin \beta=10,13-10,15\text{Å}$; структура минерала однослойная, моноклиная (тип 1M); плотность $-2,88-2,95$. Эндотермический эффект на кривых нагревания находится в интервале $1080-1100^\circ\text{C}$.

Все вышеуказанные особенности красновато-коричневых флогопитов позволили выделить их в особую группу железисто-магнетизальных слюд под названием «тетраферрифлогопиты», которое подчеркивает существенную роль трехвалентного железа и его тетраэдрическую координацию.

Сопоставляя химический состав трех вышеописанных разновидностей флогопита (зеленой, изумрудно-зеленой и красновато-коричневой), кристаллизовавшихся в Ковдорском месторождении последовательно друг за другом, а также принимая во внимание резко различную концентрацию в них расщеплений и, соответственно, количества акклюдированного водорода, становится очевидным постепенное изменение физико-химических условий слюдообразования. Эти изменения выразились, во-первых, в смене восстановительной обстановки окислительной и, во-вторых, в резком усилении дефицита алюминия в минералообразующей среде, обусловившего вхождение Fe^{+3} в не свойственную ему в обычных условиях тетраэдрическую координацию. Не только состав, но и парагенезис отдельных разновидностей флогопита приводит к заключению об изменении формы привноса в месторождение щелочных металлов — смене растворов, содержавших алюминаты щелочей, углекислыми и фторсодержащими растворами.

Группа оливина

Оливин в флогопитовых рудах играет весьма существенную роль. Он отчасти находится здесь в качестве реликтового первично магнетического минерала, принадлежащего оливинитам, также в виде гигантокристаллических (перекристаллизованных) выделений и главным образом как вторичный метасоматический минерал, являющийся составной частью оливиновых, апатито-оливиновых и диопсид-оливиновых флогопитоносных пород.

Наиболее обычная форма нахождения оливина — это зерна различных размеров (от долей миллиметра до $20-30\text{ см}$). В карбонатизированных и апатитизированных участках пород оливин можно также встретить в виде двухкопечных кристаллов призматического, реже толстотаблитчатого облика, с отчетливым развитием форм: (110), (010), (111), (101) и (021).

Блеск оливина стеклянный, тусклый, цвет светло- или темно-

серый, в крупнокристаллических выделениях иногда зеленый. Темно-серая окраска оливина обычно связана с пылевидными включениями магнетита.

По оптическим свойствам установлено, что содержание фаялитового компонента варьирует в оливинах в довольно широких пределах. Первично магматический, а отчасти и перекристаллизованный оливин, в том числе его прозрачная зеленая разновидность, содержит 11—14% Fe_2SiO_4 и, следовательно, относится к собственно оливинам. Показатели преломления: $N_g=1,694-1,700$; $N_m=1,674-1,683$; $N_p=1,656-1,663$; $2V=88-90^\circ$.

Под микроскопом в оливине нередко наблюдаются структуры распада твердых растворов — закономерно ориентированные микровключения магнетита пластинчатой или ельчатой формы, а также вроски клиноэпстатита.

Вторичный оливин часто ассоциируется с апатитом, кальцитом и тетраферрифлогопитом, но по внешнему виду его все же трудно отличить от первичного; не всегда это удается и путем определения оптических констант. В большинстве случаев содержание Fe_2SiO_4 во вторичных оливинах несколько ниже, чем в первично магматических, составляя 8—10 мол. %, а в отдельных случаях снижается до 6%. Эта разновидность, относящаяся уже к форстериту, имеет: $N_g=1,685-1,693$; $N_m=1,664-1,672$; $N_p=1,647-1,656$; $2V=+86-88^\circ$. Наряду с этим, вторичный оливин, слагающий жилки в гигантокристаллическом диопсиде, в некоторых случаях оказывается более железистым и содержит до 12—15% Fe_2SiO_4 . Этот оливин относится к третьей, наиболее поздней генерации, возникающей при оливинизации флогопит-диопсид-оливиновых и флогопит-диопсидовых пород месторождения. Спектральными анализами в оливинах установлены примеси (%): $\text{Mn}=1-3$; $\text{Ni}=0,2-0,3$; Ti , Co , Cr — до 0,1.

Спозднегидротермальными процессами связано замещение оливина агрегатами длиннопризматических кристаллов ряда тремолит — рихтерит, серпентином, иногда гумитом.

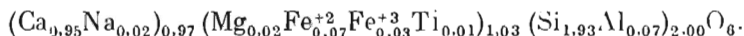
Диопсид представлен в флогопитоносных породах двумя главными разновидностями. Наиболее распространен зеленый диопсид, образующий удлиненные метакристаллы с неровными контурами, от 1—3 см до 1—1,5 м в длину, тесно ассоциирующиеся с зеленым крупнокристаллическим флогопитом. Менее распространен поздний диопсид относительно светлой желтовато-зеленой окраски, часто ассоциирующийся с кальцитом и мелкочешуйчатым тетраферрифлогопитом. Нередко светло-зеленый диопсид образует каймы замещения на зеленом диопсиде и развивается в нем пятнами вдоль различно ориентированных трещин.

Зеленый диопсид, находясь в окружении кальцита или апатита, иногда образует неполноограниченные кристаллы, удлиненные по оси (001) и сильно уплощенные по (100), реже по (110). Кристаллы светлого диопсида большей частью короткопризматические или изометрические и имеют более сложную огранку.

В гигантокристаллическом диопсиде пегматоидных оливин-диопсидовых пород часто отчетливо проявлена отдельность по третьему пинакoidу. Плоскости отдельности обычно зеркально гладкие, иногда со следами мозаичности. По плоскостям отдельности никакой минерализации не наблюдается.

Химический состав диопсида из флогопитоносных пород (табл. 26, 29) свидетельствует о близости состава обеих разновидностей. То же самое видно и при сравнении приводимых ниже химических формул.

Зеленый диопсид (табл. 29)



Светло-зеленый диопсид (табл. 29)

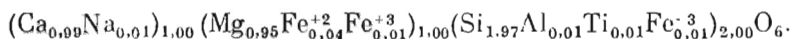


Таблица 29. Химический состав диопсида и амфиболов

Оксиды	Диопсид		Гастингсит	Рихтерит	
	зеленый	светло-зеленый		темно-зеленый	волокнистый, светло-зеленый
	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,46	53,72	42,62	53,96	55,62
TiO ₂	0,42	0,20	0,41	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	2,15	1,31	10,80	1,00	0,46
Fe ₂ O ₃	2,22	0,89	5,56	1,60	3,41
FeO	2,20	1,50	3,54	1,80	1,08
MnO	0,07	0,08	0,10	0,06	0,14
CaO	24,24	25,43	12,38	8,16	5,11
SrO	Не опр.	Не опр.	—	—	0,02
MgO	15,86	17,44	17,13	22,40	22,52
BaO	Не опр.	Не опр.	—	0,04	—
K ₂ O	0,28	0,18	0,64	1,80	1,12
Na ₂ O	0,38	0,20	3,80	5,50	6,59
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	2,28	1,56	2,40
H ₂ O ⁻	—	0,02	—	—	0,18
Н. п. н.	0,12	0,21	—	0,59	—
F	Не опр.	Не опр.	0,05	0,44	0,66
CO ₂	»	0,44	0,46	0,33	Следы
Cl ₂	»	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	»	»	0,02	»	»
\sum	100,40	100,62	99,79	99,81	99,88
-O ⁻ F ₂			0,02	0,18	0,28

Примечание. 1, 2 — аналитик И. Б. Динабург, ЛГУ; 3, 4, 5 — аналитик В. Ф. Филонова, СЗТГУ.

Вычисление молекулярного состава показывает, что в зеленом диопсиде содержится 84—88 диопсидового компонента, около 7—геденбергитового, 2—4 — эгиринового и около 5 мол. % прихо-

дится на долю «авгитовых» компонентов. В светло-зеленом диопсиде содержание $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ достигает 93 мол. %, а соответственно количество всех примесей уменьшается. На контактах с жилами щелочных пород замечается эгирипизация. Спектральными анализами в диопсидах обнаруживаются примеси (%): $\text{Ni} = 0,012 - 0,018$; $\text{Co} = 0,003$; $\text{Cr} = 0,01$, также Be , Zs , Sc , Zn , Cu .

Зеленый диопсид имеет следующие оптические свойства: $N_g = 1,709 - 1,716$; $cN_g = 42 - 44^\circ$; $2V = 60 - 62^\circ$; у желтовато-зеленого светлого диопсида: $N_g = 1,700 - 1,702$; $cN_g = 38 - 40^\circ$; $2V = 58 - 59^\circ$.

Довольно широко распространено замещение диопсида амфиболами ряда тремолит — рихтерит.

Кроме двух вышеописанных главных разновидностей диопсида следует упомянуть о более позднем маложелезистом диопсиде, являющемся продуктом изменения мелилита, ассоциирующем с везувианом, цеболлитом, хуанитом, волластонитом, хлоритом, а также о низкотемпературном тонкоигольчатом диопсиде, образующем сингенетичные вроски в метакристаллах апатита.

Апатит образует гнездообразные зернистые скопления в флогопитоносных породах, чаще всего заполняя промежутки между отчетливо ограненными кристаллами диопсида. Здесь же иногда апатит находится в длиннопризматических кристаллах. Цвет минерала — голубоватый или светло-зеленый. В ядре Главной флогопитовой залежки также широко распространен бесцветный или слегка зеленоватый апатит, который интенсивно замещает флогопитоносные породы, местами полностью вытесняя все минералы и в последнюю очередь флогопит.

Наряду с зернистыми агрегатами апатит образует здесь длиннопризматические (до 15—20 см) кристаллы, сростающиеся в радиальнолучистые агрегаты. Внутри его кристаллов в виде субпараллельных включений встречается переотложешный игольчатый диопсид. Светло-голубой зернистый апатит также нередко находится в осевых частях магнетитовых жил, а в некоторых участках флогопитоносных пород образует самостоятельные (мономинеральные) жилки.

Во всех указанных случаях свойства апатита более или менее одинаковы. Плотность апатита — 3,15—3,16; параметры элементарной ячейки — $a_0 = 9,385 - 9,393$; $c_0 = 6,867 - 6,884$; $N_0 = 1,641 - 1,644$; $N_e = 1,637 - 1,640$; $N_o - N_e = 0,003 - 0,005$.

Химическое исследование показало, что апатит флогопитовых руд весьма схож с апатитом железорудного месторождения и характеризуется незначительным содержанием примесей. Примесь SrO не превышает 0,35%, TR_2O_3 — обычно не более 0,2—0,3%. Среди элементов редкоземельной группы преобладают Ce_2O_3 (40—45%), La_2O_3 (15—25%) и Nd_2O_3 (3—6%). Фтора и воды содержится меньше, чем это должно быть в соответствии с формулой гидроксил—фтор—apatита. Расчеты формул показывают принадлежность минерала к окси—фтор—гидроксил—apatитам.

Магнетит относится к обычным второстепенным минералам флогопитовых руд и подразделяется на несколько разновидностей,

различающихся по составу, времени и способу образования. В лежащем боку Главной флогопитовой залежи и в отдельных блоках среди продуктивных флогопитоносных пород можно встретить реликтовый магнетит — первично магматический компонент оливинитов. В породах, относящихся к флогопитовому комплексу, широко распространены более поздние магнетиты, возникшие в связи с различными метасоматическими преобразованиями пород. Наиболее часто такой магнетит образует среди диопсида и вторичного оливина изометрические выделения размером до 5—10 см в поперечнике, большей частью приуроченные к границам метакристаллов диопсида. В мелко- и среднезернистых флогопит-диопсид-оливиновых породах встречается более мелкая вкрапленность магнетита, а в окружении кальцита также четко ограниченные его кристаллы октаэдрического облика с подчиненным развитием граней ромбодекаэдра, а иногда и тетрагон-триоктаэдра.

Магнетит находится среди флогопитовых руд также в жильной форме. В пределах Главной залежи магнетитовые жилы встречаются весьма редко и их мощность не превышает нескольких сантиметров. Зато на других участках продуктивной толщи, в частности на северо-восточном, количество круто падающих магнетитовых жил, мощностью до 0,5—0,7 м, довольно значительно. Жильному магнетиту часто сопутствуют в небольших количествах апатит, кальцит и ярко-зеленый флогопит.

Химическими анализами вкрапленного и жильного магнетита установлено относительное постоянство их состава. Весьма обычны примеси (%): $TiO_2 = 2,5-5$; $MgO = 3-4$; $Al_2O_3 = 1-2$; $NiO = 0,1-0,2$; $V_2O_5 = 0,03-0,08$; до 0,08 Zn и малые количества Co, Cu, Nb. От наиболее распространенной разновидности магнетита железорудного месторождения эти магнетиты отличаются большим содержанием титана и меньшей примесью магния и алюминия. В аншлифах в них обнаруживаются мелкие вроски ильменита и иногда также эмульсионная вкрапленность ишпинели, возникшие в процессе распада твердых растворов.

Встречается обрастание метакристаллов магнетита более поздним магнетитом несколько иного состава. Химическое исследование такого образца показало, что поздний магнетит содержит меньше примесей ($TiO_2 = 2,30$, $MgO = 0,57$, $Al_2O_3 = 0,29\%$). К более чистым магнетитам также относятся, по-видимому, тонкозернистые вторичные магнетиты, находящиеся в серпентиновых прожилках, амфиболовых оторочках, пластинчатых вросках в промышленной слюде, в виде скелетных выделений в оливине. В этих магнетитах никогда не наблюдается структур распада.

Кальцит находится в флогопитовых рудах, чаще всего в виде гнездообразных скоплений, а в сильно карбонатизированных участках является существенной составной частью пород, цементируя зерна и кристаллы силикатных минералов. На стенках кавернозных пустот, встречающихся среди зернистых карбонатных агрегатов, иногда наблюдаются поздраватые скопления наиболее низко-

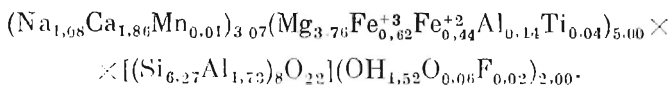
температурного гидротермального кальцита мутно-белого или желтоватого цвета. Кальцит также образует пластинчатые вроски в промышленной слюде и входит в состав малоомощных гидротермальных жил, совместно с серпентином, тремолитом, хондритом.

Во всех вышеперечисленных проявлениях кальцит имеет показатель преломления $N_o = 1,658-1,662$. По данным спектральных анализов содержит примеси Fe и Mg — десятые доли процента, Sr — до 0,7% и Ba — до 0,2%.

Доломит встречается в флогопитовых рудах в зернистых гнездообразных скоплениях, белого цвета, весьма схож по внешнему виду с кальцитом. N_o колеблется в пределах 1,682—1,684. Спектральным анализом обнаружены примеси Fe — до 3, Mn — до 1—3%, малые количества Ba и Sr.

Группа амфиболов

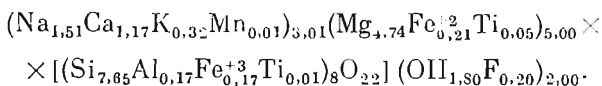
Амфиболы представлены в месторождении несколькими разновидностями. В средне-крупнозернистых амфибол-диопсидовых породах с кальцитом амфибол находится в виде призматических кристаллов темно-зеленого цвета, длиной до 1—2 см. По данным химического анализа (табл. 29) этот амфибол относится к группе гастингсита с примесью феррогастингсита. Его формула



Его оптические свойства: $cNg = 26^\circ$, $-2V = 87^\circ$; окраска по Ng — голубовато-зеленая, по Nm — бледно-зеленая, по Np — бледно-желтая; $Ng > Nm \gg Np$.

Другая разновидность амфибола светло-зеленого или голубовато-зеленого цвета находится в продуктивных флогопитоносных породах пегматоидного или крупнокристаллического строения в виде параллельно-волокнистых агрегатов с шелковистым блеском, образующих оторочки на контактах оливиновых жил. Игольчатые кристаллы этого амфибола, длиной до 0,5—1,5 см, ориентированы перпендикулярно залбандам жил и часто находятся в тесном срастании с небольшим количеством кальцита, пылевидным магнетитом и микрочешуйчатым тетраферрифлогопитом. Амфиболовые оторочки нередко бывают многослойными, причем нарастающие друг на друга параллельно-волокнистые зоны обычно разделены тонкими карбонатными просечками.

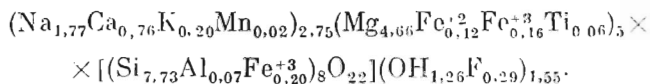
Результаты химического анализа описываемого амфибола приведены в табл. 29, а формула, вычисленная на его основании, имеет следующий вид:



Эти данные указывают на принадлежность светло-зеленого амфибола к рихтеритам с незначительной примесью железистых компонентов. Обращает на себя внимание нахождение части окисного железа и алюминия в тетраэдрической координации, аналогично тому, как это установлено в тетраферрифлогопитах и в данном случае связано, по-видимому, с дефицитом кремния в минералообразующей среде. Оптические свойства светло-зеленого амфибола: $cNg = 25-26^\circ$, $Ng = 1,630-1,635$; $Nm = 1,622-1,624$; $Np = 1,610-1,618$; $Ng-Np = 0,020-0,021$, окраска по Ng — светлая голубовато-зеленая, по Np — желтоватая. Плеохроизм слабый.

К третьей разновидности амфиболов относится тонковолокнистый амфибол белого или слегка зеленоватого цвета. Он образует сеть маломощных прожилков и гнездообразные скопления в диопсидовых породах и находится как в спутанно-волокнистых массах, так и в виде параллельно-волокнистых агрегатов-асбестов — с длиной волокон до 7—8 см. Распространен в месторождении весьма незначительно.

Формула амфиболового асбеста, рассчитанная по данным химического анализа (табл. 29), выглядит следующим образом:



$cNg = 21-22^\circ$; $Ng = 1,628 \pm 0,002$; $Np = 1,611-1,615$; $Ng-Np = 0,014$. Окраска по Ng — слегка голубоватая, по Np — бесцветная или слегка желтоватая. По этим данным минерал также относится к рихтеритам с примесью железа, занимающего, как и в предыдущем случае, двойное положение в структуре минерала, замещая магний и участвуя в кремнекислородной основе наряду с кремнием.

На термограммах амфиболов группы рихтерита эндотермический эффект находится в интервале $1000-1100^\circ C$.

По-видимому, к амфиболам ряда натровый тремолит—рихтерит (а не к чистому тремолитам) относятся все светло-зеленые и серовато-зеленые длиннопризматические амфиболы, встречающиеся в виде эпитаксиальных вростков в промышленном флогопите, а также слагающие лучистые агрегаты, местами нацело замещающие оливин и диопсид.

Торианит установлен как аксессуарный минерал апатитизированных флогопитоносных пород в виде мельчайших (до 0,3 мм) кубооктаэдрических кристаллов (Н. И. Краснова и др., 1965); находится в ассоциации с бадделейтом и циркелитом, нередко образует с бадделейтом закономерные сростания; имеет красновато-коричневую окраску, алмазный блеск, прозрачен; показатель преломления близок к 2,14; плотность — 9,29; параметр элементарной ячейки $a_0 = 5,619 \text{ \AA}$. Сильно радиоактивен, с весьма высоким содержанием ThO_2 и минимальным количеством примесей (ThO_2 — 96,39; Fe_2O_3 — 0,93; CaO — 0,64; P_2O_5 — 0,08; TR_2O_3 — 0,52;

ZrO₂ — 0,92%). Примесь элементов редкоземельной группы представлена в основном Се и La.

Бадделейт находится в флогопитоносных породах как акцессорная примесь, преимущественно концентрируясь в апатитизированных и карбонатизированных участках. В повышенных количествах обнаруживается в магнетитовых и апатито-магнетитовых жилах. Дает мелкие (обычно не более 1 мм), сложно сдвойникованные кристаллы светло- или темно-коричневого цвета, с алмазным блеском. Содержит примесь HfO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅, Th₂O₃.

Циркелит встречается в апатитизированных флогопитовых рудах и апатит-оливиновых породах как акцессорный минерал, в виде пластинчатых кристаллов размером до 0,3—0,5 мм, часто в ассоциации с торианитом и бадделейтом. Кристаллы имеют форму шестиугольных или треугольных табличек с гладкими блестящими гранями, часто попарно сдвойникованных. Боковые поверхности кристаллов ступенчаты, исштрихованы. Цвет черный, в тонких осколках темно-коричневый. Изотропен. Показатель преломления около 2,2. Спектральным анализом установлено преобладание Ca, Fe, Zr, Nb, Ti, Th; в виде примесей находятся Si, Al, Mg, Mn, Pb. Радиоактивен. По физическим свойствам весьма схож с циркелитом железорудного месторождения.

Перовскит встречается в флогопитовых рудах как реликтовый акцессорный минерал. Дает зерна неправильной формы и мелкие октаэдрические кристаллы черного цвета с сильным блеском. В шлифах обнаруживается полисинтетическое двойникование.

Пирротин, халькопирит, пирит находятся в флогопитовых рудах в очень малых количествах в виде мельчайших вкраплений, часто ассоциирующихся с кальцитом; образуют пластинчатые вроски в промышленном флогопите.

Галенит был обнаружен в протолочке из карбонатизированной флогопитоносной породы. Образует мельчайшие кристаллики кубической формы, с совершенной спайностью. Принадлежность минерала к галениту подтверждена рентгенометрическими данными и спектральным анализом.

Ильменит и *шпинель* обнаруживаются под микроскопом как включения в магнетите. В самостоятельных выделениях не встречались.

Серпентин является продуктом изменения оливина. Обычно серпентинизацией заканчивается образование петельчатых структур замещения и отдельных жилок; фронтального характера не имеет.

Хондродит совместно с белым волокнистым амфиболом с серпентиниом находится в маломощных (до 1—2 см) прожилках, иногда встречающихся в оливинсодержащих породах. Окраска минерала довольно светлая буровато-оранжевая. $N_g = 1,649$; $N_m = 1,627$; $N_p = 1,614$; $2V$ около 80°. В шлифах обнаруживается слабый плеохроизм и полисинтетическое двойникование. Принадлежность минерала именно к хондродиту установлена по рентгенометрическим данным.

Гумит встречается спорадически как вторичный минерал по оливину. Окраска минерала яркая оранжево-красная. $N_g = 1,698$; $N_m = 1,647$; $N_p = 1,655$; $2V = 60^\circ$. Сильный плеохроизм: $N_p \gg N_m > N_g$. Диагностирован по оптическим и рентгенометрическим данным.

Барит относится к весьма редким минералам. Был обнаружен в кавернозных пустотках, встречающихся в доломит-кальцитовых глездах. Тончайшие пластинчатые кристаллы барита нарастают на поздраватых агрегатах низкотемпературного кальцита.

Карбонат-апатит встречен в виде сильно уплощенных кристаллов и сферолитов, располагающихся вдоль плоскостей спайности промышленного флогопита. Кристаллы имеют отрицательное удлинение, $N_o = 1,607$, $N_e = 1,603$. С шипением растворяется в азотной кислоте. Дает реакцию на фосфор.

Кроме минералов, охарактеризованных выше, в красных частях Главной флогопитовой залежи встречаются нефелин и разнообразные продукты его изменения (канкринит, содалит, различные цеолиты), мелилит с вторичными по нему хуанитом, цеболлитом, диопсидом, везувианом, волластонитом, хлоритом, а также монтichelлит, андрадит и ряд других минералов, которые отчасти уже упоминались при петрографическом описании пород массива.

В верхних горизонтах месторождения в связи с выветриванием наблюдаются превращение флогопита в гидрофлогопит и затем в вермикулит, замещение оливина и диопсида гидрохлоритом, сапонитом и сунгулитом; значительно распространены гидроокислы железа. Характеристика гипергенных минералов приводится ниже в связи с описанием вермикулитовых руд.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Уже на первых этапах изучения Ковдорского массива большинство геологов обратили внимание на повышенные концентрации слюды на периферии оливинитового ядра массива. Однако образование ее объясняли по разному. Крупные скопления слюды связывали с воздействием интрузии мелилитовых пород на ультрабазиты (Ц. Г. Златкинд, А. И. Шалимов, 1946), с автотетасоматозом ультрабазитов (Н. А. Вологовская, 1960; Э. А. Багдасаров, 1966), с контактово-реакционным воздействием интрузии ийолит-уртитов на ультрабазиты [Кухаренко, 1958] или биметасоматозом на контакте щелочных пород с гипербазитами (Э. А. Багдасаров, 1966).

В последних работах А. А. Кухаренко намечает стадийность процессов флогопитизации. «В начальную стадию за счет пироксена, оливина и магнетита пироксенитов или гибридных оливин-пироксенитовых пород переменного состава возникает ассоциация диопсид + + роговая обманка + - кальцит, к которым иногда присоединяются сфен, апатит, вторичные перовскит и магнетит. Следующая ступень равновесия соответствует повышению концентрации алюминия и щелочей в минералообразующем растворе: устойчивой становится

ассоциация диопсид + флогопит + кальцит. В еще более позднюю стадию процесса диопсид неустойчив и замещается железистым флогопитом, в ассоциации с которым возникает кальцит и иногда оливин. Кальций и глинозем, необходимые для образования флогопита за счет оливина и пироксена, привнесены из краевых зон или более глубоких частей щелочных интрузий» [Кухаренко и др., 1965, стр. 722—723]. А. А. Кухаренко впервые обращает внимание на неоднократность процессов флогопитизации, выделяя более позднее и, по его мнению, значительно менее интенсивное ослюденение, связанное с метасоматозом оливинитов и мельтейгит-ийолитов при образовании магнетитовых руд и карбонатов. Большой вклад в расшифровку процессов ослюденения внесли Л. С. Бородин и А. В. Лапин (1958, 1963, 1965), которые впервые отметили закономерную смену минерального состава пород от периферии массива к его оливинитовому ядру и указали на вполне определенное пространственное положение сильно ослюденелых пород (слюдитов и слюдяно-пироксеновых разностей). Вначале они связывали образование кольца щелочных пород и всех флогопитовых разностей метасоматитов с процессами нефелинизации ультрабазитов под воздействием эндогенных щелочных растворов. Образованная в результате этого метасоматическая колодка пород («колодка нефелинизации») представлялась ими следующим образом (от фенитов к ультрабазитам): ийолит-мельтейгиты (нефелин-пироксеновые породы) → турьяиты и мелизититы → слюдиты и слюдяно-диопсидовые породы → флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты.

Позднее Л. С. Бородин и А. В. Лапин признали интрузивный характер некоторых разновидностей щелочных пород и тем самым связали образование флогопита с метасоматозом ультрабазитов на фронте магматического их замещения ийолитами. Гигантозернистые флогопит-диопсидовые породы, по их мнению, представляют результат перекристаллизации слюдитов и слюдяно-пироксеновых пород. Близкие взгляды развивает А. А. Глаголев [1965], генетически связывая перекристаллизацию с послемагматическими процессами апатитизации («фор-apatитизации»), интенсивно проявившимися не только на флогопитовом, но и на Ковдорском железорудном месторождении.

Решающее значение контактово-реакционного воздействия интрузии ийолитов на более ранние ультрабазиты и последующей перекристаллизации для образования промышленных концентраций флогопита придается и на других месторождениях этого генетического типа. Так, например, трактуют образование флогопита в массивах Одихинча и Маган Т. Л. Гольбурт и Э. А. Ланда (1963, 1965). Несколько другие представления сложились при изучении Гулинского месторождения флогопита. Е. М. Эпштейн, Л. И. Авицеева и А. Ф. Михайлова [1961] и Е. М. Эпштейн [1962] считают образование промышленных скоплений флогопита на Гулинском месторождении результатом послемагматического метасоматоза

щелочно-ультраосновных пород. Они выделяют три стадии формирования метасоматитов, или, как они предлагают их называть, «автореакционных скарнов»:

1) стадия патриево-кальциевого метасоматоза (стадия мелилитизации и пироксенизации);

2) стадия калиево-кальциевого метасоматоза (стадия формирования флогопитового месторождения). Ведущим для этой стадии является парагенезис пироксен—флогопит—меланит;

3) стадия гистерогенного разложения (замещение мелилита хуанитом, цеболлитом, гроссуляром и везувианом, пироксена и флогопита — тремолит-актинолитом и хлоритом, нефелина — канкрилитом и либнеритом). Формация «автореакционных скарнов», по Е. М. Эпштейну, является естественным промежуточным звеном в ходе метасоматического процесса, который заканчивался образованием карбонатитов.

Л. С. Егоров (1963) объясняет образование флогопитоносных пород на Гулинском месторождении процессами гидролиза мелилитовых пород. Причем интенсивный метаморфизм последних объясняется, по его мнению, не только воздействием более поздней интрузии ийолитов, но и влиянием растворов, генетически связанных с карбонатитами, которые он, так же как мелилититы, считает интрузивными образованиями.

Внедрение карбонатитов, по мнению Л. С. Егорова [1964], вызывает интенсивный алюмо-калиево-кальциевый метасоматоз на массиве Кугда, в результате которого вокруг карбонатитов образуются ореолы флогопит-оливиновых и магнетит-апатитовых пород.

Из приведенных данных видно, что условия образования флогопита в массивах щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов сложны и многообразны. Изучены они в целом еще относительно слабо, что нередко приводит к противоречивым взглядам.

Наиболее детально процессы ослюденения изучены на Ковдорском массиве. Огромный фактический материал, накопленный здесь в итоге многолетних поисково-разведочных работ, позволил выделить несколько крупных этапов ослюденения и показать роль каждого из них в формировании промышленных залежей.

На основе этих работ В. И. Терновой, Б. В. Афанасьев и Б. И. Сулимов [1967] впервые показали, что промышленные флогопитоносные образования Ковдорского месторождения представляют собой самостоятельный генетический тип и четко отличаются от флогопитовых метасоматитов магматического этапа временем образования, пространственным положением и минеральным парагенезисом.

Как показано выше, флогопитоносные метасоматиты магматического этапа образовались одновременно с внедрением интрузии ийолит-уртитов на фронте магматического замещения ими ультрабазитов. В послемагматический этап по ним, а также по мелилититам сформировались гранатовые (автореакционные) скарны.

Продуктивные флогопитоносные породы, выделенные нами впервые под названием «флогопитового комплекса», относятся к еще

более поздним, чем скарны, образованиям. Об этом свидетельствуют многочисленные реликты в породах флогопитового комплекса всех метасоматитов магматического этапа и гранатовых скарнов.

Выше уже отмечалось, что породы флогопитового комплекса формируются преимущественно по мелилитовым и слюдяно-пироксеновым породам, гранатовым скарнам и в различной степени измененным оливинитам.

Флогопитовое месторождение характеризуется своим минеральным парагенезисом.

Если для метасоматитов магматического этапа характерны железистый флогопит (коэффициент железистости 15—20%), диопсид-авгит и титаномагнетит, то для пород флогопитового комплекса свойственны оливин II генерации (более магниезальный, чем в интрузивных оливинитах), почти чистый диопсид, маложелезистые флогопиты (коэффициент железистости 10—12%), амфибол (гастингсит), кальцит, апатит и магнетит.

Флогопитовое месторождение образовалось метасоматическим путем. В пользу этого свидетельствуют: 1) зональное строение и закономерная смена минеральных парагенезисов от внутренних частей продуктивного комплекса к его периферии; 2) широкое развитие перекристаллизованных гигантозернистых и пегматоидных пород, закономерная смена их от центральных частей отдельных залежей к периферии вначале грубо- и крупнозернистыми, а затем средне- и мелкозернистыми разностями; 3) замещение передовых (фронтальных) зон тыловыми, наличие в последних большого количества реликтов передовых зон; 4) постепенные и весьма причудливые переходы одних зон в другие (вследствие неравномерной пористости и трещиноватости), отсутствие резких секущих прямолинейных контактов с вмещающими породами; 5) ограниченное число основных устойчивых минералов в пределах каждой зоны (не более двух), постоянство химического состава отдельных минералов независимо от того, в какой бы зоне они ни находились; 6) метасоматические структуры всех флогопитоносных пород (гранобластовая, коррозионная, структуры замещения); 7) наличие во вмещающих породах многочисленных метасоматических зон и неправильных гнездообразных скоплений, состоящих из минералов флогопитового комплекса и обладающих миниатюрной зональностью, повторяющей зональность Главной залежи.

Формирование флогопитового месторождения — сложный и многостадийный процесс. Четко выделяются четыре стадии минералообразования (см. диаграмму).

Наиболее широкое развитие получила I стадия, обусловленная наличием мощной подковообразной трещиноватой зоны в северной части массива и просачиванием в ней послемагматических метасоматизирующих растворов, богатых магнием, углекислотой и щелочами. В эту стадию сформировались все продуктивные флогопитоносные породы (флогопит-оливиновые, флогопит-монтичеллитовые, флогопит-диопсидовые) и окружающие их диопсид-амфиболовые

Парагенетическая диаграмма минералов флогопитового комплекса

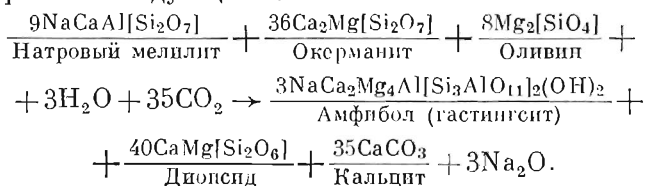
Минералы	I стадия					II стадия (оливинизация)				III стадия (апатитизация)	IV стадия (кальцитизация)	
	1 подстадия (образование флогопит-диоксид-оливиновых пород)					2 подстадия (перекристаллизация)	1 зона	2 зона	3 зона			4 зона
	1 зона (Фронт.)	2 зона	3 зона	4 зона	5 зона (тыловая)							
Амфибол (гастингсит)	————											
Диопсид		$cNg = 42-44$				$cNg = 42-44$					$cNg = 38-40$	
Монтичеллит			————									
Оливин				$Fe_2SiO_4 = 8-10\%$					$Fe_2SiO_4 = 5-15\%$			
Флогопит		Зеленый		Зеленый		Зеленый			Красный			Красный
Тремолит		————		————		————	————		————			Асбест
Магнетит		-----		-----		-----			-----			
Апатит		-----		-----		-----			-----			
Кальцит	-----			-----		-----			-----			
Доломит												-----
Гумит												-----
Серпентин												————
Бадделсит											
Цирконит											
Торванит											

———— главные минералы; ----- второстепенные; акцессорные

породы висячем боку месторождения и флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты в лежащем. В эту же стадию определено зональное строение флогопитового комплекса, обусловленное различной подвижностью компонентов растворов.

Наиболее инертным в зонах просачивания растворов является MgO, что, по-видимому, объясняется не только магнезиальным характером растворов, но и высокомагнезиальным составом вмещающих пород (мелилитизированные и пироксенизированные оливиниты, мелилититы, слюдяно-пироксеновые породы, гранат-амфибол-монтichelлитовые скарны). В связи с этим непосредственно в зонах просачивания растворов образуются почти мономинеральные оливиновые породы. По мере просачивания растворы постепенно обогащаются глиноземом, что вызывает образование флогопит-оливиновой зоны. Еще далее, когда относительно инертным становится кремнезем, начинает формироваться флогопит-диопсидовая зона. Монтichelлитовая зона возникает локально, в условиях повышения потенциала магния в породах, богатых кальцием.

Образование диопсид-амфиболовой зоны как передовой (по направлению просачивания раствора) происходит в условиях уже существующего приспособления состава растворов (в результате реакций в предыдущей флогопит-диопсидовой зоне) к составу исходных пород. Здесь все компоненты, кроме H₂O, CO₂ и щелочей, ведут себя инертно. Состав возникающей породы главным образом зависит от содержания компонентов в исходной породе, что можно иллюстрировать следующей схемой:



Еще далее растворы уже полностью приспособились к составу исходных пород. Поэтому здесь происходит только серпентинизация (по оливинитам), либо цеболлитизация (по мелилититам) без существенного привноса и выноса компонентов.

Однако сплошных зон развития серпентина и цеболлита не образуется, видимо, из-за общей слабой пористости вмещающих пород.

Сложный характер зоны дробления, по которой циркулировали растворы, различная трещиноватость и пористость вмещающих пород определяют крайнюю неравномерность процессов замещения, невыдержанность и извилистые очертания отдельных зон залежи. Этим же объясняется неоднократное чередование существенно оливиновых зон с флогопит-диопсидовыми. Большое влияние на характер метасоматической зональности оказывает скорость просачивания растворов. При быстром их просачивании в мощных зонах дробления замещение идет не сплошным фронтом, а проявляется

в гнездовом развитии зерен замещающего минерала и его скопленений среди замещаемой породы. Только этим можно объяснить пятнистость, крайнюю неоднородность минерального состава и неравномерность флогопитизированных и диопсидизированных оливинитов, особенно в краевых частях залежки. Большое влияние на неоднородность оказывает различный, резко меняющийся на коротких интервалах пестрый состав вмещающих пород. По мелилититам и гранат-амфибол-монтichelлитовым скарнам образуются наиболее полные метасоматические колонки, имеющие следующий вид (от центра к периферии):

Ол	Фл Ол	Фл Монт	Фл Ди	Ди Амф	Мелилитит, гранат-амфибол-монтichelлитовые скарны
----	----------	------------	----------	-----------	---

По слюдяно-пироксеновым породам и флогопитизированным и пироксенизированным оливинитам колонка более проста:

Ол	Фл Ол	Фл Ди	Слюдяно-пироксеновые породы, ослюденелые и пироксенизированные оливиниты
----	----------	----------	--

¹ Установленная выше смена зон позволяет наметить следующий ряд относительной подвижности компонентов: H_2O , CO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , P_2O_5 , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO .

Указанная зависимость минерального состава пород флогопитового комплекса от состава вмещающих пород определяет в целом асимметричное строение Главной флогопитовой залежки. Висячем ее боку, где среди вмещающих пород кроме флогопитизированных и пироксенизированных оливинитов и слюдяно-пироксеновых пород значительно распространены гранатовые скарны и мелилититы, четко прослеживаются флогопит-монтichelлитовая и диопсид-амфиболовая зоны. Эти зоны отсутствуют в лежащем боку залежки, где вмещающие породы представлены в основном пироксенизированными оливинитами с железистым флогопитом.

Судя по характеру минералообразования метасоматоз I стадии происходит в условиях привноса MgO и выноса кремнезема. Основная масса глинозема заимствована из вмещающих пород (слюдяно-пироксеновых, мелилитовых, гранатовых скарнов). Этим, очевидно, можно объяснить более высокое содержание флогопита в висячем боку залежки, чем в лежащем, где располагались породы, бедные глиноземом. Химический состав пород флогопитового комплекса (табл. 30) полностью подтверждает эти соображения.

На вариационной диаграмме химического состава пород (рис. 63) видно, что одновременно с кремнеземом выносятся Al_2O_3 . Железо, основная масса которого сосредоточена в магнетите, характеризуется инертным поведением во всех зонах.

I стадия заканчивается мощными процессами перекристаллизации, наиболее полно проявившимися на площади Главной флогопитовой залежи.

Более позднее образование гигантозернистых и пегматоидных флогопит-диопсидовых пород путем перекристаллизации сформировавшихся ранее мелкозернистых разностей не вызывает сомнения. Это подтверждается закономерным расположением гигантозернистых пород в виде залежей и жил в центральной части флогопитового комплекса, резкими их контактами с вмещающими средне- и мелкозернистыми породами, наличием реликтов средне- и мелкозернистых разностей в гигантозернистых и пегматоидных.

Гигантозернистая и пегматоидная структуры не могут рассматриваться как унаследованные, так как флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые породы на флангах флогопитового комплекса всегда характеризуются средней и мелкой зернистостью, хотя вмещающие породы (мелилититы, слюдянопироксеновые породы) часто крупнозернистые или даже пегматоидные.

Вместе с тем перекристаллизацию нельзя относить к самостоятельной стадии, так как минеральный состав гигантозернистых и пегматоидных жилобразных тел полностью аналогичен минеральному составу вмещающих их средне- и мелкозернистых разностей.

Таким образом, физико-химические условия образования флогопит-оливиновых и флогопит-диопсидовых пород и последующей их перекристаллизации сходны и определяются устойчивостью одних и тех же минеральных парагенезисов. Следовательно, если под стадией понимать самостоятельный период трещинообразования и обусловленные этим смену растворов и парагенетическую ассоциацию минералов (как это принято сейчас большинством геологов), то перекристаллизация, хотя она проявилась и позднее образования пород флогопитового комплекса, должна относиться ко 2 подстадии формирования флогопитовых пород.

Перекристаллизация флогопит-диопсид-оливиновых пород сопровождается существенной дифференциацией вещества, в результате

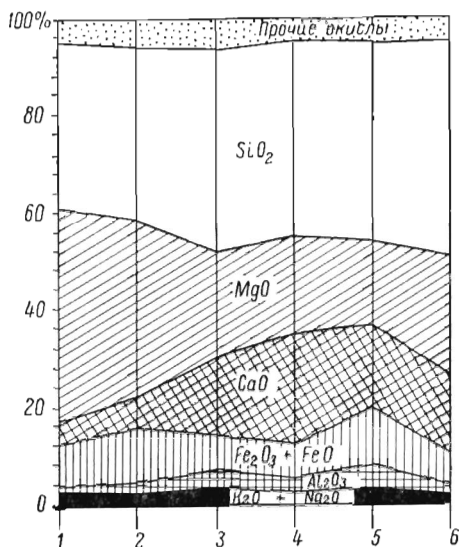


Рис. 63. Вариационная диаграмма химического состава метасоматитов флогопитового комплекса.

Породы: 1 — оливиновая; 2 — флогопит-оливиновая; 3 — флогопит-диопсид-оливиновая; 4 — флогопит-монтичеллитовая; 5 — флогопит-диопсидовая; 6 — диопсид-амфиболовая.

Таблица 30. Химический состав

Оксиды	Породы (от						
	Оливиново-вая	Флогопит-оливиново-вая		Флогопит-диоксид-оливиновая			Флогопит-
		1	2	3	4	5	
SiO ₂	35.33	35.52	36.29	40.74	41.24	43.64	42.96
TiO ₂	0.13	0.26	0.02	0.73	0.27	0.36	0.12
Al ₂ O ₃	0.07	2.10	2.67	6.77	2.50	3.45	4.96
Fe ₂ O ₃	0.62	3.76	4.76	3.69	3.06	2.28	0.56
FeO	9.23	7.71	6.25	4.69	4.79	2.68	4.51
MnO	He опр.	0.39	0.18	0.17	0.23	0.09	0.22
CaO	5.83	7.19	6.42	10.96	15.40	23.85	22.59
MgO	40.73	34.70	35.68	22.73	24.57	15.43	19.69
BaO	He опр.	0.01	He опр.	He опр.	0.04	He опр.	He опр.
K ₂ O	»	2.0	1.95	4.40	2.0	0.80	1.48
Na ₂ O	»	0.22	0.35	0.42	0.26	1.30	0.39
П. н. н.	3.43	1.28	He опр.	He опр.	1.37	0.30	He опр.
H ₂ O ⁺	He опр.	0.05	0.07	0.01	Нет	Следы	0.12
CO ₂	»	1.10	1.84	0.44	1.37	4.84	He опр.
H ₂ O ⁻	0.26	He опр.	0.92	2.40	He опр.	1.20	1.64
P ₂ O ₅	He опр.	3.37	2.91	1.64	2.42	0.01	0.63
F	»	0.15	0.46	0.12	0.12	0.03	0.48
-O ₂	»	0.06	He опр.	0.05	0.05	0.01	0.19
SO ₃	»	He опр.	»	0.01	—	0.01	He опр.
Σ	95.63	99.75	100.17	99.96	99.59	100.24	100.16

Примечание. 1, 2, 3, 5, 9, 11—из колл. В. И. Тернового и Н. И. Крас 13, 15—из колл. О. М. Римской-Корсаковой, аналитики В. Ф. Филонова, А. Я. Лепик О. Ф. Сазонова, ИМГРЭ АН СССР.

чего образуется зональное строение внутренней части Главной залежи и аналогичных более мелких тел гигантозернистых пород, характеризующееся следующей сменой зон (от центра к периферии):

Зона оливина	Зона флогопита	Зона диоксида	Слабо затронутые перекристаллизацией флогопит-оливиновые, флогопит-диоксидовые и флогопит-диоксид-оливиновые породы
--------------	----------------	---------------	---

Такая зональность проявляется локально. В целом для Главной залежи (рис. 64, 65) из-за неравномерной трещиноватости намечается только тенденция такой зональности.

II стадия (оливинизация) охватывает все породы флогопитового комплекса, включая гигантозернистые и пегматоидные разности. Она связана с отдельным циклом трещинообразования и характеризуется своим минеральным парагенезисом. В результате этого процесса образуются многочисленные маломощные зональные линзообразные тела и жилы, особенно хорошо заметные среди гигантозернистых флогопит-диоксидовых и диоксидовых пород.

пород флогопитового комплекса

центра залежки к периферии)

монтмеллитовая		Флогопит-диопсидовая					Диопсид-амфиболовая	
8	9	10	11	12	13	14	15	
41.75	39.0	36.40	43.64	38.68	41.90	46.83	44.38	
0.15	0.11	1.16	0.56	1.26	0.94	0.28	0.45	
3.18	2.0	3.79	4.90	3.53	1.90	4.28	2.08	
0.77	2.27	8.84	4.08	11.26	6.55	3.07	1.34	
6.76	5.72	6.94	3.08	6.94	5.09	2.92	4.47	
0.33	0.39	0.16	0.15	0.16	0.12	0.11	0.19	
24.63	23.77	19.12	15.28	17.15	21.10	18.22	17.40	
18.89	21.07	14.70	19.85	15.46	15.76	19.65	24.20	
0.02	0.22	0.06	0.18	0.02	0.05	Не опр.	Не опр.	
2.00	1.60	2.45	3.80	2.20	1.38	2.12	1.40	
0.21	0.21	0.38	0.45	0.50	0.61	0.39	0.40	
1.00	0.97	0.76	1.77	0.36	1.01	Не опр.	Не опр.	
0.07	0.05	Нег	0.10	0.02	0.04	»	0.04	
0.27	1.87	4.40	1.43	0.44	3.25	»	1.04	
		Не определялась					0.71	1.10
0.22	0.37	0.05	0.22	1.26	0.47	1.17	1.57	
0.05	0.02	0.08	0.08	0.05	0.08	0.55	0.06	
Не опр.	—	Не опр.	0.03	Не опр.	Не опр.	0.23	0.02	
0.02	—	0.19	—	0.19	Следы	Не опр.	0.01	
100.32	99.63	99.48	99.54	99.48	100.25	100.25	100.10	

новой, анализы В. Ф. Флонова и А. Я. Иванова, СЗТГУ; 4, 6, 8, 10, 12, Иванова и Н. С. Архангельская, СЗТГУ; 7, 14--из колл. А. В. Лапина, ана-

Здесь в случае полно выраженной зональности они имеют следующее строение (от центра к периферии):

Ка	Ка Ап	Ка Ап Ол	Ка Ап Ол Кр. фл	Ка Трем	Диопсид
----	----------	----------------	--------------------------	------------	---------

Внутренние кальцитовая и кальцит-апатитовая зоны хорошо заметны лишь в раздувах жил и крупных пятнах, обычно же почти не видны. Наиболее четко проявлены оливиновая и тремолитовая зоны.

Для этой стадии помимо оливина характерны новые минералы: красный флогопит и тремолит. Кроме того, в оливиновых жилах устанавливается аксессуарный бадделейт. Строго закономерное строение большинства жил указывает на их метасоматическую природу. Однако некоторые жилы сложены только оливином с примесью мелкочешуйчатого красного флогопита и имеют резкие контакты с вмещающими их диопсидовыми, флогопит-диопсидовыми и другими разновидностями пород флогопитового комплекса. Не исключено,

что они образовались непосредственно путем кристаллизации из растворов и являются телами выполнения.

Подавляющая часть оливиновых жил и гнезд приурочена к гигантозернистым и пегматоидным породам.

III стадия (апатитизация) накладывается на все породы флогопитового комплекса, включая и зональные оливиновые жилы II стадии.

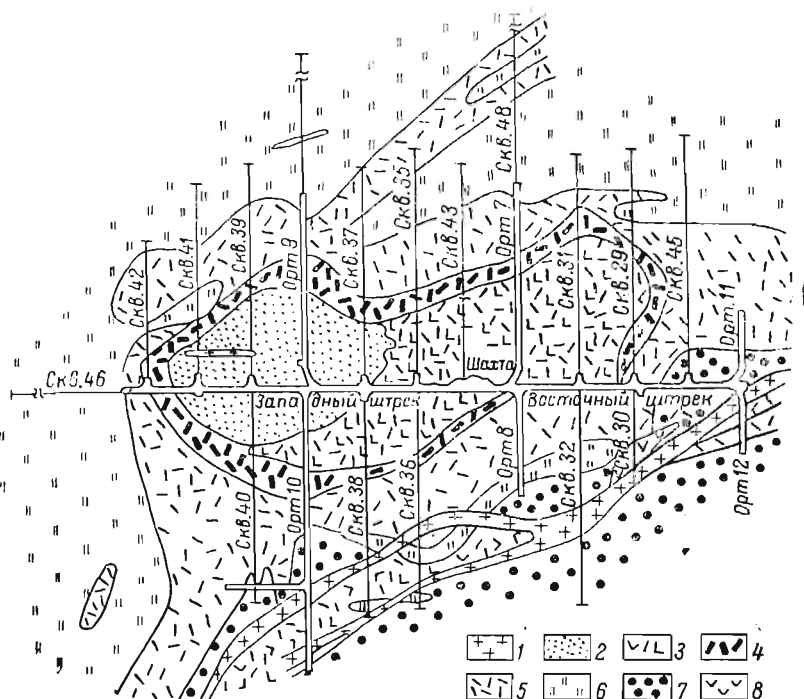


Рис. 64. Геологическое строение Главной флогопитовой залежи на горизонте 174 м.

1 — дайки полевошпатовых ийолитов; 2 — оливиновые породы с реликтами флогопита, 3 — флогопит-оливиновые породы с реликтами диопсида; 4 — флогопит-диопсидовые породы гигантозернистые с оливином; 5 — флогопит-оливин-диопсидовые породы неоднородные (пятнистые), крупнозернистые; 6 — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелко- и среднезернистые; 7 — флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; 8 — флогопит-диопсидовые породы мелкозернистые.

Наиболее интенсивно апатитизация проявилась в гигантозернистых и пегматоидных породах, где сосредоточена подавляющая масса апатитовых линз, гнезд и полос мощностью до нескольких метров, причем главная масса апатита приурочена к мономинеральным флогопитовым зонам. Совместно с апатитом образуются желтовато-зеленый диопсид и акцессорные ториацит и циркелит. Апатит замещает все ранее образованные породы и минералы, образуя иногда скелетные кристаллы по оливину, диопсиду и флогопиту. В зонах апатитизации неустойчив даже магнетит, который вытесняется на

периферию апатитовых гнезд и зон и образует там крупные (до 10—15 см) стяжения.

IV стадия (кальцитизация) приводит к образованию редких мало-мощных зон кальцита, сопровождающегося красным флогопитом, серпентиниом и гумитом в существенно оливиновых и тремолит-асбестом в диопсидовых породах.

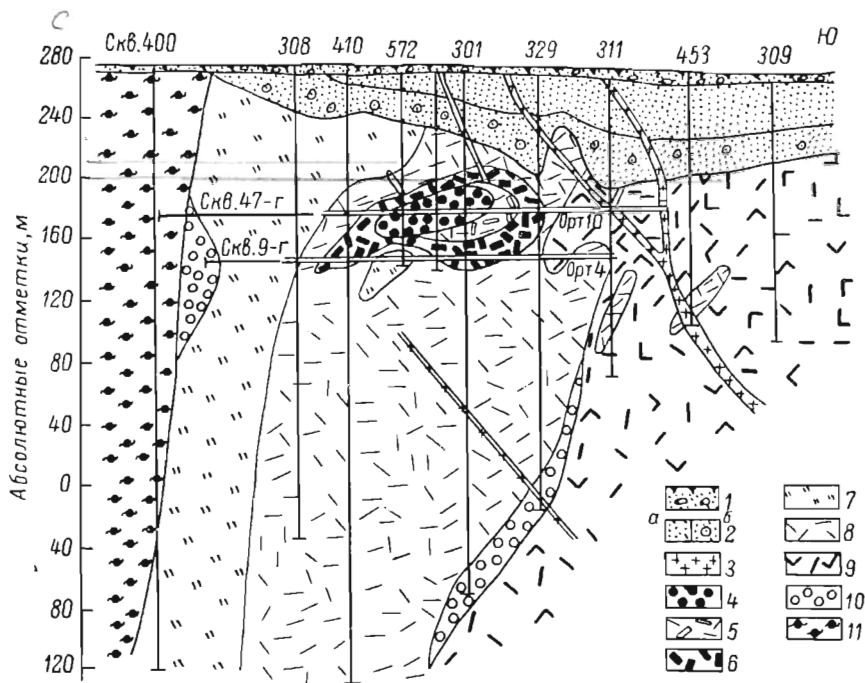


Рис. 65. Геологический разрез через Главную флогопитовую залежь.

1 - четвертичные отложения; 2 — кора выветривания слюдоносных пород (а — вермиклитовая, б — гидрофлогопитовая зоны); 3 — дайки полсовищатовых ийолитов; 4 — оливиновые породы с флогопитом гигантозернистые; 5 — флогопит-оливиновые породы гигантозернистые; 6 — флогопит-диопсидовые породы гигантозернистые с оливином; 7 — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелко-среднезернистые; 8 — флогопит-диопсид-оливиновые породы крупнозернистые; 9 — флогопитизированные и диопсидизированные оливины; 10 — мелилитовые породы; 11 — гранатовые скарны.

В целом от стадии к стадии характерно снижение интенсивности процессов минералообразования и температуры. Если I стадия минералообразования захватывает огромные площади, то уже II и III стадии — только локальные участки. Еще слабее проявлены процессы карбонатизации. Отчетливо выраженный регрессивный характер метасоматоза определяет смену высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными. Минералообразование на всех стадиях идет при относительно высокой активности CO_2 и P_2O_5 , что выражается в проявлении на каждой стадии избыточных, вполне подвижных кальцита и апатита. По мере перехода от одной стадии

к другой активность щелочей в целом падает и увеличивается роль кальция. Так, вслед за стадией перекристаллизации и оливинизации наступает стадия апатитизации, которая, в свою очередь, сменяется стадией карбонатизации.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ФЛОГОПИТОВЫХ РУД

Промышленный флогопит Ковдорского месторождения представлен зеленой слюдой и характеризуется исключительно постоянными физико-механическими, химическими, оптическими, электро-техпическими и прочими свойствами.

Все промышленные руды месторождения состоят из трех главных минералов — флогопита, диопсида и оливина. Однако размеры этих минералов и их соотношения варьируют в широких пределах и в зависимости от этого четко выделяются следующие промышленные типы флогопитовых руд: I — флогопит-оливиновые руды с пегматоидной структурой, II — флогопит-диопсидовые руды с пегматоидной структурой, III — флогопит-диопсид-оливиновые руды неравномернозернистые, преимущественно крупнозернистые.

Кроме того, может быть выделен IV тип сильно апатитизированных флогопитовых руд. Содержание апатита в них колеблется от 20 до 50—60% и в среднем составляет не менее 30%.

Руды I типа слагают центральные части залежей. Руды II типа образуют вокруг них оторочку мощностью от 1—2 до 20—30 м и, в свою очередь, к периферии сменяются крупнозернистыми рудами III типа. Руды IV типа располагаются в центральных частях залежей, преимущественно среди пегматоидных флогопит-диопсидовых и флогопит-оливиновых разностей. Участки апатитизированных руд обычно имеют небольшие размеры и редко достигают 10—15 м в поперечнике.

Статистическая обработка результатов сплошного опробования 1200 *пог. м* подземных горных выработок и 8000 *пог. м* скважин показывает, что содержание и качество флогопита существенно изменяются от одного типа руды к другому (табл. 31).

Из таблицы видно, что наиболее высоким содержанием сырца характеризуются пегматоидные флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые руды. В крупнозернистых разностях содержание флогопита промышленных размеров, естественно, снижается.

Пониженное содержание флогопита в апатитизированных разностях объясняется прежде всего разведением, а нередко и полным замещением его кристаллов апатитом. Эти же явления объясняют резко пониженный выход промышленного сырца и полуочищенных подборов. При удалении от участков апатитизации (флогопит-диопсидовые пегматоидные и флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые руды) качество флогопита существенно улучшается.

На месторождении преобладают флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые руды. Ими представлено не менее 60% всех промышленных запасов флогопита.

Таблица 31. Качественные особенности промышленных типов флогопитовых руд

Промышленные типы руд	Содержание флогопитового сырья, условн. ед.	Выход промышленного сырья, %	Выход полуочищенного сырья, % от забойного	
			Размеры 50—10	Размеры 50—4
Флогопит-оливиновые пегматоидные	4,6	32,1	2,34	4,44
Флогопит-диопсидовые пегматоидные	4	52,9	5,90	9,80
Флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые	1	53,1	5,02	9,25
Апатитизированные флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые	2,5	32,5	2,00	4,34

Сравнительно широкое развитие получили флогопит-оливиновые пегматоидные руды, составляющие около 15—20% промышленных запасов. Флогопит-диопсидовые пегматоидные руды по объему не превышают 10% всех запасов руд, но характеризуются исключительно высоким качеством. Содержание флогопита в них в 4 раза выше, чем в крупнозернистых рудах, а выход подборов более чем в 2 раза выше, чем во флогопит-оливиновых пегматоидных рудах. При этом следует отметить, что флогопит-диопсидовые пегматоидные руды содержат наиболее крупную и соответственно наиболее ценную листовую слюду.

Апатитизированные разновидности руд имеют ограниченное распространение и сравнительно небольшую промышленную ценность.

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД И ФЛОГОПИТА

Физические и механические свойства. Плотность промышленного флогопита по данным гидростатического взвешивания составляет 2,67—2,73 г/см³. Эти цифры значительно ниже величин, приводимых для месторождений Алдана (2,86—2,95).

Твердость флогопита определялась двумя методами: прибором ПМТ-3 и методом затухающих колебаний (маятник Кузнецова). Среднее число твердости, по данным Г. П. Федосеева (1964), составляет 10 кГ/мм² и 63 сек. Для флогопита Слюдянки эти цифры, соответственно, равны 15,5 кГ/мм² и 68 сек, а для флогопита Эмельджакского месторождения Алдана — 19,8 кГ/мм² и 76 сек. Меньшая твердость ковдорского флогопита требует большой внимательности при обработке его на фабриках. Небрежность при обработке приводит к появлению глубоких царапин, что снижает электротехнические свойства слюды.

Ковдорский флогопит отличается от флогопитов других месторождений лучшей расщепляемостью. Характерна легкость расщепления флогопита на тончайшие листочки равномерной толщины (10—20 *мк*). По данным Филиппской слюдяной фабрики, производительность щипки ковдорского флогопита в 1,3—1,5 раза выше, чем алданского и слюдянского флогопита. Расщепляющее усилие для ковдорского флогопита в среднем составляет 0,2 *кг/см²*, в то время как для флогопитов других месторождений 0,3—0,4. При расщеплении ковдорского флогопита меньше, чем при расщеплении алданского и слюдянского флогопита, выражены задиристость, недоспятия, разрывы. В связи с этим, повышается выход щипаной слюды. По данным Филиппской слюдяной фабрики, средний выход щипаной слюды по подборам ковдорского флогопита всегда превышает 90%, в то время как по Слюдянским и Алданским месторождениям он обычно составляет около 80%.

Ельчатость и клиновидность кристаллов, весьма характерные для многих слюд, особенно для мусковитов, в ковдорском флогопите встречаются весьма редко. Редкие рубцы ельчатости здесь имеют вид полос шириной до 5—7 *см*, ориентированных перпендикулярно зонам роста. Не характерна для ковдорской слюды также и грубая волнистость, морщинистость и перемятость, весьма обычные для флогопитов Слюдянки и особенно Алдана. По характеру поверхности весь ковдорский флогопит относится к I сорту.

Флогопит характеризуется своеобразной, свойственной этому типу месторождений рисунчатостью, обусловленной большим количеством полос и пятен расслоения, которые возникают частично в процессе роста кристаллов и частично после формирования месторождения. Полосы расслоения располагаются, как правило, по фигурам давления и удара, т. е. вдоль плоскостей несовершенной спайности, ориентированных в слюдах по шести направлениям, под крутыми углами к (001).

Крупные кристаллы флогопита, кроме того, часто разбиты трещинами различных направлений. Нередко они минерализованы магнетитом, кальцитом, апатитом. Трещиноватость, естественно, снижает выход деловой слюды. При проходке подземных выработок наблюдается образование трещин, вызванных действием взрывной волны. Мелкая гофрировка слюды, возникающая в результате взрывов, происходит в одном, двух или трех направлениях, перпендикулярных зонам роста кристаллов (по лучам фигур давлений). В местах перегибов спайные пластинки слюды легко разрываются. Гофрировка и трещиноватость, вызванные взрывами, существенно снижают выход деловой слюды. В процессе эксплуатации необходима разработка оптимальных методов проходки горных выработок и выемки флогопита, обеспечивающих меньшую порчу природных кристаллов.

Ковдорский флогопит характеризуется высокой термической стойкостью и по этому признаку превосходит флогопиты всех известных месторождений. По данным лаборатории неметаллов Уральского геологического управления и Гипроиниумметаллоруд,

флогопит не меняет внешнего вида и окраски до температуры 1000° С, а вспучивание его всегда выдержано и характеризуется значительно более низкими показателями, чем для флогопитов Алдана и Слюдянки (табл. 32).

Как видно из таблицы, слюдянские и алданские флогопиты характеризуются крайне непостоянным вспучиванием, достигающим 200—300 и более процентов даже при температурах 450° С. Ковдорский флогопит по результатам многочисленных испытаний относится к нагревостойкой слюде. В процессе геологоразведочных работ

Таблица 32. Сравнительная таблица вспучиваемости флогопитов

Месторождение	Линейное вспучивание, %, при температурах, °С					
	150	250	450	600	720	1000
Ковдорское	1,6—6,0	10—15,8	17—20	0,0—36,8	39,6—165,2	67,3—143,0
Алданское	5—20	20—100	90—140	35—170	55—240	Нет данных
Слюдянское	5—20	20—340, реже до 1060	100—400	140—500	50—610, реже до 1315	»

отобрано около 200 проб на определение термостойкости. Особое внимание обращалось на изучение флогопита из верхних горизонтов, расположенных под гидрофлогопит-вермикулитовой толщей. Результаты этих исследований показали, что все пробы независимо от места отбора отвечают требованиям на термостойкий флогопит. Исключение составляют редкие пробы, располагающиеся либо в непосредственной близости от коры выветривания, либо в контактах карбонатитовых жил, по которым и в настоящее время просачиваются поверхностные воды. Флогопит в этих пробах заметно гидратизирован и при обжиге вспучивается в 2—4 раза.

Доля этих проб ничтожна. Однако в процессе эксплуатации необходимо выделять зоны гидратизированной слюды и во избежание примеси в товарную продукцию вести их селективную отработку.

Содержание флогопита — забойного сырья в пределах месторождения колеблется в широких пределах, что полностью согласуется с неравномерным гнездовым распределением флогопита на месторождении. Нередки участки, полосы, гнезда размером до 10—20 м в поперечнике, состоящие сплошь из крупных или гигантских кристаллов флогопита. В других местах, наоборот, присутствуют единичные мелкие кристаллы флогопита. В целом устанавливается закономерное снижение содержания флогопита промышленных размеров от центра залежей к периферии, связанное с изменением структуры породы. Если на периферии в крупнозернистых флогопит-диоксид-оливиновых рудах содержание флогопита принять за единицу, то в пегматоидных флогопит-диоксидовых рудах оно выше в 4 раза, в пегматоидных флогопит-оливиновых — в 4,6 раза.

В существенно апатитовых рудах содержание флогопита вновь снижается. Тем не менее оно здесь в 2,5 раза выше, чем на периферии. Таким образом, по содержанию можно выделить богатые, средние и бедные руды. К богатым относятся флогопит-диопсидовые и флогопит-оливиновые пегматоидные руды, к средним — их апатитизированные разности и к бедным — периферийные флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые руды. Однако такое деление в значительной степени условное. Выше уже отмечалось, что содержание флогопита в крупнозернистых породах Ковдорского месторождения ниже, чем в пегматоидных и гигантозернистых породах. Однако вследствие меньшей интенсивности процессов перекристаллизации значительная часть флогопита здесь представлена мелкими чешуйками, что резко снижает выход флогопита промышленных размеров.

Выход промышленного сырья и полуочищенных подборов колеблется в широких пределах. Устанавливается зависимость выхода деловой слюды не только от промышленного типа руды, но и от глубины залегания (табл. 33).

Таблица 33. Выход промысла по горизонтам и типам руд

Руда	Горизонт	Выход промысла, % от забойного сырья по группам			
		I	II	III	Всего I—III
Апатитизированная	Верхний	8,29	7,04	11,98	27,31
	Нижний	13,4	10,06	14,50	37,70
	Среднее	10,71	8,55	13,24	32,50
Флогопит-оливиновая пегматоидная	Верхний	6,76	6,04	11,82	24,62
	Нижний	13,80	10,50	15,28	39,58
	Среднее	10,28	8,27	13,55	32,10
Флогопит-диопсидовая пегматоидная	Верхний	20,30	9,88	17,31	47,49
	Нижний	24,35	13,52	20,47	58,34
	Среднее	22,33	11,70	18,89	52,92
Флогопит-диопсид-оливиновая крупнозернистая	Верхний	20,54	12,42	18,55	51,51
	Нижний	16,09	12,20	26,43	54,72
	Среднее	18,32	12,31	22,49	53,12

Средний выход промысла, определенный в целом по месторождению по 400 пробам, — 46,6%. Групповой состав промысла, %: I группа — 35, II группа — 30, III группа — 35.

Выход и номерной состав полуочищенных подборов по отдельным горизонтам и типам руд показан в табл. 34.

Из таблицы видно, что верхний горизонт более чем в 2 раза уступает по качеству нижнему горизонту. Это объясняется тем, что первый из них характеризуется более широким развитием апатитизированных руд, где флогопит в значительной мере изъеден апатитом

Таблица 34. Выход полуочищенных подборов по горизонтам и промышленным типам руд, % от забойного сырья

Тип руды	Номера подбора								Всего
	50	40	30	20	15	10	6	4	
Нижний горизонт									
Апатитизированный . . .	0.32	0.24	0.32	0.74	0.62	1.09	1.98	1.41	6.72
Флогопит-оливиновый пегматоидный	0.39	0.17	0.31	0.68	0.55	0.87	1.39	1.23	5.59
Флогопит-диопсидовый пегматоидный	1.35	0.45	0.64	1.26	1.01	1.43	2.31	1.83	10.28
Флогопит-диопсид-оливиновый крупнозернистый	0.76	0.34	0.53	1.13	0.88	1.33	2.07	1.71	8.75
Верхний горизонт									
Апатитизированный . . .	0.02	0.02	0.03	0.15	0.14	0.28	0.04	0.65	1.93
Флогопит-оливиновый пегматоидный	0.34	0.11	0.16	0.36	0.29	0.46	0.92	0.61	3.25
Флогопит-диопсидовый пегматоидный	1.65	0.37	0.63	1.14	0.85	1.04	2.48	1.17	9.33
Флогопит-диопсид-оливиновый крупнозернистый	0.48	0.23	0.44	1.05	1.02	1.87	3.05	1.61	9.75
Среднеарифметическое по всем пробам обоих горизонтов									
Апатитизированный . . .	0.16	0.12	0.16	0.45	0.38	0.68	1.31	1.03	4.39
Флогопит-оливиновый пегматоидный	0.36	0.14	0.23	0.52	0.42	0.67	1.15	0.92	4.42
Флогопит-диопсидовый пегматоидный	1.50	0.41	0.63	1.20	0.93	1.24	2.40	1.50	9.81
Флогопит-диопсид-оливиновый крупнозернистый	0.62	0.28	0.49	1.09	0.95	1.60	2.56	1.66	9.25

и характеризуется худшим качеством. Однако и здесь средний выход подборов достаточно высок и не уступает многим эксплуатируемым месторождениям Алдана.

Два первых типа руд (апатитизированные и флогопит-оливиновые пегматоидные) характеризуются примерно одинаковым и сравнительно низким качеством флогопита. Два последних типа руд (флогопит-диопсидовые пегматоидные и флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые) характеризуются высокими выходами промысрца (более 50%) и полуочищенных подборов. Это объясняется удаленностью таких типов руд от центральных частей залежи, где наиболее интенсивно проявились наложенные процессы оливинизации и апатитизации руд. В зонах развития этих типов руд преобладали процессы

перекристаллизации без существенных явлений замещения. Соответственно, флогопит здесь меньше содержит включений, трещин и прочих дефектов. Наиболее высоким качеством отличаются флогопит-диопсидовые пегматоидные руды, обеспечивающие выход наиболее крупных пластин деловой слюды. Особенно наглядно это видно из табл. 35, в которой выход каждого номера подбора приведён к стандартному размеру «20» пропорционально ценности подборов.

Таблица 35. Выход полуочищенных подборов по типам руд, усл. %

Тип руды	Номера подбора								
	50	40	30	20	15	10	6	4	Всего
Апатитизированный	0,26	0,17	0,19	0,45	0,30	0,41	0,30	0,07	2,15
Флогопит-оливиновый пегматоидный	0,58	0,20	0,29	0,52	0,34	0,40	0,26	0,06	2,65
Флогопит-диопсидовый пегматоидный	2,43	0,58	0,76	1,20	0,75	0,75	0,55	0,10	7,12
Флогопит-диопсид-оливиновый крупозернистый	1,00	0,40	0,59	1,09	0,76	0,96	0,59	0,12	5,51

Электротехнические свойства слюды и результаты заводских испытаний электроизоляционных изделий. В процессе разведки проводились лабораторные и заводские электротехнические испытания флогопита.

Лабораторные испытания проведены в основном Ленинградским Гипронинеметаллорудом (Г. П. Федосеев), а также лабораторией Уральского геологического управления (А. М. Бухмастов). Всего выполнено около 100 лабораторных испытаний. Было установлено, что щипаная слюда подавляющего большинства проб ковдорского флогопита удовлетворяет требованиям ГОСТ 3028—68 по всем показателям и рекомендуется для производства всех видов электроизоляционных изделий.

Слюда характеризуется следующими данными: удельное объемное сопротивление — $(1,7-6,8) \cdot 10^{13}$ ом·см; тангенс угла диэлектрических потерь при 50 кГц — 0,0034—0,0147; пробивное напряжение частоты 50 Гц в воздухе составляет, кВ:

	По лабораторн. испыт.	Требования ГОСТ 3028—68
При толщине пластинок 15 ± 5 мк:		
Минимальное	1,0—2,0	1,0
Среднее	4,2	2,2
При толщине пластинок 25 ± 5 мк:		
Минимальное	1,8—2,5	1,7
Среднее	4,6	2,7

Часть проб не удовлетворяет требованиям ГОСТ 3028—68 по минимальному пробивному напряжению. Причем никаких ни макро-,

ни микроскопических отличий в слюде в этом случае не устанавливается. Как оказалось при проведении сравнительных испытаний, такое несоответствие ГОСТ части щипаной слюды свойственно не только ковдорскому, но и флогопитам всех без исключения месторождений. Появление в щипаной слюде пластинок, не отвечающих ГОСТ 3028—68, неизбежно и не зависит от месторождения. Слюда, как известно, обрабатывается вручную. В этих условиях полностью исключить появление дефектных пластинок, по-видимому, невозможно. При тщательной обработке количество таких пластинок будет минимальным. Чем грубее обработка, тем больше количество дефектных пластинок.

С учетом этого обстоятельства в проекте ГОСТ 3028—68 предусматривался допуск пластинок щипаной слюды с минимальным пробивным напряжением менее 1 *кв* для толщины 15 ± 5 *мк* и 1,7 *кв* для толщин 25 ± 5 *мк* не более 3% от всего количества щипаной слюды. Испытания показали, что все лабораторные пробы отвечают этим требованиям.

Свойства ковдорского флогопита применительно к требованиям электроизоляционной промышленности изучались Всесоюзным электротехническим институтом им. В. И. Ленина под руководством В. Б. Березина и П. М. Сагала по следующим направлениям: а) изучение электрических свойств слюды, б) изготовление на заводе Электроизолит большого ассортимента миканитов и их исследование, в) технологическое опробование опытных партий миканитов на заводах Динамо, Электросила, Электротяжмаш и др.

В процессе работы было изготовлено 29 производственных партий миканитовых материалов, в том числе 2,5 *т* микаленты и стекломикаленты и около 400 *кг* гибкого миканита, стекломиканита, гибкого и формовочного миканита.

Таблица 36. Сравнительная характеристика пробивного напряжения

Месторождение	Ко-во образцов	Среднее пробивное напряжение, <i>кв</i>	Среднее квадратическое отклонение, <i>кв</i>	Коэффициент вариации
I группа толщины (15 ± 5 <i>мк</i>)				
Ковдорское	1900	3,27	1,33	35,2
Алданское	350	2,6	0,81	31,2
II группа толщины (25 ± 5 <i>мк</i>)				
Ковдорское	3650	4,4	1,4	26,8
Алданское	800	4,0	1,08	26,0
Общее значение для двух групп толщины				
Ковдорское	5550	4,0	1,3	32,5
Алданское	1150	3,6	1,33	32,8

По данным В. Б. Березина и П. М. Сагала, статистические параметры распределения частот пробивного напряжения щипаной слюды Ковдорского месторождения по сравнению со слюдой Алданских месторождений характеризуются данными табл. 36.

Испытания показали, что ковдорский флогопит по пробивному напряжению не уступает флогопиту других месторождений. Согласно испытаниям количество пластинок слюды, не соответствующих требованиям проекта ГОСТ 3028—68, для ковдорского флогопита I группы толщины составляет 1,7%, флогопита других месторождений — 3,7%, для II группы соответственно 2,7 и 2,7%.

На Филинскую фабрику было отправлено для контроля 10 проб промсырца весом 5—10 т каждая. Результаты сравнения рядовых и контрольных проб приведены в табл. 37.

Таблица 37. Сравнение рядовых и контрольных проб

Номера проб		Выход полуочищенных подборов, % от промсырца				Поправочный коэффициент	
заводских	лабораторных	Лаборатория		Фабрика		Размер 50—10	Размер 6—4
		Размер 50—10	Размер 6—4	Размер 50—10	Размер 6—4		
1	13—15	12,71	10,44	12,9	13,9	1,01	1,33
2	32—44	7,68	6,32	9,5	14,2	1,24	2,25
4	59—85	6,77	6,22	11,4	10,9	1,68	1,74
5	12—1	12,24	8,87	13,2	16,0	1,08	1,80
14	87	10,06	7,41	—	—	—	—
16	180—184	11,81	7,13	10,7	15,8	0,91	2,22
17	93	9,57	7,17	11,9	15,2	1,24	2,12
18	94	6,94	6,11	7,4	13,3	1,07	2,18
19	184—186	14,59	7,25	14,3	20,1	0,98	2,77
20	198—200	6,77	6,77	7,6	15,9	1,12	2,35
Среднее		9,92	7,37	11,0	15,0	1,10	2,04

По сумме подборов общий поправочный коэффициент равен 1,5. Анализ этих данных показывает, что полевая лаборатория по крупным, наиболее ценным подборам дает почти такие же результаты что и Филинская фабрика. По мелким подборам полевая лаборатория занижает выход в 2 раза. Такое занижение объясняется тем, что в полевой лаборатории слюда обрабатывалась более тщательно, а все пластинки, вызывающие какие-либо сомнения, во избежание завышения качества слюды, выбрасывались. На фабрике, при наличии плана по выходу щипаной слюды, наоборот, в продукцию поступало максимально возможное количество предельных по размеру пластинок. На это следует обратить внимание. Погоня за выходом деловой слюды может привести к ухудшению ее качества.

Следует отметить, что занижение выхода малоценных подборов размера 6—4 мало влияет на качественную характеристику место-

рождения, так как по ценности такая слюда составляет всего 5—10% от общего количества.

Сравнительная характеристика качества флогопита ковдорского и других месторождений. Для ковдорского, вуориярвинского, себляярвского и гулинского флогопита характерны общие черты, присущие, по-видимому, всем флогопитам этого генетического типа в отличие от флогопитов месторождений в карбонатно-магнезиальных комплексах докембрия.

По химическому составу (табл. 38) ковдорский флогопит близок к алданскому и выгодно отличается от флогопитов других месторождений (Гулинского, Себляярвского, Вуориярвинского), характеризующихся чаще всего более высоким коэффициентом железистости.

Общий отличительный признак флогопитов щелочно-ультраосновных массивов — отсутствие в них плоччатости и морщинистости, весьма характерных для флогопитов Алдана и Слюдянки. Кроме

Таблица 38. Химический состав флогопита различных месторождений СССР, %

Оксиды	Ковдорское месторождение		Алданские месторождения *						Гулинское месторождение **			
			Куравахское		Тимитонское		Эмельдякское					
	обр. 1	обр. 2	обр. 1	обр. 2	обр. 8	обр. 11	обр. 13	обр. 14	обр. 16	обр. 1	обр. 50	обр. 55
SiO ₂	38.2	38.60	38.38	29.10	40.08	37.68	37.75	38.05	36.92	37.20	36.80	37.0
Al ₂ O ₃	15.72	15.32	16.52	17.30	13.25	16.02	14.10	16.90	16.43	16.53	18.84	17.23
Fe ₂ O ₃	2.81	2.34	1.99	0.46	2.10	2.51	6.38	3.10	2.21	0.21	2.28	7.72
FeO	3.83	3.95	3.64	1.16	1.80	2.54	4.89	3.06	2.82	13.57	4.74	7.37
MgO	24.02	24.55	23.37	26.27	24.48	23.55	22.65	24.48	23.82	19.0	22.06	21.63
F	0.27	0.67	1.75	1.30	3.25	3.30	2.20	2.07	2.13	0.52	0.16	0.44
Кoeff. железистости	12.7	12.0	11.3	3.2	7.7	10.3	20.8	13.1	10.3	28.8	14.5	20.2

* По данным М. А. Лицарева [1961].

** По данным Е. М. Эпштейна, Л. И. Анисеевой, А. Ф. Михайловой [1961].

Таблица 39. Выход промышленного сырца по группам, %

Месторождение	I группа (пластины 100 см ²)	II группа (пластины 50—99 см ²)	III группа (пластины 4—49 см ²)	Общий выход
Ковдорское	15,0	14,0	15,0	44,0
Слюдянское	5,1	6,1	34,2	45,4
Алданское	13,5	6,0	24,0	43,5
Вуориярвинское	1,2	3,0	40,8	45,0
Себляярвское	1,1	2,8	9,7	13,6
Гулинское	5,3	7,0	7,8	20,1

того, ковдорский флогопит отличается преобладанием крупных кристаллов и по этому признаку намного превосходит флогопиты других месторождений. На Ковдорском месторождении наиболее высокий выход промышленного сырца (рис. 66) и наиболее благоприятный групповой состав.

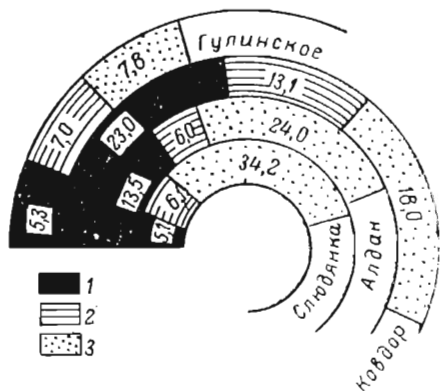
В табл. 39 приводится характеристика промышленного сырца различных месторождений страны по групповому составу.

Однако ковдорский флогопит, так же как и все флогопиты этого типа, характеризуется обилием пятен и полос расслоений в периферийных частях кристаллов. В этих участках флогопит, как правило, пропитан мелкими включениями магнетита, кальцита и апатита.

При обработке такие участки флогопита крошатся в мелкие чешуйки и увеличивают выход скрапа. В связи с этим размеры кристаллов не характеризуют размеры полезной площади слюды. Влияние этого вида дефектов особенно наглядно видно при сравнении выхода полуочищенных подборов на разных месторождениях.

Из рис. 67 видно, что I и II группы промырца Ковдорского месторождения хуже соответствующих групп промырца Алданских месторождений и тем более Слюдянского месторождения. В целом можно заключить, что выход подборов из промырца Ковдорского месторождения на 15—20% ниже, чем на эксплуатируемых месторождениях.

Рис. 66. Выход и групповой состав промышленного сырца, в процентах. 1 — I группа; 2 — II группа; 3 — III группа.



Из этого же рисунка видно, что наиболее ценной на всех месторождениях является I группа промырца, дающая преобладающую массу крупноразмерных подборов. III группа промырца на всех месторождениях дает только малоценные подборы размеров обычно 6, 10, 15 и в незначительной мере 20 см². По соотношению группового состава суммарный выход подборов от забойного сырца ковдорского флогопита близок к выходу подборов по другим месторождениям, особенно по крупным номерам (рис. 68). Выход подборов из 1 м³ руды по Ковдорскому месторождению в несколько раз выше, чем на Алданском, и более чем в 2 раза выше, чем на Слюдянском месторождении. Этот показатель отражает высокую степень концентрации полезного ископаемого в недрах. Выход щипаной слюды составляет для ковдорского флогопита 90% от веса полуочищенных подборов, на Слюдянских и Алданских месторождениях — 80%.

По техническим свойствам флогопит различных месторождений, приуроченных к ультраосновным — щелочным массивам, весьма

Рис. 67. Выход улучшенных подборов, % от промышленного сырца.

Месторождения: I — Слюдянка, II — Алдан, III — Ковдор. I — 50 и выше; 2 — 40; 3 — 30; 4 — 20; 5 — 15; 6 — 10; 7 — 6.

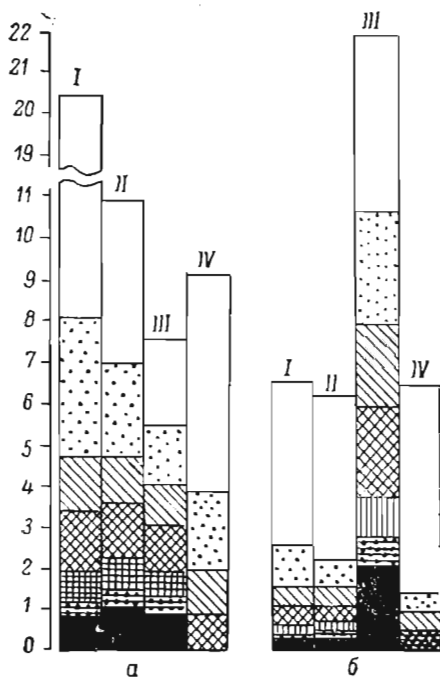
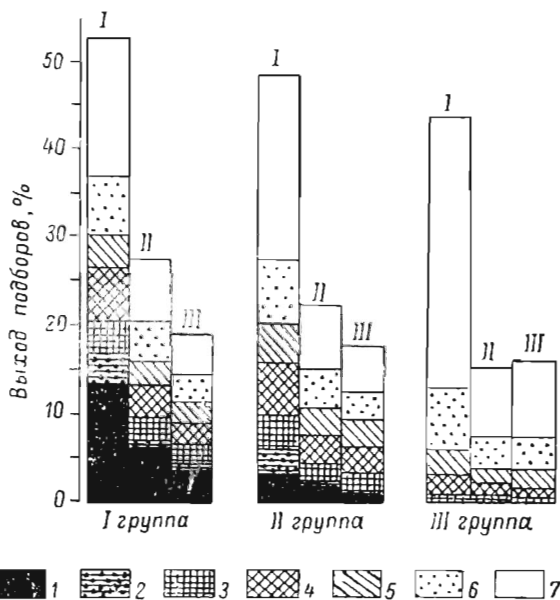


Рис. 68. Суммарный выход улучшенных подборов по номерам: а — в % от забойного сырца, б — в усл. ед. из 1 м³ руды.

Месторождения: I — Слюдянка, II — Алдан, III — Ковдор, IV — Гулинское.

сходен между собой. Полуочищенные подборы легко обрабатываются на обрешных станках, гораздо легче расщепляются, чем флогопит месторождений, приуроченных к магнезиально-карбонатным комплексам архея Алданского щита. Среднее расщепляющее усилие для флогопита Ковдорского и Вуориярвинского месторождений составляет 0,15—0,16 кГ/см², в то время как для Алданских месторождений эта величина составляет 0,50, а для Слюдяных — 0,47 кГ/см².

По твердости ковдорский флогопит уступает алданским и слюдяным флогопитам. В связи с этим для него необходим специальный режим обработки, чтобы не допустить порчи его во время ручной щипки.

По термостойкости флогопиты ультраосновных — щелочных массивов резко превосходят сырье разрабатываемых месторождений Алдана и Слюдянки, как это показано в табл. 40 (по данным Г. П. Федосеева).

Таблица 40. Термостойкость слюды

Месторождение	Линейное увеличение толщины пластины слюды %, после нагревания до температуры, °С			
	150	250	450	750
Вуориярвинское	0,7—5	2,2—3,9	6,5—8,8	25—80
Ковдорское	1,6—6,0	1,0—15,8	17,0—20,0	29—165
Алданские	5—20	20—100	90—140	55—240
Слюдянские	5—20	20—100	100	60—610
Собьярвское	2,6—5,1	3,1—6,2	4,6—8,8	61,4—108,8

Термостойкость — немаловажное преимущество, так как во многих отраслях промышленности может использоваться только жаростойкая слюда.

На основании всего вышеизложенного можно сделать вывод о том, что флогопит Ковдорского и других месторождений в массивах ультраосновных — щелочных пород в целом не уступает по своим качественным показателям сырью из давно эксплуатируемых месторождений Сибири.

Глава VII. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВЕРМИКУЛИТА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Вермикулитовое месторождение приурочено к коре выветривания слюдоносных пород Ковдорского массива. Пространственное положение вермикулитового месторождения внутри массива определяется общей позицией зоны слюдоносных пород и условиями залегания коры выветривания. Хотя наличие слюды характерно для всех

пород массива, повышенные концентрации ее наблюдаются только в кольцевой зоне флогопитового комплекса, опоясывающей оливинитовое ядро.

Месторождение вермикулита имеет в плане полукольцевую (подковообразную) форму, обращенную выпуклой частью к северу. Переход вермикулитсодержащих пород в окружающие породы постепенный, так как все породы Ковдорского массива в том или ином количестве содержат слюду. Как выяснено при разведке флогопитового месторождения, слюдоносные зоны имеют практически вертикальное падение. Распространение вермикулитового месторождения на глубину ограничивается нижней границей выветривания. В зависимости от мощности четвертичных отложений вермикулитовые руды либо непосредственно выходят на дневную поверхность, либо располагаются под чехлом морены мощностью от 1—2 до 30 м. Обычно мощность четвертичных отложений не превышает 5 м. Общая вертикальная мощность вермикулитовой залежи колеблется в пределах 20—80, в среднем около 40 м.

Слюды в контурах вермикулитовой залежи распределяются неравномерно, что обусловлено характером распределения флогопита в коренных невыветрелых породах. Суммарное содержание всех фракций слюды в пределах месторождения колеблется от 5—6 до 30%. На всей площади залежи наблюдается четкая тенденция увеличения содержания слюды в осевой части залежи и постепенного обеднения руд в направлении к условным контактам. Это позволяет в пределах месторождения оконтуривать участки богатых руд с суммарным содержанием всех фракций вермикулита 20% и выше и участков с бедными рудами с содержанием ниже 20%. Зона богатых руд в центральной части вермикулитовой залежи имеет ширину около 100 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.

Основным морфологическим типом ослюдечения для Ковдорского месторождения является вкрапленный с подчиненным развитием мелкогнездового. Размеры гнезд слюды редко достигают 1 м в поперечнике. Слюда представлена чешуйками, табличками, в гнездах — крупными кристаллами. В зависимости от состава исходных коренных пород гранулометрический состав слюд меняется. Выделяются участки, где преимущественно распространены мелкочешуйчатые слюды, и участки с широким развитием крупнозернистых 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-диоксид-оливиновым породам (флогопитовый комплекс), а также флогопити-

зировавшим и диопсидизировавшим оливинитам. Состав и количественные соотношения минералов в рудах идентичны указанным флогопитсодержащим породам с тем отличием, что флогопит в них гидратизирован и превращен в вермикулит-гидрофлогопит. Характерно, что если основная масса минералов вермикулитовых руд сильно разрушена, то вермикулит сохраняет размеры кристаллов исходного флогопита. Благодаря этой особенности при расसेве руды на крупные классы часто на сите остаются только кристаллы вермикулита.

Породы, затронутые химическим выветриванием, существенным образом меняют свой минеральный состав, превращаясь в сунгулит-гидрохлоритовый агрегат. Разложению подвергается также и вермикулит, который может рассматриваться здесь как реликтовый минерал.

Кора выветривания на площади вермикулитового месторождения имеет четко выраженное зональное строение. Выделяются зоны (снизу вверх): дезинтеграции, гидрофлогопитовая, вермикулитовая и сунгулитовая.

Зона дезинтеграции имеет площадное развитие и характеризуется непостоянной мощностью (от 1—2 до 100—150 м). Представлена крупнощебеночным или глыбовым материалом. Среди дезинтегрированных пород часты участки монолитных материнских пород.

Гидрофлогопитовая зона распространена на слюдоносных породах повсеместно, однако мощность ее в большинстве случаев (на слюдитах, слюдяно-нироксеновых породах, железорудном месторождении) незначительна и редко превышает первые метры. Наиболее мощная гидрофлогопитовая зона установлена на площади полукольца 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 структурой, текстурой и минеральным составом материнских пород. Сохраняется характерное для пород флогопитового комплекса неравномерное (струйчатое, гнездообразное, пятнистое) распределение главных минералов: оливина, диопсида и слюды (рис. 69).

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 ослюденелых пород.

Флогопит в этой зоне повсеместно гидратирован, становится менее твердым, теряет способность к расщеплению на тонкие листочки. Наиболее существенным отличием гидрофлогопита от флогопита является способность вспучиваться при нагревании. Гидрофлогопит полностью отвечает техническим требованиям на вермикулит, что обуславливает большое практическое значение этой зоны.

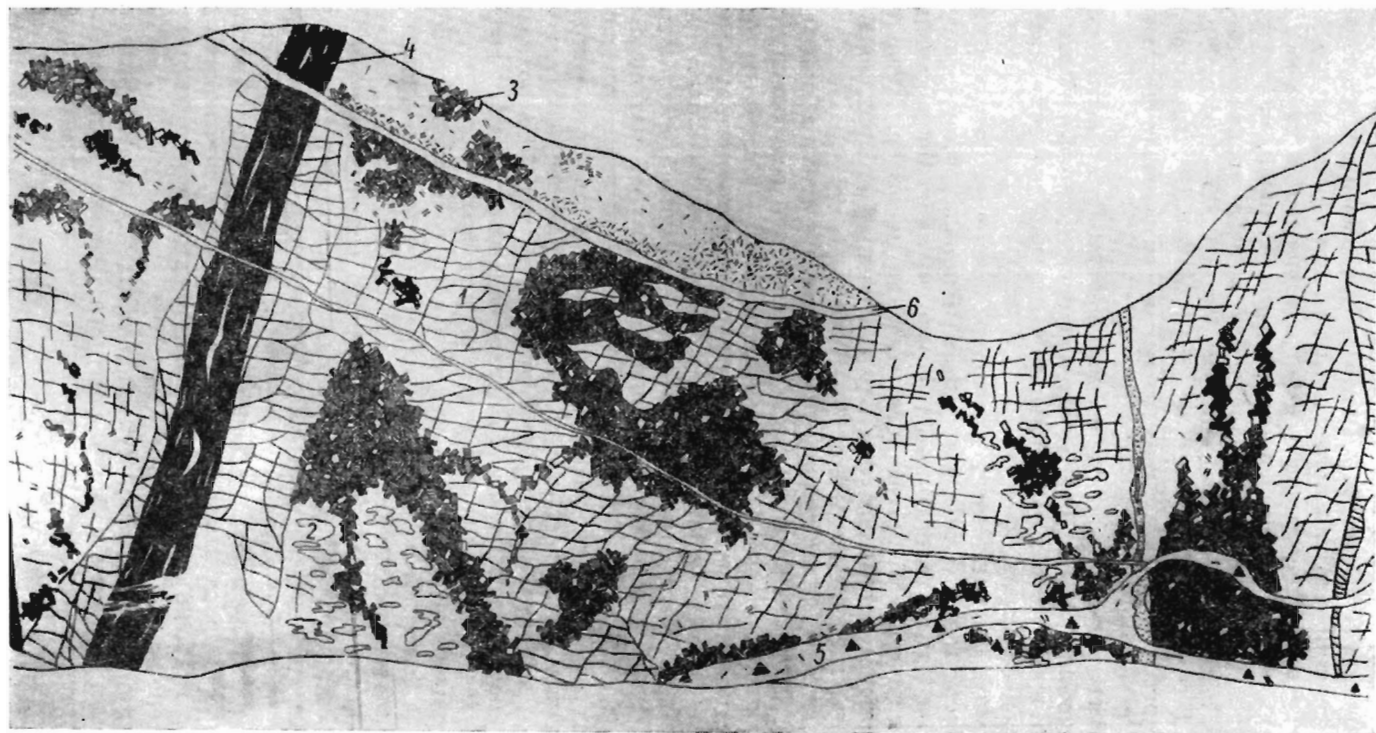


Рис. 69. Характер распределения вермикулита (записовки карьера).

1 — крупнощелеватая оливиновая порода; 2 — диопсид; 3 — вермикулит; 4 — магнетитовые жилы; 5 — анатит-магнетитовые жилы; 6 — жилы карбоната.

Гидрофлогопиты отличаются широким диапазоном оптических свойств и химического состава (табл. 41). Чем выше степень гидратации, тем ниже показатели преломления слюды, ниже двупреломление, выше угол оптических осей. Основные изменения химического состава заключаются в постепенном удалении щелочей, увеличении содержания воды, замене двухвалентного железа трехвалентным. Оптические свойства гидрофлогопитов: $N_g = 1,555-1,610$; $N_p = 1,520-1,570$; $N_g - N_p = 0,20-0,42$; $2V = 10-20^\circ$. Таким образом под гидрофлогопитом понимается целая гамма различно гидратированных слюд.

Степень гидратации слюды весьма непостоянна часто даже в одном кристалле. Обычно более гидратированы периферийные его части, в то время как в центральной части нередко сохраняется неизмененный флогопит.

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

Промышленный интерес зона представляет только в пределах полукольца флогопитового комплекса. Мощность вермикулитовой зоны здесь колеблется от 1—2 м во внешних до 30—60 м во внутренних частях полукольца. Средняя мощность вермикулитовой зоны по отдельным промысловым участкам составляет 15—25 м. Представлена 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: карбоната, ийолита, магнетита, сунгулита и т. п. Преобладают фракции размером от 0,2 до 2 мм. 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. Кристаллы вермикулита иногда достигают 1 м в поперечнике. Все эти качества слюды позволяют легко отличать вермикулитовый тип руд от гидрофлогопитового. В остальном минеральный состав вермикулитовых руд аналогичен составу гидрофлогопитовых руд и материнских пород. Лишь в незначительном количестве встречаются гидроокислы железа, монтмориллонит и другие глинистые минералы.

Химический состав вермикулита (табл. 42) характеризуется почти полным переходом двухвалентного железа в трехвалентное, отсутствием щелочей и высоким содержанием воды (до 20%).

Таблица 41. Химический состав гидрофлогопитов

Окислы					Окислы				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO ₂	37,70	35,53	36,45	33,23	BaO	0,66	Не опр.	0,46	Не опр.
TiO ₂	1,31	1,06	0,90	1,43	K ₂ O	8,47	5,10	4,73	1,97
Al ₂ O ₃	15,52	17,55	14,30	19,40	Na ₂ O	0,44	0,28	0,15	0,34
Fe ₂ O ₃	2,72	3,84	4,44	4,53	H ₂ O ⁺	3,07	Не опр.	7,76	7,02
FeO	3,90	2,33	2,49	1,63	п. п. п.	Не опр.	7,84	Не опр.	2,84
MnO	0,80	0,06	0,08	0,07	H ₂ O ⁻	1,02	4,60	5,25	8,01
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,04	F	—	Не опр.	0,63	0,34
MgO	22,98	20,96	23,65	18,40					
CaO	0,28	0,88	0,07	1,24	Σ	98,87	100,03	101,36	100,49

Примечание. 1, 3, 4—данные А. П. Афанасьева (1966), аналитик В. А. Ингуран, РФ АН СССР; 2—данные В. П. Тернового, аналитик В. Ф. Филонова, СЗТУ.

Обр. 3. $(K_{0,47}Na_{0,02}Ba_{0,03})_{0,52}Mg_{0,41}(Mg_{2,35}Fe_{0,26}^{+3}Fe_{0,16}^{+2}Al_{0,18}Ti_{0,05})_{3,00}[Si_{2,86}Al_{1,14}O_{10}](OH)_2 \cdot 2,4H_2O$.

Обр. 4. $(K_{0,20}Na_{0,05}Ca_{0,10})_{0,35}Mg_{0,02}(Mg_{2,14}Al_{0,42}Fe_{0,20}^{+3}Fe_{0,10}^{+2}Ti_{0,03})_{3,00}[Si_{2,62}Al_{1,38}O_{10}](OH)_{1,9}F_{0,08} \cdot 3H_2O$.

Таблица 42. Химический состав вермикулита

Оксиды							Оксиды						
	1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6
SiO ₂	35,98	35,13	33,71	34,17	34,38	33,28	BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	Не опр.	Не опр.
TiO ₂	0,56	0,48	0,70	0,76	0,81	0,64	K ₂ O	0,10	0,52	0,53	0,09	0,07	Следы
Al ₂ O ₃	13,84	15,77	15,27	12,00	12,12	13,00	Na ₂ O	0,15	0,12	0,12	Следы	0,29	Следы
Fe ₂ O ₃	7,13	5,4	5,75	5,84	5,87	6,43	H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	9,15	10,24	10,21
FeO	1,25	0,55	0,70	0,06	0,65	0,28	П. п. п.	9,0	11,22	11,40	1,46	Не опр.	Не опр.
MnO	0,41	0,05	0,08	0,06	Не опр.	Следы	H ₂ O ⁻	8,07	9,8	9,70	10,30	9,44	10,32
NiO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	Не опр.	F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18	Не опр.	0,50
MgO	21,67	19,50	21,50	25,62	25,30	24,75							
CaO	4,07	0,96	0,95	0,26	0,72	0,65	Σ	101,93	99,90	100,41	100,03	99,98	100,26

Примечание. 1, 2, 3, 4—данные В. И. Терюмова, аналитик В. Ф. Филонова, СЭТИУ; 5—данные А. И. Афанасьева, аналитик К. М. Бабкина, КФ АН СССР; 6—данные П. П. Токмакова, аналитик М. Г. Замурасва, ИГЕМ АН СССР. Обр. 5. $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,05}\text{Mg}_{0,26}\text{Fe}_{0,27}^{+3}\text{Fe}_{0,04}^{+2}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}[\text{Si}_{2,68}\text{Al}_{1,32}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 2,0\text{H}_2\text{O}$.

Оптические константы вермикулита: $N_g = 1,538-1,545$; $N_p = 1,515-1,525$; $N_g - N_p = 0,020-0,030$; $2V = 15-20^\circ$.

Сунгулит-иддингситовые породы развиты только вдоль разлома в центральной части массива. Они образуют полосу шириной до 800 м и вытянуты по простиранию с перерывами более чем на 5 км.

В сущности, это сильно брекчированные оливиниты, в той или иной степени пронизанные жилами кремово-белого минерала — сунгулита. Мощность сунгулитовых жил редко достигает 20—30 см, обычно равна 1—2 см. По отдельным зонам мощностью до 5—10 м оливиниты как бы пропитаны сунгулитом, в связи с чем породы преобретают пятнистую, полосчатую, петельчатую структуру. Вокруг сунгулитовых жил и сунгулитизированных зон оливиниты полностью изменены в бурую иддингситовую микрочешуйчатую массу, пропитанную гидроокислами железа. Степень сунгулитизации весьма изменчива, по 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. Здесь лишь изредка видны реликты зерен неизмененного оливина или мелкие неизмененные участки оливинитов. С глубиной количество и размеры таких участков увеличиваются. Уже на глубине 30—50 м встречаются крупные 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 встречаются и в монолитных неизмененных оливинитах на глубинах 300—400 м. Степень сунгулитизации аналогичным образом затухает к западу и востоку от полосы сунгулит-иддингситовых пород. Таким образом, контакты сунгулит-иддингситовых пород как на флангах, так и на глубину весьма условны. И если в плане сунгулитовые образования постепенно сменяются вермикулитовой, а затем и гидрофлогопитовой зонами, то по вертикали такая четкая зональность практически отсутствует.

Для сунгулит-иддингситовых пород характерна постсунгулитовая микротектоника (разрывные и сколовые трещины, смещение сунгулитовых жил на 1—2 м и более, зеркала скольжения и т. п.).

Минеральный состав наиболее интенсивно сунгулитизированных оливинитов сравнительно простой. Главные минералы — сунгулит и иддингсит, 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 [1966] — сапонит. Реликтовые минералы — вермикулит, оливин, диопсид, магнетит, а в сунгулитизированных сиенитах — эгирин, нефелин, касситерит.

калиевый полевой шпат. Особенно характерен реликтовый вермикулит, содержание которого иногда достигает 10—20%.

Прежде чем перейти к характеристике сунгулита, следует кратко остановиться на истории открытия и изучения этого оригинального и редко встречающегося в природе минерала.

Сунгулит впервые встречен Д. С. Белянкиным [1932] на Лысой сопке у оз. Сунгуль на Урале. Д. С. Белянкин отмечает, что по химическому составу, термическим и оптическим свойствам он близок к серпентину, отличаясь от него по морфологическим признакам. Это светлоокрашенная оригинальная разновидность змеевикового минерала с короткостолбчатой структурой, столбики легко искривляются и распадаются на отдельные листочки по весьма совершенной базальной спайности (вермикулитовая структура). Непосредственно в контакте сунгулитовых жил наблюдаются актинолитово-вермикулитовые зоны. Д. С. Белянкин принял его за новую структурную форму серпентина и дал ему название «сунгулит».

В 1939 г. Н. Е. Ефремовым был описан подобный минерал из оливинитов Лесной вараки, названный им кольскитом. Н. Д. Соболев [1947] на основании детальных химико-петрографических исследований сунгулитов Ковдорского массива и других районов пришел к выводу, что все эти минералы аналогичны и рекомендовал оставить за ними одно название — сунгулит. На Ковдорском массиве сунгулит, по его мнению, образовался за счет гидротермального изменения флогопита. Он отмечает тесную ассоциацию сунгулита с вермикулитом. В. Н. Лодочников (1936) считал, что введение нового термина на основании одних лишь структурных признаков для минерала, который по химическим, оптическим и термическим свойствам отвечает антигориту, является излишним.

В 1959 г. Л. П. Белькова [1959а], изучая сунгулит (кольскит) массива Лесной вараки на Кольском п-ове, показала, что этот минерал по всем свойствам отвечает антигориту (серпентину) и не видела никаких оснований вводить для него новый термин. Антигоритовые жилы широко распространены в оливинитах Лесной вараки. Мощность их колеблется от 0,5 мм до 30 см, в единичных случаях достигает 1,5 м. Мощные жилы приурочены к щелочным пегматитовым и амфиболовым жилам. Л. П. Белькова пришла к выводу, что образование антигорита происходит в процессе гидротермального замещения щелочных пегматитовых и амфиболовых жил. Отмечается тесная его ассоциация с гидратизированными слюдами типа вермикулита.

К аналогичным выводам приходят А. А. Кухаренко и М. П. Орлова [Кухаренко и др., 1965], детально изучавшие массив Лесной вараки. Ими отмечается парагенетическая связь сунгулита (кольскита) с хризотилом, яддингситом, вермикулитом, реже с тальком, листовым антигоритом и клясохлором. Отмечается развитие сунгулита по вермикулиту. Все эти образования они связывают с метаморфическими процессами постагматического этапа развития массива. Сунгулитизация на Лесной вараке проявляется не только по оливинитам, но и по мельтейгитам и жилам щелочных пегматитов.

Общий процесс замещения, хорошо наблюдаемый в обнажениях, образцах и шлифах, происходит по следующей схеме: амфибол (арфедсонит) → флогопит → гидрофлогопит → гидрохлорит → хлорит → антигорит. Замещение часто происходит не до конца, в связи с чем, по мнению Л. Н. Бельковой, нередко приходится иметь дело с промежуточными по составу и свойствам минералами. По наблюдениям А. А. Кухаренко сунгулит образуется также по нефелину, канкриниту и цеолитам.

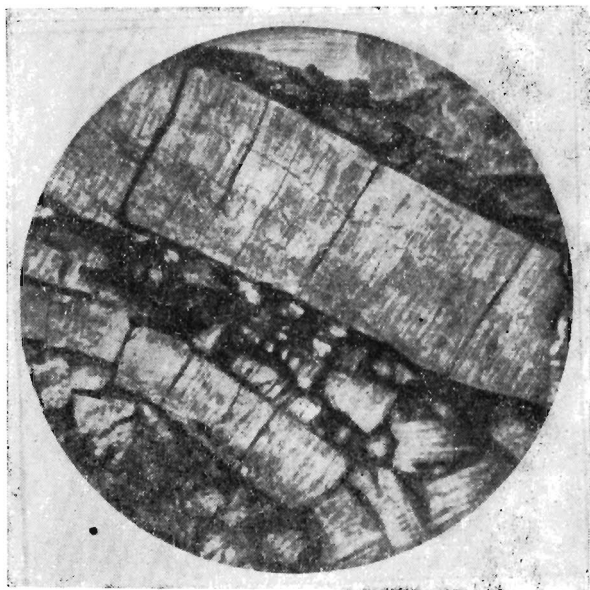


Рис. 70. Сунгулит крупночервячный (светлый, няк. || ув. 62).

Наиболее широко развит сунгулит на Ковдорском массиве. Подавляющая часть его представлена жилами и подчиненное значение имеет сунгулит в виде пятен, примазок, натеков, пропитывающих всю породу. Устанавливаются по крайней мере две генерации сунгулита, что доказывается пересечением пропитанных сунгулитом оливинитов жилами сунгулита. Сунгулит первой генерации представлен таблитчатыми или червячными кристаллами, размером до 10 см в длину, по форме весьма напоминающими вермикулит (рис. 70, 71), а второй генерации — плотным фарфороподобным криптотешуячатым агрегатом.

Показатели преломления для первой разновидности сунгулита: $N_g = 1,546-1,555$; $N_p = 1,538-1,542$; $N_g - N_p = 0,010-0,012$. Для второй разновидности: $N_g = 1,534-1,550$; $N_p = 1,526-1,540$; $N_g - N_p = 0,008-0,010$.

По данным рентгенометрического анализа все разновидности сунгулита дают одинаковые дебаеграммы, типичные для минералов серпентино-

вой группы. На термограмме сунгулит имеет два эндотермических эффекта при 135 и 360° С и экзотермический эффект при 820° С.

Химический состав сунгулита приведен в табл. 43.

Иддингсит генетически тесно связан с сунгулитом. Обычно образует оторочки в сунгулитовых жилах. Развивается по оливиному, часто совместно с гидроокислами железа. В участках интенсивной сунгулитизации оливинит полностью преобразуется в темно-бурую микрочешуйчатую иддингситовую массу, переполненную гидроокис-

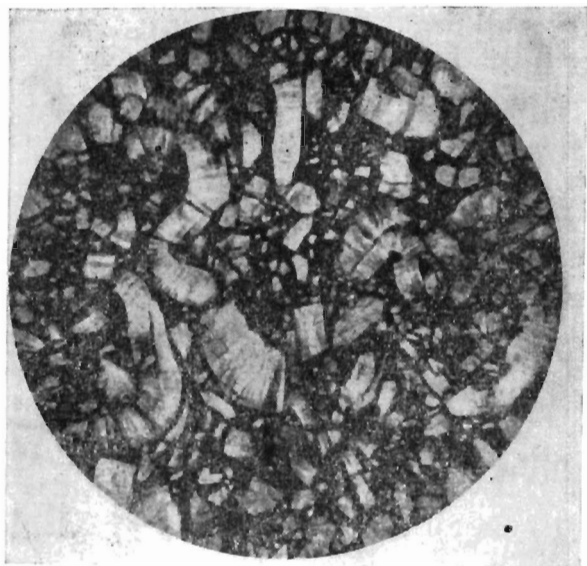


Рис. 71. Сунгулит мелкочервячный и таблитчатый (светлый, шк. ||, ув. 62).

лами железа. Подмикроскопом бурый, с высокой интерференционной окраской. Показатели преломления: $N_g = 1,640-1,642$; $N_p = 1,602-1,604$; $N_g - N_p = 0,032-0,036$.

По данным термического и рентгеновского исследований А. П. Афанасьев [1966] предполагает сложный состав этой бурой микрочешуйчатой массы. Помимо минерала серпентиновой группы им отмечается присутствие сапонита, сунгулита и гидрохлорита. Основную массу он склонен считать гидрохлоритом.

В сунгулите постоянно присутствует вермикулит. Даже в плотных фарфороподобных сунгулитах макроскопически видны мелкие чешуйки золотисто-коричневого вермикулита. В крупнокристаллических червячных и таблитчатых разновидностях вермикулит постоянно сопутствует сунгулиту. Наблюдаются все переходы от типичного вермикулита к сунгулиту. При этом устанавливается, что сунгулит по вермикулиту развивается чаще, чем по другим минералам. Большая часть сунгулита образуется на месте слюдяных жил, гнезд и пятен в оливинитах либо на месте слюдяных оторочек в контакте

Таблица 43. Химический состав сунгулита, %

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	43,88	44,93	44,87	41,28
TiO ₂	0,06	0,08	—	0,06
Al ₂ O ₃	1,03	1,54	0,48	0,92
Fe ₂ O ₃	0,85	0,32	0,51	2,80
FeO	0,22	—	0,30	0,46
MnO	0,01	Следы	0,01	0,20
MgO	38,82	39,25	35,89	40,82
CaO	0,02	0,79	0,97	0,25
K ₂ O	Не опр.	0,17	—	0,01
Na ₂ O	»	0,11	0,58	0,17
H ₂ O ⁺	»	Не опр.	12,97	12,66
П. п. п.	13,04	13,31	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	2,97	—	3,03	0,68
Сумма	100,90	100,50	99,61	100,31

Примечание. 1—данные Н. Д. Соболева (1947); 2—данные В. И. Тернового, аналитик В. Ф. Филонова, СЗТГУ; 3—данные П. П. Токмакова (1961); 4—данные А. П. Афанасьева [1966].

сиенитовых жил с оливинитами. По этим причинам многочисленные жилы сиенитов почти повсеместно отделены от оливинитов сунгулитовыми оторочками (рис. 71). Иногда среди мощных сунгулитовых жил наблюдаются реликты сиенита. При этом не совсем ясно, замещает ли сунгулит непосредственно сиенит, либо вначале развивается слюда, а затем она, в свою очередь, замещается сунгулитом. Если учесть, что в районе разлома широко развиты жилы и линзы мелкочешуйчатого слюдита с реликтами сиенитов, то правильное второе предположение.

У всех геологов, изучавших Ковдорское месторождение вермикулита, сложилось единодушное мнение, что сунгулит и вермикулит генетически и пространственно тесно связаны друг с другом. По этим причинам сторонники гидротермального генезиса сунгулита были вынуждены связывать хотя бы часть вермикулита с гидротермальными процессами изменения флогопита, а сторонники гипергенного генезиса вермикулита в конечном итоге вынуждены были отнести к коре выветривания и сунгулит.

Действительно, постоянное присутствие в сунгулите только интенсивно гидратизированных слюд-вермикулитов, закономерное снижение гидратизации слюды в плане при удалении от полосы сунгулит-иддингситовых пород, наблюдаемые явления переходов вермикулита в сунгулит — все это однозначно свидетельствует об одновременности образования обоих минералов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В состав вермикулитовых руд входят реликтовые минералы (компоненты первичных флогопитоносных пород) и новообразованные (гипергенные) минералы. Количественные соотношения между ними весьма непостоянны. В сунгулитовой зоне, реликтовые минералы, как правило, находятся в незначительных количествах и представлены наиболее устойчивыми по отношению к выветриванию видами. В зоне интенсивной гидратизации минеральный состав пород более разнообразен, и здесь (особенно в гидрофлогопитовой зоне) можно встретить почти все минералы, характерные для флогопитовых руд (см. табл. 27), а наряду с ними и гипергенные новообразования. Среди минералов первичных пород различаются неустойчивые, легко поддающиеся химическому выветриванию (пирротин, халькопирит, оливин, флогопит), более устойчивые (амфиболы, диопсид) и весьма устойчивые (магнетит и акцессорные редкометалльные минералы — бадделейт, перовскит).

К типичным и широко распространенным гипергенным минералам входящим в состав вермикулитовых руд, относятся гидрофлогопит, вермикулит, сунгулит, гидрохлорит, сапонит (иногда монтмориллонит), гидроокислы железа (гидрогематит, гидрогетит, лепидокрокит), в малых количествах встречаются гематит, куприт, марказит, ковеллин, кальцит, малахит, азурит). Минеральный состав вермикулитовых руд изучен еще далеко не полностью и ряд минералов (в частности, из группы магнезиальных гидросиликатов) точно не диагностирован.

Прежде чем дать краткое описание главнейших гипергенных минералов, следует отметить, что к «вермикулитам», в техническом значении этого термина, как известно, относят группу слоистых гидросиликатов, обладающих способностью сильно увеличиваться в объеме (вспучиваться) при нагревании. К ним кроме собственно вермикулита — магнезиального бесщелочного гидросиликата — принадлежат также гидрофлогопиты и гидробиотиты. Промышленные вермикулиты в отличие от флогопита и мусковита могут использоваться при любой крупности кристаллов, и их качество в основном определяется величиной вспучивания после обжига. В некоторых случаях также принимаются во внимание их поглотительная способность, величина рН и некоторые другие физико-химические свойства.

В Ковдорском месторождении вермикулит представлен двумя разновидностями — гидрофлогопитом, который образовался в результате выветривания флогопита, и собственно вермикулитом — продуктом более сильной гидратации той же слюды.

Гидрофлогопит распространен преимущественно в средней зоне коры выветривания и представляет собой слюду серебристо-черного, бурого или буровато-зеленого цвета. Слабогидратированные разновидности по внешнему виду почти не отличимы от нормальных флогопитов, однако по мере гидратации слюдяные пластины теряют упругость,

твердость уменьшается до 1—1,5, плотность снижается до 2,4—2,5. При этом рисунчатость, наблюдаемая на плоскостях спайности, становится менее отчетливой. Оптические свойства гидрофлогопитов зависят как от состава исходной слюды, так и от степени ее гидратации, причем показатели преломления и величина двупреломления закономерно уменьшаются с увеличением содержания воды, а угол оптических осей увеличивается (табл. 44).

Следует отметить, что при выветривании мелкочешуйчатого флогопита гидратация каждого отдельного кристалла обычно довольно однородна. В то же время в крупных кристаллах флогопита центральные части нередко бывают гидратированы значительно слабее, чем периферические.

Как показывает сравнение химического состава минералов ряда флогопит — гидрофлогопит — вермикулит — сунгулит (табл. 45), содержание SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , суммарного железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), а также примеси TiO_2 в гидрофлогопитах примерно такое же, как и во флогопитах, не подвергшихся выветриванию. Выше указывалось, что флогопиты Ковдорского месторождения характеризуются преобладанием закисного железа над окисным; в гидрофлогопитах это соотношение становится обратным и в сильно гидратированных разновидностях почти все железо трехвалентное.

Содержание K_2O и Na_2O существенно уменьшается в полном соответствии со степенью гидратации слюды и колеблется по K_2O в пределах 8,5—0,5 вес. %; суммарное количество воды при этом возрастает с 3,5—4 до 15—20 вес. %. На термограммах гидрофлогопитов наблюдается ряд низкотемпературных эндотермических эффектов, не свойственных флогопитам, которые становятся все более отчетливыми по мере усиления степени гидратации. В слабогидратированной слюде появляется незначительный эндотермический эффект при 150—170° С, а при содержании 7—10% воды термограммы уже характеризуются тремя эндотермическими пиками (при 160—170, 270—290 и 850—900° С), характерными для собственно вермикулита.

Рентгеновский анализ образцов гидрофлогопита фиксирует наряду с межплоскостным расстоянием (001) около 10 Å, свойственным флогопиту, рефлекс (002) около 14 Å, являющийся для вермикулита диагностическим, причем интенсивность последнего возрастает с увеличением содержания в минерале воды. Эти данные свидетельствуют о переслаивании в гидрофлогопитах относительно крупных пачек флогопита и вермикулита в различных объемных соотношениях. А. П. Афанасьевым [1966] было также установлено, что в некоторых кристаллах на границе зон флогопита и вермикулита возникают смешаннослойные структуры, с тесным переслаиванием флогопита и вермикулита в отношении 1 : 1. На дифрактограммах в таких случаях фиксируется рефлекс около 24 Å, который интерпретируется как отражение от суммарного флогопит-вермикулитового пакета. При глубоком выветривании флогопитовые прослойки совершенно исчезают и слюда превращается в чистый вермикулит.

Таблица 44. Зависимость оптических свойств слюд Ковдорского месторождения от степени их гидратации

Минерал	Степень гидратации	Содержание, вес. %		$N_g \cong N_m$	N_p	$N_g - N_p$	$-2V$, град.
		H ₂ O	K ₂ O				
Флогопиды	—	3,5—4	10—9	1,620—1,600	1,575—1,560	0,044—0,033	2—6
Гидрофлогопиды	Слабая	4—8	9—7	1,610—1,595	1,570—1,550	0,042—0,036	6—12
	Средняя	8—12	7—5	1,600—1,560	1,560—1,530	0,040—0,030	12—15
	Сильная	12—16	5—1	1,560—1,545	1,535—1,520	0,033—0,025	—
Вермикулит	Очень сильная (полная)	16—22	1—0,0	1,545—1,538	1,525—1,515	0,028—0,020	15—20

Таблица 45. Среднее содержание основных окислов в минералах ряда флогопит — гидрофлогопит — вермикулит — сунгулит

Окислы	Флогопит (6 образцов)	Гидрофлогопит (4 образца)	Вермикулит (6 образцов)	Сунгулит (4 образца)
SiO ₂	38,54	35,73	34,44	43,74
TiO ₂	0,82	1,17	0,66	0,05
Al ₂ O ₃	14,64	16,69	13,67	0,99
Fe ₂ O ₃	2,67	3,88	6,07	1,12
FeO	3,78	2,59	0,58	0,24
MgO	24,27	21,49	23,14	38,69
Na ₂ O	0,83	0,30	0,11	0,29
K ₂ O	9,26	5,07	0,22	0,06
H ₂ O ⁺	4,17	5,95	9,90	12,81
H ₂ O ⁻	Нет	4,72	9,64	1,67

Вермикулит (собственно вермикулит, почти не содержащий щелочей) имеет золотисто-коричневый, золотисто-желтый или бурый цвет. В тонких пластинках совершенно прозрачен, очень мягок (твердость меньше единицы), слегка жирен на ощупь. Спайные пластинки вермикулита гибки, но не упруги, обычно рассецены сетью тонких трещин. Плотность минерала 2,2—2,3. Показатели преломления $N_g \cong N_m$ 1,538—1,545; N_p 1,515—1,525; двупреломление 0,020—0,028; оптический знак отрицательный; $2V$ в некоторых образцах достигает 15—20°.

Как было показано выше (табл. 42), в состав вермикулита входят (%): SiO_2 — 33—36, MgO — 20—26, Al_2O_3 — 12—16; почти все железо находится в окисной форме. Вермикулит существенно отличается от флогопита весьма низким содержанием щелочей, суммарно не превышающим 0,4—0,6%. Щелочные металлы, по-видимому, находятся здесь в сорбированном состоянии, причем сорбция натрия оказывается более предпочтительной [Афанасьев, 1966].

В некоторых образцах вермикулита устанавливается довольно существенная примесь CaO , наиболее значительная (до нескольких процентов) в образцах вермикулита из пироксеновых (богатых кальцием) пород.

Особенно характерно для вермикулита весьма высокое содержание воды, в сумме достигающее 20—23%. По кривым нагревания и потере в весе при прокаливании установлено, что основная часть воды является межпакетной и выделяется из минерала при относительно низких температурах (до 300—400° С). На термограммах вермикулита фиксируется три отчетливых эндотермических эффекта: при 140—180° С, когда выделяется «свободная» межпакетная вода, находящаяся в виде молекул H_2O ; при 260—280° С, что соответствует периоду выделения «связанной» воды, координирующей с ионами магния, и, наконец, при 900—930° С в связи с полным обезвоживанием минерала. Отделение гидроксильной воды при более низкой температуре, чем у флогопита, связано, как полагают, с изменениями, происшедшими в октаэдрических слоях при выветривании, в частности с окислением железа.

Высоким содержанием межпакетной воды обусловлена способность вермикулита расслаиваться (вспучиваться) при нагревании. Технология наиболее рационального обжига вермикулитов предусматривает быстрый прогрев, приводящий к удалению из минерала части межпакетной воды и слипанию слоев по периметру кристаллов, а затем создание сильного давления пара в герметически закупоренных «полостях», обеспечивающего взрывной характер вспучивания.

Следует отметить, что гидрофлогопиты, несмотря на меньшее содержание межпакетной воды, иногда вспучиваются сильнее, чем настоящий вермикулит. Некоторые исследователи объясняют это тем, что негидратированные прослой в кристаллах гидрофлогопитов играют роль устойчивого «каркаса», затрудняющего удаление всей межпакетной воды и этим способствующего созданию большего внутреннего давления образующегося пара. В суптулитизированных

участках месторождения вермикулит вспучивается хуже обычного, так как примазки сунгулита затрудняют расщепление минерала по плоскостям спайности.

На рентгенограммах вермикулита фиксируется серия базальных отражений с максимумом для (002) около 14 \AA . При прокаливании до 700°C этот рефлекс смещается до 9 \AA в связи с удалением межпакетной воды. В образцах с высоким содержанием кальция в качестве обменного катиона межплоскостное расстояние (002) увеличивается до 15 \AA [Афанасьев, 1966].

Сунгулит (кольский) принадлежит к группе серпентина, наиболее широко распространен в верхней зоне коры выветривания. Здесь он образует сеть прожилков и гнездообразные скопления среди бурых рыхлых масс, состоящих, как показали исследования, из гидрохлорита, сапонита, микрочешуйчатого сунгулита и гидроокислов железа.

Жильный сунгулит представлен плотными фарфоровидными массами и агрегатами червеобразных (причудливо изогнутых) кристаллов белого, кремового, реже светло-серого и желтоватого цвета. Эти червеобразные выделения, имеющие в поперечнике от 1—3 до 10 мм и в длину до 10—12 см, большей частью ориентированы перпендикулярно зальбандам жильных тел. Можно предполагать, что сунгулитовые, почти мономинеральные жилы, мощностью 0,3—0,5 м, образовались путем перетолжения мелкопрожилкового и микрочешуйчатого сунгулита, развивающегося непосредственно по вермикулиту, оливицу и отчасти по диопсиду. Сунгулит обволакивает кристаллы вермикулита со всех сторон, образует в них многочисленные чешуйчатые прослои по плоскостям спайности, и в конце концов вермикулит полностью замещается.

В нижних частях коры выветривания сунгулит встречается лишь в виде примазок и единичных мелких жилок, как правило, сопровождающихся бурыми оторочками. В монолитных (невыветрелых) оливинитах наблюдается очень редко. А. П. Афанасьев [1966] предполагает, что его единичные прожилки здесь образовались в результате вымывания в трещиноватые зоны магния и кремния из вышележащей коры выветривания.

По химическому составу (табл. 45) сунгулит отличается от вермикулита почти полным отсутствием глинозема, железа и щелочей. Вместе с тем в нем резко возрастает содержание кремнезема и магния.

Значительная примесь алюминия, обнаруженная в некоторых образцах сунгулита, по-видимому, связана с включениями вермикулита.

Сунгулит обладает спайностью в одном направлении перпендикулярно удлинению червеобразных выделений. Твердость минерала около 2. Во влажном состоянии сунгулит слегка жирен на ощупь. При длительном пребывании на воздухе в его агрегатах появляются трещины усыхания, а затем куски распадаются на мелкие обломки. Плотность около 2,3.

Оптические свойства сунгулита непостоянны. По имеющимся нашим измерениям и литературным данным [Соболев, 1947; Петров, Токмаков, 1963; Афанасьев, 1966], $N_g \cong Nm$ колеблется в пределах 1,534—1,554; $N_p = 1,526—1,540$; двупреломление от 0,008 до 0,0017; оптический знак положительный; $2V$ — малый. Некоторыми авторами минерал описывался как оптически отрицательный.

На термограммах сунгулита фиксируются характерные эффекты: эндотермический при 660—670° С и экзотермический — при 800—830° С. В большинстве образцов также отмечается относительно слабый эндотермический эффект при 130—135° С, связанный с выделением 1—3% низкотемпературной воды. Это является одним из отличий минерала от антигорита [Афанасьев, 1966].

Рентгеновское исследование показало тождественность сунгулита структурной разновидности серпентина, описанной как лизардит. Поскольку название «сунгулит» было введено значительно раньше и прочно вошло в литературу, целесообразно сохранить за минералом именно это название.

Гидрохлорит (иддингсит) установлен в составе продуктов выветривания оливина и диоксида, представляющих собой рыхлые массы бурого цвета. Наиболее значительно распространен в верхней зоне коры выветривания. Находится в смеси с сапонитом, сунгулитом и гидроокислами железа в различных количественных соотношениях в зависимости от состава исходной породы и степени ее выветрелости.

Гидрохлорит под микроскопом имеет характер микрочешуйчатой буроватой массы, нередко заполняющей промежутки между червеобразными выделениями сунгулита. Обладает высокой интерференционной окраской и значительно большим, чем у сунгулита, светопреломлением. По этим признакам ранее диагностировался как иддингсит [Кухаренко и др., 1965]. Принадлежность минерала к гидрохлориту была доказана А. П. Афанасьевым (1959), [1966], а также отмечалась М. Н. Чуевой (1960—1961 гг.).

На дифрактограммах образцов, содержащих описываемый минерал, фиксируется серия отражений, характерных для хлорита. Установлено, что минерал плохо окристаллизован. Отражение 14,3 Å при насыщении глицерином смещается и исчезает при нагревании до 550° С, т. е. значительно раньше, чем у нормального хлорита, чем доказывается принадлежность минерала к гидратированным разновидностям.

В шлифах наблюдалось замещение гидрохлорита сунгулитом и сапонитом с сопутствующим выделением гидроокислов железа. Гидрохлорит изучен недостаточно подробно, так как его не удается чисто отделить от других минералов.

Сапонит встречается в вермикулитовых рудах в виде плотной массы белого цвета, цементирующей зерна оливина, вермикулита, магнетита; образует примазки, также входит в состав рыхлых глинистых продуктов выветривания оливина и диоксида.

Сапонит, выделенный из глинистой фракции сильно выветрелого оливинита, был детально изучен А. П. Афанасьевым [1966]. Уста-

повнено, что минерал имеет микрочешуйчатое строение, агрегатно поляризует; средний показатель преломления находится в пределах 1,525—1,541. В электронном микроскопе агрегаты сапонита имеют вид хлопьев.

Химический анализ того же образца (аналитик Ю. П. Новикова) дал следующие результаты, вес. %: SiO_2 — 43,48; TiO_2 — 0,20; Al_2O_3 — 3,43; Fe_2O_3 — 7,20; FeO — 1,24; MnO — 0,26; CaO — 2,12; MgO — 20,94; K_2O — 2,19; Na_2O — 1,48; H_2O^+ — 8,71; H_2O^- — 7,45; п. п. п. — 2,34; сумма — 101,04.

Формула минерала, рассчитанная по этим данным, не вполне соответствует теоретической формуле сапонита, что свидетельствует о наличии в аналитированном материале механических примесей.

Рентгенограммы подтверждают принадлежность минерала к группе монтмориллонита, но характеризуются малой интенсивностью и расплывчатостью линий, что указывает на слабую окристаллизованность. На кривых нагревания наблюдаются характерные для сапонита эндотермические эффекты: наиболее интенсивный при 140—150° С, относительно слабый при 640 и весьма отчетливый при 840—850° С.

Суспензия минерала окрашивается метиленовым голубым в голубовато-зеленый цвет; хлористый калий вызывает изменение этой окраски до зеленой.

Монтмориллонит установлен А. П. Афанасьевым [1966] в глинистых продуктах выветривания монтичеллит-мелилитовых пород, в ассоциации с мелкозернистым гипергенным кальцитом. Диагностирован по рентгенометрическим данным и кривым нагревания. В вермикулитовых рудах присутствует, по-видимому, лишь в краевых частях месторождения, где в составе первичных пород присутствуют мелилит и нефелин. В существенно оливиновых породах, характеризующихся исключительно высоким содержанием магния и дефицитом глинозема, монтмориллонитовый минерал представлен в основном сапонитом.

Гидроокислы железа (гидрогетит, гидрогематит, лепидокрокит) распространены весьма широко, но самостоятельных скоплений обычно не дают, а находясь в смесях с сунгулитом, сапонитом и гидрохлоритом. Образуются в основном в результате выветривания оливина и других силикатных минералов.

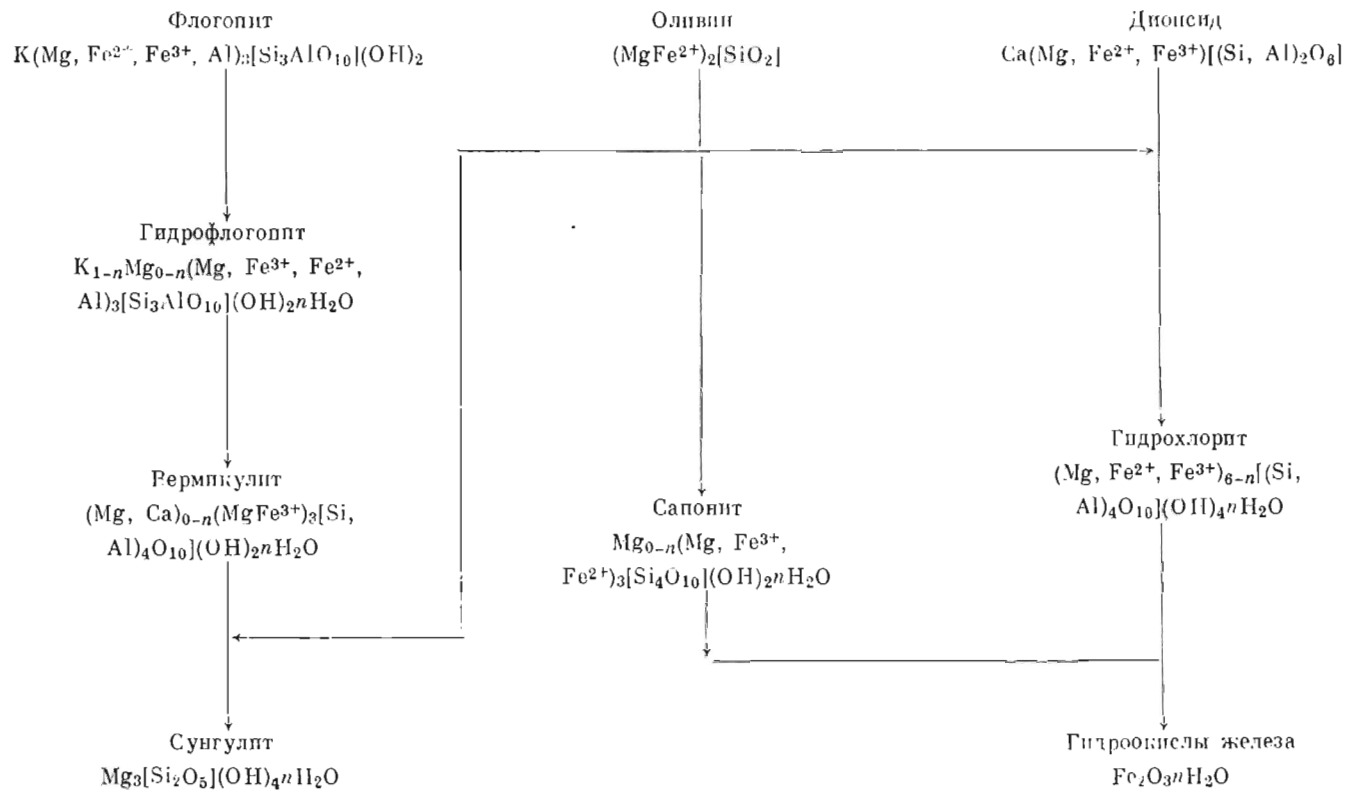
Куприт и ковеллин были встречены в аншлифах как продукты выветривания халькопирита.

Марказит образует частичные псевдоморфозы по пирротину, встречается редко; наряду с пирротинном в дальнейшем замещается гидрогетитом.

Гематит встречается в малых количествах как продукт изменения магнетита; развивается по трещинкам и в виде примазок.

Кальцит является продуктом выветривания различных кальцийсодержащих силикатов; также образуется путем переотложения гипогенного кальцита. В значительном количестве установлен в глинистых продуктах выветривания монтичеллит-мелилитовых пород в смеси с монтмориллонитом.

Схема взаимосвязи и последовательности образования главнейших минералов вермикулитовых руд.
по А. П. Афанасьеву [1966]. с некоторыми уточнениями



Малахит и *азурит* встречаются очень редко в участках, обогащенных сульфидами, в виде тонких примазок.

На приводимой ниже схеме показаны взаимосвязи и последовательность образования главнейших минералов вермикулитовых руд.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование вермикулитового месторождения обязано двум разновозрастным процессам, понимание которых одинаково важно для промышленной оценки месторождения. Один из них — флогопитизация, другой — формирование коры выветривания по флогопитовым породам и гидратизация в них флогопита. Как указывалось выше, выделяются два сравнительно мощных этапа флогопитизации. Первый этап связан с внедрением кольцевой интрузии щелочных пород и с формированием по оливинитам метасоматитов (слюдитов, слюдяно-пироксеновых пород, флогопитизированных и пироксенизированных оливинитов).

Наиболее богатые флогопитом метасоматиты тяготеют к тылам колонки, ближе к щелочным породам. Фронтальные части метасоматитов в направлении к оливинитовому ядру массива постепенно обедняются флогопитом. Флогопит этого этапа преимущественно мелкочешуйчатый, железистый. Размеры чешуек редко достигают 2—3 см, обычно 0,2—0,5 см в поперечнике.

Второй этап флогопитизации, имеющий наибольшее значение для формирования вермикулитового месторождения, связан с послемагматическим созреванием оливинитов, слюдяно-пироксеновых и мелилитовых пород, а также гранатовых скарнов. Для первой стадии этого этапа характерно образование флогопитовых залежей с зональным строением. Центральные части таких залежей сложены оливиновыми и флогопит-оливиновыми гигантозернистыми и пегматоидными породами, окаймленными крупнозернистыми флогопит-оливин-диопсидовыми породами, которые, в свою очередь, к периферии сменяются средне- и мелкозернистыми флогопит-диопсид-оливиновыми и флогопит-диопсидовыми породами.

В формировании таких залежей выделяется ряд стадий: 1) образование флогопит-оливиновых, флогопит-диопсид-оливиновых и флогопит-диопсидовых пород и их перекристаллизация, 2) оливинизация, 3) апатитизация, 4) карбонатизация. Повышенные концентрации флогопита в таких залежах приурочены к контактам оливинитов с мелилитовыми породами и гранатовыми скарнами. В сторону оливинитов содержание флогопита постепенно снижается. Учитывая эти особенности, на месторождении можно выделять зоны богатых руд, зоны мелкочешуйчатых или, наоборот, крупнопластинчатых вермикулитов. Богатые слюдой породы, как правило, располагаются на внешних флангах флогопитового комплекса, где они контактируют с мелилитовыми породами и гранатовыми скарнами.

Вторая стадия интенсивного слюдообразования связана с внедрением и последующим ослюдоением сиенитовых даек, особенно

в большом количестве приуроченных к меридиональному разлому в центральной части массива. Выше уже отмечалось, что при внедрении этих даек в контакте с оливинитом образуется зональная оторочка по схеме: сиенит → слюдит → диопсид → оливинит. Мощность слюдитовой оторочки обычно невелика и редко достигает 5—10 см. Однако обилие таких даек, местами образующих сложные штокверки, приводит к интенсивному ослюденению сравнительно крупных участков.

Третья стадия слюдообразования связана с карбонатитами. Последние в контакте со щелочными породами обычно сопровождаются флогопитовой оторочкой, мощность которой достигает десятков метров. Карбонатиты, залегающие в оливинитах и фенитах, практически не имеют флогопитовой оторочки.

С растворами, генетически связанными с карбонатитами, видимо, обусловлен мощный биметасоматоз даек щелочных пород с оливинитами. В результате некоторые дайки почти целиком преобразованы в мелкочешуйчатый слюдит. Полосовидные и линзообразные тела такого слюдита, мощностью до 2—5 м, иногда интенсивно сунгулитизированные, широко распространены в зоне меридионального разлома в центральной части массива.

Как видно, процессы образования флогопита разнообразны, однако основное значение для формирования вермикулитового месторождения имеет I стадия второго этапа флогопитизации. Все наиболее крупные залежи вермикулитовых руд расположены во флогопитовом комплексе послемагматического этапа. Собственно вермикулит связан уже с гипергенным процессом, приведшим к образованию мощной коры выветривания на флогопитоносных породах и интенсивной гидратации флогопита. Приуроченность вермикулита только к коре выветривания отмечалась издавна многими исследователями (Шалимов, Златкинд, 1941; Н. А. Волотовская, 1953; [Сидоренко, 1956, 1958] и др.).

Методика поисковых и разведочных работ на вермикулит с самого начала исходила из этих представлений и ставила задачи изучения строения коры выветривания и распределения в ней вермикулита. Однако тесная пространственная и генетическая связь вермикулита с сунгулитом, гидротермальный генезис которого в то время ни у кого не вызывал сомнения, давала основания некоторым геологам [Боровиков, Львова, 1960; Терновой, 1960] считать, что вермикулит на Ковдорском массиве образуется как в гидротермальных, так и в гипергенных условиях. Впоследствии исследованиями В. П. Петрова и П. П. Токмакова [1963] и А. П. Афанасьева (1963), [1966] установлено, что сунгулит также относится к гипергенным образованиям. Решающим подтверждением этой точки зрения, как показали последующие поисково-разведочные работы, является заметное снижение степени сунгулитизации с глубиной и почти полное отсутствие сунгулита в невыветрелых моноклиновых породах.

В пользу гипергенного генезиса вермикулита и сунгулита свидетельствуют: 1) постепенное снижение степени гидратации флогопита

с глубиной, 2) отсутствие гидратизированных слюд в невыветрелых монолитных породах, 3) четко выраженная на многих участках вертикальная зональность коры выветривания: к верхним горизонтам приурочены вермикулитовые руды с повышенной степенью дезинтеграции, ниже они сменяются гидрофлогопитовыми рудами с заметно меньшей степенью дезинтеграции, еще ниже залегают грубодезинтегрированные породы со слабыми следами гидратизации флогопита и, наконец, еще ниже монолитные породы с неизменным флогопитом, 4) направленный процесс изменения по схеме: флогопит → гидрофлогопит → вермикулит → сунгулит.

Преимуществом жильное (штокерное) залегание сунгулита, на наш взгляд, объясняется не только трещинным типом коры выветривания, но и тем, что сунгулит легче всего развивается по слюде, образующей многочисленные жилы в оливинитах и щелочных породах.

В глубоких траншеях и горных выработках наблюдался переход сунгулитовых жил с глубиной в вермикулитовые, а последних — во флогопитовые. Об этом свидетельствуют также постоянные оторочки в контактах даек щелочных пород с оливинитами, сложенные на глубине флогопитом, а в коре выветривания — вермикулитом или сунгулитом.

Слюдяные жилы и контакты служили каналами циркуляции поверхностных вод. Благодаря этому процессы выветривания проникали здесь на большую глубину, достигающую нескольких сотен метров. Этим и объясняется наличие вермикулитовых и сунгулитовых жил среди слабо выветрелых или совершенно неизмененных пород.

Если процесс гидратизации слюды представляет собой непрерывный и постепенный переход от слабо гидратизированных до более гидратизированных разновидностей, то образование сунгулита представляет собой качественный скачок, при котором не только перестраивается кристаллическая решетка минерала (из трехслойной в двухслойную), но и выносятся такие инертные компоненты, как глинозем и железо. Вадозные растворы, просачиваясь по оливинитам, были недосыщены глиноземом и обогащены магнием. Это способствовало выносу Al_2O_3 и накоплению в коре выветривания MgO .

С этих позиций можно объяснить приуроченность сунгулита только к ослюденелым ультрабазитам и отсутствие его в коре выветривания гнейсов, где нередко вермикулит имеет широкое площадное развитие.

ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ ВЕРМИКУЛИТОВЫХ 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 приурочен к сунгулитовой зоне и 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%.

Концентраты характеризуются низким качеством. Плотность обожженного концентрата превышает 200 кг/м^3 и достигает $500—600 \text{ кг/м}^3$. Следует отметить, что слюда в этих рудах отличается высокой степенью гидратизации и представляет собой типичный вермикулит. Однако в связи с пропитыванием чешуек вермикулита сунгулитом, играющего своего рода роль цемента, вспучивание их при обжиге происходит не полностью. Промышленное значение этих руд невелико.

Собственно вермикулитовый тип руды располагается по периферии сунгулитовой зоны и приурочен здесь к верхним горизонтам коры выветривания. Мощность вермикулитовой зоны в непосредственной близости от сунгулитовых образований достигает 100 м и более. К периферии вермикулитовая зона выклинивается. Средняя мощность зоны по отдельным участкам составляет 15—20 м.

Руда хорошо обогащается (извлечение 80—90%, содержание в концентрате 90—98%), концентрат характеризуется высоким качеством и имеет большое промышленное значение.

Гидрофлогопитовые руды подстилают вермикулитовые руды, а на периферии ослюденелых пород выходят на поверхность. Мощность гидрофлогопитовых руд колеблется от 1—2 до 30—40 м. Средняя мощность гидрофлогопитовых руд на участках, сопряженных с вермикулитовым типом руд, составляет 10—20 м, а на периферии обычно не превышает нескольких метров. Ниже по разрезу они сменяются зоной дезинтеграции. Руды обогащаются аналогично вермикулитовым рудам, характеризуются удовлетворительным качеством и, так же как и вермикулитовые руды, представляют основной промышленный интерес.

Средний гранулометрический состав руд по типам характеризуется в табл. 46.

Приведенные данные отражают общую закономерную изменчивость профиля коры выветривания. Наибольшим содержанием мел-

Таблица 46. Гранулометрический состав

Тип руды	Фракции, мм				
	более 10	10—3	3—1	1—0,5	менее 0,5
Сунгулит-вермикулитовый	7.40	21.71	18.18	13.52	39.19
Вермикулитовый	4.17	14.97	18.05	16.66	46.15
Гидрофлогопитовый	6.36	17.30	18.21	16.30	41.83

ких классов (менее 0,5 мм) характеризуются собственно вермикулитовые руды, наименьшим — гидрофлогопитовые. Гранулометрический состав сингулитовых руд отражает характер процессов в зоне химического выветривания, где параллельно с изменением минерального состава руд происходит некоторое уплотнение первоначально дезинтегрированных пород.

Гидропипеметаллоруд провел ситовой анализ мелких классов руд вермикулитового типа на материале технологических проб, отобранных с северо-западного участка месторождения. По данным Р. Ф. Афанасьевой, получен следующий состав мелких классов (табл. 47).

Таблица 47. Состав мелких классов

Класс крупности, мм	Проба 1		Проба 2		Проба 3		Проба 4	
	от класса 0,1—0 мм	от исходной пробы	от класса 0,1—0 мм	от исходной пробы	от класса 0,1—0 мм	от исходной пробы	от класса 0,1—0 мм	от исходной пробы
100—74	22,9	3,28	11,75	1,92	31,73	5,21	18,81	3,33
74—60	14,00	2,02	12,84	2,40	6,06	1,00	12,75	2,25
60—40	15,66	2,25	17,84	2,92	14,47	2,38	23,96	4,24
40—30	16,95	2,43	14,74	2,41	13,65	2,24	7,91	1,40
30—20	8,10	1,16	6,39	1,05	8,11	1,33	9,02	1,59
20—10	13,35	1,91	21,93	3,59	15,68	2,58	18,01	3,18
10—5	6,49	0,93	11,34	1,86	6,54	1,08	6,66	1,18
5—0	2,49	0,35	3,17	0,52	3,77	0,62	2,88	0,57
Всего	100,00	14,33	100,00	16,37	100,01	16,44	100,00	17,74

Как видно из приведенных данных, содержание фракции менее 10 мм в пробах колеблется в пределах от 1,70 до 14,51%, т. е. руды месторождения практически не содержат глинистых фракций, влияющих на технологию обогащения руд.

Содержание вермикулита в рудах месторождения колеблется в широких пределах — от 5—6 до 30%. При этом характер распределения его позволяет проводить оконтуривание и промышленную обработку богатых и бедных руд отдельно. Проект промышленной отработки месторождения I очереди учитывает вовлечение в эксплуатацию только богатых руд.

Для этого на месторождении выделены два крупных первоочередных участка со средним содержанием вермикулита не менее 20%. Один из них (западный) представлен вермикулитовыми и ниже залегающими гидрофлогопитовыми рудами, другой (восточный) преимущественно гидрофлогопитовыми рудами.

В табл. 48 дается средняя характеристика качества богатых руд по природным типам на северо-западном участке, где намечается

проводить добычу вермикулита в течение ближайших 15—20 лет.

Распределение вермикулита по классам приведено в табл. 49.

Приведенные данные показывают, что содержание слюды в рудах Ковдорского месторождения в пределах богатых участков в среднем составляет около 20% по основным промышленным типам руд. 70% всего вермикулита представлено чешуйками и табличками

Таблица 48. Характеристика руд

Тип руды	Содержание слюды, %, по фракциям, мм				
	крупнее 10	10—3	3—1	1—0,5	менее 0,5
Сунгулит-вермикулитовый	0,88	15,97	20,48	26,80	9,48
	0,06	2,17	3,07	3,88	4,75
Вермикулитовый	34,16	33,22	25,14	23,06	12,21
	1,28	4,16	4,54	3,82	6,02
Гидрофлогопитовый	31,24	27,89	21,05	19,53	13,75
	1,78	4,31	4,08	3,16	5,75

Примечание. В числителе дробей — содержание слюды в классе, в знаменателе — в руде.

Таблица 49. Гранулометрический состав слюды, отн. %

Тип руды	Фракции, мм					
	крупнее 10	10—3	3—1	крупнее 1	1—0,5	менее 0,5
Сунгулит-вермикулитовый	0,43	15,58	22,04	38,05	27,86	34,09
Вермикулитовый	6,46	20,99	22,91	50,36	19,27	30,37
Гидрофлогопитовый	9,33	22,59	21,38	53,30	16,56	30,14

размером крупнее 0,5 мм. Таким образом, мелкие фракции гидратированных слюд, которые в настоящее время пользуются весьма ограниченным спросом в промышленности, в рудах месторождения имеют подчиненное значение.

Содержание вермикулита по классам крупности, как показывает табл. 49, весьма неравномерно. В классах крупнее 0,5 мм оно составляет 20—40%, тогда как во фракции менее 0,5 мм — 10—14%. Эти данные говорят за то, что путем грохочения исходной вермикулитовой руды по крупным классам возможно получение промпродукта с содержанием вермикулита в 1,5—2 раза выше, чем в исходной руде.

Промышленная ценность гидратированных слюд определяется их способностью увеличиваться в объеме после обжига. Поэтому для оценки качества служит плотность слюды после обжига в насыпном состоянии. Средняя плотность обожженных гидрослюды по типам руд Ковдорского месторождения приведена в табл. 50. Приведенные

Таблица 50. Средняя объемная масса вермикулита, кг/м³

Тип руды	Фракции, мм				
	крупнее 10	10—3	3—1	1—0,5	менее 0,5
Сунгулит-вермикулитовый	91	115	128	156	210
Вермикулитовый	101	113	135	167	215
Гидрофлогопитовый	112	135	157	183	218

характеристики получены при обжиге гидрослюд в муфельной печи при температуре 850—900° С и продолжительности обжига 3 мин.

Несколько иная характеристика качества ковдорского вермикулита получена в полупромышленной трубчатой печи конструкции Уралнистройпроекта. В настоящее время проведен полупромышленный обжиг концентратов только для вермикулитового типа руд, и с этой целью были испытаны четыре валовые технологические пробы с северо-западного участка месторождения. При проведении испытаний обжигу подвергались валовые концентраты вермикулита крупнее и мельче 0,5 мм. Результаты испытаний приведены в табл. 51.

Таблица 51. Объемная масса вермикулита, кг/м³

Номер пробы	Фракции, мм	
	крупнее 0,5	мельче 0,5
1	90	162
2	100	151
3	120	158
4	116	160
Среднее	107	158

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы: плотность обожженных гидрослюд Ковдорского месторождения в зависимости от типа руд и крупности фракции колеблется в пределах от 90 до 250 кг/м³. Наименьшей плотностью обладают собственно вермикулиты. Валовый концентрат вермикулита крупностью более 0,5 мм имеет плотность после обжига в муфельной печи около 135 кг/м³, при обжиге в трубчатой печи, где вспучивание вермикулита протекает более эффективно, 112 кг/м³. По данным лабораторных определений плотность после обжига валового концентрата крупнее 0,5 мм — около 150 кг/м³. В трубчатой печи данный тип вермикулита не обжигался.

Из характеристики плотности вспученного вермикулита по фракциям видно, что крупные классы вермикулита характеризуются

значительно меньшей (в 1,5—2 раза) плотностью по сравнению с мелкими классами. Возможно, это объясняется несовершенством условий вспучивания, так как степень гидратации мелких и крупных классов вермикулита одинакова. Это предположение подтверждается данными табл. 51, где приведена характеристика плотности вермикулита, вспученного в полупромышленной трубчатой установке. Здесь разница между плотностью мелких и крупных классов вспученного вермикулита не является столь резкой, как по данным лабораторных определений.

Известно, что вермикулит в процессе обжига полностью утрачивает межпакетную (свободную) воду, и вспученный продукт имеет поэтому закономерно меньший вес по сравнению с исходным вермикулит-сырцом. Как показывает табл. 52, чем выше степень гидратации и качество вермикулита, тем значительнее его потери в весе после обжига.

Таблица 52. Потери вермикулита в весе после обжига, %

Тип руды	Фракция, мм			
	Крупнее 10	10—3	3—1	1—0,5
Сувгулит-вермикулитовый	16,5	16,3	14,7	14,8
Вермикулитовый	16,5	16,2	15,8	14,2
Гидрофлогопитовый	7,0	8,4	10,2	10,7

Плотность и влажность руд определялись по горным выработкам — контрольным глубоким шурфам. Средняя плотность руд в пересчете на сухой вес составляет $2,2 \text{ т/м}^3$, а влажность, отнесенная к сухому весу, — 10,9%. Средний коэффициент разрыхления равен 1,5.

Обогатимость вермикулитовых руд Ковдорского месторождения изучали в Механобре и Гипронинеметаллоруде. Исследования показали, что руды месторождения успешно обогащаются с помощью методов воздушной сепарации, гравитации на отсадочных машинах, концентрационных столах и в тяжелых суспензиях.

При проектировании строящейся на месторождении обогатительной фабрики производительностью 56 тыс. т вермикулитового концентрата в год была использована технологическая схема, предложенная Гипронинеметаллорудом (Р. Ф. Афанасьева, 1965). По этой схеме предусматривается получение вермикулитовых концентратов крупностью +13 (15) мм, на ленточном сепараторе и крупностью —13 (15) + 3 и —3 + 0,5 мм — на отсадочных машинах. В том случае, если некондиционный вермикулит мельче 0,5 мм будет также пользоваться спросом в промышленности, то при соответствующей регулировке обогатительного оборудования можно проводить обогащение вермикулита крупностью до 0,2—0,3 мм. Попутно в процессе обогащения намечается также извлекать магнетит.

Применяемый для обогащения крупных классов ленточный сепаратор позволяет получить вермикулитовый концентрат с содержанием 89—98% слюды при извлечении 78—93%. Руду, поступающую на отсадку, предусматривается разделять на два класса крупности: —13 (15) + 3 и —3 + 0,5 мм. Рациональность такого разделения вытекает из опыта работы опытной обогатительной фабрики, функционирующей на месторождении с 1963 г.

При выборе технологической схемы и проектировании Ковдорской обогатительной фабрики вермикулита было взято наиболее высокопроизводительное оборудование, в частности отсадочные машины с пневматическим приводом, которые имеют комбинированную разгрузку тяжелого продукта: под решето и под порог. Выбор данного оборудования обусловлен тем, что в вермикулитовой руде Ковдорского месторождения содержится около 80% пустой породы, которая должна быть выделена уже в первую стадию обогащения, что уменьшит нагрузку на следующие (перечистные) камеры.

Ожидаемый баланс продуктов обогащения по предложенной технологической схеме приводится в табл. 53.

Таблица 53. Баланс продуктов обогащения

Продукты	Выход. %	Содержание. %	Извлечение. %	Производительность. т/год
Концентрат +13 мм	0,80	90,00	5,15	3 600
То же, —13+3 мм	4,00	91,50	26,50	18 000
То же, —3+0,5 мм	3,13	88,00	19,65	14 085
Концентрат 1 сорта (крупн. более 1 мм)	7,93	89,50	51,30	35 685
Концентрат 2 сорта (крупн. —1+0,5 мм)	4,00	87,70	25,00	18 000
Концентрат 3 сорта (крупн. —0,5 мм)	0,60	89,50	3,5	2 700
Всего концентрата	12,53	88,90	79,80	56 385
Отходы	8,47	3,25	20,20	393 615
Исходная руда	100,00	14,00	100,00	450 000

Согласно технико-экономическому расчету, выполненному с учетом указанной технологической схемы, себестоимость обогащения 1 т суммарного вермикулитового концентрата составляет около 12 руб. (Р. Ф. Афанасьева, 1965).

ЗАПАСЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение разведано в 1958—1961 гг. По данным разведки в 1961 г. ГКЗ утверждены запасы вермикулита в количестве 44,8 млн. т, в том числе по категории В—3,9, С₁—19,0, С₂—21,9. Запасы категории С₂ относятся в основном к гидрофлогопитовым рудам

низкого качества и в настоящее время не представляют большой ценности.

Запасы категории В и С₁ по типам руд и качеству распределяются следующим образом (табл. 54).

Таблица 54. Запасы вермикулита по типам руд, млн. т

Категория запасов	Типы руд			
	богатые (20%)	средние (10—20%)	бедные (5—10%)	Итого
В	1,3	1,6	1,0	3,9
С ₁	6,1	7,3	5,6	19,0
Всего В+С ₁	7,4	8,9	6,6	22,9

Крупные масштабы месторождения позволяют ориентировать работу обогатительных фабрик только на богатых рудах, что должно обеспечить эффективную эксплуатацию месторождения. Следует отметить, что в настоящее время детально разведано только два участка богатых руд: северо-западный и северо-восточный, с общими запасами вермикулита 0,5 млн. т и гидрофлогопита 0,8 млн. т. В целях более полного обеспечения строящейся обогатительной фабрики запасами богатых руд, а также для более полного выявления потенциальных возможностей месторождения нам представляется необходимым продолжить разведочные работы, ориентируя их прежде всего на выявление и оконтуривание богатых вермикулитовых руд. Первоочередными объектами разведочных работ являются восточный участок, расположенный непосредственно у северо-восточной окраины г. Ковдор, и юго-западный участок, расположенный у поселка геологов. Первый из них характеризуется преобладанием собственно вермикулитовых руд, запасы которых можно оценить в 1,0—1,5 млн. т, а второй — богатыми гидрофлогопитовыми рудами, с запасами 2—3 млн. т.

ВОПРОСЫ РАЗВЕДКИ И ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава VIII. РАЗВЕДКА ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ. ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ. ЦЕНЫ

Флогопит наравне с мусковитом используется в производстве электроизоляционных изделий. Благодаря наличию крупных запасов флогопита и более низкой себестоимости его добычи удельный вес потребления флогопита в СССР непрерывно возрастает.

В отличие от мусковита, значительная и лучшая часть которого используется для производства радиодеталей и конденсаторной слюды, весь флогопит перерабатывается на щипаную слюду, из которой изготовляют клееные электроизоляционные изделия — миканиты. Последние представляют весьма обширную и разнообразную по способу изготовления и назначению группу материалов, из которых наибольшую ценность для нашей промышленности составляют микалента, микафоллий, гибкий, формовочный и коллекторный миканиты. Для производства этих видов изделий требуется крупноразмерная щипаная слюда, с высокими физико-механическими и электротехническими свойствами.

Обработка слюды от природных кристаллов до фабричной продукции — многостадийный и весьма трудоемкий процесс. Выделяются два этапа обработки слюды: рудничный и фабричный.

До 1950 г. каждый из этих этапов включал в себя следующие операции.

Рудничный. В первую стадию из добытой жильной массы извлекался так называемый *забойный сырец* (все кристаллы слюды площадью более 4 см^2). В забойном сырце допускается 5% посторонних примесей и 5% слюды мельче 4 см^2 .

Во вторую стадию *забойный сырец* обрабатывался до *колотой слюды*, под которой понимались пластинки произвольного контура, толщиной от 0,1 до 2 мм, с полезной площадью не менее 4 см^2 . Колотая слюда являлась конечной продукцией рудника. Трещины и проколы в колотых подборах могут располагаться в любом месте, а количество и размеры их не регламентируются.

Колотые подборы по размеру полезной площади, определяемой по вписанному прямоугольнику с соотношением сторон от 1 : 1 до 1 : 3, разделяются на 8 номеров:

Номер колотых подборов	Величина полезной площади, см ²
1	Более 150
2	90—150
3	65—90
4	40—65
5	20—40
6	10—20
7	6—10
8	4—6

Фабричный этап обработки слюды заключался в производстве из колотой слюды вначале очищенных подборов (пластинки слюды с полностью удаленными трещинами, проколами и калеными краями), а затем щипаной слюды или подборов специального назначения.

С 1950 г. схема обработки слюды коренным образом перестроена (см. схему).

Забойный сырец на рудниках подвергается обработке, в результате чего получают промышленный сырец. Согласно прейскуранту № 06—06 оптовых цен на продукцию слюдяной промышленности (1963) под промышленным сырцом понимают кристаллы слюды произвольного контура, имеющие на каждой из сторон полезную площадь не менее 3 см². Под полезной площадью понимается площадь слюды без трещин, проколов, минеральных включений и т. д. В зависимости от размера кристаллов промышленный сырец делят на 3 или 4 группы (табл. 55).

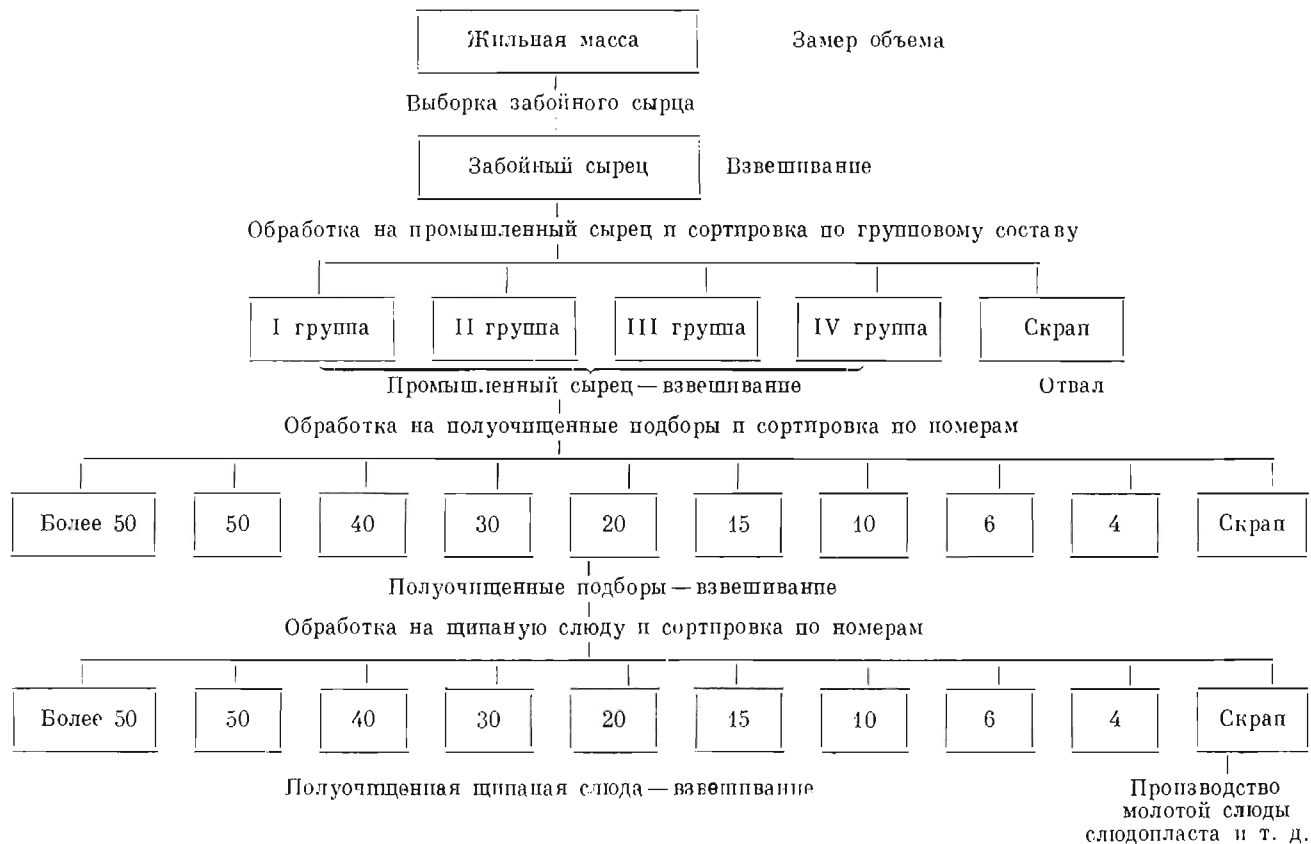
Таблица 55. Площадь кристаллов, см²

Группы промышленного сырца	1 способ деления на группы	2 способ деления на группы
I	100 и более	100 и более
II	50—100	50—100
III	4—50	25—50
IV	Не выделяется	4—25

Выход промышленного сырца выражается в процентах от веса забойного сырца. По различным месторождениям он колеблется от 10—20 до 70—80%.

На Алданских месторождениях флогопита вместо промышленного получают обогащенный сырец, под которым подразумевают кристаллы произвольного контура, имеющие общую площадь не менее 4 см². Обогащенный сырец отличается от промышленного тем, что на кристаллах слюды полезная площадь не выявляется. Опыт показывает, что переработка забойного сырца в обогащенный на некоторых месторождениях связана с меньшими затратами, чем переработка в промышленный сырец и, что наиболее существенно, при этом повышается общий коэффициент извлечения деловой слюды. Это объясняется тем, что полезная площадь выявляется на рудниках

Схема промышленной обработки флогошита



Рудничный этап

Фабричный этап

путем раскола слюды ножом. При этом удаляется не только мелкая, но и часть крупной слюды в скрап. Выход обогащенного сырца, естественно, выше, чем промышленного. Этот способ обработки заслуживает изучения и распространения на другие флогопитовые месторождения.

Промышленный или обогащенный сырец является конечной продукцией рудника. Оптовые цены на него зависят от месторождения и группы. Согласно прейскуранту № 06—06 (1963) установлены следующие оптовые цены для рудников (табл. 56).

Таблица 56. Цена за 1 т по группам, руб.

Продукция и месторождение	Группы		
	I	II	III
Обогащенный сырец Алданских месторождений, кроме рудников Леглиер и Неакуя	2700	1600	500
То же, рудников Неакуя и Леглиер	400	300	130
Промсырец Слюдяных месторождений	4300	2600	750
Промсырец Ковдорского месторождения	2500	1500	450

На фабрике также выделяются две стадии обработки поступающего с рудника промышленного (обогащенного) сырца. В первую стадию слюда обрабатывается на полочищенные подборы, под которыми понимаются пластинки слюды толщиной от 0,1 до 1 мм. Трещины и проколы в полочищенных подборах допускаются только с краев и не далее $\frac{1}{4}$ поперечника пластинки. Из одного колотого подбора могут быть получены несколько полуочищенных. Весовой выход полуочищенных подборов всегда ниже выхода колотых. Однако снижение этого выхода весьма непостоянное даже в пределах отдельных слюдяных жил.

Обработка слюды на очищенные подборы производится редко и только для специальных целей.

подавляющая часть флогопита (более 95%) обрабатывается на полуочищенные подборы. Выход полуочищенных подборов от промышленного (обогащенного) сырца в зависимости от природных особенностей кристаллов слюды колеблется от 10—20 до 60—80%.

Полуочищенные подборы на 2-й стадии фабричной обработки перерабатываются на полочищенную щипаную слюду, являющуюся конечной продукцией фабрики.

В зависимости от толщины и среднего пробивного напряжения щипаная слюда разделяется на две группы:

Группы щипаной слюды	Толщина пластинок, мм	Среднее пробивное напряжение, кг
I	15 ± 5	1,8
II	25 ± 5	3,2

От характера поверхности щипаная слюда делится на 3 сорта: 1 сорт — с ровной или слабо волнистой поверхностью, 2 сорт — с волнистой и слабо морщинистой поверхностью, 3 сорт — с морщинистой поверхностью.

Выделяют обычную щипаную слюду (флогопит), не изменяющую цвета и не вспучивающуюся при нагреве до 150° С, и нагревостойкую, не изменяющую цвета и не вспучивающуюся при нагреве до 250—450° С.

Так же как и полуочищенные подборы, щипаная слюда в зависимости от площади разделяется на 9 номеров. Разделение на номера и отпускные цены каждого номера указаны в табл. 57.

Таблица 57. Отпускные цены за 1 кг щипаной слюды (нагревостойкий флогопит), руб.

Номера щипаной слюды	Площадь, см ²	Сорта			
		Ia	I	II	III
50	Более 50	60	48	39	12
40	40—50	52,50	42	34	10,50
30	30—40	45	36	29	9
20	20—30	37,50	30	24	7,50
15	15—20	30	24	19	6,0
10	10—15	—	18	14	4,50
6	6—10	—	7	5—50	1,85
4	4—6	—	—	—	1,85
0,5	0,5—4	—	—	—	0,45

Щипка слюды, так же как и обработка забойного и промышленного сырца, производится преимущественно вручную. Лишь щипка малоценных мелких номеров 6 и 4 механизирована. Выход щипаной слюды от подборов более или менее постоянный. Для сибирских месторождений он составляет 80, а для Ковдорского — 90% от общего веса подборов. В связи с этим выход полуочищенных подборов обычно достаточно и надежно позволяет судить о выходе конечной продукции слюдяной промышленности — щипаной слюды.

Такое изменение схемы обработки слюды в промышленных условиях позволило, во-первых, резко увеличить выход конечной продукции. По данным Н. Г. Зеликмана (1968), выход деловой слюды от забойного сырца увеличился с 4,5—6,0 до 9—10%, т. е. почти вдвое. Во-вторых, сосредоточение трудоемких операций по обработке слюды на крупных механизированных предприятиях в условиях огромного роста добычи слюды, достигшего 10-кратного увеличения за последние 25 лет, позволило высвободить огромные трудовые ресурсы на рудниках и более чем вдвое увеличить производительность труда на слюдяных фабриках.

Заслуживают внимания вопросы дальнейшего совершенствования обработки слюды и утилизации слюдяных отходов. В частности, весьма перспективным представляется опыт комбината «Алданслюда»,

поставляющего фабрикам не промышленный, а обогащенный сырец. Кроме увеличения выхода конечной продукции этот способ позволит использовать для промышленных целей большую массу слюдяного скрапа, на основе которого в настоящее время Лентипропинеметаллорудом освоено производство высококачественных электроизоляционных материалов — слюдопластов, а институтом ВЭИ — слюдинитов.

РАЦИОНАЛЬНАЯ СХЕМА ОБРАБОТКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ

1

Как было показано выше, схема обработки слюды в промышленных условиях подвергалась неоднократному изменению. Для полной оценки слюдяного месторождения необходима всесторонняя качественная характеристика сырья, т. е. нужны достаточно надежные данные по содержанию забойного сырца, выходу и групповому составу из него промышленного сырца, выходу и номерному составу подборов и щипаной слюды. Только при наличии этих данных можно грамотно планировать трудовые затраты по обработке слюды и выход конечной продукции.

Вместе с тем методика обработки геологических проб не отвечает указанным задачам. До 1948 г. по геологическим пробам определялось только содержание забойного сырца. По мере развития слюдяной промышленности и расширения сырьевой базы и с целью более рационального использования слюды и упорядочения затрат на добычу и переработку выявилась необходимость учитывать не только количество (содержание), но и качество слюды отдельных месторождений.

В 1948 г. Г. Г. Родионов предложил определять выход колотых подборов и так называемый балансовый показатель ($кг \cdot см^2/м^3$), который представляет собой сумму произведений веса каждого номера колотой слюды на среднюю полезную площадь этого номера, получаемого из $1 м^3$ жильной массы.

Такая методика обработки геологических проб хотя и не давала всего комплекса данных, но была оправданной, так как продукцией рудника являлись колотые подборы и геологическое опробование позволяло планировать объемы добычи и затраты на их производство.

С этого времени методика обработки геологических проб не изменилась. Качественная характеристика слюды на геологоразведочных работах дается по следующим показателям: а) содержание забойного сырца, $кг/м^3$, б) выход промысла, % от забойного сырца, и его групповой состав, в) выход колотых подборов и балансовый показатель, $кг \cdot см^2/м^3$.

Если первые два показателя необходимы для планирования затрат и реализации продукции на добычу и переработку слюды на рудниках, то третий показатель, определение которого, кстати, связано с наибольшими затратами и временем, является бесполезным.

Определение выхода колотых подборов и балансового показателя вызывает вполне справедливые возражения со стороны производственных организаций. Получая от геологов качественную характеристику по колотым подборам и балансовому показателю, промышленность не может планировать сортность слюды, ее назначение и выход полуочищенных подборов и, соответственно, не может планировать затраты на обработку и себестоимость продукции. Признавая ненормальность создавшегося положения, геологические организации в последние годы предприняли попытки найти переходный коэффициент от колотой к полуочищенной слюде. Однако эта задача до настоящего времени не решена. По нашему мнению, положительное решение этой проблемы невозможно, так как постоянных коэффициентов не существует. Большое количество факторов влияют на соотношение колотой и полуочищенной слюды — размеры слюды, их природные физические особенности, трещиноватость, ельчатость, минеральные вростки и т. д. Поэтому каждому месторождению или жиле присущи свои переходные коэффициенты.

Непригоден балансовый показатель и для сравнительной оценки ряда слюдяных жил и месторождений, так как он совершенно не учитывает качество слюды и ее промышленное назначение, а значит, и ценность руды. Так, например, 1 кг конденсаторного мусковита размера 20 имеет цену в 6 раз ниже, чем 1 кг телевизионного мусковита того же размера. Щипаный термостойкий флогопит 1 сорта в 1—2,5 раза дороже нетермостойкого щипаного флогопита 2 сорта, хотя в обоих случаях балансовый показатель будет одинаков.

Кроме того, балансовый показатель не увязан с существующим преysкурантом цен на слюду и не отражает истинной ценности слюды.

В табл. 58 приводится стоимость термостойкого флогопита 2 сорта в зависимости от размера.

Таблица 58. Стоимость 1 кг · см² слюды

Показатели	Помер слюды по размеру							
	50	40	30	20	15	10	6	4
Цена за 1 кг, руб	39	34	29	24	19	14	5,50	1,85
Цена за 1 кг · см ² (балансовый показатель)	0,74	0,85	0,97	1,2	1,27	1,4	0,91	0,46

Из таблицы видно, что при одном и том же балансовом показателе фактическая цена слюды различается в 2—3 раза. Если же учесть, что балансовый показатель совершенно не учитывает сортности и нагревостойкости, то эта разница может быть еще более значительной. В. М. Борзунов [1965], справедливо критикуя недостатки балансового показателя как критерия оценки качества слюды, предлагает пользоваться поправочным коэффициентом к балансовому показателю, учитывающим качество слюды.

Поправочный коэффициент он предлагает определять по следующей формуле:

$$K = a_1c_1 + a_2c_2 + \dots + a_nc_n + c_{щ-2},$$

где a_1, a_2, \dots, a_n — отношение стоимости 1 кг изделий данного назначения к стоимости 1 кг щипаной слюды 2 сорта; c_1, c_2, \dots, c_n — выход слюды, пригодной для данного назначения; $c_{щ-2}$ — выход щипаной слюды 2 сорта.

Однако, как указано выше, поправка балансового показателя только с учетом назначения слюды не устраняет полностью его дефекты.

Авторы предлагают полностью отказаться от использования балансового показателя как весьма недостоверного и громоздкого по методике исчисления. Для сравнительной характеристики качества слюды различных месторождений предлагается вычислять содержание подборов, приведенных к одному из стандартных размеров слюды определенного качества. Этот прием в принципе не нов и давно уже успешно используется при качественной оценке асбестовых и многих других полезных ископаемых неоднородного качества.

Приведение различных номеров подборов различного качества к одному номеру определенного качества предлагается производить пропорционально их преysкурантной цене. Пример расчета переводных коэффициентов для нагровстойкого флогопита 2 сорта, где за стандарт принята слюда размера 20, приводится в табл. 59.

Таблица 59. Расчет переводных коэффициентов

Размер щипаной слюды (ГОСТ 3028—68)	Отпуская цена за 1 кг (преysкурант 06—06 1963 г.), руб.	Переводной коэффициент
50	39,00	1,62
40	34,00	1,41
30	29,00	1,20
20	24,00	1
15	19,00	0,8
10	14,00	0,6
6	5,50	0,23
4	1,85	0,07

Содержание подборов, приведенное к одному стандартному размеру слюды определенного качества, которое мы предлагаем назвать ценостным показателем, позволит надежно и сравнительно просто дать единую экономическую оценку всех слюдяных месторождений. Это особенно важно для сравнительной оценки огромного количества мусковитовосных жил, характеристика которых по балансовому показателю не отражает истинного промышленного их значения.

Кроме того, ценостной показатель может быть использован при оконтуривании слюдяных месторождений как критерий балансовых

и забалансовых запасов. Используемый в настоящее время для этих целей балансовый показатель характеризуется крупными дефектами и нередко приводит к неоправданному включению в балансовые запасы слюды низкой ценности, либо, наоборот, исключению из балансовых запасов участков, где слюда — низкого содержания, но весьма ценная для промышленности.

Рациональная схема обработки геологических проб слюды должна учитывать не только надежность и полноту ее качественной характеристики, но и минимум затрат времени и средств. С этой точки зрения представляет интерес процент удельных затрат на различных стадиях обработки ковдорского флогопита (табл. 60).

Таблица 60. Удельные затраты

Вид обработки	Удельные затраты по видам обработки, %
Выборка 1 т забойного сырца	1,2
Переработка 1 т забойного сырца на промышленный	1,8
Переработка 1 т промсырца на получчищенные подборы	24
Переработка 1 т получчищенных подборов на щипаную слюду	73
Всего	100

Из этих данных видно, что переработка всего объема геологических проб на подборы и щипаную слюду практически невозможна. Как уже указывалось выше, выход щипаной слюды из подборов по каждому месторождению в отдельности всегда постоянный. Следовательно, этого вида обработку слюды нужно производить лишь по единичным типовым пробам. Интересы оконтуривания промышленного ослюденения, выделения участков разного качества требуют определения выхода подборов по всем геологическим пробам. Однако в зависимости от масштабов месторождения, количества проб и содержания слюды навеска промышленного сырца для обработки его на подборы может быть различной. Согласно инструкции по применению классификации запасов к месторождениям слюды (1957) для бедных жил рекомендуется обрабатывать на подборы весь промышленный сырец, а для богатых — не менее 50—100 кг.

Опыт изучения Ковдорского месторождения показывает, что вес обрабатываемого промышленного сырца на подборы должен приниматься дифференцированно, в зависимости от группы промсырца. Путем сопоставления результатов обработки параллельных навесок промсырца различного веса определены следующие оптимальные веса каждой группы промсырца: I группа — 50, II группа — 30, III группа — 20 кг. Всего по пробе — 100 кг. При этом следует отметить, что в навеску I группы промсырца должны поступать

пропорционально части всех крупных кристаллов, иначе возможны случаи резкого искажения качества слюды.

Выборка забойного сырца и обработка его на промышленный сырец являются, как это видно из табл. 60, сравнительно простыми и недорогими операциями и должны производиться, как правило, для всего объема рядовой пробы. При разведке Ковдорского месторождения навеска забойного сырца была ограничена 500—700 кг. Надежность 500 кг навески была доказана сравнением данных обработки всего веса пробы и отдельных его частей весом 1000, 500, 200 и 100 кг по 40 пробам. Таким образом, анализ существующей методики опробования различных месторождений слюды и опыт разведки Ковдорского месторождения, одобренный ГКЗ, позволяет предложить следующую схему обработки геологических проб. Выделяются рядовые и технологические пробы.

По каждой рядовой пробе определяют: 1) содержание забойного сырца, $кг/м^3$; 2) выход и групповой состав промышленного (или обогащенного) сырца, вес. % от забойного сырца; 3) выход, вес. % от промышленного (обогащенного) сырца, и номерной состав полуочищенных подборов; 4) ценостной показатель — выход полуочищенных подборов, $кг/м^3$ или вес. %, приведенных к одному стандартному размеру слюды определенного качества.

Технологические пробы следует отбирать из промышленного сырца. Целевое назначение их — лабораторное, полужаводское или заводское технологическое испытание слюды. По ним необходимо определять: 1) выход и номерной состав полуочищенных подборов, вес. % от промышленного сырца; 2) выход и номерной состав щипаной слюды, вес. % от полуочищенных подборов; 3) термостойкость флогопита; 4) физико-механические свойства флогопита (расщепляемость, твердость, эластичность, прочность на разрыв и т. д.); 5) электротехнические свойства флогопита.

Выход и номерной состав подборов по технологическим пробам лучше определять в полужаводских или заводских условиях по крупным навескам (5—10 т) промышленного сырца. Данные таких испытаний должны служить: а) для контроля полевого определения выхода подборов по рядовым пробам, б) для получения достаточного количества подборов, необходимого для последующего определения по ним выхода щипаной слюды, в) для исследования технологических особенностей обработки слюды. Все остальные виды технологических испытаний могут производиться по подборам, вес которых регламентируется условиями производства испытаний.

ОПРОВАНИЕ СЛЮДЫ ПО БУРОВЫМ СКВАЖИНАМ

При разведке месторождений слюды, так же как и других полезных ископаемых, применяют различные горные выработки и скважины колонкового бурения. Однако скважины на слюдяных месторождениях играют второстепенную роль.

Промышленная оценка месторождений слюды (мусковита и флогопита) базируется только на валовом опробовании из горных выработок. Огромный объем бурения, составляющий по слюдяным месторождениям в год сотни тысяч метров, издавна используется неполноценно (в лучшем случае для констатации слюдоносных тел на глубине) и практически исключается при подсчете запасов и качественной оценке слюды.

Проблема опробования и оценки месторождений слюды по керну скважин становится особенно актуальной в последние годы, в условиях все расширяющегося спроса на слюду, с одной стороны, и все сокращающегося фонда близповерхностных месторождений, с другой. Обеспечение планируемого прироста запасов слюды за счет глубоких горизонтов только горными выработками требует огромных капиталовложений и времени. Без коренного изменения методики разведки, широкого привлечения данных буровых работ для количественной и качественной оценки эти задачи практически не выполнимы. Уже более 10 лет разведчиками-слюдниками ведутся исследования по изучению достоверности кернового опробования на слюдяных месторождениях. Однако отсутствие необходимого объема специальных экспериментальных работ, недостаточность и в определенной степени случайность сопоставимого материала не давали возможности решить эту проблему.

Огромный объем опытных горнобуровых работ на Ковдорском флогопитовом месторождении позволил объективно оценить достоверность кернового опробования и впервые в практике использовать его данные для подсчета запасов промышленных категорий. Прежде чем осветить результаты этих опытных работ, необходимо кратко остановиться на истории решения проблемы кернового опробования и встречающихся при этом трудностях.

Опыт ранее проведенных работ по керновому опробованию слюды

Впервые возможность оценки слюдяных месторождений по керну высказывал еще Д. Т. Мишарев (1937). Им отмечались, в связи с этим, большие перспективы по увеличению запасов слюды, уменьшению сроков и удешевлению геологоразведочных работ. Однако целенаправленные исследования были организованы лишь в послевоенное время Иркутским и Северо-Западным геологическими управлениями на Мамско-Чуйских и Карело-Кольских месторождениях мусковитоносных пегматитов.

Наиболее концентрированно результаты этих исследований отражены в работах Г. В. Иванова (1963) и О. П. Луниной (1963). Авторы доказывают необходимость учета при оценке месторождений слюды данных кернового опробования. Ими разработана и опытным путем проверена методика опробования слюды по керну. На примере некоторых месторождений мусковита в Мамско-Чуйском и Карело-Кольском слюдоносных районах они убедительно показали, что

использование kernового опробования в ряде случаев снижает погрешности в геометризации промышленных участков жил и тем самым уточняет запасы и оценку месторождений. О. П. Лунина предложила весовой и графический способы определения содержания мусковита, а также методику определения выхода и номерного состава колотых подборов.

Сортировка по номерам предлагается на основе допущения, что длина опиленной стороны кристалла должна быть равна его поперечнику. Исходя из этого отнесение опиленных в керне пластинок колотых подборов к тому или иному размеру производится по следующему принципу (О. П. Лунина, 1960):

Номер колотой слюды	1--4	5	6	7	8	9
Длина опиленной стороны пластины, см	6.4	4.5	3.2	2.4	2.0	1.4

Располагая весьма ограниченным сравнительным материалом, Г. В. Иванов (1963) и О. П. Лунина (1963) приходят к выводу о высокой степени достоверности kernового опробования и возможности замены валового опробования kernовым. Г. В. Иванов, кроме того, считает, что для оценки мусковитоносной жилы достаточно двух kernовых проб, хотя чуть ранее приводит убедительный материал, что для этих целей часто оказывается недостаточным даже значительно большее количество валовых проб.

Анализ приведенного авторами фактического материала показывает, что такая оценка kernового опробования является не совсем правильной. Как уже отмечалось нами ранее [Терновой, 1966], основными недостатками проведенных исследований являются: а) непредставительность и случайность сравниваемых данных. Сравнение ведется не по конкретному месторождению (жиле), а по комплексу случайных проб из большого количества различных жил, расположенных иногда на десятки и сотни километров друг от друга; б) выводы базируются не на прямом сопоставлении данных kernового и валового опробования, а на второстепенных показателях. Достоверность kernового опробования Г. В. Иванов обосновывает близкими значениями коэффициентов вариации валового и kernового опробования, а О. П. Лунина - совпадением коэффициентов корреляции между валовым и kernовым опробованием, с одной стороны, и данными разведки и эксплуатации, с другой. Нетрудно убедиться что идентичность коэффициентов вариации (так же как и коэффициентов корреляции) не имеет никакого отношения к точности определения содержания. Kernовыe пробы могут в любое число раз занижать (или завышать) содержание слюды и в то же время характеризоваться такой же величиной коэффициента вариации, что и валовые пробы; в) достоверность kernового опробования решалась только в отношении содержания забойного сырца, а другие, не менее важные качественные показатели слюды (выход промысрца, его номерной состав и т. д.) не определялись.

В 1960—1966 гг. коллективом геологов СЗТГУ (К. К. Судиславлев, В. П. Псарев, В. В. Ригина, Н. В. Янковская и М. С. Румяшцев)

были проведены более обширные опытные работы по определению достоверности кернового опробования.

На основе сравнения статистических величин и погрешностей определения содержания по данным валового и кернового опробования авторы приходят к выводу: «пределы колебаний» коэффициента вариации содержания мусковита по горизонтам и блокам, вычисленного по керновым пробам, невелики и имеют тот же порядок, что и вычисленные для «валовых проб», что определяет «полную возможность подсчета запасов мусковита промышленных категорий по керновым пробам».

Особый интерес представляют результаты экспериментального бурения и сравнительного определения мощности и содержания слюды по данным валового и кернового опробования для 7 жил. Результаты такого подсчета могут быть сведены в табл. 61.

Таблица 61. Определение мощности и содержания слюды

Номер жилы	Валовое опробование		Керновое опробование	
	Средняя мощность, м	Среднее содержание, кг/м ³ , и балансовый показатель, кг·см ² /м ³	Средняя мощность, м	Среднее содержание, кг/м ³ , и балансовый показатель, кг·см ² /м ³
175	4,24	24,39/11,6	3,4	31,4/52,30
102	1,75	35,10/20,3	1,98	15,8/6,83
87	1,1	30,8/32,9	2,05	17,4/18,68
164	2,5	183/75	2,9	102,7/—
174	5,48	34,4/50,54	2,46	34,43/236
2-89	4,5	3,5/6,21	3,94	3,08/8,4
216	5,75	46,8/—	—	61,65/—

Из сравнительного подсчета по 17 жилам, проведенного в 1963 г. В. И. Атамановым, известно, что отклонение в запасах по данным кернового опробования обоих знаков достигает $-63,2\%$ $+46,5\%$. Обычно они значительны и преимущественно имеют отрицательный знак. Из этого авторы делают вывод, что к запасам, подсчитанным по данным кернового опробования, может быть применен поправочный коэффициент, равный 1,3.

Однако практически использовать этот поправочный коэффициент невозможно. Его можно применять лишь для оценки суммарных запасов большого числа жил, но не отдельных конкретных жил.

Расхождения в среднем содержании нередко достигают 200—300%, и, следовательно, уровень отклонений запасов в значительной мере нивелируется за счет каких-то причин, которые не охарактеризованы авторами.

Отклонения по балансовому показателю еще большие и достигают 800—1000% и более, причем, как правило, скважины резко занижают балансовый показатель (но иногда и завышают).

Авторами разработан способ косвенного определения балансового показателя с помощью уравнений криволинейной регрессии, составленных по интервалам содержаний (интервал 10 кг/м^3). Корреляционные уравнения выражают зависимость между суммой номеров колотой слюды $1-4 + 5$ от номера 6 и номеров $7 + 8$, а также номера 6 от номеров $7 + 8$.

Уравнения составлены в целом по месторождениям Северной Карелии и отдельно по Риколатвинскому и Енскому месторождениям. Разработка корреляционной зависимости и составление типовых графиков (составленных, кстати, для большинства месторождений), бесспорно, представляют большой практический интерес. Однако нам представляется, что работа в этом направлении не может считаться законченной.

Опытные горнобуровые разведочные работы на Ковдорском месторождении

Флогопитовая залежь вскрыта, оконтурена и разведана вертикальными скважинами и подземными горными выработками, пройденными из ствола шахты на двух горизонтах.

Скважины диаметром $92-110 \text{ мм}$ располагались по сети $50 \times 100 \text{ м}$. Подземные горные выработки на каждом горизонте представляют собой систему ортов, пройденных на расстоянии 100 м друг от друга на всю мощность флогопитоносных пород от штрека, пройденного примерно в центральной части залежи.

Для уточнения морфологии залежи, характера распределения флогопита, обоснования плотности разведочной сети, а также выяснения возможности оценки месторождения по данным кернового опробования на каждом горизонте из штрека пройдена сеть подземных горизонтальных скважин диаметром $76-59 \text{ мм}$, расположенных в 25 м одна от другой и пересекающих всю мощность продуктивных пород. Кроме того в целях сопоставления данных кернового и валового опробования, пройдено 8 скважин, совмещенных с горными выработками.

По валовым пробам из горных выработок и керновым пробам из скважин определялось: 1) содержание забойного сырца, кг/м^3 ; 2) выход и групповой состав промышленного сырца, вес. % от забойного сырца; 3) выход полуочищенных подборок, вес. %, и их номерной состав; 4) балансовый показатель по полуочищенным подборам, $\text{кг} \cdot \text{см}^2/\text{м}^3$.

Кроме того, по керновым пробам по методике О. П. Лузиной определялся выход колотых подборок (в %) и балансовый показатель по колотым подборам (в $\text{кг} \cdot \text{см}^2/\text{м}^3$).

Определяющим при оценке достоверности кернового опробования принят метод прямого сопоставления данных по керну и валовым пробам.

Большой объем экспериментальных работ позволил использовать 4 вида сопоставлений.

Линейное — по 8 скважинам, совмещенным с горными выработками общей длиной по флогопитоносной породе 746 м. Разведочные параметры (мощность, содержание и качественные показатели слюды) определялись по каждой пробе в отдельности и в целом по разведочному пересечению на всю мощность залежи. Общее количество сопоставимых проб 130, сопоставимых пересечений — 5.

Площадное — путем подсчета средних данных по скважинам горизонтального бурения в целом по горизонту и сравнения их с данными по горным выработкам также в целом по горизонту. Всего имеется два таких сопоставления, соответственно, по обоим горизонтам горных выработок.

Объемное — по блоку между горизонтами подземных горных выработок, произведенное сравнением данных по горным выработкам и скважинам вертикального бурения с поверхности диаметром 110 и 92 мм.

Объемное — по блоку между горизонтами подземных горных выработок, произведенное сравнением данных по горным выработкам и скважинам подземного горизонтального бурения диаметром 76 и 59 мм.

Результаты сопоставления данных кернового и валового опробования

Мощность флогопитоносных пород, определяемая по скважинам, в большинстве случаев почти точно совпадает с мощностью в горных выработках. Отклонения никогда не превышают первых метров, что при общей мощности флогопитоносной толщи 150—200 м практически не сказывается на оценке месторождения.

Содержание забойного сырца по отдельным пробам редко совпадает. Как видно из графиков (рис. 72), скважины сильно искажают пространственное размещение участков с богатым содержанием, участков пустых или некондиционных по содержанию руды. Уровень колебания в содержании флогопита по скважинам значительно выше, чем по горным выработкам. Все эти явления закономерны и объясняются крайне неравномерным гнездовым распределением флогопита в продуктивной зоне. Скважина проходит нередко либо по кристаллу флогопита, либо рядом с ним, и в том и другом случае искажая содержание слюды в породе. В связи с этим сопоставление отдельных проб на аналогичных месторождениях представляется бесполезным.

В целом по разведочному пересечению, как это видно из табл. 62, расхождения невелики. Обычно они составляют 5—7%, в редких случаях — 20—30.

Из приведенных данных видно, что при значительной мощности продуктивных пород (от 120 до 200 м) керновое опробование в среднем мало отличается от валового опробования. Другими словами, случайные отклонения по частным керновым пробам имеют различный знак, и при достаточном их количестве (или при достаточной мощности оруденения) они взаимно погашаются. В результате система-

Таблица 62. Содержание слюды

Номер сечения	Сопоставимая мощность, м	Содержание заб. сырья по скважине, % от содержания в горной выработке	Поправочный коэфф. к скважинам	Диаметр бурения, мм
1	120	93	1,07	110
2	200	95	1,06	56
3	120	79	1,26	56
4	130	94	1,06	56
5	176	129	0,78	56
Среднее . . .		98	1,05	—

тическая ошибка кернового опробования в подавляющем большинстве случаев не превышает 6—7% независимо от диаметра бурения.

Таким образом, мы имеем два результата сравнения: отдельных сопоставимых проб длиной 5 м и целых пересечений длиной 120—200 м. В первом случае результаты кернового и валового опробования совершенно несопоставимы (расхождения 500—100% и более), во втором — почти идеальная (во всяком случае для слюды) сходимость. Вправе поставить вопрос, как будет изменяться погрешность кернового опробования, если сопоставимая мощность будет уменьшаться до 100, 80, 60, 40 м и т. д.

Детальный анализ показывает, что уменьшение сравниваемой мощности по отдельному пересечению до 60 м не приводит к существенному увеличению расхождений. Дальнейшее уменьшение мощности приводит к резким расхождениям: при мощности 50 м отклонения достигают 60—100%, 30 м — 100—300%, а при мощности 10—20 м данные по содержанию не сравнимы.

Важно при этом отметить, что эти закономерности сохраняются как в богатых, так и в бедных и убогих по содержанию флогопита породах. Иначе говоря, *мощность 60 м в одном разведочном пересечении является достаточной для надежного определения содержания флогопита в этом пересечении по данным кернового опробования.*

Скважины обычно занижают содержание флогопита. Характерна весьма постоянная величина занижения, независимо от вида сопоставления, что видно из табл. 63.

Из таблицы видно, что уровень занижения не зависит от диаметра бурения. Заниженное содержание слюды по скважинам объясняется избирательным истиранием флогопита, что подтверждается при осмотре бурового керна. Кристаллы флогопита в керне обычно частично перетерты в чешуйку. Выход керна по флогопиту при использовании победитовых коронок нередко снижается до 50—60% и в среднем составляет 90—95%, в то время как по вмещающим диоксид-оливиновым породам он почти всегда составляет 100%. Незначительное занижение содержания слюды по скважинам, однако,

Таблица 63. Содержание флогопита

Вид сопоставления	Содержание заб. сырья по скважинам, % от содержания по горным выработкам	Поправочный коэффициент к скважинам
Линейное (среднее по 5 сечениям)	93	1,07
Площадное (горизонт 1)	90,5	1,1
То же (горизонт 2)	95,3	1,05
Объемное (блок между горизонтами 1 и 2). Сравнение данных горных выработок с данными подземных горизонтальных скважин диаметром 59 мм	93	1,07
То же. Сравнение данных горных выработок с данными вертикальных скважин, пробуренных с поверхности, диаметром 110—92 мм	90	1,1

позволяет использовать данные кернового опробования без поправочных коэффициентов.

Иногда задаются вопросом, сколько скважин необходимо для надежного определения содержания слюды? Такая постановка вопроса нам представляется неправильной. Приведенный фактический материал свидетельствует, что для определения мощности продуктивной зоны и содержания слюды в ней каждая скважина должна рассматриваться как вполне представительное разведочное сечение, равноценное горной выработке. Проблема количества необходимых скважин для надежного определения среднего содержания по сечению, горизонту, блоку или месторождению в целом, так же как и количество (плотность) горных выработок, в случае если разведка производится только горными выработками, зависит от изменчивости месторождения и не имеет никакого отношения к проблеме достоверности кернового опробования.

Как было показано выше, по керновым пробам пределы колебания содержаний более велики, чем по валовым пробам. Соответственно, по керновым пробам выше коэффициент вариации содержания. Это является обычным не только для месторождений слюды, но и других полезных ископаемых, характеризующихся весьма изменчивым содержанием. Видимо, при равном количестве керновых и валовых проб точность определения среднего содержания по керновым пробам будет ниже, чем по валовым. Следовательно, если мы ставим задачу определения среднего содержания по керновым пробам с наименьшей точностью, чем по валовым пробам, количество скважин и их плотность должны быть выше, чем количество и плотность валовых проб.

Коэффициент увеличения скважин можно определять из следующего отношения:

$$K = \frac{V_k}{V_v},$$

где V_k — коэффициент вариации по керновым пробам; V_v — коэффициент вариации по валовым пробам.

Например, по флогопитовой жиле мощностью 1—2 м, разведенной ортами через 20 м, коэффициенты вариации равны: по горным выработкам — 70%, по скважинам — 140%;

$$K = \frac{140}{70} = 2.$$

Следовательно, для определения среднего содержания по керну с такой же точностью, что и по валовым пробам, потребуется сгущенные сети скважин вдвое, т. е. расстояния между скважинами должны быть равны 10 м.

Качество флогопита. Выход промсырца по керновым пробам определялся только в начальный период работ по нескольким десяткам проб. Результаты этих определений показали, что общий выход промсырца по керновым пробам сравним с выходом промсырца по валовым пробам. Однако подавляющая часть (свыше 90%) всего промсырца по скважинам относится по размеру к III группе, остальная часть ко II группе, лишь крайне ограниченное количество промсырца (менее 1%) относилось к I группе. В то же время по валовым пробам соотношение различных групп промсырца было следующим: I группа — 35%; II группа — 30%; III группа — 35%. Следовательно, керновое опробование не позволяет хотя бы приблизительно определить соотношение группового состава промсырца.

Как уже говорилось выше, выполнены два варианта сравнения выхода подборов флогопита. В первом варианте (табл. 64) по скважинам и горным выработкам сравнивались одинаковые показатели (выход полуочищенных подборов и балансовый показатель, опреде-

Таблица 64. Сравнение выхода полуочищенных подборов

Выработки, горизонты, блоки	Выход полуочищенных подборов, вес. %		Поправочный коэфф. к керновому опробованию
	валовый	керновый	
Л и н е й н о е			
Орты 7—8, скв. 33—34	6,77	2,98	2,3
Орты 9—10, скв. 43—44	4,96	2,44	2,0
Орт 1, скв. 25	6,77	6,90	0,98
Орты 3—4, скв. 27—28	11,54	3,01	3,8
П л о щ а д н о е			
Горизонт 174 м	6,01	3,33	1,8
Горизонт 144 м	9,27	6,17	1,5
О б ъ е м н о е			
Блок между горизонтами 174 и 144 м (горн. выработки — подземные скв. diam. 50 мм)	7,64	4,75	1,6
То же (горн. выработки — верт. скв. diam. 110—92 мм)	7,64	4,93	1,5

ленный по полуочищенным подборам). Во втором варианте выходы полуочищенных подборов по горным выработкам сравнивались с выходом колотых подборов по скважинам (табл. 65). Как и следовало ожидать, отдельные пробы по этим показателям несравнимы. Поэтому сравнение, так же как и по содержанию, производилось по линейным пересечениям, в целом по горизонту и блоку между горизонтами 174 и 144 м.

Таблица 65. Сравнение выхода полуочищенных подборов

Выработки, горизонты, блоки	Выход подборов, % от заб. сырья		Поправочный коэффициент к керновому отбору.	Балансовый показатель, кг·см ² /м ³		Поправочный коэффициент к керновому отбору.
	валовой (полуочищ.)	кernовой (колот.)		по горным выработкам от полуочищ. подборов	по скважинам от колотых подборов	
Л и н е й н о е						
Орты 7—8, скв. 33—34	6,77	3,65	1,9	443,45	243,04	1,8
Орты 9—10, скв. 43—44	4,96	3,26	1,5	222,70	202,06	1,1
Орт 1, скв. 25	6,77	8,48	0,8	637,71	564,60	1,1
Орты 3—4, скв. 27—28	11,54	10,76	1,1	870,09	792,31	1,1
П л о щ а д н о е						
Горизонт 174 м	6,01	4,28	1,4	293,38	407,91	0,7
Горизонт 144 м	9,27	7,89	1,2	713,33	1012,87	0,7
О б ъ е м н о е						
Блок между горизонтами 174 и 144 м (горн. выработка—подземные скв. diam. 59 мм)	7,64	6,08	1,3	503,35	710,39	0,7
То же (горн. выработка—верт. скв. diam. 110—92 мм)	7,64	6,01	1,3	503,35	576,89	0,9

Приведенные в табл. 64 и 65 данные показывают, что скважины независимо от диаметра обычно резко занижают выход полуочищенных подборов — по отдельным сечениям в 3—4 раза, а в целом для горизонтов и блоков в 1,5—1,8 раза. Еще больше скважины занижают ценостной показатель: по отдельным сечениям в 6 раз, а в целом для горизонтов и блоков в 2—2,2 раза. По балансовому показателю, определяемому по полуочищенным подборам, занижения еще более велики (табл. 66).

Характер занижений по отдельным сечениям незакономерный, а в целом по горизонтам и блокам занижение более или менее устойчивое. Отсюда можно сделать важный вывод, что поправочный коэффициент на качество слюды по керну можно определить лишь по большому количеству проб и только в целом для отдельных горизонтов, блоков или месторождений. Такие поправочные коэффи-

Таблица 66. Сравнение выхода полуочищенных подборов, приведенных к размеру 20, и балансовых показателей

Выработка, горизонты, блоки	Выход полуочищенных подборов (ценостной показатель)		Поправочный коэффициент	Балансовый показатель, кг·см ² /м ²		Поправочный коэффициент к кернов. проб.
	валовый	керновый		валовый	керновый	
Л и н е й н о е						
Орты 7—8, скв. 33—34	17,25	3,23	5,3	443,45	74,54	5,9
Орты 9—10, скв. 43—44	8,89	3,28	2,7	232,70	85,47	2,6
Орт 1, скв. 25	25,65	6,90	3,7	637,71	182,32	3,5
Орты 3—4, скв. 27—28	33,87	5,70	6,0	870,09	128,86	6,9
П л о щ а д н о е						
Горизонт 174 м	11,6	5,44	2,1	293,38	127,51	2,3
Горизонт 144 м	28,26	14,68	2,0	713,33	324,60	2,5
О б ъ е м н о е						
Блок между горизонтами 144—174 м (горн. выработка — подземн. скв. диам. 59 мм)	19,93	10,06	2,0	503,36	226,06	2,2
То же (горн. выработка — верт. скв. диам. 110—92 мм)	19,93	8,27	2,2	503,36	184,43	2,7

циенты нельзя использовать не только к отдельным пробам, но и к отдельным сечениям, включающим до нескольких десятков проб.

При сравнении выходов колотых подборов по скважинам с выходами полуочищенных подборов по горным выработкам пределы расхождения также велики, но среднее занижение меньше, чем в первом варианте. Суммарный выход колотых подборов по скважинам по сравнению с выходом полуочищенных подборов по горным выработкам снижается по сечениям всего в 2 раза, а по горизонтам и блокам в 1,2—1,4 раза.

Также близки между собой и балансовые показатели. Причем, при этом способе определения балансового показателя скважины в целом по горизонту и блоку завышают его по сравнению с балансовым показателем по горным выработкам на 12% при диаметре бурения 59 мм и на 41% — при диаметре 110—92 мм. Можно предполагать, что с увеличением диаметра это завышение будет возрастать. Совпадение выхода полуочищенных подборов по валовым пробам и колотых подборов по скважинам колонкового бурения следует считать случайным и присущим только Ковдорскому месторождению. Этот вывод нельзя распространять на другие месторождения. Сущность явления объясняется, по-видимому, тем, что весовой выход колотых подборов обычно выше, чем полуочищенных подборов за счет неполного удаления из пластинок слюды трещин, проколов и других дефектов. В данном случае, т. е. для Ковдорского месторо-

ждения, этот повышенный вес удачно компенсирует общее занижение выхода подборов в керновых пробах.

Из приведенных данных видно, что рекомендуемое О. П. Лунной методике по керновым пробам колотых подборов по специально определяемым выходом полуочищенных подборов. Хотя выход колотых подборов выше, чем полуочищенных (что в некоторой степени компенсирует общее занижение подборов в керне), это не может считаться решающим преимуществом. Все равно требуется введение поправочного коэффициента.

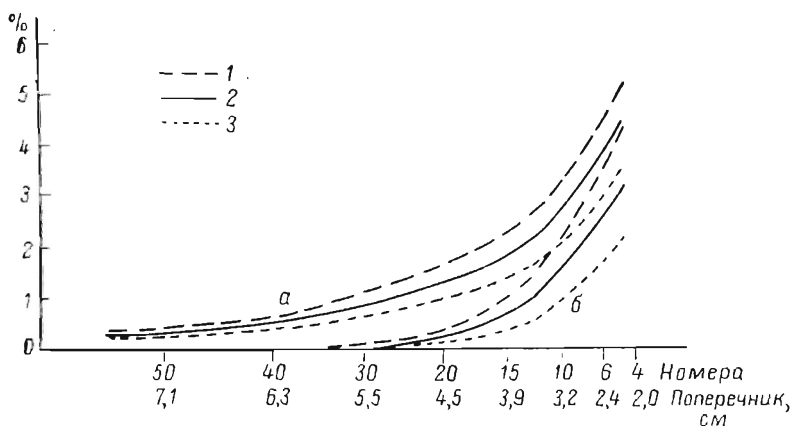


Рис. 73. График сравнения выхода подборов по валовым и керновым пробам. Флогопит-оливиновая пегматоидная зона: *a* — по горным выработкам, *б* — по скважинам подземного бурения.

Выход номеров полуочищенных подборов в процентах от забойного сырья: 1 — горизонт 144 м; 2 — средний по горизонтам 144 и 174 м; 3 — горизонт 174 м.

Как показано на графиках (рис. 73, 74, 75), керновое опробование независимо от промышленного типа руды приводит к непропорциональному занижению отдельных номеров подборов.

Крупные и наиболее ценные размеры подборов (50 и 40) в керновых пробах почти совершенно отсутствуют. Выход средних размеров подборов (30, 20, 15) занижается в 10—20 раз, а выход мелких номеров (6 и 4) либо равный, либо выше, чем в валовых пробах из горных выработок.

Анализ показывает, что соотношение различных номеров подборов по отдельным пробам и сечениям на Ковдорском месторождении непостоянное и колеблется в широких пределах. Более или менее оно устойчиво для горизонтов и подсчетных блоков.

Следовательно, качественные графики могут считаться типовыми в том случае, если они составлены по большому количеству пересечений в целом для горизонта, блока, жилы или месторождения.

Из всего сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Скважины колонкового бурения позволяют достаточно надежно определить условия залегания, пространственное положение и мощность слюдоносных тел.

2. При достаточной мощности слюдоносных тел, равной для Ковдорского месторождения 60 м, опробование по керну дает достоверные данные по содержанию забойного и суммарному выходу промырца. Содержание забойного сырца и выход промырца по отдель-

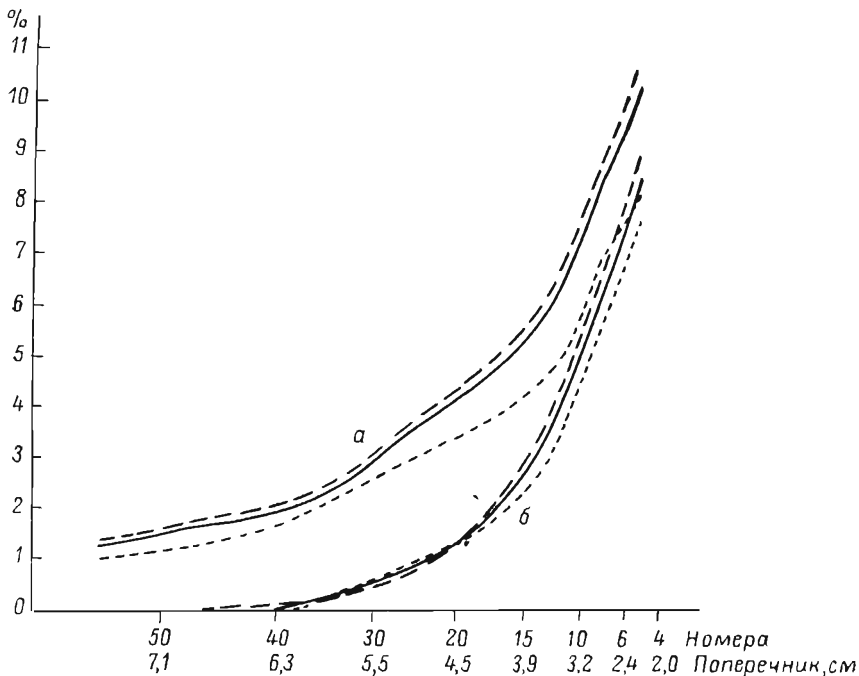


Рис. 74. График сравнения выхода подборов по валовым и керновым пробам. Флогопит-диопсидовая пегматоидная зона.

Усл. об. см. на рис. 73.

ным секционным пробам с длиной секций менее 60 м несопоставимы с аналогичными данными валового опробования по горным выработкам.

Естественно ожидать, что по мусковитоносным пегматитам, имеющим обычно небольшую мощность (до 3—5 м), содержание в отдельных пересечениях по керну также, как правило, будет несопоставимо с содержанием в этих же сечениях по валовым пробам. При достаточном количестве проб усредненные данные будут сближаться или совпадать.

3. Суммарный выход полуочищенных подборов по отдельным керновым пробам резко отличается от сопоставимых валовых проб. Нередко керновые пробы характеризуются нулевым выходом подбо-

ров, в то время как совмещенные валовые пробы всегда имеют высокий выход подборов.

В целом для сечения длиной 60—100 м керновое опробование в 2—4 раза, а для горизонта — в 2 раза занижает суммарный выход подборов по сравнению с валовым. Ценостной показатель по керновым пробам занижается еще больше — в 2—6 раз.

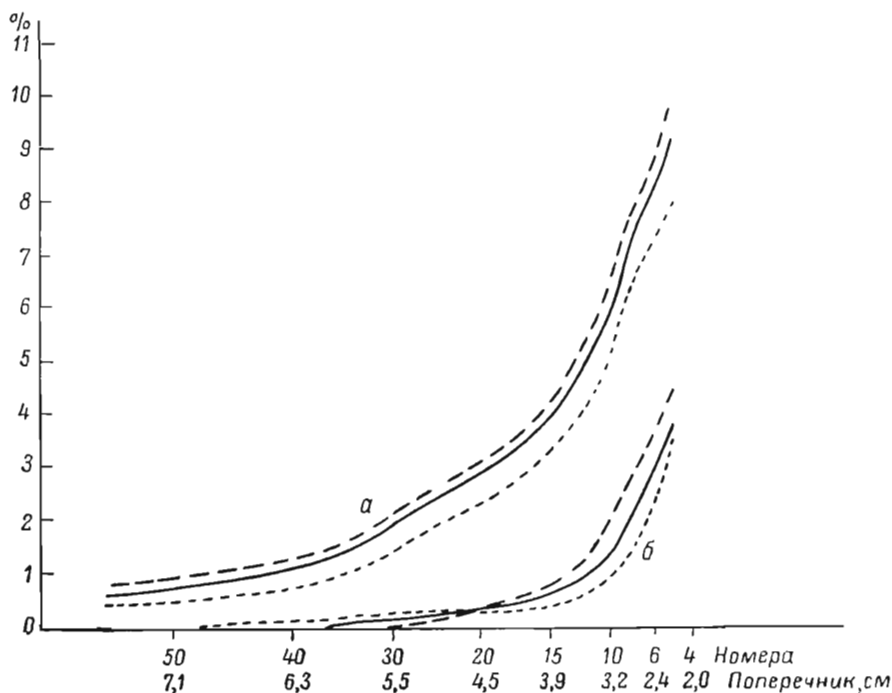


Рис. 75. График сравнения выхода подборов по валовым и керновым пробам. Флогопит-диопсид-оливиновая зона.

Усл. об. см. на рис. 73.

4. Керновое опробование не позволяет с какой-либо долей достоверности определять групповой состав промышленного сырья и выход крупных номеров подборов. Следовательно, керновое опробование не может служить для достоверной оценки качества слюды и ее ценности.

Таким образом, при подсчете запасов, который в настоящее время производится по забойному сырцу, скважины могут и должны использоваться наравне с горными выработками, так как они дают достаточно надежные данные по мощности продуктивных пород и содержанию забойного сырья.

Однако согласно инструкции ГКЗ промышленные запасы слюды должны быть детально охарактеризованы с точки зрения качества (по выходу и групповому составу промсырца, выходу и номерному

составу деловых подборов), что невозможно получить по керновому опробованию. Следовательно, как правило, на месторождении слюды должна применяться комбинированная горнобуровая система разведки.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПРИ ОПРОВОБАНИИ ФЛОГОПИТА

Линейный корреляционный анализ проведен с целью изучения связей между различными показателями качества слюды и возможностей использования этих связей для упрощения опробования. Возможность оценки одних качественных показателей слюды по другим заманчива, кроме того, и для полноценного использования кернового опробования, по которому одни качественные показатели (содержание забойного сырца, суммарный выход промсырца) определяются с высокой точностью, а другие (выход промсырца по группам, выход и номерной состав подборов) не поддаются определению.

Огромный фактический материал (по 400 валовым пробам) позволил провести исследование корреляционных связей между: а) суммарным выходом промсырца и каждой его группы от содержания забойного сырца; б) суммарным выходом промсырца и суммарным выходом подборов; в) выходами различных номеров подборов; г) суммарным выходом подборов по горным выработкам и суммарным выходом подборов по совмещенным с ними скважинам.

Обобщенные результаты исследований приведены в табл. 67.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Содержание забойного сырца не определяет ни общего выхода промсырца, ни его группового состава. Эти два качественных показателя не зависят друг от друга, отличаются широким и незакономерным диапазоном колебаний.

2. Выход подборов находится в прямой корреляционной зависимости от выхода промышленного сырца. Однако эта связь весьма слабая, а по отдельным номерам подборов (6 и 4) совершенно отсутствует. В связи с этим выход промсырца для точной характеристики выхода подборов не пригоден. Он может быть использован лишь при сравнении.

3. Выход крупных номеров подборов не зависит от выхода мелких номеров, в то время как между выходом средних по размеру и мелких подборов существует прямая корреляционная зависимость.

4. Наиболее надежная корреляционная зависимость устанавливается между выходом крупных номеров подборов и суммарным выходом всех подборов. Как видно из табл. 68-70, корреляционная зависимость между указанными выходами подборов устойчива и одинакова для всех промышленных разновидностей флогопитовых руд Ковдорского месторождения и может быть использована для удешевления опробовательских работ на месторождении.

Закономерная связь между суммарным выходом подборов и подборов размером 50—20 позволяет рекомендовать вести по каждой

Таблица 67. Корреляционная связь между качественными показателями флогопита

Показатели	Кол-во коррелируемых пар проб n	Коэффициенты вариаций V_x и V_y , %	Ковэф. корреляции r_{xy}	Утроенная ошибка коэфф. корреляции $3 m_r$
Содержание забойного сырца (x) и суммарный выход промсырца (y)	92	$V_x=102$ $V_y=60$	-0,29	0,03
Содержание забойного сырца (x) и выход промсырца I группы (y) . .	92	$V_x=102$ $V_y=40$	+0,02	0,03
Содержание забойного сырца (x) и выход промсырца II группы (y)	92	$V_x=102$ $V_y=30$	-0,21	0,03
Содержание забойного сырца (x) и выход промсырца III группы (y)	92	$V_x=102$ $V_y=40$	-0,42	0,03
Выход промышленного сырца (x) и выход подборов (y):				
размером 50	92	$V_x=60$ $V_y=74$	+0,5	0,34
размером 40	92	$V_x=60$ $V_y=48$	+0,6	0,32
размером 30	92	$V_x=60$ $V_y=30$	+0,6	0,32
размером 20	92	$V_x=60$ $V_y=30$	+0,6	0,32
размером 15	92	$V_x=60$ $V_y=9$	+0,63	0,25
размером 10	92	$V_x=60$ $V_y=35$	+0,54	0,34
размером 6	92	$V_x=60$ $V_y=27$	+0,2	0,03
размером 4	92	$V_x=60$ $V_y=23$	0,13	0,03
суммарный 4—50	92	$V_x=60$ $V_y=15$	+0,65	0,20
Выход крупных подборов размером 50—10 (x) от мелких подборов размером 4—6 (y)	92	$V_x=100$ $V_y=15$	-0,22	0,03
Выход крупных подборов размером 50—10 (x) от мелких подборов размером 4 (y)	92	$V_x=100$ $V_y=25$	+0,04	0,03
Выход крупных подборов размером 50—20 (x) от мелких подборов размером 4+6 (y)	92	$V_x=40$ $V_y=15$	+0,05	0,03
Выход крупных подборов размером 50—30 (x) от мелких подборов размером 4+6 (y): по апатитизированным рудам . .	19	$V_x=124$ $V_y=31$	+0,35	0,2

Показатели	Кол-во коррелируемых пар проб n	Коэффициенты вариаций V_x и V_y , %	Коэфф. корреляции r_{xy}	Утроенная ошибка коэфф. корреляции $3 m_r$
по флогопит-оливиновым пегматонидным рудам	26	$V_x=103$ $V_y=48$	+0.55	0.41
по флогопит-диопсидовым пегматонидным рудам	48	$V_x=62$ $V_y=27$	+0.46	0.33
по флогопит-оливин-диопсидовым крупнозернистым рудам . .	43	$V_x=88$ $V_y=35$	+0.31	0.42
Выход средних по крупности подборок размером 20—10 (x) от мелких подборок размером 4+6 (y):				
по апатитизированным рудам	19	$V_x=54$ $V_y=31$	+0.63	0.36
по флогопит-оливиновым пегматонидным рудам	26	$V_x=57$ $V_y=48$	+0.84	0.17
по флогопит-диопсидовым пегматонидным рудам	48	$V_x=37$ $V_y=27$	+0.86	0.12
по флогопит-оливин-диопсидовым крупнозернистым рудам . .	43	$V_x=43$ $V_y=35$	+0.56	0.33
Выход крупных номеров подборок размером 50—20 (x) от суммарного выхода подборок размером 50—4 (y):				
по флогопит-оливиновым пегматонидным рудам	26	$V_x=86$ $V_y=55$	+0.86	0.15
по флогопит-диопсидовым пегматонидным рудам	48	$V_x=53$ $V_y=34$	+0.92	0.06
по флогопит-оливин-диопсидовым крупнозернистым рудам . .	43	$V_x=71$ $V_y=44$	+0.87	0.12
Суммарный выход подборок по пробам из горных выработок (x) от суммарного выхода подборок по пробам из скважин (y):				
флогопит-оливиновые пегматонидные руды	29	$V_x=64$ $V_y=161$	+0.03	0.1
флогопит-диопсидовые пегматонидные руды	35	$V_x=35$ $V_y=127$	+0.12	0.1
Суммарный выход подборок по горным выработкам в целом (x) от				

Показатели	Кол-во коррелируемых пар проб n	Коэффициенты вариаций V_x и V_y , %	Коэфф. корреляции r_{xy}	Утронная ошибка коэфф. корреляции $3 m_r$
суммарного выхода подборов по совмещенным с ними скважинам в целом (y):				
флогопит-оливиновые пегматитные руды	4	$V_x = 74$ $V_y = 82$	+0.98	0.06
флогопит-диоксидовые пегматитные руды	6	$V_x = 79$ $V_y = 127$	+0.73	0.57
флогопит-диопсид-оливиновые крупнозернистые руды	5	$V_x = 53$ $V_y = 100$	+0.38	0.99

пробе определение выхода только крупных номеров подборов. Выход мелких номеров следует вести только по объединенным пробам. Так как по слюде наиболее трудоемкой операцией опробования является определение выхода мелких номеров подборов, рекомендуемая рационализация приведет к сокращению затрат на опробование не менее чем на 20—30%.

Суммарный выход подборов по подсчетным блокам (а в случае необходимости и по отдельным пробам) можно определять, используя следующее уравнение регрессии:

$$x = R_x (y - \bar{y}) + \bar{x},$$

где x — суммарный выход подборов (50—4) в подсчетном блоке или пробе; R_x — коэффициент регрессии; y — выход крупных номеров подборов (50—20) в подсчетном блоке или пробе; \bar{y} — средний выход крупных номеров подборов по месторождению или блоку, определенный по типовым пробам; \bar{x} — средний суммарный выход подборов по типовым пробам.

Как показывает табл. 71, расчетные данные по большинству проб почти совпадают с данными фактического опробования, хотя по отдельным пробам относительные расхождения и велики. Однако если такие расчеты выполнить по объединенным (групповым) пробам, точность расчетных данных будет вполне удовлетворительной. Следовательно, уравнения регрессии применимы для объединенных проб, характеризующих сечение, тип руды или выработку в целом.

5. Выход подборов по скважинам не коррелируется с выходом подборов по совмещенным с ними горным выработкам. Следовательно, корреляционный анализ подтверждает ранее сделанный вывод о необходимости контроля данных kernового опробования опробованием из горных выработок.

Таблица 68. Корреляционная зависимость между номерами полуочищенных подборов по флоголит-диопсид-оливиновым крупнозернистым рудам

Номер пробы	50+40+30+ +20+15+ +10+6+4	50+40+ +30+20	Отклонение от среднего		Произведение отклонений $xу$	Квадрат отклонения	
	x	y	x	y		x^2	y^2
260	7.73	1.30	-1.50	-1.14	+1.71	2.25	1.30
258	14.96	5.37	+5.73	+2.93	+16.79	32.83	8.59
256	7.15	1.52	-2.08	-0.92	+1.91	4.33	0.85
254	2.06	0.21	-7.17	-2.23	+15.99	51.41	4.97
252	2.57	0.54	-6.66	-1.90	+12.65	44.36	3.61
250	3.05	0.54	-6.18	-1.90	+11.74	38.19	3.61
248	4.08	1.01	-5.15	-1.43	+7.36	26.52	2.05
147	10.18	2.03	+0.95	-0.41	-0.39	0.90	0.17
145	—	—	9.2	-2.44	+22.52	85.19	5.95
149	10.35	1.72	+1.12	-0.72	-0.81	1.25	0.52
320	11.34	4.62	+2.11	+2.18	+4.60	4.45	4.75
314	10.32	3.58	+1.09	+1.14	+1.24	1.19	1.30
312	17.08	5.43	+7.85	+2.99	+23.47	61.62	8.94
310	15.27	7.25	+6.04	+4.81	+29.05	36.48	23.14
187	12.10	3.19	+2.87	+0.75	+2.15	8.24	0.56
189	12.21	2.73	+2.98	+0.29	+0.86	8.88	0.08
191	11.49	4.00	+2.26	+1.56	+3.53	5.11	2.43
195	10.45	1.00	+1.22	-1.44	-1.76	1.49	2.07
197	12.53	1.87	+3.30	-0.57	-1.88	10.68	0.33
199	13.25	5.01	+4.02	+2.57	+10.33	16.16	6.61
201	9.13	1.81	-0.10	-0.63	+0.06	0.01	0.40
121	14.27	5.88	+5.04	+3.44	+17.34	25.40	11.83
123	8.05	1.82	-1.18	-0.62	+0.73	1.39	0.38
125	12.46	3.92	+3.23	+1.48	+4.78	10.43	2.19
127	12.71	3.90	+3.48	+1.46	+5.08	12.11	2.13
129	11.63	3.06	+2.40	+0.62	+1.49	5.76	0.38
131	6.41	0.85	+2.82	-1.59	+4.48	7.95	2.53
133	10.47	1.15	+1.24	-1.29	-1.60	1.54	1.66
135	10.36	3.31	+1.13	+0.87	+0.98	1.28	0.76
476	8.96	1.37	-0.27	-1.07	+0.29	0.07	1.15
474	7.27	1.37	-1.96	-1.07	+2.10	3.84	1.15
472	5.33	1.27	-3.90	-1.07	+4.56	15.21	1.37

Продолжение табл. 68

Номер пробы	50+40+30+ +20+15+ +10+6+4	50+40+ +30+20	Отклонение от сред- него		Произве- дение отклоне- ний $xу$	Квадрат отклоне- ния	
	x	y	x	y		x^2	y^2
470	—	—	-9,23	-2,44	+22,52	85,19	5,95
468	11,46	2,77	+2,23	+0,33	+0,74	4,97	0,11
231	12,63	3,56	+3,40	+1,12	+3,81	11,56	1,25
344	2,52	0,32	-6,71	-2,12	+14,23	45,02	4,49
346	12,70	4,10	+3,47	+1,66	+5,76	12,04	2,76
348	9,07	2,63	-0,16	+0,19	-0,03	0,03	0,04
350	7,94	1,41	-1,29	-1,03	+1,33	1,66	1,06
352	10,39	1,68	+1,16	-0,76	-0,88	1,35	0,58
307	6,29	1,04	-2,94	-1,40	+4,12	8,64	1,96
305	7,95	2,68	-1,78	+0,24	-0,43	3,17	0,06
303	10,89	2,24	+1,66	-0,20	-0,33	2,76	0,04
Σ	396,75	105,06	-0,19	+0,14	+252,19	703,12	126,16
Среднее	9,23	2,44	—	—	—	—	—

Примечание.

$$r = \frac{\sum \Delta x \cdot \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2} \sqrt{\sum \Delta y^2}} = \frac{+252,19}{\sqrt{703,12} \cdot \sqrt{126,16}} = +0,85; \quad \bar{m}_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = 0,043;$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{703,12}{42}} = 4,1; \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{126,16}{42}} = 1,71;$$

$$V_x = \frac{\sigma_x \cdot 100}{x_{cp}} = \frac{4,1 \cdot 100}{9,23} = 44\%; \quad V_y = \frac{\sigma_y \cdot 100}{y_{cp}} = \frac{1,71 \cdot 100}{2,44} = 71\%.$$

Таблица 69. Корреляционная зависимость между номерами полуочищенных подборов по флогопит-диопсидовым пегматоидным рудам

Номер пробы	$50+40+30+20+15+10+6+4$	$50+40+30+20$	Отклонение от среднего		Произведение отклонений $xу$	Квадрат отклонения	
	x	y	x	y		x^2	y^2
246	7,57	1,91	-2,63	-1,73	+4,55	6,92	2,99
244	8,93	2,54	-1,27	-1,10	+1,40	1,61	1,21
242	8,36	1,71	-1,84	-1,93	+3,55	3,39	3,72
240	8,20	1,86	-2,00	-1,78	+3,56	4,00	3,17
238	12,26	3,85	+2,06	+0,21	+0,43	4,24	0,04
236	12,92	3,85	+2,72	+0,21	+0,57	7,40	0,04
234	7,59	1,77	22,61	-1,87	+4,88	6,81	3,50
168	3,33	0,35	-6,87	-3,29	+23,29	47,20	10,82
117	6,40	2,09	-3,80	-1,55	+5,89	14,44	2,40
119	11,72	4,84	+1,52	+1,20	+1,82	2,31	1,44
141	8,04	2,26	-2,16	-1,38	+2,98	4,67	1,90
143	8,36	2,41	-1,84	-1,23	+2,26	3,39	1,51
334	3,72	1,33	-6,48	-2,31	+14,97	41,99	5,34
332	7,15	2,56	-3,05	-1,08	+3,29	9,30	1,17
330	7,63	3,15	-2,57	-0,49	+1,26	6,61	0,24
328	11,42	6,07	+1,22	+2,43	+2,96	1,49	5,90
326	11,89	2,43	+1,79	-1,21	-2,17	3,20	1,46
324	14,30	6,01	+4,10	+2,37	+9,72	16,81	5,62
322	16,43	6,94	+6,23	+3,30	+20,56	38,81	10,89
308	10,70	3,06	+0,50	-0,58	-0,29	0,25	0,34
306	8,43	3,20	-1,77	-0,44	+0,78	3,13	0,19
304	10,28	4,28	+0,08	+0,64	+0,04	0,01	0,41
302	15,67	7,44	+5,47	+3,80	+20,77	29,92	14,44
126a	13,35	6,33	+3,15	+2,69	+8,47	9,92	7,24
126	13,35	6,33	+3,15	+2,69	+8,47	9,92	7,24
171	12,61	4,75	+2,41	+1,11	+2,68	5,81	1,23
173	11,78	5,66	+1,58	+2,02	+3,19	2,50	4,08
175	11,73	4,35	+1,53	+0,71	+1,09	2,34	0,50
177	12,20	3,44	+2,00	-0,20	-0,40	4,00	0,04
179	12,48	4,18	+2,28	+0,54	+1,23	5,20	0,29
181	13,29	4,34	+3,09	+0,70	+2,16	9,55	0,49
183	11,67	3,66	+1,47	+0,02	+0,03	2,16	0,00

Продолжение табл. 69

Номер пробы	50+40+30+ +20+15+ +10+6+4	50+40+ +30+20	Отклонение от сред- него		Произве- дение отклоне- ний xy	Квадрат отклоне- ния	
	x	y	x	y		x^2	y^2
185	13.60	5.20	+3,40	+1,56	+5,30	11,56	2,43
194	4.34	1.25	-5,77	-2,39	+13,79	33,29	5,71
192	11,82	5,02	+1,62	+1,38	+2,24	2,62	1,90
190	9,78	3,07	-0,42	-0,57	+0,24	0,18	0,32
188	12,64	4,57	+2,44	+0,93	+2,27	5,95	0,86
186	13,05	5,26	+2,85	+1,62	+4,62	8,12	2,62
184	11,97	4,83	+1,77	+1,19	+2,11	3,13	1,42
182	9,50	2,62	-0,70	-1,02	+0,71	0,49	1,04
180	13,12	4,82	+2,92	+1,18	+3,45	8,53	1,39
466	4,95	1,27	-5,25	-2,37	+12,44	27,56	5,62
464	5,54	1,13	-4,66	-2,51	+11,70	21,72	6,30
417	2,52	0,35	-7,68	-3,29	+25,27	58,98	10,82
419	9,24	2,26	-0,96	-1,38	+1,32	0,92	1,90
421	9,19	3,63	-0,01	-0,01	+0,00	0,00	0,00
229	18,24	9,14	+8,04	+5,50	+44,22	64,64	30,25
227	5,18	1,55	-5,02	-2,09	+10,49	25,20	4,37
Σ	489,63	174,88	-0,17	+0,20	294,15	582,19	176,80
Среднее	10,20	3,64	—	—	—	—	—

Примечание.

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2} \sqrt{\sum \Delta y^2}} = \frac{+294,15}{\sqrt{582,19} \cdot \sqrt{176,80}} = +0,92;$$

$$m_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = 0,02; \quad 3m_r = 0,06;$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum \Delta x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{582,19}{47}} = 3,52; \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum \Delta y^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{176,80}{47}} = 1,94;$$

$$V_x = \frac{\sigma_x \cdot 100}{x_{cp}} = \frac{3,52 \cdot 100}{10,20} = 34\%; \quad V_y = \frac{\sigma_y \cdot 100}{y_{cp}} = \frac{1,94 \cdot 100}{3,64} = 53\%;$$

$$R_x = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} = \frac{0,92 \cdot 3,52}{1,94} = 1,66; \quad R_y = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} = \frac{0,92 \cdot 1,94}{3,52} = 0,51.$$

Таблица 70. Корреляционная зависимость между номерами полуочищенных подборов по флогопит-оливиновым пегматоидным рудам

Номер пробы	50 + 40 + + 30 + 20 + + 15 + 10 + + 6 + 4	50 + 40 + + 30 + 20	Отклонение от среднего		Произведе- ние xy	Квадрат отклонения	
	x	y	x	y		x^2	y^2
230	9,26	3,65	+4,79	+2,45	+11,74	22,94	6,00
228	4,44	2,25	-0,03	+1,05	-0,03	0,00	1,10
226	3,74	1,00	-0,73	-0,20	+0,15	0,53	0,04
224	6,10	1,51	+1,63	+0,31	+0,51	2,66	0,09
222	5,06	1,30	+0,59	+0,10	+0,06	0,35	0,01
220	6,09	1,69	+1,62	+0,49	+0,79	2,62	0,24
218	6,57	2,66	+2,10	+1,46	+3,07	4,41	2,13
212	4,97	1,12	+0,50	-0,08	-0,40	0,25	0,01
210	4,69	1,28	+0,22	+0,08	+0,02	0,05	0,01
208	2,26	0,61	-2,21	-0,59	+1,30	4,88	0,35
206	5,79	1,18	+1,32	-0,02	-0,03	1,74	0,00
198	3,68	0,76	-0,79	-0,44	+0,35	0,62	0,19
196	3,41	1,05	-1,06	-0,15	+0,16	1,12	0,02
193	7,77	0,77	-3,30	-0,43	-1,42	10,89	0,18
407	2,91	0,62	-1,56	-0,58	+0,90	2,43	0,34
409	1,86	0,15	-2,61	-1,05	+2,74	6,81	1,10
411	4,31	1,08	-0,16	-0,12	+0,02	0,03	0,01
413	3,07	0,65	-1,40	-0,55	+0,77	1,96	0,30
415	4,86	1,67	+0,39	+0,47	+0,18	0,15	0,22
225	10,97	4,26	+6,50	+3,06	+19,89	42,25	9,36
223	2,78	0,26	-1,69	-0,94	+1,59	2,86	0,88
221	0,64	0,04	-3,83	-1,16	+4,44	14,67	1,35
219	5,64	0,91	+1,17	-0,29	-0,34	1,37	0,08
217	1,81	0,07	-2,66	-1,13	+3,01	7,08	1,26
215	1,37	0,21	-3,10	-0,99	+2,79	9,61	0,98
205	2,08	0,40	-2,39	-0,80	+1,91	5,71	0,64
Σ Среднее	116,13 4,47	31,15 1,20	-0,09 —	-0,04 —	54,17 —	147,99 —	26,89 —

Примечание.

$$r = \frac{\Sigma \Delta x \Delta y}{\sqrt{\Sigma \Delta x^2 \Delta y^2}} = \frac{54,17}{\sqrt{147,99 \cdot 26,89}} = +0,86; \quad m_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} = 0,05;$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\Sigma \Delta x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{147,99}{25}} = 2,3; \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{\Sigma \Delta y^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{26,89}{25}} = 1;$$

$$V_x = \frac{\sigma_x \cdot 100}{x_{cp}} = \frac{2,3 \cdot 100}{4,47} = 55\%; \quad V_y = \frac{\sigma_y \cdot 100}{y_{cp}} = \frac{1 \cdot 100}{1,20} = 86\%.$$

Таблица 71. Сравнение расчетных и фактических данных по суммарному выходу подборов

Номер пробы	Выход крупных номеров подборов (30—20) по пробам y	Фактический выход суммы всех номеров по пробе	Расчетный выход суммы всех номеров по пробе	Отклонения
230	3,65	9,26	9,46	0,20
226	1,0	3,74	4,06	0,32
225	4,26	10,97	10,71	0,26
221	0,04	0,64	1,87	1,23

Примечание. Коэффициент регрессии 2,04. Средние выходы подборов по типовым пробам крупных номеров y — 1,20, то же, суммы всех номеров x — 4,47.

Коэффициент вариации по керновому опробованию, отражающий диапазон колебаний выхода подборов, значительно выше коэффициента вариации по валовому опробованию и по пробам, и по выработкам в целом. Следовательно, случайность данных по керну в 2—2,5 раза выше, чем по валовому опробованию. Значит, для определения выхода подборов по керну скважин потребуется: а) увеличить число скважин по сравнению с горными выработками в 2—2,5 раза; б) путем контроля скважин горными выработками определить надежный поправочный коэффициент к данным кернового опробования.

Таким образом, в условиях Ковдорского месторождения флогопита в задачу опробования должно входить определение: а) содержания забойного сырца, б) выхода промышленного сырца по группам, в) выхода крупных номеров подборов (размеры 50, 40, 30 и 20) по всем пробам, г) выхода всех номеров подборов по объединенным пробам.

С помощью кернового опробования можно надежно определять только содержание забойного сырца, по всем остальным качественным показателям слюды требуется контроль валовым опробованием из горных выработок.

ПЛОТНОСТЬ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕТИ И ОПРОБОВАНИЯ

Расстояния между выработками на слюдяных месторождениях принимаются обычно в зависимости от изменчивости мощности и содержания от 10 до 400 м. В последнее время ряд геологов-слюдяников для определения расстояний между выработками используют методы вариационной статистики (Н. В. Иванов, 1963; О. П. Лунина, 1963) и др.

Ковдорское месторождение флогопита резко отличается от других слюдяных месторождений не только крупными масштабами, но и сравнительно большой устойчивостью мощности и содержания. Поэтому принятая на нем плотность разведочной сети может применяться лишь на аналогичных месторождениях. Месторождение

разведано на двух горизонтах горизонтальными выработками, секущими всю мощность продуктивных пород. Расстояние между выработками составляет 25 м. Такая плотность обеспечила хорошую увязку разрезов и погоризонтных планов, высокую достоверность определения морфологии рудных тел, надежное оконтуривание промышленных запасов и определение всех других разведочных параметров. Пройденные уже после разведки горноэксплуатационные выработки подтвердили достоверность подсчитанных в процессе разведки запасов в пределах отдельных подсчетных блоков. Однако небольшой объем горноэксплуатационных работ не позволяет еще сделать такие выводы в отношении всего месторождения.

Все другие существующие методы оценки плотности разведочной сети, к сожалению, носят лишь вспомогательный и сугубо ориентировочный характер. Так, например, методом разрежения, результаты которого приведены в табл. 72, показана, казалось бы, возможность увеличения расстояний между выработками вдвое, т. е. до 50 м.

Таблица 72. Среднее содержание забойного сырья и мощность при разной плотности разведочных выработок

Расстояние между выработками, м	Вариант	Среднее значение, отн. %			
		мощности		содержания	
25	I	Горизонт 174		Горизонт 144	
		100	100	100	100
50	I	101	95	97	116
	II	99	106	110	85
100	I	130	99	90	104
	II	82	94	80	45
	III	72	92	—	—
	IV	118	134	—	—

Если же плотность выработок определять при помощи вариационной статистики (по коэффициенту вариации), то получается обратный вывод, т. е. необходимо сгущение выработок до 10 м при 10% и 2,5 м при 5% погрешности (табл. 73). Выводы существенно не меняются, если обработку данных произвести по методу Н. В. Каллистова (1953), В. В. Богацкого (1962) и других исследователей.

Основные недостатки метода разрежения и различных математических методов, ограниченность их использования хорошо известны и суммированы в работах В. С. Соловьева (1939), В. И. Смирнова (1955), В. М. Крейтера (1960), Е. О. Погребницкого [1965], В. М. Борзунова [1965] и других исследователей.

Метод разрежения всегда требует огромных экспериментальных работ и, по существу, переразведки хотя бы отдельных блоков месторождения. Ценность же полученных выводов всегда сомни-

Таблица 73. Определение коэффициента вариации по содержанию забойного сырца по сечениям горизонта 174 м

Номер сечения	Среднее содержание по сечениям С, усл. %	Отклонение от среднего и знак Δx	Квадрат отклонения Δx^2
1	83	-17	289
2	140	+40	1 600
3	122	+22	484
4	118	+18	324
5	114	+14	196
6	125	+25	625
7	150	+50	2 500
8	100	-0	0
9	18	-82	6 724
10	30	-70	4 900
Σ	1000	0	17 642
Среднее	100	—	—

Примечание. $\sigma = \sqrt{\frac{\Delta x^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{17\ 642}{9}} = 44$; $V = \frac{\sigma}{C_{cp}} \cdot 100 = 44\%$.

При заданной погрешности, равной $\pm 5\%$.

$$n = \frac{V^2}{p^2} = \frac{(44)^2}{(5)^2} = \frac{1960}{25} = 80 \text{ выработок.}$$

При заданной погрешности, равной $\pm 10\%$.

$$n = \frac{1960}{100} = 20 \text{ выработок.}$$

тельна, так как никогда нет уверенности в том, что они отвечают характеру других блоков или месторождений.

Как было показано Е. О. Погребницким [1965], аналитические методы используют только общий размах колебаний признака, игнорируя внутреннюю структуру изменчивости, характер локальных закономерностей. Это особенно наглядно видно на нашем примере. Из табл. 66 видно, что вся флогопитовая залежь весьма устойчива, кроме красных частей, где начинается ее выклинивание. Именно в этих частях более изменчиво содержание, более прихотлива морфология. Увязка данных при построении погоризонтного плана показывает, что здесь дополнительные выработки были бы не лишними, в то время как сгущение выработок в центральной части залежи противоречило бы здравому смыслу.

Для определения плотности разведочной сети на слюдяных месторождениях, на наш взгляд, необходимо использовать два основных метода: метод сравнения с эксплуатационными данными и метод геологического анализа при построении и увязке разрезов и погоризонтных планов, с выявлением локальных закономерностей, их связи с особенностями структуры, строения, минерального состава и т. д.

Опробование в выработках, секущих слюдоносное тело вкрест простираясь, должно быть сплошное по всей вскрытой полезной толще, секционное. Опытная разрядка проб на Ковдорском месторождении показала, что она приводит к недопустимым погрешностям определения не только содержания слюды, но и таких оценочных параметров, как мощность полезной толщи, коэффициент рудности. Длина секции должна определяться промышленным типом руды. По каждому типу длина отдельной пробы на Ковдорском месторождении принималась равной 5—10 м.

Глава IX. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ ФЛОГОПИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ ДАННЫЕ О КОНДИЦИЯХ НА СЛЮДЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Важнейшими показателями кондиций на слюдяные месторождения являются минимальное промышленное и бортовое содержание. До настоящего времени все подсчеты запасов слюды (флогопита и мусковита) производились по кондициям Главслюды МПСМ СССР, введенным в действие еще в 1950 г. В табл. 74 приводятся кондиции в расчете на минимальную выемочную мощность жил, равную 1 м.

Таблица 74. Кондиции на слюду

Слюда	Слюдяной район	Содержание по колотым подборам, кг·см ² /м ³	
		минимальное промышленное	бортное
Флогопит	Алдайский Слюдянский	20	5
		12	3
Мусковит	Карело-Мурманский Мамский	12	3
		16	4

Геолого-экономические обоснования указанных кондиций для отдельных месторождений отсутствуют.

В настоящее время уже накоплен достаточный материал, свидетельствующий о несоответствии применяемых кондиций природным особенностям месторождений слюды. Например, трудно понять, почему кондиции для Чупинских месторождений мусковита и Слюдянских месторождений флогопита должны быть одинаковы, хотя хорошо известно, что 1 кг·см²/м³ колотых подборов чупинского мусковита в несколько раз ценнее, чем соответствующий показатель для слюдянского флогопита, а условия эксплуатации сходны. Также непонятно, почему должны быть одинаковы кондиции для Эмельджакского

и Леглиерского месторождений флогопита Алданского слюдоносного района, отличающихся не только различной ценностью $1 \text{ кг} \cdot \text{см}^2/\text{м}^3$, но и различным выходом промысрца, подборов и, соответственно, резко различными затратами на обработку слюды. В связи с вышеизложенным, решение ГКЗ при СМ СССР о пересмотре в ближайшие годы кондиций на слюду следует считать своевременным и весьма важным мероприятием. Однако практическая реализация этого решения оказалась весьма сложной. Среди геологов нет еще единства в понимании принципа и способа определения главных показателей кондиций — минимального промышленного и бортового содержания. Даже такой вопрос — как выражать эти показатели (в забойном или промышленном сырье, в подборах или в денежном выражении) — еще не разрешен. В связи с этим нужно подробнее рассмотреть значение минимального промышленного и бортового содержания и опыт их определения на Ковдорском месторождении.

МИНИМАЛЬНОЕ ПРОМЫШЛЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Под минимальным промышленным содержанием понимают такое содержание полезного компонента в подсчетном блоке, которое обеспечивает возврат всех затрат на добычу и переработку полезного ископаемого. Другими словами, это содержание, при котором разработка месторождения безубыточна.

В соответствии с временной инструкцией ГКЗ СССР (1963), а также проектом методических указаний ГКЗ СССР по экономической оценке месторождений полезных ископаемых (1964) минимальное промышленное содержание для балансовых запасов определяется по следующему равенству:

$$C = \frac{З \cdot 100}{Ц \cdot Н \cdot Р},$$

где C — минимальное промышленное содержание ценного компонента, %; $З$ — все затраты на добычу и переработку 1 т минерального сырья, руб.; $Ц$ — оптовая цена на единицу ценного компонента (металла в концентрате), руб.; $Н$ — коэффициент извлечения ценного компонента в концентрате; $Р$ — коэффициент разубоживания (отношение содержания полезного компонента в добытом минеральном сырье к содержанию полезного компонента в недрах).

Если оптовые цены установлены не на металлы, а на концентрат, рекомендуется пользоваться следующей формулой:

$$C = \frac{З \cdot a}{Ц_0 \cdot Н \cdot Р},$$

где a — содержание полезного компонента в концентрате; $Ц_0$ — оптовая цена концентрата, скорректированная с учетом его качества.

ГКЗ СССР считает, что каждый подсчетный блок должен иметь

содержание не ниже минимального промышленного, а распространение его на все месторождение недопустимо, т. е. выдвигается условие рентабельности месторождения в целом.

Из этих формул следует, что минимальное промышленное содержание должно отражать не только безубыточность горнорудного предприятия, но и уровень общественно необходимых затрат на добычу того или иного вида сырья. Интересы экономики общественного труда требуют единого уровня затрат на всех месторождениях одного вида полезного ископаемого равноценного качества. Следовательно, экономический уровень минимального промышленного содержания на месторождениях слюды должен быть одним и тем же. Натуральный же показатель минимального промышленного содержания на месторождениях в общем случае будет тем выше, чем хуже транспортно-экономические и горно-геологические условия их разработки, сложнее и дороже технология переработки полезного ископаемого. Другими словами, любое ухудшение условий добычи, транспортировки и переработки слюды должно компенсироваться увеличением минимального промышленного содержания.

Все эти соображения логичны и справедливы. Однако в практике составления условий нередки случаи, когда рекомендованные формулы либо приводят к неоправданным решениям, либо использование их полностью исключается. Особенно это характерно для тех полезных ископаемых, которые добываются на большом числе месторождений, рудных тел, жил, резко различающихся условиями разработки, качеством сырья, обогащения и, соответственно, себестоимостью продукции.

Как было показано Е. О. Погребницким и В. И. Терновым [1967], внедряемые и бесспорно наиболее оправданные в условиях социалистического хозяйства преискурантные цены, созданные на основе единых среднеотраслевых и дифференцированных отпускных ценовых цен горнорудных предприятий, непригодны для определения минимального промышленного содержания. Дело в том, что среднеотраслевые цены в своей основе уже предполагают народнохозяйственную целесообразность (балансовость) запасов с себестоимостью как ниже, так и выше отпускных цен, а множественность дифференцированных отпускных цен предприятий определяет неизбежность субъективных решений.

По предложению Е. О. Погребницкого и В. И. Тернового [1967] под Π в указанной выше формуле ГКЗ необходимо понимать бортовые (максимально допустимые) отраслевые или зональные цены, научно обоснованные и устанавливаемые в плановом порядке с учетом потребностей промышленности и состояния минеральносырьевой базы. Только в этом случае минимальное промышленное содержание будет отвечать своему главному назначению как критерию общественно необходимого труда — уровню, разделяющему запасы минерального сырья на балансовые и забалансовые.

Учитывая вышесказанное, а также необходимость включения затрат на геологоразведочные работы в себестоимость продукции

и получения плановой прибыли горнорудным предприятием, Е. О. Погребницкий и В. И. Терновой предлагают расчет минимального промышленного содержания производить по следующей формуле:

$$C_{\text{м. п.}} = \frac{(З + З_p + П) \cdot 100}{Ц_6 \cdot K \cdot P},$$

где $C_{\text{м. п.}}$ — минимальное промышленное содержание ценного компонента, %; $З$ — затраты на добычу и переработку 1 т мин. сырья, руб.; $З_p$ — затраты на разведку 1 т мин. сырья, руб.; $П$ — плановая прибыль с 1 т мин. сырья, руб.; $Ц_6$ — бортовая (предельно допустимая) цена ценного компонента в концентрате, руб.; K — коэффициент извлечения ценного компонента в концентрат; P — коэффициент разубоживания.

Необходимость обоснования и использования бортовых цен особенно очевидна на примере составления кондиций на слюдяных месторождениях. Как известно, добыча слюды даже в пределах одного рудника производится на десятках или сотнях жил и подсчетных блоков. Каждый же подсчетный блок характеризуется своим содержанием забойного сырца, выходом и групповым составом промышленного сырца, выходом и номерным составом деловых подборов, качеством и назначением слюды. Все это определяет широкий диапазон себестоимости и ценности слюды.

По расчетам Н. Д. Морозова (институт Гипронинеметаллоруд), из 46 эксплуатируемых объектов рудника рентабельными являются только 21. В целом рудник является высокорентабельным предприятием. Естественно, что в этих условиях было бы неправильным запасы блоков, убыточных для рудника, относить к забалансовым и прекратить разработку блоков. Это привело бы к потере большого количества имеющихся запасов этого ценного и еще дефицитного сырья. Было бы неправильным также установить отпускные цены для рудника на основе самой высокой себестоимости слюды. Это привело бы к неоправданно высокой прибыли, которую пришлось бы тем или иным образом у рудника изымать.

Необходимо учитывать, что промышленный сырец, даже приведенный к стандартной группе определенного качества, не характеризует ценность конечной продукции. Дело в том, что выход из него деловых подборов и их номерной состав непостоянны и колеблются в широких пределах. Известны многочисленные примеры, когда убыточный для рудников промышленный сырец приносит огромную прибыль слюдообрабатывающим фабрикам, и наоборот.

В связи с этим диапазон колебания себестоимости деловых подборов из слюды еще больше, чем промышленного сырца. Поэтому при утверждении запасов слюды требуется развернутая характеристика качества слюды не только по выходу и групповому составу промышленного сырца, но и по выходу и номерному составу деловых подборов. Минимальное промышленное содержание в большинстве случаев не может быть выражено ни забойным, ни промышленным сырцом,

так как при этом возможны неоправданное исключение из баланса высококоротельных для народного хозяйства блоков и жил и, наоборот, включение в баланс таких блоков, где выход промышленного сырья сравнительно высокий, а выход конечной продукции не оправдывает затрат.

Минимальное промышленное содержание можно выражать в забойном или в промышленном сырце только в тех случаях, когда кондичии составляются по одному телу, линзе, жиле и при наличии развернутой качественной характеристики слюды, когда забойный или промышленный сырец можно с достаточной точностью оценить в рублях. Случай этот довольно редкий, так как обычные месторождения слюды представлены большим количеством жил и линз, забойный и промышленный сырец которых имеет различный выход деловых подборов и тем самым различную истинную ценность.

Можно было бы дифференцировать отпускные цены на промсырец с учетом не только его сорта и группового размера (как это сделано в настоящее время), но и по выходу конечной продукции (деловых подборов) или выходу щипаной слюды, приведенной к стандартному размеру определенного качества. Однако трудности такой дифференциации очевидны, так как практически любая партия реализуемого рудником промсырца характеризуется своим специфическим выходом деловых подборов.

В связи с изложенным, в принципе правильным является предложение С. Е. Каплянской, Е. Г. Лустенберг, Н. Д. Морозова, П. И. Эверта и С. А. Юзефовича [Каплянская и др., 1964] о выражении минимального промышленного содержания в рублях на 1 м^3 слюдоносной породы. Однако нам представляется более удобным выражать минимальное промышленное содержание флогопита качественным показателем — выходом деловых подборов, приведенных к стандартному размеру определенного качества. Методика расчета качественного показателя проста и рассмотрена нами выше. Этот новый принцип оценки запасов слюдяных месторождений был использован нами на Ковдорском месторождении флогопита и одобрен ГКЗ при СМ СССР. Минимальное промышленное содержание определялось в полуочищенных подборах, приведенных к размеру 20, второго сорта. На основе испытаний флогопит отнесен к нагревостойкому. Полуочищенные подборы лучше всего отражают ценность слюды, так как выход из них конечной продукции (щипаной слюды) для всех месторождений является постоянной величиной.

Минимальное промышленное содержание определяется по следующей формуле:

$$C_{\text{м. п}} = \frac{Q}{H},$$

где $C_{\text{м. п}}$ — минимальное промышленное содержание полуочищенных подборов, приведенных к размеру 20, второго сорта, на 1 м^3 слюдоносной породы, кг; Q — себестоимость производства 1 кг соответствующих подборов с учетом затрат на разведку и получение

плановой прибыли, руб.; $Ц$ — ценность 1 кг соответствующих подборов, руб.

Себестоимость производства 1 кг подборов, приведенных к размеру 20, соответствующего качества, определяется по формуле

$$Q = Q_1 \cdot \frac{Ц}{Ц_1},$$

где Q_1 — себестоимость производства 1 кг полуочищенных подборов естественного номерного состава и качества, руб.; $Ц_1$ — ценность 1 кг полуочищенных подборов естественного номерного состава и качества, руб.

Тогда

$$C_{м.п} = \frac{Q_1}{Ц_1}.$$

Себестоимость производства 1 кг подборов естественного номерного состава и качества определяется по формуле

$$Q = \frac{10^4 a}{C_1 C_2 C_3 \gamma \sigma} + \frac{10^2 b}{C_3} + d,$$

где a — себестоимость добычи 1 м³ слюдоносной породы с учетом затрат на разведку и получение плановой прибыли, руб.; C_1 — содержание забойного сырца, кг/м³; C_2 — выход промышленного сырца, % от забойного сырца; C_3 — выход полуочищенных подборов, % от промышленного сырца; γ — поправочный коэффициент на разубоживание руды; σ — коэффициент извлечения забойного сырца; b — удельные расходы на производство 1 кг промышленного сырца (выборка забойного сырца и обработка его на промышленный), руб.; d — удельные расходы на производство 1 кг полуочищенных подборов из промышленного сырца, руб.

Вывод этой формулы может быть получен следующим образом.

Себестоимость 1 кг забойного сырца

$$Q' = \frac{a}{C_1 \gamma \sigma}.$$

Себестоимость 1 кг промышленного сырца

$$Q'' = \left(Q' \cdot \frac{100}{C_2} \right) + b \quad \text{или} \quad Q'' = \frac{10^2 a}{C_1 C_2 \gamma \sigma} + b.$$

Себестоимость 1 кг полуочищенных подборов

$$Q''' = \left(a \cdot \frac{100}{C_3} \right) + d; \quad Ц_1 = (Ц_2 - f) \cdot \frac{C_1}{100}$$

или

$$Q = \frac{10^4 a'}{C_1 C_2 C_3 \gamma \sigma} + \frac{10^2 b}{C_3} + d.$$

Ценность 1 кг полуочищенных подборов определяется по формуле:

$$Ц = (Ц_2 - f) \frac{C_1}{100},$$

где C_2 — ценность 1 кг щипаной слюды естественного номерного состава и качества, руб.; C_4 — выход щипаной слюды из полуочищенных подборов, %; f — удельные расходы на производство 1 кг щипаной слюды из полуочищенных подборов, руб.

Таким образом,

$$C_{\text{з. п}} = \frac{100}{C_2 f} \left[\frac{10^4 a}{C_1 C_2 C_3 C_4 \gamma \sigma} + \frac{10^2 b}{C_3 C_4} + \frac{d}{C_4} \right].$$

В этой формуле содержание забойного сырца C_1 , выход промышленного сырца C_2 и полуочищенных подборов C_3 определяются в процессе полевого опробования. Выход щипаной слюды C_4 определяется по объединенным валовым пробам в процессе фабричных испытаний.

Ценность 1 кг щипаной слюды естественного номерного состава и качества C_2 определяется путем расчета, пример которого приведен в табл. 75.

Таблица 75. Расчет ценности 1 кг щипаной слюды Ковдорского месторождения по блоку наихудшего качества

Показатели	Размер								Всего
	50	40	30	20	15	10	6	4	
Выход щипаной слюды каждого номера, %	4,6	2,2	4,2	10,2	9,4	15,9	29,2	24,3	100
Выход с 1 кг, %	46	22	42	102	94	159	292	243	1000
Цена 1 кг, руб.	39	34	29	24	19	14	5—50	1—85	—
Стоимость 1 кг щипаной слюды, руб.	1—80	0—75	1—22	2—45	1—79	2—22	1—60	0—45	12—28

Примечания. 1. Слюда отнесена к нагревостойкой. 2. Для расчета принят наихудший вариант, при котором вся щипаная слюда размерами 50—6 отнесена ко 2 сорту, а размером 4 — к 3 сорту.

Все остальные показатели (a , b , d , f , σ , γ) определяются на основе технико-экономических расчетов добычи и обработки слюды. Кстати, следует отметить, что все эти показатели по каждому слюдоносному району постоянны и уже известны.

Минимальное промышленное содержание необходимо определять в первую очередь по блокам с наихудшим качеством слюды (с низким выходом промыссыра, подборов, с неблагоприятным составом подборов), так как именно качество слюды оказывает решающее влияние на величину минимального промышленного содержания.

Пример расчета минимального промышленного содержания для одного из блоков Ковдорского месторождения в условных единицах приводится ниже. Качественные и технологические данные (табл. 76) получены на основе разведочных работ и технико-экономических расчетов, выполненных Гипронинеметаллорудом.

Таблица 76. Качественные и технико-экономические показатели

Показатели	Способ разработки	
	открытый	подземный
Себестоимость добычи 1 м ³ слюдоносной породы *, руб.	6,0	17,0
Содержание забойного сырца в 1 м ³ слюдоносной породы C_1 , усл. ед.	100	100
Выход промышленного сырца из забойного сырца, %	40	40
Выход полуочищенных подборов из промышленного сырца C_3 , %	15	15
Выход щипаной слюды из полуочищенных подборов C_4 , %	90	90
Цена 1 кг щипаной слюды естественного номерного состава и качества $Ц_2$, руб.	12,5	12,5
Удельные расходы на производство 1 кг промысырца b	0,07	0,07
Удельные расходы на производство 1 кг подборов из промышленного сырца, руб.	0,8	0,8
Удельные расходы на производство 1 кг щипаной слюды из подборов, руб.	2,5	2,5
Поправочный коэффициент на разубоживание	0,8	0,9
Коэффициент извлечения забойного сырца	0,9	0,9

* С учетом затрат на разведочные работы и получения плановой прибыли.

Себестоимость 1 кг полуочищенных подборов при открытой разработке

$$Q = \frac{10^4 a}{C_1 C_2 C_3 \gamma \sigma} + \frac{10^2 b}{C^3} + d = \frac{10^4 \cdot 6}{100 \cdot 40 \cdot 15 \cdot 0,8 \cdot 0,9} + \frac{10^2 \cdot 0,07}{15} + 0,8 = 2,7 \text{ руб.}$$

Цена 1 кг полуочищенных подборов

$$Ц = (Ц_2 - f) \frac{C_4}{100} = (12,5 - 2,5) \cdot \frac{90}{100} = 9 \text{ руб.}$$

Минимальное промышленное содержание для открытых работ

$$C_{\text{м. п}} = \frac{Q}{Ц_1} = \frac{2,7}{9} = 0,3 \text{ кг/м}^3.$$

Себестоимость 1 кг полуочищенных подборов при подземной добыче

$$Q = \frac{10^4 a}{C_1 C_2 C_3 \gamma \sigma} + \frac{10^2 b}{C^3} + \gamma = \frac{10^4 \cdot 17}{100 \cdot 40 \cdot 15 \cdot 0,9 \cdot 0,9} + \frac{10^2 \cdot 0,07}{15} + 0,8 = 4,8 \text{ руб.}$$

Минимальное промышленное содержание для подземной добычи

$$C_{\text{м. п}} = \frac{4,8}{9} = 0,6 \text{ кг/м}^3.$$

БОРТОВОЕ СОДЕРЖАНИЕ И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Для слюды бортовое содержание при оконтуривании промышленных запасов автоматически принимается в 2—3 раза более низким, чем минимальное промышленное.

Иногда такое снижение пытаются теоретически обосновать тем, что бортовое содержание в отличие от минимального промышленного должно оправдывать не всю сумму эксплуатационных расходов на добычу и переработку полезного ископаемого, а только так называемые прямые расходы. Из всей суммы эксплуатационных расходов при этом исключаются уже произведенные ранее капитальные затраты, цеховые и общерудничные расходы, стоимость горноподготовительных работ и т. д. Иногда такое снижение объясняется необходимостью более полного использования недр, снижения потерь полезного ископаемого, увеличения запасов. Как было показано Д. М. Рура [1956, 1958], В. В. Померанцевым [1961], Е. О. Погребницким и В. И. Терновым [1967], такой механический подход к определению бортового содержания в большинстве случаев неоправдан.

В общем случае, оконтуривание месторождения должно производиться по минимальному промышленному содержанию, что соответствует единым принципам учета запасов минерального сырья и экономии общественно необходимого труда для их добычи и обработки. Однако ввиду большого разнообразия месторождений полезных ископаемых по содержанию полезного компонента, динамике его изменчивости, морфологии бортовое содержание может быть принято либо более низким, либо даже более высоким, чем минимальное промышленное содержание. *Главное назначение бортового содержания — правильно оценить специфические особенности месторождения и наметить оптимальный вариант его эксплуатации с учетом наименьших затрат и наибольшего экономического эффекта.*

Бортовое содержание, меньшее минимального промышленного, оправдано лишь в тех случаях, когда оконтуривание по минимальному промышленному содержанию приводит к разобщению рудного тела на ряд мелких участков, гнезд, линз, что, в свою очередь, приводит к уменьшению производительности, ухудшению горнотехнических условий ведения работ и к удорожанию продукции горнорудного предприятия.

Часто бывает в таких случаях, что оконтуривание по более низкому содержанию, чем минимальное промышленное, хотя и приводит к снижению среднего содержания полезного компонента на месторождении, но оказывается более выгодным, так как существенно улучшает горнотехнические условия эксплуатации за счет получения более простых и единичных контуров рудного тела, повышает производительность горнорудного предприятия. Другими словами, некоторое увеличение затрат, например на обогащение за счет снижения среднего содержания полезного компонента в руде, с избытком

компенсируется снижением затрат на добычу за счет повышения производительности предприятия и улучшения горнотехнических условий эксплуатации.

На богатых и крупных месторождениях может оказаться более выгодным оконтуривать месторождение по более высокому содержанию полезного ископаемого, чем минимальное промышленное. Такой вариант оправдан в тех случаях, когда оконтуривание по минимальному промышленному содержанию практически не оказывает влияния на увеличение производительности и срока существования горнорудного предприятия, а заметно снижает экономическую эффективность эксплуатации месторождения по сравнению с более высоким бортовым содержанием.

Все это показывает разницу между минимальным промышленным, бортовым и средним содержанием полезного компонента на месторождении. Минимальное промышленное содержание является экономическим мерилom общественно необходимых затрат, критерием отнесения запасов по отдельным блокам к балансовым или забалансовым, единым если не для всей территории СССР, то хотя бы в пределах отдельных экономических районов, бассейнов, полей слюдяносных пегматитов и т. д.

Под бортовым мы понимаем такое содержание полезного компонента в краевых пробах, включение которых в контур промышленных запасов обеспечивает наиболее высокий экономический эффект эксплуатации месторождения. Отражая специфические особенности месторождений, оно может быть ниже, выше или равно минимальному промышленному содержанию.

Средним называется реально сложившееся содержание в подсчетном блоке при данном бортовом содержании и данном контуре блока. Среднее содержание зависит от бортового. Чем выше последнее, тем выше и среднее содержание. Оно определяется природой рудных тел, закономерностями изменчивости их и является важным критерием для разделения месторождения на подсчетные блоки. Среднее содержание для подсчетных блоков может различаться в десятки раз даже на одном месторождении.

Среднее содержание прямо не зависит от минимального промышленного, но по блокам балансовых запасов оно должно быть выше, либо в крайнем случае равным минимальному промышленному содержанию. Между минимальным промышленным, бортовым и средним содержанием существует тесная связь. Связь эта прежде всего обусловлена тем, что ни один из этих показателей не может быть грамотно определен в отрыве от двух других. Действительно, бортовое содержание не может быть принято сколь угодно низким по той причине, что при каком-то уровне бортового содержания среднее содержание может оказаться ниже минимального промышленного. Другими словами, выбор бортового содержания должен производиться всегда с оглядкой на характер изменения среднего содержания и его соотношения с минимальным промышленным.

С другой стороны, изменение бортового содержания нередко

приводит к существенному изменению качества сырья, производительности горнорудного предприятия, условий добычи и в конечном итоге экономики эксплуатации, что в свою очередь требует изменения минимального промышленного содержания. Следовательно, возможно только одновременное определение этих трех показателей. Оно должно проводиться следующим образом.

Вначале по разведочным данным оконтуривают месторождение по нескольким вариантам бортового содержания. Выбор этих вариантов и их количество зависят от характера месторождения. В сложных случаях их может быть 3—4, причем один из них по величине должен быть равным минимальному промышленному содержанию на аналогичном месторождении. По каждому из вариантов оконтуривания подсчитываются запасы руды и полезного компонента, оценивается качество руды, среднее содержание в ней полезного компонента, изучаются изменения морфологии рудных тел и горнотехнических условий их разработки. В большом числе случаев уже полученные данные позволяют правильно выбрать оптимальное значение бортового содержания и на основе этого рассчитать минимальное промышленное содержание. В сомнительных случаях такая методика позволяет по крайней мере забраковать явно непригодные варианты бортового содержания, а оставшиеся оценить методом непосредственных экономических расчетов, сущность которых подробно рассмотрена в работах М. И. Агошкова и Д. М. Бронникова [1954], П. И. Городецкого [1955], Д. М. Рура [1956, 1958], В. В. Померанцева (1957), Е. О. Погребницкого [1964] и др.

Здесь важно акцентировать внимание на необходимость именно первой части этой работы — оконтуривания месторождения по нескольким вариантам бортового содержания в процессе разведки. Это уточняет представление о месторождении, помогает геологам еще в процессе изучения месторождения оценить все упущенное, облегчает проектирование и часто бывает достаточным для надежного и хорошо обоснованного выбора главных показателей кондиций.

Бортовое содержание слюды, в противоположность минимальному промышленному, следует принимать не по выходу полуочищенных подборов, а по забойному сырцу. Оконтуривание на слюдяных месторождениях вообще лучше проводить по забойному сырцу. Прежде всего это диктуется тем, что вес отдельных проб (тем более краевых), обычно настолько мал, что для сколько-нибудь надежного определения выхода конечной продукции он совершенно недостаточен. В инструкции ГКЗ по применению классификации запасов к месторождениям слюды (1957) правильно отмечается, что для надежного определения выхода подборов необходимо обрабатывать 50—100 кг промсырца (100—200 кг забойного сырца). Естественно, что такое содержание в краевых пробах крайне редко. Это же отмечает и В. М. Борзунов [1965], который считает достаточным определение выхода подборов в целом по разведочному сечению. Выращение бортового содержания в забойном сырце оправдано и с точки зрения сущности и задачи этого показателя. По каждой краевой

пробе нет необходимости иметь ценностное выражение. Выражение бортового содержания в забойном сырце, кроме того, позволит использовать для оценки месторождений слюды керновое опробование, идея использования которого для оконтуривания слюдяных месторождений и подсчета запасов поддерживается всеми геологами-

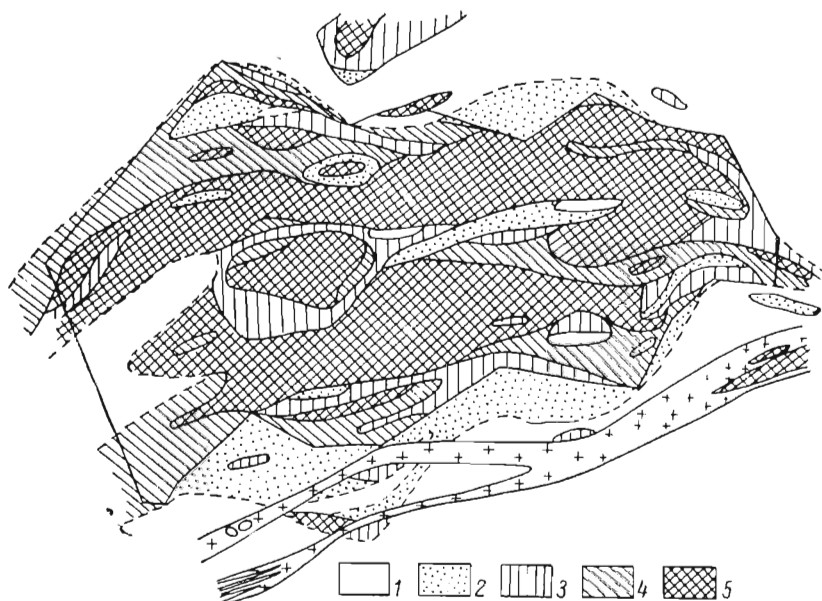


Рис. 76. Оконтуривание флогопитовой залежи при бортовых содержаниях, усл. %:

1 — 0,0; 2 — 0,52; 3 — 1,3; 4 — 2,6; 5 — более 5,0.

слюдяниками. Но она будет практически недостижимой, если отказаться от выражения бортового содержания в забойном сырце. На

Таблица 77. Оценочные параметры при различном значении бортового содержания, усл. %

Варианты	Бортовое содержание	Горизонт 174 м					Горизонт 144 м				
		Запасы руды	Запасы флогопита	Среднее содержание флогопита	Коэффициент рудопогобности	Бортовое содержание	Запасы руды	Запасы флогопита	Среднее содержание флогопита	Коэффициент рудопогобности	
1	0,0	100	100	7,8	93	0,0	100	100	10,0	90,5	
2	0,52	82	99,3	9,4	86	0,52	85	99,5	11,7	80	
3	1,3	66	97,5	11,6	77	1,3	70	98,0	14,0	80	
4	2,6	42	91,0	17,1	73	2,6	55	94,0	17,2	70	

практике для оконтуривания часто используют содержание в забойном сырце, а не в $\text{кг}\cdot\text{см}^2/\text{м}^3$ подборов, как это принято в существующих кондициях на слюду.

В нашем примере оконтуривание проведено на двух горизонтах по 4 вариантам бортового содержания, равного 0,0; 0,52; 1,3 и 2,6 усл. %.

На рис. 76, 77 видно, что морфология рудного тела существенно изменяется только при бортовом содержании 2,6%.

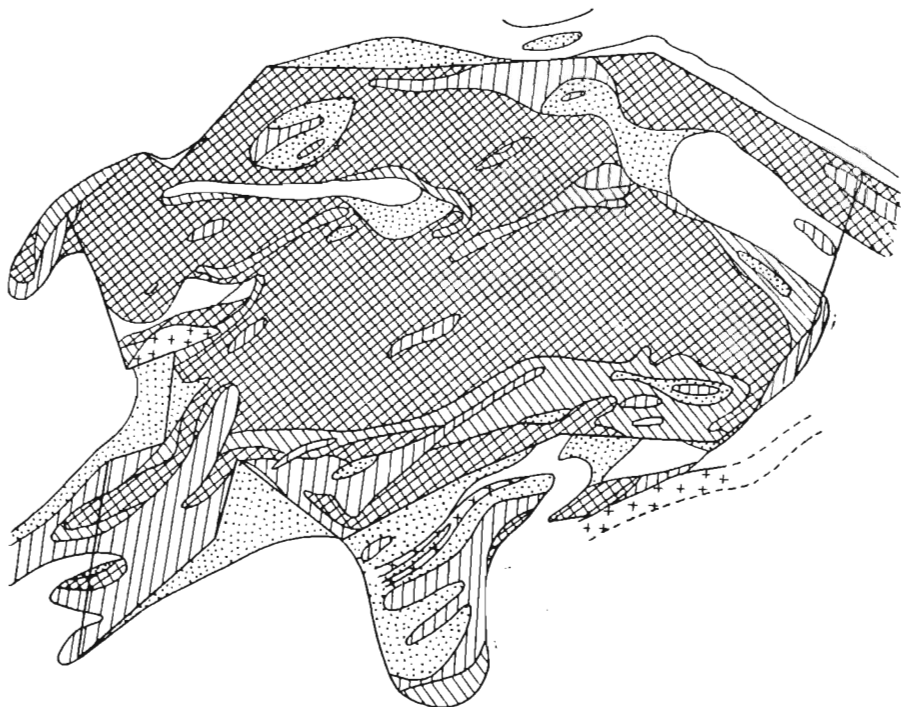


Рис. 77. Оконтуривание флогопитовой залежи.
Усл. об. см. на рис. 76.

Изменения оценочных параметров приведено в табл. 77.

Приведенные данные показывают, что увеличение бортового содержания до 1,3 усл. % практически не оказывает влияния на запасы флогопита. Они снижаются всего лишь на 2—2,5%, в то время как среднее содержание флогопита увеличивается почти в 2 раза. При этом, однако, следует отметить, что коэффициент рудоносности уменьшается на 10—16%. Бортовое содержание, равное 2,6%, приводит к значительной потере запасов слюды (6—9%) и, что особенно существенно, к резкому уменьшению коэффициента рудоносности (на 20%).

Наиболее оптимальным является второй вариант бортового содержания, обеспечивающий наименьшие потери слюды в недрах,

Таблица 78. Зависимость выхода получившихся подборов от забойного сырца

Выход получившихся подборов, приведенных к размеру 20, усл. %	Содержание забойного сырца по полевым пробам. усл. %																						
	0,0—0,26		0,26—0,52		0,52—0,77		0,77—1,03		1,03—1,3		1,3—2,6		2,6—5,2		5,2—13,0		13,0—26,0		Более 26		Итого		
	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	Кол-во проб	%	
0,0—0,05	2	18,2	1	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,1
0,05—0,1	5	45,4	—	—	2	13,3	1	9,1	1	25,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	3,3
0,1—0,2	3	27,3	5	31,3	2	13,3	1	9,1	—	—	1	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	4,3
0,2—0,3	—	—	4	25,0	1	6,7	2	18,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	2,4
0,3—0,4	1	9,1	4	25,0	—	—	—	—	1	25,0	2	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	2,8
0,4—0,5	—	—	2	12,5	4	26,7	—	—	—	—	—	—	2	5,2	—	—	—	—	—	—	—	8	2,8
0,5—0,6	—	—	—	—	2	13,3	—	—	—	—	1	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,1
0,6—0,75	—	—	—	—	1	6,7	2	18,2	—	—	2	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,9
0,75—1,0	—	—	—	—	3	20,0	2	18,2	2	50,0	1	3,7	1	2,6	—	—	—	—	—	—	—	9	3,2
1,0—1,5	—	—	—	—	—	—	3	27,2	—	—	3	11,1	4	10,2	3	5,4	1	1,8	1	2,4	15	5,5	
1,5—2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	29,6	4	10,2	6	10,7	2	3,6	1	2,4	21	7,6	
2,5—5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	22,3	17	43,6	11	19,6	7	12,5	1	2,4	42	15,2	
5,0—10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	11,1	11	28,2	12	21,4	10	17,8	9	21,4	45	16,2	
10—15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	23,2	7	12,5	4	9,5	24	8,7	
15—20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	5,4	7	12,5	10	23,8	20	7,2	
20—25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	5,4	9	16,1	3	7,1	15	5,5	
25—50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	8,9	12	21,4	8	19,1	25	9,0	
Более 50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,8	5	11,9	6	2,2	
Итого более 0,4	11	100	16	100	15	100	11	100	4	100	27	100	39	100	56	100	56	100	42	100	277	100	
Итого более 0,2	1	9,1	10	62,5	11	73,3	9	73,6	3	75	26	86,2	39	100	56	100	56	100	42	100	238	86,1	

наиболее простую и удобную как для открытой, так и для подземной разработки морфологию, со сравнительно высоким коэффициентом рудности и средним содержанием слюды. Для подземной добычи оптимальным является третий вариант бортового содержания, характеризующийся высоким средним содержанием и незначительными потерями слюды в недрах. Низкий коэффициент рудности при третьем варианте не является серьезной помехой при подземной разработке, при которой возможна селективная выемка кондиционных руд, с оставлением в недрах некондиционных.

Забойный сырец не характеризует ценности слюды. Поэтому для каждого месторождения необходимо доказать, что выбранное значение бортового содержания по забойному сырцу обеспечивает хотя бы в среднем минимальный промышленный выход конечной продукции — деловых подборов или щипаной слюды. Иначе можно включить в промышленный контур такие краевые пробы, которые хотя и содержат определенное количество забойного сырца, но либо вовсе не дают промышленной продукции, либо дают ее в столь незначительных количествах, что могут быть приравнены к пустой породе.

Такое обоснование может быть выполнено путем анализа зависимости выхода подборов от содержания забойного сырца, приведенного для Ковдорского месторождения в табл. 78.

Если принять минимальный промышленный выход подборов в 0,2 усл. %, то уже содержание забойного сырца в 0,26% для 62,5% проб обеспечивает этот минимум. Следовательно, это содержание может рассматриваться как промышленное. Таким образом, и с этой точки зрения принятое выше бортовое содержание забойного сырца в 0,52% для открытой и 1,3% для подземной разработки полностью оправдывается.

Глава X. **ОПРОБОВАНИЕ И РАЗВЕДКА ВЕРМИКУЛИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ. ТРЕБОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Основным и наиболее ценным свойством вермикулита является его способность при обжиге сильно увеличиваться в объеме (вспучиваться). Вспученный вермикулит представляет собой весьма легкий материал (плотность 0,07—0,25) с очень малым коэффициентом теплопроводности (0,05—0,09 при 30° С). Он обладает высокими тепло- и звукоизоляционными свойствами, химической инертностью и долговечностью. Особо ценным свойством вермикулита является его термостойкость (до 1000—1100° С).

Благодаря перечисленным свойствам обожженный вермикулит находит широкое практическое применение: в настоящее время он

используется более чем в 60 отраслях промышленности и в сельском хозяйстве. Основными потребителями вермикулита как в СССР, так и за рубежом являются строительная, судостроительная и энергетическая отрасли промышленности, где имеют значение его малая объемная масса, низкий коэффициент теплопроводности, высокая огнестойкость и звукопоглощение.

В строительстве вермикулит применяется как в виде теплоизоляционных засыпок, так и при производстве различных теплоизоляционных изделий.

В засыпном виде обожженный вермикулит широко используется для теплоизоляции чердачных межэтажных перекрытий и стен сборных зданий. При этом слой вермикулита толщиной в 20 см по теплопроводности эквивалентен кирпичной стене толщиной 1,5 м или бетонной стене толщиной 2 м. Слой вспученного вермикулита на чердачных перекрытиях толщиной 5 см снижает потери тепла на 65%, толщиной 7,5 см — на 85% и толщиной 10 см — на 92%.

Широко применяется вермикулит в производстве легких тепло- и звукоизоляционных вермикулитобетонов, куда он обычно входит в количестве от 4 до 8 объемных частей на одну часть цемента. Из вермикулитобетона изготавливаются легкие и прочные строительные конструкции: панели каркасных зданий, перегородки, разнообразные плиты и пустотелые блоки, которые в 5-7 раз легче обычного бетона и в 10-15 раз превосходят его по теплоизоляционным свойствам.

Вермикулит широко применяется в качестве составной части при производстве вермикулитовой штукатурки, которая изготавливается как в виде раствора и паст, так и в виде сухих плит в композиции с гипсом, древесно-волоконистыми и другими материалами. Качество вермикулитовой штукатурки намного выше песчаной: теплоизоляционные свойства в 3-4 раза выше, чем у обычных штукатурок; ее применение позволяет значительно уменьшить толщину наружных стен и снизить звукопроводность межквартирных и межкомнатных перегородок.

В связи с развитием многоэтажного каркасного строительства особое значение приобретает термостойкая противопожарная вермикулитовая штукатурка. Такая штукатурка является лучшим огнестойким покрытием для стальных конструкций. Высокая температура плавления (1360°С) и низкий коэффициент теплопроводности обожженного вермикулита делают его незаменимым в этой области.

В строительстве получило распространение также производство декоративных вермикулитовых штукатурок. Путем изменения температуры обжига можно придать вермикулиту самые различные оттенки — от серебристого и бронзового до золотого и медно-красного. Декоративной штукатуркой покрывают и внутренние стены общественных зданий: театров, школьных помещений, кинотеатров, радиостудий и др.

Вермикулит применяется при производстве легких конструктивных изделий из глины (вермикулитовая керамика). Такие изделия

в 2 раза легче обычной керамики, они легко режутся, ангобируются и глазуруются. Из вермикулитовой керамики изготавливаются кирпичи, пустотелые детали, плиты, облицовочные плитки и др.

Кроме того, вермикулит используется при производстве изделий для огнеупорной и высокотемпературной изоляции. В качестве вяжущих в таких изделиях применяются каолин, бентонит, огнеупорные глины, каустический магнезит, портландцемент, сульфат кальция, синтетические смолы. При добавке органических веществ можно получать легкие пористые материалы. Высокотемпературные теплоизоляционные изделия применяются для обкладки котлов и трубопроводов в судостроительной промышленности, при строительстве электростанций, в газотурбостроении и др.

Московским институтом Теплопроект разработана технология производства асбест-вермикулитовых плит и скорлуп. Эти изделия применяются для изоляции агрегатов с температурой теплоносителя до 900°C . Их изготавливают из вермикулита с добавкой асбеста V сорта и связки, состоящей из бентонитовой глины и крахмального клейстера или жидкого стекла. Для повышения водостойчивости изделий в состав шихты вводят 3–4% битума. Эта технология в настоящее время освоена и внедрена на ряде промышленных предприятий.

В других отраслях промышленности вермикулит также находит весьма разнообразное применение: как наполнитель лакокрасочных покрытий, пластмасс, резиновых изделий, линолеума, гербицидов и инсектофунгицидов; как катализатор и адсорбент (в кислотоупорных композициях и др.); как добавка в смазочные масла. Вермикулит используется в парфюмерии, для набивки обоев, изготовления типографских золотых и серебряных красок и т. д.

Благодаря своей адсорбционной способности и некоторым другим свойствам вермикулит получает в последние годы все более широкое применение для выращивания овощей, цветов и т. д. Особенно эффективно применение вермикулита в качестве субстрата для выращивания растений методом гидропоники (вермикулитопоника).

Вследствие своей стерильности и теплоизолирующей способности обожженный вермикулит применяется также при транспортировке и хранении различных растений (плодов, луковиц, черенков и т. д.).

Единых требований к качеству вермикулита-сырца в настоящее время не имеется. Качество вермикулита обычно определяется двумя показателями: объемной массой обожженного вермикулита и крупностью (фракционным составом) вермикулита.

Чем ниже объемный вес вермикулита после обжига, тем выше его эффективность как теплоизоляционного материала. Как известно, в прямой зависимости от объемной массы находится коэффициент теплопроводности. Наиболее низкий коэффициент теплопроводности, равный 0,05–0,07, устанавливается у вермикулита, имеющего объемную массу до 150 кг/м^3 . У вермикулита с объемной массой 250 кг/м^3 и более он достигает 0,09–0,10 $\text{ккал/м}\cdot\text{ч}\cdot\text{град}$ при 100°C .

В зависимости от объемной массы после обжига вермикулит-сырец классифицируется по маркам. Согласно временным техни-

ческим условиям, утвержденным, например, Главжуралстроем Министерства строительства РСФСР и действующим для строительных предприятий Урала, выделяются следующие марки вермикулита:

Марка	Объемная масса после вспучивания, кг/м ³
75	До 75
100	76—100
125	101—125
150	126—150
175	151—175
200	176—200

Не меньшее значение при промышленном использовании вермикулита имеет также его крупность. Размер частиц вермикулита часто является определяющим фактором для применения его в той или иной отрасли промышленности и в производстве отдельных вермикулитовых изделий. Наиболее надежная классификация вермикулита по крупности предусматривается указанными выше временными техническими условиями Главжуралстроя. Согласно этим условиям вермикулит должен поставляться промышленным предприятиям в следующих фракциях (мм): 5,0—10,0; 2,5—5,0; 1,2—2,5; 0,6—1,2; 0,3—0,6; 0,15—0,3; 0,0—0,15.

Другими предприятиями, потребляющими вермикулит, предъявляются менее дифференцированные требования. Так, комбинат «Центрэнергоизоляция», осуществляющий производство асбесто-вермикулитовых плит, в своих требованиях предусматривает поставку вермикулита крупностью 1—7 мм с объемной массой после обжига не более 150 кг/м³. Таким образом, требования к вермикулиту могут быть различны, в зависимости от направлений его использования. В наиболее ответственных и ценных изделиях применяется вермикулит 1—10 мм. Фракции вермикулита крупнее 10 мм перед использованием обычно дробятся. Вермикулит крупностью 0,5—1 мм при производстве наиболее ответственных изделий может применяться лишь в ограниченных количествах в виде добавки к более крупному вермикулиту. Мелкие фракции вермикулита (менее 0,5 мм) хотя и находят весьма разнообразное применение, употребляются при производстве наименее ответственных материалов и изделий и потому имеют гораздо меньшую ценность.

В связи с приведенными данными о требованиях к вермикулиту в отечественной промышленности представляют интерес требования промышленности США, которые сводятся в основном к крупности вермикулита. По данным Е. Р. Варлея (1952), американский стандарт предусматривает следующую крупность вермикулита, в зависимости от целей его использования (табл. 79).

Согласно данным К. Г. Брюса (1952), в настоящее время в США применяются следующие сорта по размерам фракций (табл. 80).

Приведенные данные из отечественной и зарубежной практики показывают, что требования к вермикулиту весьма разнообразны

Таблица 79. Крупность вермикулита по американским стандартам

Размер вермикулита	Основные области применения
От 1/4 дюйма до 20 меш (6,0—0,83 мм)	Изоляция помещений, холодильники, глушители, акустическая штукатурка, термоизоляторы, обшивка труб, футеровка котлов, изоляционный цемент
20—40 меш (0,83—0,40 мм)	Изоляция в автомобилях, самолетах, вагонах, холодильниках, пассажирских вагонах, сухая штукатурка, холодильники для воды, огнетушители, фильтры, склады-холодильники
40—120 меш (0,40—0,13 мм)	Линолеум, обивка, карнизы, диэлектрические коммутационные доски
120—200 меш (0,13—0,074 мм)	Жировая смазка, шины и резиновые изделия, пластические массы
200—270 меш (0,074—0,053 мм)	Побивка обоев, материалы наружной окраски зданий, огнеупорный картон
Менее 270 меш (менее 0,053 мм)	Состав для золотых и бронзовых типографских чернил и красок

Таблица 80. Сорта вермикулита

Сорт	Размер по американским стандартам	Соответствующие размеры, мм
1	1/2 дюйма + 3 меш	12,5—6,30
2	—3 + 14 меш	6,30—1,41
3	—8 + 20 меш	2,39—0,84
4	—8 + 65 меш	2,39—0,23
5	—10 + 65 меш	2,0—0,23
6	—20 + 100 меш	0,84—0,149

и имеют в основном отраслевой и ведомственный характер. Поэтому при оценке вермикулитовых месторождений в настоящее время нельзя ориентироваться на какие-либо единые общепринятые стандарты.

При проведении геологоразведочных работ оценка вермикулита производится по кондициям, разработанным и утвержденным в установленном порядке для каждого изучаемого месторождения.

Временными кондициями на Ковдорское месторождение вермикулита, утвержденными Госпланом РСФСР в 1959 г., выделяются следующие сорта вермикулита: 1 сорт — вермикулит крупностью не менее 1 мм, с объемной массой после обжига не более 200 кг/м³; 2 сорт — вермикулит крупностью не менее 0,5 мм, с объемной массой после обжига не более 400 кг/м³.

С учетом накопленного опыта использования вермикулита в СССР и за рубежом внутри указанных сортов вермикулита Ковдорского месторождения были выделены следующие фракции: крупнее 10, 10—3, 3—1, 1—0,5 и менее 0,5 мм. Оценка объемной массы вспучен-

ного вермикулита производилась по сортам, а внутри них — по перечисленным фракциям. Такой подход к оценке месторождения позволяет увязать качественную характеристику вермикулита с требованиями любой отрасли промышленности.

ОПРОБОВАНИЕ

В соответствии с требованиями промышленности для целей оконтуривания залежи и подсчета запасов при опробовании вермикулитовых месторождений необходимо выяснить следующие вопросы: 1) гранулометрический состав, содержание и качество вермикулита; 2) гранулометрический состав руд; 3) обогатимость руд и технологические свойства вермикулита и вермикулитовых изделий.

Методы отбора проб

Вермикулитовые руды опробуются на всех стадиях изучения месторождения. В период поисков и предварительной разведки производится сплошное опробование всех выработок, вскрывших полезную толщу. При условии установления выдержанных закономерностей ослюдения сплошное опробование в дальнейшем (в стадию детальной и особенно эксплуатационной разведки) может быть заменено пунктирным.

Так как мощность полезной толщи достигает десятков метров, возникает вопрос о длине отдельных интервалов опробования. От этого зависит количество проб и соответственно стоимость разведки, потому что обработка проб вермикулита, так же как и многих других нерудных полезных ископаемых (флогопит, мусковит, асбест и др.), весьма сложна и дорогостояща. Поэтому длину интервалов опробования нужно брать максимальной, учитывая, однако, необходимость оконтуривания различных типов руд и промышленной залежи в целом, а также установление закономерностей изменения содержания и качества вермикулита.

Опыт разведки Ковдорского месторождения показывает, что длина проб в пределах одного типа руд может быть принята по каналам 10—15 м, а по шурфам и скважинам 4—10 м. На отдельных участках, где устанавливается значительное или даже резкое изменение качества вермикулита с глубиной, длина отдельных проб по скважинам и шурфам не должна превышать 2—4 м.

Пробы отбираются бороздовым, задиrkовым, валовым способами и по керну скважин.

Канавы опробуются бороздовым способом. С целью определения оптимального сечения борозды и оценки достоверности бороздового опробования на Ковдорском месторождении были проведены экспериментальные работы. Для этого было отобрано 42 валовые и соответствующие им 42 бороздовые пробы сечения 20×15 см из 9 глубоких шурфов. Результаты сравнения проб по выработкам приведены в табл. 81.

Таблица 81. Результаты сравнения валовых и борздовых проб

Номер шурфа	Содержание вермикулита, %								Отклонение борздовых проб от валовых			
	1 сорт		2 сорт		3 сорт		Всего		1 сорт	2 сорт	3 сорт	1-3 сорта
	Валовые	Борздо- вые	Валовые	Борздо- вые	Валовые	Борздо- вые	Валовые	Борздо- вые				
40	13.49	16.94	4.46	4.54	7.84	8.40	25.79	29.88	+26	+2	+7	+16
42	8.76	6.04	4.40	4.20	9.07	7.10	22.23	17.34	-31	-5	-22	-22
43	2.71	3.20	0.62	0.35	2.15	1.17	5.48	4.72	+18	-44	-46	-14
44	2.78	1.50	0.88	0.88	3.64	4.32	7.30	6.70	-40	0	+19	-8
45	2.04	2.61	2.31	2.50	5.21	4.11	9.56	9.22	+28	+8	-21	-4
46	2.98	2.68	1.46	1.03	2.0	2.87	6.44	6.58	-10	-29	+44	+2
47	14.46	15.57	12.55	11.65	10.81	9.30	37.82	36.52	+8	-7	-14	-3
50	1.25	1.37	0.40	0.60	2.07	1.54	3.72	3.51	+10	+50	-26	-6
51	2.26	2.86	1.06	0.76	3.97	2.67	7.29	6.29	+27	-28	-33	-14
Итого без учета знака	50,73	52,77	28,14	26,51	46,76	41,48	125,63	120,76	198	173	232	89
Среднее	5,64	5,86	3,13	2,95	5,20	4,61	13,96	13,42	-	-	-	-
Случайная погрешность	-	-	-	-	-	-	-	-	22	19,2	25,7	9,0
Итого с учетом знака	-	-	-	-	-	-	-	-	+36	-53	-92	-53
Систематическая погрешность	-	-	-	-	-	-	-	-	-4,0	-5,9	-10,2	-5,9

Из приведенных данных видно, что по отдельным сортам вермикулита в пределах выработки погрешность бороздовых проб по сравнению с валовыми редко достигает 40—50%. По сумме всех сортов вермикулита погрешность лишь в отдельных случаях превышает 10—15%. Средняя случайная погрешность как по отдельным сортам, так и по всему вермикулиту составляет 10—25%. Систематические погрешности по наиболее важным сортам вермикулита незначительны.

Случайные погрешности бороздового опробования сравнимы со случайными погрешностями механического анализа вермикулитовых руд.

Следовательно, погрешность бороздового опробования в основном определяется не методом отбора проб, а погрешностью, заложенной в основе примененных механических анализов вермикулитовых руд. Поэтому на месторождениях вермикулита, подобных Ковдорскому, можно рекомендовать производить отбор проб бороздой сечением 20×15 см.

По скважинам в пробу отбирается весь керн. Для определения достоверности результатов опробования вермикулита по керну на Ковдорском месторождении были проведены экспериментальные работы, результаты которых рассматриваются ниже.

Мелкие шурфы опробуются методом задирки. В практике разведки Ковдорского месторождения задириковая проба отбиралась по дну выработки сечением $1,0 \times 0,4$ м. Дорогостоящее и трудоемкое валовое опробование применяется лишь в отдельных случаях для контроля других методов опробования, а также при отборе технологических проб для заводских испытаний. При валовом опробовании берется вся рудная масса, добытая с интервала секции пробы. В зависимости от способа отбора проб, их сечения и длины секций начальный вес проб колеблется от 50—100 кг до 5—12 т.

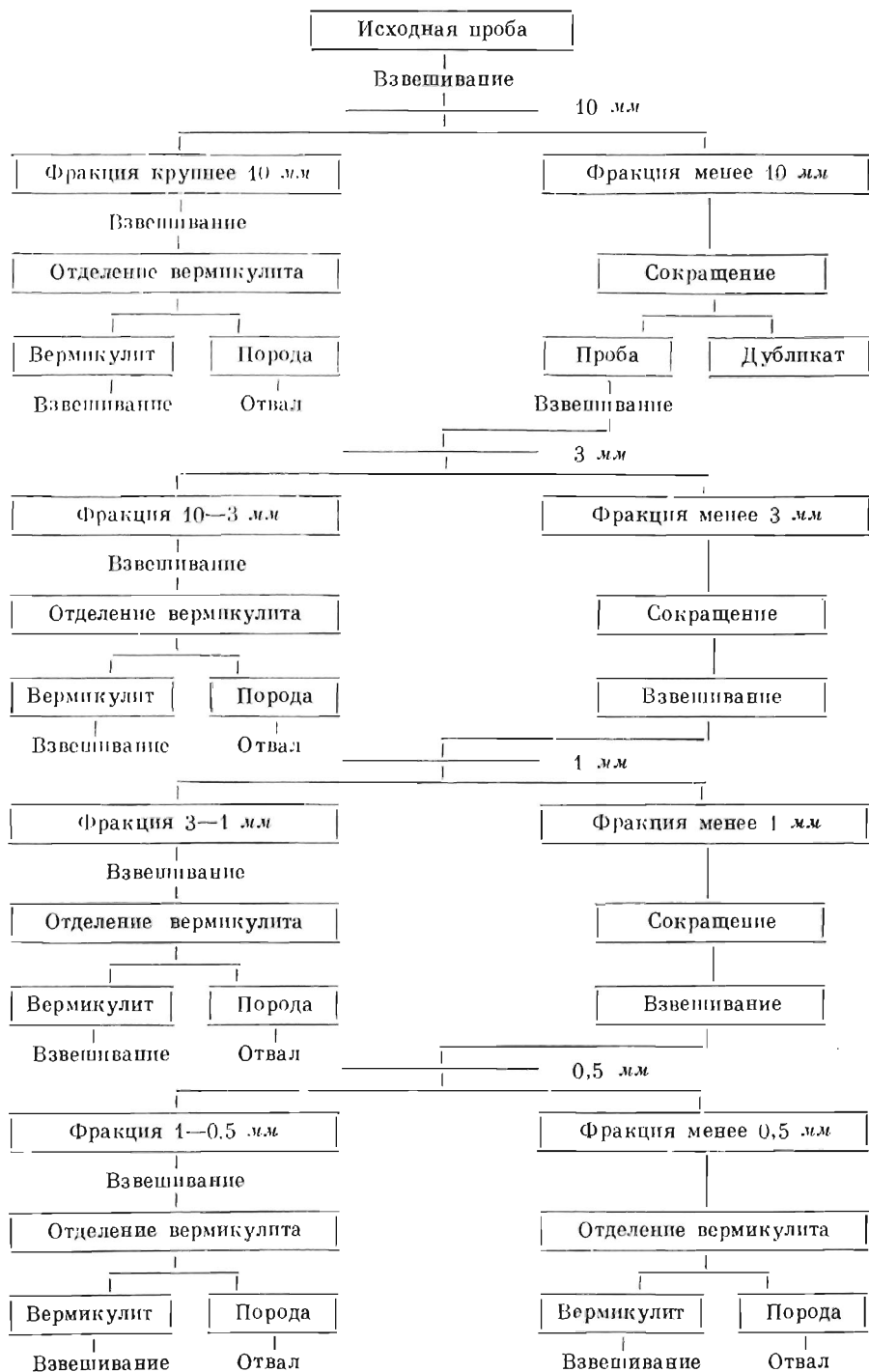
Обработка проб

Как уже указывалось выше, при опробовании необходимо выделять следующие фракции вермикулита: более 10, 10—3, 3—1, 1—0,5 и менее 0,5 мм. Обработка вермикулитовых проб осуществляется путем отсева их на эти фракции в соответствии с приводимой ниже схемой. При этом следует определять отдельно количество вермикулита, находящегося в срезках с другими минералами, так как при промышленном обогащении вермикулит в таких срезках, как правило, теряется.

Грохочение проб, как видно по схеме, сопровождается сокращением, которое производится согласно формуле $Q = Kd^2$, где Q — вес сокращенной пробы, K — коэффициент, учитывающий неравномерность распределения слюды, d — максимальный диаметр частиц в пробе, мм.

Ввиду неравномерности распределения вермикулита в породе и новизны изучаемого объекта на Ковдорском месторождении были поставлены экспериментальные работы по определению оптимального

Схема обработки вермикулитовых проб



значения коэффициента K . Для этой цели было отобрано 100 проб. Каждая проба разделена на 6 навесок: две обрабатывались при $K = 0,5$, а остальные при $K = 0,2$, $K = 0,1$, $K = 0,01$ и $K = 0,002$. При этом учитывалось, что $K = 0,5$ является заведомо надежным и может служить эталоном точности для других коэффициентов. Вторая навеска, обрабатываемая при $K = 0,5$, бралась специально

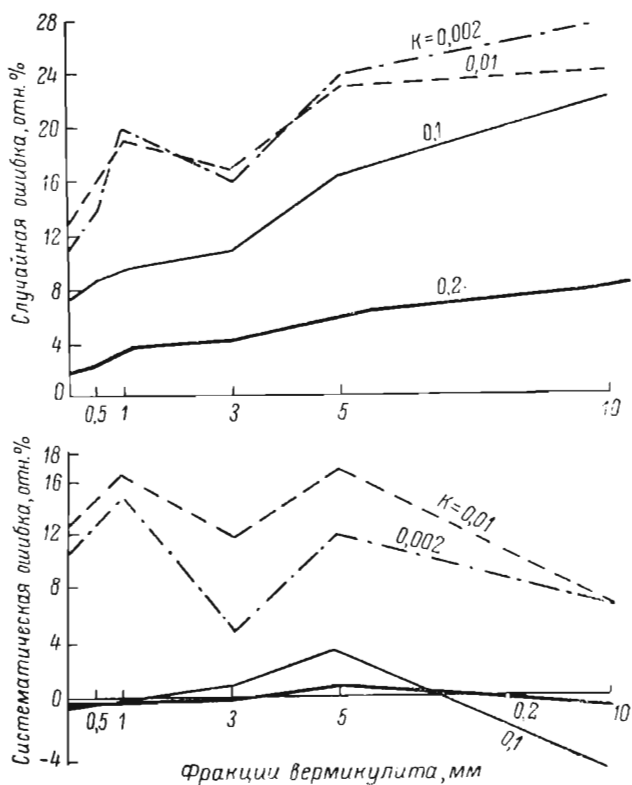


Рис. 78. Аккумулятивный график случайных и систематических ошибок при определении содержания вермикулита.

для определения воспроизводимости применяемых механических анализов вермикулитовых проб.

Частые отклонения с переменным знаком по отдельным сортам вермикулита в относительных процентах при $K = 0,2$ и $K = 0,1$ показаны на рис. 78. Из этих графиков видно, что наибольшими отклонениями характеризуются крупные фракции вермикулита. По мелким фракциям (менее 3 мм) отклонения невелики и редко достигают 20%. По коэффициенту $K = 0,01$ случайные отклонения более значительные и достигают 20—30% и по мелким фракциям.

Средние случайные погрешности механического анализа * при различных коэффициентах K приведены в табл. 82.

В итоге можно заключить, что средние случайные погрешности $K = 0,2$ и $K = 0,1$ равноценны погрешности механического анализа и находятся в пределах допустимого.

Таблица 82. Средние случайные погрешности, отн. %

Коэффициент K	Сорта			
	1	2	3	1-3
0,5	10,6	20,8	22,4	17,0
0,2	13,5	21,5	33,7	22,9
0,1	12,4	18,0	38,3	23,2
0,01	29,4	25,2	Не опр.	—

Таблица 83. Систематические погрешности, отн. %

Коэффициент K	Сорта			
	1	2	3	1-3
0,2	-0,2	-3,0	+2,0	-2,5
0,1	+3,7	+2,8	-19,8	-5,2
0,01	+16,7	+21,21	Не опр.	—

Как видно из табл. 83, систематическая ошибка при $K = 0,2$ по всем сортам вермикулита практически отсутствует, а при $K = 0,1$ она лишь по 3 сорту недопустимо велика. При $K = 0,01$ систематическая ошибка недопустимо велика по всем сортам вермикулита, поэтому коэффициент не может считаться достаточно надежным и не должен применяться.

Учитывая приведенные экспериментальные данные, для определения содержания вермикулита при обработке проб на все фракции можно было бы рекомендовать $K = 0,1$. Однако задачей опробования является не только определение содержания, но также и оценка объемной массы вермикулита после обжига, для чего необходимо иметь навески руды по каждой фракции весом не менее 100 г. Поэтому сокращение проб при $K = 0,1$ целесообразно проводить только после отсева их на ситах 10 и 3 мм, а обработку проб на мелкие классы осуществлять без сокращения.

При значении $K = 0,1$ минимальный вес проб после сокращения должен быть следующим: 10 кг (фракция 10 мм) и 0,9 кг (фракция 3 мм и менее).

Содержание вермикулита определяется по каждой фракции в весовых процентах от начального веса проб или в килограммах на 1 м³ руды. Вермикулит может выделяться следующими способами: вручную, гравитацией на лабораторных концентрационных столах или отсадочных машинах, воздушной сепарацией или отсадкой в воде вспученного вермикулита.

Разборка вручную — весьма трудоемкая операция, поэтому она возможна лишь по крупным фракциям: крупнее 10 и 10-3 мм. На Ковдорском месторождении эти фракции составляют небольшую часть пробы (порядка 10-20%), поэтому разборка их вручную

* Случайные погрешности, определенные путем сравнения данных по параллельным навескам 100 проб, обрабатываемых при $K = 0,5$, названы нами погрешностями механического анализа вермикулитовых руд.

допустима. По более мелким фракциям (3—1, 1—0,5 мм и менее) целесообразно отделять вермикулит на концентрационных столах, отсадочных машинах или воздушной сепарацией после обжига руды.

Каждый из указанных методов характеризуется своими преимуществами и недостатками и требует внесения поправок. Преимуществом концентрации на столах и отсадочных машинах является возможность получения концентратов вермикулита-сырца. Однако этим методом даже при тщательной отладке машин на оптимальный режим работы и многократной перемывке промежуточного продукта, во-первых, не удастся получить чистые вермикулитовые концентраты и, во-вторых, избежать потерь вермикулита в хвостах. В связи с этим требуется периодически проводить контрольную обработку хвостов и концентратов другими методами, например с помощью обжига и воздушной сепарации, и вводить поправочный коэффициент на выход концентрата. При контрольной обработке хвостов и концентратов, проведенной более чем на 300 пробах Ковдорского месторождения, выяснилась интересная особенность. Оказалось, что пробы из горных выработок и пробы из керна буровых скважин обогащаются весьма неодинаково. При этом потери вермикулита в хвостах по керновым пробам значительно превосходят потери при обработке проб из горных выработок:

	Пробы из горных выработок	Пробы из керна
Фракция 3—1 мм:		
потери	12,4	37,1
поправочный коэфф.	1,13	1,59
Фракция 1—0,5 мм:		
потери	10,7	33,3
поправочный коэфф.	1,12	1,50
Фракция менее 0,5 мм:		
потери	9,9	42,2
поправочный коэфф.	1,11	1,78

Причины столь существенных расхождений объясняются принятой технологией бурения. Известно, что при бурении «всухую» неизбежно допускается значительное перетирание вермикулитовой руды в глинистый материал — шлам. Последний при обработке керновых проб препятствует нормальному отделению вермикулита и приводит к высоким потерям его в хвостах. Это относится не только к мелким, но и крупным фракциям, ибо при сухом рассеивании руды на классы крупности глинистые комки шлама почти одинаково засоряют все фракции.

На Ковдорском месторождении были проведены опытные работы по удалению шлама путем промывки и отсадки кернового материала в воде. При последующей обработке проб, освобожденных от шлама, потери вермикулита в хвостах и поправочные коэффициенты на выход концентрата составили: для фракции 3—1 мм потери — 19,3 отн. %, коэффициент — 1,24; для фракции 1—0,5 мм соответственно —

10,7 отн. % и 1,12; для фракции менее 0,5 мм — 12,4 отн. % и 1,13. Отсюда видно, что потери вермикулита и поправочные коэффициенты близки к потерям и значениям коэффициентов при обработке проб из горных выработок, т. е. обесшламленный керновый материал обогащается почти так же, как и вермикулитовая руда в ее естественном состоянии. Но обесшламливание керновых проб в воде целесообразно и возможно лишь в том случае, если вермикулитовые руды месторождения практически не содержат глинистых фракций, удаляемых вместе со шламом.

Воздушная сепарация производится путем обжига анализируемой фракции и отвеивания вспученного вермикулита струей воздуха. Этот метод является наиболее точным и может служить в качестве контрольного для других методов. При воздушной сепарации благодаря высокой разнице плотности вспученного вермикулита и породы обеспечивается практически полное отделение вермикулита. Однако при этом методе требуется производить перерасчет содержания вспученного вермикулита на вермикулит-сырец, для чего вводятся поправочные коэффициенты на потери при прокаливании. Средняя величина потерь при прокаливании и поправочные коэффициенты на вспученный вермикулит в зависимости от типа руд и фракций вермикулита приведены в табл. 84.

Таблица 84. Величина потерь и поправочные коэффициенты

Тип руды	Фракция 10—3 мм		Фракция 3—1 мм		Фракция 1—0,5 мм	
	Потери при прокаливании, %	Поправочный коэфф.	Потери при прокаливании, %	Поправочный коэфф.	Потери при прокаливании, %	Поправочный коэфф.
Сунгулит-вермикулитовый	16,4	1,19	14,7	1,17	14,8	1,17
Вермикулитовый	16,3	1,19	15,8	1,18	14,2	1,17
Гидрофлогопитовый	7,7	1,08	10,2	1,11	10,7	1,14

При отсадке в воде в отличие от метода воздушной сепарации вспученный вермикулит отделяется путем помещения обожженной фракции в сосуд с водой. Всплывший вермикулит собирают, высушивают и взвешивают. Недостатками метода являются его трудоемкость, а также значительные потери вспученного вермикулита, особенно мелких фракций. Потери объясняются тем, что при погружении в жидкость часть слюды успевает пропитаться водой и тонет. Метод требует контроля, расчета и введения соответствующих поправок. При отсадке в воде систематическое занижение содержания вермикулита составляет: по фракции 3—1 мм — 14%, по фракции 1—0,5 мм — 40%.

Определение качества вермикулита

Качество вермикулита характеризуется главным образом его объемной массой после обжига, которая определяется по всем фракциям каждой пробы отдельно на стадии поисков и предварительной разведки, а по групповым пробам — по типам руд на стадии детальной разведки.

В настоящее время для определения объемной массы вспученного вермикулита существуют два метода обжига: в лабораторной муфельной печи и в полупромышленных или промышленных установках различных конструкций (вертикальные шахтные, вращающиеся, трубчатые и другие печи). Второй метод является наиболее надежным, поскольку позволяет дать оценку в условиях, близких к промышленным. Однако применение полупромышленных обжиговых печей требует проб большого веса (не менее 100—150 кг), а также установки довольно сложного и громоздкого оборудования. Поэтому полупромышленный способ обжига применяется в качестве контрольного для лабораторных определений на групповых пробах, а также при проведении технологических испытаний в заводских условиях.

Метод обжига в муфельной печи требует прежде всего тщательной разработки оптимальных режимов (температуры и времени обжига, предельной толщины слоя вермикулита при обжиге). Широко поставленными на ковдорском вермикулите экспериментальными исследованиями установлено, что при обжиге в муфельной печи наиболее оптимальной является температура 850—900° С при продолжительности обжига 3—5 мин и толщине слоя вермикулита или вермикулитовой руды не более размера обжигаемой фракции. Так как при обжиге крайне неудобно производить замер толщины слоя для каждого определения, то задаются величиной оптимального веса разовой навески, подвергаемой обжигу.

В табл. 85 приводятся сравнительные характеристики объемной массы вспученного вермикулита при обжиге проб разного веса в муфельной печи и данные обжига тех же проб в трубчатой печи конструкции Уралнистройпроекта.

Таблица 85. Объемная масса вспученного вермикулита в зависимости от метода обжига и веса проб, кг/м³

Метод обжига	Вес разовых навесок, г	Фракции, мм				
		10—3	3—1	1—0,5	10—0,5	менее 0,5
Лабораторный (муфельная печь)	200	131	168	216	165	391
То же	100	113	135	167	134	Не опр.
»	50	109	137	157	131	232
Полупромышленный (трубчатая печь)	—	—	—	—	114	158

Из приведенных данных видно, что лабораторный метод обжига по сравнению с полупромышленным дает минимальные расхождения при весе проб не более 50 г. Только при этом условии по наиболее важным сортам вермикулита (крупнее 0,5 мм) можно близко подойти к правильной оценке вермикулита по объемной массе. Однако даже при выборе наиболее оптимальных режимов обжига в муфельной печи очевидно, что полученные данные требуют уточнения и подтверждения полупромышленными испытаниями.

Отбор проб на обогатимость вермикулитовых руд

Исследования по обогащению необходимо проводить уже в стадии предварительной разведки. Для этого отбираются пробы по основным природным и промышленным типам руд. Промышленные типы вермикулитовых руд выделяются по отдельным признакам или по совокупности признаков, которые будут влиять на способ обогащения и на получаемые при этом результаты. Кроме того, руда выделенного промышленного типа должна занимать достаточно большой объем, чтобы иметь самостоятельное значение при разработке месторождения.

По известным месторождениям вермикулита для обогащения играют роль в основном следующие факторы: фактическое состояние руд (разрушена ли она в песок и дресву или представлена монолитными породами; если порода разрушена, то имеют значение крупность материала, степень глинистости и распределение вермикулита по классам крупности, отсутствие или наличие сростков вермикулита с другими минералами); минеральный состав руды и физические свойства минералов (плотность и форма зерен); содержание вермикулита в руде; размеры табличек и чешуек вермикулита; качество вермикулита. В процессе разведки месторождения эти вопросы должны получить исчерпывающее освещение, а каждый промышленный тип руды оконтуриен.

На стадии предварительной разведки пробы отбираются по отдельным шурфам в наиболее характерных и типичных для месторождения участках. Вес проб, как показали опытные работы по обогащению ковдорских вермикулитовых руд, должен составлять 3—4 т.

На стадии детальной разведки, при опытно-промышленной эксплуатации месторождения, требуется отбор усредненных проб по типам руд на детально разведываемом участке. Вес проб на этой стадии разведки должен быть достаточным для того, чтобы загрузить опытно-промышленную обогатительную установку не менее чем на несколько производственных циклов. На Ковдорском месторождении для заводских испытаний потребовался отбор проб весом 600—800 т. Заводские пробы также отбирались валовым способом из шурфов. При этом шурфы проходились с таким расчетом, чтобы охватить участок детальной разведки в целом и чтобы материал проб отвечал средней характеристике вермикулитовой руды по участку.

В настоящее время известны следующие способы обогащения вермикулитовых руд: 1) гравитация в отсадочных машинах, суспензионных барабанах и на концентраторных столах, 2) избирательное дробление, 3) воздушная сепарация.

Технологические испытания вермикулитовых руд Ковдорского месторождения показали, что наиболее эффективным и экономичным методом промышленного обогащения является гравитационный метод с использованием отсадочных машин. Этот метод позволяет извлекать 80—90% вермикулита при содержании его в концентрате 85—95%.

Отбор проб для производства и испытаний вермикулитовых изделий

Пробы для производства и испытаний вермикулитовых изделий отбираются как в стадию предварительной, так и в стадию детальной разведок. Для этого используются концентраты, полученные при испытании на обогатимость вермикулитовых руд. Количество проб для этих целей, так же как и количество проб для обогащения, определяется числом промышленных типов руд на месторождении.

Испытания проводятся по концентратам, получаемым по рекомендуемым схемам обогащения, в специализированных институтах (по стадии предварительной разведки) и на промышленных предприятиях (в стадию детальной разведки). Программа испытаний намечается в соответствии с назначением вермикулита. В процессе испытаний должна учитываться необходимость комплексного использования всех фракций и сортов вермикулита. Опыт показывает, что для проведения лабораторных испытаний вес каждой фракции вермикулита должен составлять 100—150 кг, а всей пробы — 400—600 кг. Вес проб для полупромышленных и промышленных испытаний устанавливается по согласованию с предприятиями, осуществляющими переработку вермикулита и производство вермикулитовых изделий.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВЕДКИ ВЕРМИКУЛИТА

Типы разведочных выработок

В практике разведки отечественных и зарубежных месторождений вермикулита применяются следующие типы выработок: канавы, траншеи, мелкие и глубокие шурфы и скважины колонкового бурения. На Потанинском месторождении (Урал) и месторождении Лулекоп в Южной Америке широко применялись также шурфы — шахты глубиной до 20—30 м с рассечками длиной 15—25 м. Применение того или иного типа выработок зависит от характера поставленной задачи и конкретных геологических условий на месторождении или участке.

Изучение месторождения с поверхности проводится легкими горными выработками — канавами и шурфами. Выработки располагаются по линиям, ориентированным вкrest простирания слюдоносных зон. Расстояние между выработками выбирается с таким расчетом, чтобы получить непрерывный разрез и обеспечить оконтуривание зоны с промышленным содержанием вермикулита, а также выявление безрудных и некондиционных участков внутри залежи.

Если мощность вскрышных пород невелика (до 3 м), то по разведочным линиям проходятся сплошные магистральные каналы с целью пересечения всей мощности зоны ослюденения. Проходка сплошных канав глубиной до 3 м эффективно осуществляется с помощью бульдозеров и экскаваторов. Благодаря механизации производительность труда возрастает в 7—10 раз, а стоимость работ снижается в 3—4 раза.

Получение сплошных разрезов является особенно необходимым на стадии предварительной разведки. В дальнейшем, когда установлены основные закономерности распределения, выяснены характер и степень изменчивости содержания и качества вермикулита, сплошные каналы могут быть заменены пунктирными или линиями мелких шурфов и закопшек.

Канавы проходятся на всю глубину вскрышных пород с углублением в породы коры выветривания на 0,5—1,0 м. В условиях рыхлых, мягких и слабо связанных продуктов коры выветривания проходка по вермикулитовой зоне, так же как и в зоне четвертичных отложений, осуществляется легко, без применения взрывных работ.

Канавы — самый эффективный, производительный и экономичный вид разведочных выработок. Они дают полное представление о распределении и морфологии ослюденения, характере и степени изменчивости содержания вермикулита, наличии безрудных и некондиционных участков, их составе, размерах, элементах и условиях залегания. Однако при этом виде выработок почти не освещаются вопросы изменчивости качества вермикулита и вермикулитовых руд с глубиной. Как правило, на протяжении сотен метров вкrest простирания слюдоносных зон с поверхности вскрываются однотипные руды, характеризующиеся сравнительно однородным гранулометрическим составом и одинаковой объемной массой вспученного вермикулита.

Скважины колонкового бурения применяются с целью оконтуривания месторождения на глубину, изучения и расчленения профиля коры выветривания, выделения и оконтуривания типов руд, изучения качества вермикулита. Скважины являются единственным возможным видом разведочных выработок на заболоченных и обводненных участках и при набросах мощностью более 10 м.

Разумеется, разведка месторождения на глубину может проводиться также глубокими шурфами, шахтами и рассечками. При этом тяжелые горные выработки дают наиболее полные и надежные результаты, однако проходка их связана с большими затратами средств и времени.

Преимущества колонкового бурения с точки зрения экономики и сроков работ по материалам работ Ковдорской партии за 1958—1965 гг.:

Тип выработок	Производительность на станко-смену (бригадо-смену), <i>пог. м</i>	Стоимость 1 <i>пог. м</i> выработки, руб.
Скважины колонкового бурения	4	12
Шурфы глубиной до 25 м и сечением 2 м ²	0.8	60

Скважины проходятся вертикально, с учетом горизонтального залегания вермикулитовой залежи. Глубина скважин должна обеспечить пересечение залежи на всю мощность и вскрытие свежих невыветрелых пород на 5—6 м. В зависимости от мощности вермикулитовой толщи глубина скважины на Ковдорском месторождении колебалась от 25—30 до 150 м. При вскрытии слюдоносных зон, благоприятных с точки зрения перспектив выявления крупнокристаллического промышленного флогопита, разведочные скважины одновременно служили поисковыми выработками. В этом случае глубина их определялась протяженностью флогопитового ослюденения и достигала 150—350 м. Так как вермикулитовая толща представлена мягкими рыхлыми породами, то для предупреждения размыва керна бурение производилось без принудительной промывки, «всухую». Благодаря этим мерам были обеспечены удовлетворительный выход керна и надежное определение мощности полезной толщи.

Одновременно с буровой разведкой в необходимых объемах проходились для контроля также глубокие шурфы, расположенные на месте скважин. На Ковдорском месторождении всего было пройдено 66 таких шурфов и получены данные для сравнения по качеству и содержанию вермикулита по всем природным типам руд. Эти 66 шурфов составляют около 15% от общего количества разведочных скважин. С целью удешевления работ и сокращения сроков проходки горных выработок скважины контролировались шурфами не на всю их глубину, а до уровня грунтовых вод (15—25 м от дневной поверхности). Шурфы круглым сечением средним диаметром 1,5 м проходились при каркасном креплении. Для их проходки применялись шурфо-проходческие агрегаты.

Оценка достоверности кернового опробования

Как известно, в практике разведки слюд (мусковита и флогопита) уже давно предпринимаются попытки обосновать приемлемость использования данных по скважинам для оценки месторождений с количественной и качественной стороны. При этом основной трудностью является определение не количества, а качества слюд, зависящего в первую очередь от размеров кристаллов и их физико-меха-

вических свойств. По керну же определение указанных качественных показателей остается пока ненадежным.

В отношении пермикулита фактор величины кристаллов и их физико-механических свойств имеет гораздо меньшее значение. Для вермикулита наиболее оптимальным размером табличек является 1—10 мк, а кондиционным признак вермикулит крупнее 0,5 мк. На Ковдорском месторождении в среднем 80—90% вермикулита представлено табличками размером 10—5 мк и меньше. Таким образом, хотя в керне соотношение различных фракций вермикулита может и должно несколько меняться по сравнению с горной массой, это обстоятельство при оценке месторождения не имеет существенного значения.

Для подтверждения этого вывода в процессе разведки было проведено сопоставление данных опробования по 66 скважинам и пройденным на их месте шурфам. По всем пробам определялись и сопоставлялись фракции вермикулита: более 10, 10—3, 3—1, 1—0,5 и менее 0,5 мк (табл. 86). Анализ показывает, что по всем фракциям крупнее 0,5 мк скважины систематически занижают содержание вермикулита, при этом наибольшие отклонения характерны для более крупных фракций (крупнее 10 и 10—3 мк). По фракциям 3—1 и 1—0,5 мк отклонения значительно меньше. По фракции менее 0,5 мк скважины, напротив, систематически завышают содержание вермикулита, а по сумме всех фракций результаты скважин и шурфов близки.

Так как отклонения по фракциям весьма значительны, то использовать данные кернового опробования можно лишь с учетом поправок, определенных путем сравнения с валовыми пробами из шурфов. Ниже приводятся вычисленные поправочные коэффициенты на бурение:

Фракции, мк	Поправочный коэфф. на бурение
Крупнее 10	1,80
10—3	1,72
3—1	1,17
1—0,5	1,18
Крупнее 0,5	1,35
Менее 0,5	0,91
Сумма всех фракций	1,16

Для изучения и подтверждения влияние шлама на результаты опробования по скважинам, часть сопоставимых с шурфами скважин была исследована с предварительным удалением шлама путем отсадки керновых проб в воде. Результаты сопоставления данных по валовым и обесшламленным керновым пробам приведены в табл. 87.

При обесшламливании керновых проб достигается близкая сходимость результатов валового и кернового опробования как по каждой фракции отдельно, так и по сумме всех фракций. Вычислен-

Таблица 86. Содержание вермикулита

Фракции	По шурфам		По скважинам		Разница, отн. %	
	абс. %	отн. %	абс. %	отн. % (принимая данные шурфов за 100 %)	от всей массы вермикулита	от фракции
Крупнее 10 мм	0,83	4,9	0,46	2,7	-2,2	-44,9
10—3 мм	2,83	16,8	1,65	9,8	-7,0	-41,7
3—1 мм	4,24	25,2	3,61	21,5	-3,7	-14,7
1—0,5 мм	3,99	23,7	3,39	20,2	-3,5	-14,8
Крупнее 0,5 мм	11,89	70,6	9,11	54,2	-16,4	-23,2
Менее 0,5 мм	4,93	29,4	5,40	32,1	+2,7	+9,2

Таблица 87. Содержание вермикулита

Фракции	По шурфам		По скважинам		Разница, отн. %	
	абс. %	отн. %	абс. %	отн. % (принимая данные шурфов за 100 %)	от всей массы вермикулита	от фракции
Крупнее 10 мм	0,65	5,6	0,55	4,8	-0,8	-14,2
10—3 мм	3,25	28,1	3,39	29,3	-11,2	+4,3
3—1 мм	4,27	36,9	3,58	31,0	-5,9	-16,0
1—0,5 мм	3,39	29,4	2,96	25,6	-3,8	-12,9
Крупнее 0,5 мм	11,56	100	10,38	90,7	-9,3	-9,3

ные поправочные коэффициенты в этом случае незначительны и практически нет необходимости их вводить:

Фракции, мм	Поправочный коэфф. на бурение
Крупнее 10	1,18
10—3	0,96
3—1	1,19
1—0,5	1,14
Крупнее 0,5	1,11

Однако вместе со шламом удаляются и естественные глинистые фракции, что является недостатком метода и сужает область его использования, а именно только для определения содержания вермикулита. Гранулометрический состав пород и содержание в них глинистых фракций нельзя надежно определять по керновым пробам. Для этих целей необходимы валовые пробы.

Поисково-разведочные системы

Геологическая съемка Ковдорского массива показала, что все породы, исключая периферическое полукольцо ийолит-мельтейгитов, характеризуются повышенным содержанием слюды. В целях изучения закономерностей распределения вермикулита и выделения участков с промышленным его содержанием на всей площади ультрабазитов и метасоматических пород проведены поисковые работы. Так как естественные обнажения почти полностью отсутствуют, поиски осуществлялись путем проходки горных и буровых выработок по профилям широтного простирания.

Расстояния между профилями на первой стадии поисков составляли 800 м. На второй стадии в пределах наиболее перспективных участков расстояния между профилями сокращались до 400 м.

Из горных выработок использовались магистральные сплошные канавы глубиной до 3 м и шурфы глубиной до 10 м. Глубина скважин определялась мощностью коры выветривания и составляла 50—100 м. Часть скважин углублялась в неветрелые породы на 20—50 м для изучения флогопитового оруденения. Эти скважины обычно проходились на участках с повышенным содержанием крупнопластической слюды, так как уже было доказано, что вермикулит образуется по флогопиту в коре выветривания.

Магистральные канавы, длина которых нередко достигала 1 км, оказались наиболее эффективным типом выработок, потому что позволили выявить закономерности распределения и изменения качества слюды, оконтурить обогащенные участки, выделить природные типы руд и т. п.

Шурфы располагались по профилям в тех участках, где проходка канав была невозможна, т. е. там, где мощность вскрышных пород составляла 3—10 м. Расстояния между шурфами на первой стадии поисков принимались равными 100, на второй — 50 м. На заболоченных и с мощной вскрышей участках проходились скважины на первой стадии в 400 м и на второй — в 200 м одна от другой. Кроме того, для определения мощности коры выветривания и подтверждения наличия вермикулита скважины проходились и на участках, вскрытых канавами и шурфами.

В результате поисковых работ выявлена и оконтурена полукольцевая, наиболее богатая вермикулитом зона, опоясывающая оливцевиты ядра массива. Все дальнейшие разведочные работы были сосредоточены в пределах этой выделенной зоны.

Кроме магистральных канав, мелких шурфов и скважин на стадии разведочных работ осуществлялась проходка глубоких (до 25—30 м) шурфов с каркасным креплением. Основное назначение этих шурфов — контроль данных кернового опробования и отбор представительных технологических проб вермикулитовой руды. Контрольные шурфы располагались более или менее равномерно по площади и с учетом вскрытия всех природных типов вермикулитовых руд. По каждому типу руд, как показал опыт, нужно иметь не менее

10—15 контрольных шурфов (около 10% от всего количества скважин).

На стадии разведочных работ была изменена ориентировка разведочных профилей. Они располагались вкрест простирания зоны ослюденения. Расстояния между профилями на стадии предварительной разведки приняты в 200, а на стадии детальной разведки — 100 м. Так как мощность коры выветривания вкрест залежи очень изменчива, расстояния между скважинами на профилях принимались равными соответственно 100 и 50 м. В местах сложного чередования типов руд, большой изменчивости мощности различных типов руд и содержания вермикулита расстояния между выработками сокращались до 25 м. На северо-западном участке детальной разведки в опытных целях сеть скважин сгущена до 25 × 25 м.

Изменчивость вермикулитового месторождения и плотность разведочной сети

Для Ковдорского вермикулитового месторождения характерны следующие, более или менее четко выраженные общие тенденции: а) уменьшение мощности коры выветривания и степени гидратизации слюды от центра массива к его периферии; б) увеличение в этом же направлении содержания вермикулита; в) уменьшение крупности вермикулита в обе стороны от центральных частей залежей.

Однако эти общие тенденции осложнены локальными, иногда весьма большими колебаниями содержания слюды, ее размера и степени гидратизации. Особенно большая изменчивость характерна для содержания слюды. Так, в любой скважине интервалы, состоящие почти нацело из слюды, чередуются с интервалами, бедными слюдой, или с пустыми породами. Коэффициенты вариации содержания слюды, рассчитанные по отдельным пробам в пределах одной скважины, колеблются от 80 до 150% и более. Средние содержания по выработкам изменяются значительно слабее. Так, например,

Таблица 88. Изменчивость мощности и содержания вермикулита по типам руд

Показатели	Мощность, м	Содержание вермикулита, %		Мощность, м	Содержание вермикулита, %	
		I сорта	II сорта		I сорта	II сорта
		Вермикулитовый тип			Гидрофлогопитовый тип	
Среднее значение . . .	22,17	9,64	3,13	12,7	9,97	2,48
Коэфф. вариации . . .	38,0	49,7	54,3	65,0	31,0	65,3
Погрешность опред.:						
абс.	1,00	0,57	0,20	0,97	0,39	0,20
отн.	4,50	5,91	6,50	7,64	3,90	8,10

изменчивость по детально разведанному северо-западному участку, рассчитанная по средним мощностям и содержаниям 72 скважин (табл. 88), позволяет отнести Ковдорское месторождение вермикулита к среднеизменчивому или к неравномерному по классификации В. И. Смирнова.

Таблица 89. Зависимость разведочных данных от плотности сети

Сеть выработок	Средние значения параметров по типам руд				Отклонения средних значений параметров (считая значения при сети 25×25 м за 100%), отн. %			
	Вермикулитовый		Гидрофлогопитовый		Вермикулитовый		Гидрофлогопитовый	
	Мощность, м	Содержание фракции крупнее 0,5 мм, %	Мощность, м	Содержание фракции крупнее 0,5 мм, %	Мощность, м	Содержание фракции крупнее 0,5 мм, %	Мощность, м	Содержание фракции крупнее 0,5 мм, %
25×25	22.05	12,64	13.03	12,39	0	0	0	0
25×50	20.80	12.54	12.55	12.16	-5,67	-0,8	-3,68	-1,8
25×50	23.60	12.77	13.63	12.68	+7,03	+1,0	+4,60	+2,3
25×100	20.41	12.57	10.27	12.52	-7,44	-0,6	-21,18	+1,05
25×200	20.76	11.84	10.98	10.94	-13,87	-6,3	-15,73	-11,7
25×200	20,66	14,14	11,35	11,49	-6,3	+11,8	-12,9	-7,3
50×100	21.37	13,44	10,79	13,09	-3,08	+6,3	-17,29	+5,7
50×100	18,85	11,58	9,77	12,23	-14,51	-8,4	-25,02	-6,8
50×100	18,14	14,20	13,51	11,78	-17,7	-12,4	+3,7	-5,0
50×100	23,60	11,72	13,33	10,94	+7,03	-7,6	+2,3	-11,7
100×100	20,02	15,36	11,14	13,64	-9,21	+21,50	-14,50	+10,1
50×200	24,22	11,66	9,82	11,11	+9,84	-7,80	-24,60	-10,4
50×200	16,25	13,28	12,66	11,21	-26,3	+5,07	-2,9	-8,7
50×200	19,00	16,51	10,02	12,52	-13,8	+30,6	-23,02	+1,0
50×200	23,62	11,22	13,01	10,58	+7,12	-11,3	-0,2	-14,6
100×200	20,68	16,68	10,65	15,19	-6,21	+32,0	-18,26	+22,6
200×200	20,60	14,49	8,25	17,73	-6,6	+14,7	-36,7	+42,3
200×200	24,02	15,63	9,15	20,16	+8,9	+23,7	-29,8	+62,7

Разведка таких месторождений обычно осуществляется по сети 100 × 100 или 50 × 50 м. Выше уже указывалось, что в опытных целях на одном из участков месторождения на площади 40 га сеть скважин сгущена до 25 × 25 м, что позволяет произвести анализ плотности разведочной сети по методу разрежения. Результаты анализа суммированы в табл. 89. Они показывают, что удовлетворительная точность данных разведки обеспечивается плотностью разведочной сети 25 × 50 м. Более редкая сеть может существенно исказить не только представления о средних содержаниях, но и о мощности продуктивной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ковдорский массив, являясь типичной платформенной интрузией щелочных — ультраосновных пород, отличается от подобных образований как на Кольском полуострове, так и в других районах СССР сложным геологическим строением, большим разнообразием комплексов пород и месторождений, многостадийностью процессов минералообразования.

Большой объем буровых и горных работ, выполненных на массиве в процессе геологической съемки и разведки железорудного, вермикулитового месторождений, позволил уточнить условия образования отдельных комплексов пород и руд и предложить новую схему формирования массива. Четко выделяются три основных этапа: магматический, послемагматический и экзогенный. В первый этап в результате внедрения ультраосновной магмы образовались оливиниты, а затем по их периферии сформировалась кольцевая интрузия щелочных пород мельтейгит-ниолит-уртитовой серии и турьяитов.

Интрузивная природа щелочных пород, включая турьяиты, подвергаясь сомнению некоторыми исследователями, в настоящее время на Ковдорском массиве может считаться доказанной. В пользу этого свидетельствуют их устойчивый состав, типично магматические структуры и текстуры, наличие дайковой фации, резкие секущие контакты даек с вмещающими породами и независимый от последних постоянный их состав и структура.

С внедрением щелочных пород по кольцевому разлому вокруг оливинитов тесно связано образование сложной гаммы апооливинитовых метасоматитов, представленных слюдами, слюдяно-пироксеновыми породами, пироксенитами, мелилитами и монтichelлититами.

В послемагматический этап сформировались породы флогопитового, железорудного и карбонатитового комплексов. Послемагматические образования занимают сравнительно небольшие площади, однако они имеют большое промышленное значение, так как заключают в себе крупные месторождения апатито-магнетитовых руд, флогопита, а в коре медникового выветривания и вермикулита.

Одним из основных результатов проведенных работ является выяснение закономерностей распределения и генезиса флогопита. В Ковдорском массиве выделяются две группы метасоматических флогопитоносных пород. Первая группа включает апооливинитовые метасоматиты магматического этапа: слюдиты, слюдяно-пироксеновые породы и в различной степени ослюденелые и пироксенизированные оливиниты. Флогопит в них отличается бурой и темно-бурой окраской, высоким коэффициентом железистости (от 17 до 20—25), постоянным парагенезисом с авгит-диопсидом и титаномагнетитом. Характерны также перовскит и сфен.

Следует отметить, что некоторые исследователи ошибочно связывают именно с этим этапом формирования массива промышленные концентрации флогопита. Несмотря на широкое распространение метасоматитов магматического этапа и высокую концентрацию в них слюды (вплоть до почти мономинеральных слюдитов), значительных по масштабу скоплений флогопита промышленных размеров (более 4 см^2) в них не встречено. Флогопит в этих породах преимущественно мелкочешуйчатый. Редкие скопления среднетаблитчатой слюды, встречающиеся на севере и востоке массива среди мелилитовых пород, также пока не имеют промышленного значения, так как эта слюда характеризуется обилием минеральных включений и наличием других дефектов. Однако полностью исключать возможность обнаружения крупного флогопита в этих породах нельзя. Нужно отметить, что флогопитоносные породы магматического этапа и особенно слюдиты могут представить большой интерес как источник дешевого мелкочешуйчатого слюдяного сырья для производства руберойда, древесных плит и т. д.

Поисковыми предпосылками флогопита этого типа являются контакты ультрабазитов с более поздними интрузиями щелочных пород, наличие пироксенизированных, монтицеллитизированных и мелилитизированных оливинитов.

Вторая группа флогопитоносных пород представлена послемагматическими образованиями флогопитового, железорудного и карбонатитового комплексов. Формирование этого семейства пород — многостадийный и сложный процесс. Флогопитовый и железорудный комплексы генетически друг с другом тесно связаны, образовались они примерно одновременно. В их формировании выделяется несколько стадий, развитие которых характеризуется одними и теми же закономерностями: постепенным снижением интенсивности процессов от одной стадии к другой, сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Минеральный состав флогопитового и железорудного месторождений: оливин, магнетит, маложелезистые флогопит и диопсид, апатит, карбонаты, а в качестве акцессориев — бадделейт и циркелит. Разница заключается в том, что если в железных рудах преобладающим минералом является магнетит, то во флогопитовых — флогопит, оливин и диопсид, а на долю магнетита приходится не более 10—15%. Магнетитовые руды являются в основном результатом кристаллизации

в открытых трещинах и полостях из железисто-магнезиальных флюидов, флогопитовые же залежи представляют собой типичные метасоматиты и характеризуются зональным строением, стремлением к мономинеральным образованиям в центральных частях, реликтовыми структурами. Растворы, приведшие к образованию флогопитовых руд, были богаты K, Na, CO₂, P₂O₅. Глинозем и магний, необходимый для образования флогопита, в основном заимствовались из вмещающих пород.

Формирование карбонатитового комплекса охватывает значительно больший период. В южной части массива вскрыты многочисленные тела дорудных эгирин-кальцитовых карбонатитов, а в пределах флогопитового и железорудного месторождений широко развиты внутриврудные и послерудные кальцитовые и доломитовые карбонатиты. Аналогичные карбонатиты известны среди оливинитов ядра массива и за его пределами. Минеральный состав карбонатитов весьма сходен с составом флогопитовых и магнетитовых руд, отличаясь, естественно, резким преобладанием в них карбонатов (до 80—90%).

В Ковдорском массиве установлены как карбонатитовые тела выполнения с резкими, часто прямолинейными контактами, так и метасоматические карбонатитовые зоны, полосы и гнезда, часто с постепенными переходами к вмещающим породам. В контактах с щелочными породами карбонатиты, так же как и магнетитовые руды, всегда имеют флогопитовую оторочку, иногда достигающую мощности 10—20 м.

Все имеющиеся материалы свидетельствуют о генетическом родстве карбонатитов с магнетитовыми и флогопитовыми рудами и о щелочной природе флюидов и растворов, приведших к их образованию.

Намечается определенная, хотя еще не во всех деталях ясная, эволюция состава щелочных флюидов и растворов как во времени, так и в пространстве: на первых стадиях они были обогащены железом и магнием, а на заключительных стадиях — кальцием.

В крупных разломах и открытых полостях они быстро избавлялись от наиболее инертных компонентов (Fe, Mg, Ca). Более подвижные K, Na, CO₂ выносились по трещиноватым зонам на значительные расстояния. Таким образом, формирование карбонатитов, магнетитовых и флогопитовых руд представляется как единый петрогенетический рудно-карбонатитовый процесс.

Из флогопитоносных образований второй группы промышленное значение имеют лишь крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсидовые и флогопит-оливиновые породы флогопитового комплекса. Флогопит в магнетитовых рудах и карбонатитах преимущественно мелкочешуйчатый. Редкие гнезда крупнопластинчатого флогопита, встреченные на железорудном месторождении и в карбонатитах среди ийолит-уртитов на севере массива, пока не представляют промышленного интереса.

Сочетание в массивах карбонатитов и щелочных пород является предпосылкой для нахождения флогопита. Особенно благоприятны

для слюдообразования мелилитизированные оливиниты и контактовые зоны турьяитов и оливинитов, так как алюмо-магнезиальная среда при просачивании щелочных растворов благоприятствует образованию богатых флогопитовых руд.

Прямым поисковым признаком служат мелкозернистые флогопит-диопсидовые, флогопит-оливиновые и диопсид-амфиболовые породы, образующие на Ковдорском массиве мощные (до нескольких сотен метров) ореолы вокруг сравнительно небольших залежей гигантозернистых продуктивных пород.

В связи с изучением слюдоносности получили новое освещение вопросы генезиса пироксеновых пород на Ковдорском массиве. Наши данные показывают, что вся серия пестрых по составу пироксеновых пород, образующих мощные ореолы вокруг оливинитового ядра, возникла в результате метасоматоза оливинитов. Они четко разделяются на две разновозрастные группы. Одна из них относится к метасоматитам магматической стадии (колонка ийолитизации), другая образовалась уже в послемагматический этап и входит в состав флогопитового комплекса. В обоих случаях в ассоциации с пироксеном присутствует флогопит.

Метасоматическая природа обеих разновидностей пироксеновых пород подтверждается постоянным присутствием в них реликтов оливинитов, количество и размеры которых увеличиваются в направлении к оливинитовому ядру массива. Пироксен и флогопит в оливинитах развиваются в виде струй, полос и цепочек метакристаллов. Однако не все вопросы генезиса пироксеновых пород на Ковдорском массиве выяснены. Для решения вопроса о наличии в Ковдорском массиве собственно магматических пироксенов и их роли в рудообразовании необходимо продолжить детальные поисково-съемочные работы. Особого внимания заслуживают крупные площади развития пироксенов на востоке и юге массива и связанное с ними титано-магнетитовое оруденение.

В процессе изучения закономерностей распределения слюды в пределах развития пород флогопитового комплекса установлено, что наиболее богатые флогопитом метасоматические оливиновые и диопсидовые породы располагаются в контакте с мелилититами, турьяитами, гранатовыми скарнами и мелилитизированными оливинитами.

В направлении к оливинитам ядра массива (к внутренней части продуктивного комплекса) содержание флогопита постепенно снижается. В той или иной степени обогащенные флогопитом породы образуют полукольцевую зону мощностью до 1 км и общей длиной 8—10 км. Преобладающая масса флогопита -- это мелкие чешуйки и таблички, промышленный интерес они имеют только в коре доледникового выветривания, где флогопит гидратизирован и превращается в хорошо всучивающиеся гидрофлогопиты и вермикулиты. Крупнопластинчатый флогопит, имеющий промышленное значение как электроизоляционный материал, располагается ниже коры выветривания и приурочен к сравнительно небольшим перекристал-

лизованным зонам, часто выклинивающимся как по простиранию, так и по падению.

Наиболее крупные жилькообразные и линзовидные тела интенсивно перекристаллизованных флогопитоносных пород имеют зональное строение. Центральные части таких залежей сложены оливиновыми или флогопит-оливиновыми породами, сменяющимися к периферии флогопит-диопсидовыми образованиями.

Зональное строение проявляется также закономерной сменой структуры пород: от гигантозернистой и пегматоидной в центральных частях до средне- и мелкозернистой на периферии.

Таким образом, формирование наиболее крупных и богатых флогопитовых залежей обязано сочетанию целого ряда факторов: благоприятному составу вмещающих пород, наличию, богатых магнием и глиноземом, образованию в них тектонически ослабленных зон, способствующих фильтрации щелочных постмагматических растворов, мощным процессам метасоматоза, в результате чего возникли флогопит-оливиновые и флогопит-диопсидовые породы, и перекристаллизации последних в гигантозернистые разновидности.

Пестрый состав вмещающих пород, различная их тектоническая подготовка, неодинаковая интенсивность процессов метасоматоза и перекристаллизации — все это обусловило резкую изменчивость флогопитовых залежей по мощности, содержанию и размерам кристаллов флогопита. В настоящее время детально разведана только наиболее крупная Главная залежь флогопита. Наличие в мощной полукольцевой зоне флогопитового комплекса многих других слепых залежей определяет благоприятные перспективы прироста запасов флогопита в будущем.

Детальные исследования качества флогопита показывают, что по химическому составу, оптическим и электротехническим свойствам, а также по выходу промысла и подборов он близок к алданскому флогопиту. К достоинствам ковдорского флогопита относятся его высокая термостойкость, хорошая расщепляемость, отсутствие плейчатости и морщинистости. Недостатком является меньшая твердость. В условиях ручной колки слюда требует более осторожного с нею обращения.

Комплекс минералогических, рентгенометрических, термических и других методов анализа показал, что характерная для ковдорского флогопита рисунчатость, обусловленная расслоениями, связана со структурными дефектами кристаллов (дислокациями), которые также широко развиты и во флогопитах Алдана и Слюдянки. Однако в последних эти дефекты не сопровождаются расслоениями и макроскопически незаметны.

Вермикулитовое месторождение располагается в доледниковой коре выветривания флогопитоносных пород и занимает почти всю площадь распространения пород флогопитового комплекса. Мощность коры выветривания достигает 100—150 м в районе меридионального разлома в центральной части массива и постепенно снижается к его периферии. Кора выветривания в общем характеризуется

зональным строением. Снизу вверх выделяются следующие зоны: дезинтеграции, гидрофлогопитовая, вермикулитовая и сунгулитовая. Переходы между зонами весьма постепенные и неровные. Мощность их крайне невыдержана. Наиболее четко зональность проявлена в плане, по разрезу она менее выдержана. Так, сунгулитовые породы развиты лишь в меридиональной зоне разлома в центральной части массива на глубину до 50—100 м. Ниже они сменяются вермикулитовой зоной небольшой мощности либо непосредственно невыветрелыми монолитными породами. Выделяются крупные площади, тяготеющие к периферийной части полукольца флогопитоносных пород, где развиты только зоны дезинтеграции и гидрофлогопитовая (северо-восточный участок детальной разведки). Ближе к меридиональному разлому оконтурены участки, где наравне с гидрофлогопитовой развита вермикулитовая зона мощностью 20—50 м (северо-западный участок детальной разведки).

Ковдорский вермикулит характеризуется благоприятным гранулометрическим составом и высоким качеством. Подавляющая часть вермикулита (около 70—80%) представлена размерами 0,5—10 мм; насыпной вес после обжига составляет 80—100 кг/м³ собственно вермикулита и 90—130 кг/м³ гидрофлогопита.

Распределение вермикулита весьма неравномерное. В целом Ковдорское месторождение характеризуется средним и бедным содержанием вермикулита. Из общих запасов вермикулита на Ковдорском месторождении, оцениваемых в 23 млн. т, на долю относительно богатых руд (с содержанием вермикулита 20% и более) приходится около 6—7 млн. т. Запасы руд с содержанием 10—20% составляют 7—8 млн. т. В настоящее время детально разведаны два участка богатых руд с общими запасами 1,3 млн. т. Для полного обеспечения запасами вермикулита строящейся обогатительной фабрики необходимо продолжить разведочные работы, ориентируя их прежде всего на оконтуривание богатых руд в юго-западной и юго-восточной частях полукольца слюдоносных пород.

В процессе разведки месторождений флогопита и вермикулита основное внимание уделялось вопросам рационального комбинирования буровых и горных выработок, выбора их глубин и плотности, обоснования надежных методов отбора и обработки проб. На большом материале впервые для слюдяных месторождений всесторонне освещена достоверность скважин колонкового бурения. Установлено, что скважины позволяют наиболее экономично и четко оконтуривать вермикулитовые и флогопитовые залежи, надежно определять их строение и мощность отдельных типов руд. По скважинам с такой же достоверностью, что и по горным выработкам, определяется плотность вермикулита. Скважины систематически занижают его содержание, что требует проходки контрольных горных выработок. Таким образом, для разведки вермикулитовых руд наиболее целесообразны комбинированные горнобуровые системы разведки. Учитывая неравномерное распределение вермикулита и неоднородность различных участков месторождения, наиболее целесо-

образным является блоковое расположение выработок с плотностью от 25×25 до 100×100 м. Оконтуривание богатых вермикулитовых руд требует всегда более высокой плотности выработок. На Ковдорском месторождении впервые для подобных вермикулитовых руд разработаны методы отбора и обработки проб по канавам, шурфам и скважинам, введены новые приемы отделения вермикулита (методами концентрации на лабораторных столах, воздушной сепарации и отсадки) и определения его качества экспресс-обжигом в лабораторных муфельных печах. Экспериментально обоснованы схемы обработки и сокращения проб, поправочные коэффициенты, используемые при подсчете запасов.

Жилообразный характер флогопитовых залежей, их сравнительно крутое падение и резкая изменчивость содержания и размеров кристаллов флогопита обуславливают линейное расположение выработок, по профилям вкрест простирания или по горизонтам. Главная залежь Ковдорского месторождения флогопита была развешена двумя горизонтами подземных горных выработок и скважинами, расположенными по профилям через 50—100 м один от другого.

Следует отметить огромное значение скважин. С их помощью были установлены морфология залежи, условия ее залегания, внутреннее строение, распределение и содержание флогопита — забойного сырца, выделены промышленные типы руд. Решение этих задач только с помощью горных выработок практически было бы невозможным, так как залежь прослеживается по падению на несколько сотен метров.

Как было впоследствии установлено сравнением kernового и валового опробования, скважины незначительно занижают содержание флогопита — забойного сырца и могут быть использованы для подсчета запасов без поправочных коэффициентов. При этом надежность опробования керна одинакова для всех типов руд (богатых, средних и бедных).

Важным является лишь суммарная мощность опробуемого интервала. Если она составляет 60 м и более, содержание забойного сырца по керну определяется с такой же точностью, что и по горным выработкам. При меньшей мощности скважины могут резко завышать или занижать содержание забойного сырца.

Kерновое опробование позволяет надежно определять суммарный выход промсырца. Групповой состав промсырца, выход подборов и их номерной состав по керну можно определить ориентировочно, косвенно, через корреляционные зависимости, заранее установленные по горным выработкам между содержанием подборов крупных и мелких номеров.

Так как корреляционные зависимости на разных месторождениях неодинаковы, то детальная разведка новых слюдяных месторождений, преследующая задачи точной оценки всех параметров, должна быть всегда комбинированной — горнобуровой. Однако этот вывод не сужает возможностей использования буровых работ при разведке месторождений слюды. Во-первых, потому, что на боль-

шинстве месторождений, представленных мелкими флогопитовыми и мусковитовыми жилами, вначале целесообразна только предварительная разведка, с постановкой ограниченных задач — определить, является ли данная жила промышленной по содержанию слюды или непромышленной. Однозначное решение этой задачи, решаемой в большинстве случаев по данным кернового опробования, на наш взгляд, должно являться основанием для подсчета запасов категории C_1 и передачи их промышленности. Постановка детальной разведки как специально выделенной стадии на таких месторождениях часто нецелесообразна. Ее экономически и организационно выгоднее проводить одновременно с эксплуатационными работами. Во-вторых, разведочные работы в настоящее время производятся в большинстве случаев по известным и уже давно эксплуатируемым месторождениям. Типы жил, характер слюды, ее групповой и номерной состав хорошо известны. Часто задачей разведки является определение морфологии таких жил, их состава, пространственного положения, содержания забойного сырца, т. е. всего того, что надежно определяется по данным буровой разведки.

На Ковдорском месторождении флогопита разработана и одобрена ГКЗ новая для слюды методика обработки геологических проб и расчета основных кондиционных показателей. Минимальное промышленное содержание по Ковдорскому месторождению флогопита определялось не балансовым показателем, как это принято на других слюдяных месторождениях, а выходом товарной фабричной продукции — щипаной слюдой или полуочищенными подборками.

Этой задаче была подчинена методика обработки геологических проб флогопита. Сущность ее заключается в следующем. Так же как и на других месторождениях слюды, по всем геологическим пробам изучался выход забойного сырца-флогопита, выход промышленного сырца и его групповой состав. Затем вместо определения по каждой пробе выхода колотой слюды и балансового показателя, как это принято в практике, отбирались представительные типовые пробы промысрца, по которым в фабричных условиях оценивался выход подборов и щипаной слюды. Такое изменение обработки проб обеспечивает непосредственное определение выхода товарной продукции, позволяет дать точную экономическую оценку слюды и существенно упрощает и удешевляет опробовательские работы.

Этот опыт заслуживает внимания, так как колотая слюда, определение выхода которой в настоящее время является целью опробования на других слюдяных месторождениях, не является ни рудничной, ни фабричной продукцией. Балансовый же показатель, как известно, не отражая ценности слюды и требуя для своего определения трудоемких операций по обработке проб, не может служить основой для разделения запасов на балансовые и забалансовые.

Разработку этого вопроса следует продолжить применительно к другим слюдяным месторождениям. В частности, по мусковитовым месторождениям минимальное промышленное содержание, видимо, более удобно выражать через промышленный сырец, приведенный

через оптовые цены к одному размеру определенного сорта. Такой показатель позволит промышленности четко планировать рентабельность слюдяных жил и рудников в целом, а геологам просто и надежно давать промышленную оценку выявленных залежей, оценивать эффективность геологоразведочных работ. Судя по опыту оценки Ковдорского месторождения флогопита, бортовое содержание можно выражать через забойный сырец, что, не снижая достоверности геологоразведочных данных, позволяет значительно удешевить и упростить разведку и оценку месторождений слюды, шире использовать для этих целей керновое опробование. Разработку этих вопросов, конечно, нельзя считать законченной, однако полученный опыт может быть использован на других месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

- А го ш ков М. И., Б ро н н и ков Д. М. К методике определения минимального промышленного содержания металла в руде. Изд-во АН СССР, 1954. (Тр. ИГД АН СССР, № 9).
- А л ь б о в М. Н. Опробование месторождений полезных ископаемых. Недра, 1965.
- А м е л а н д о в А. С., О з е р о в К. К. Булдымское месторождение вермикулита. Минер. сырье, № 2. М.—Л., 1934.
- А ф а н а с ь е в А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.—Л., Наука, 1966.
- Б е л о в В. В. Месторождение вермикулита «Семь ключей» в районе Витневых гор в Среднем Урале. Тр. Уральск. научно-исслед. ин-та геол. разведки и исслед. минер. сырья, вып. 2, 1938.
- Б е л ь к о в а Л. Н. Антигорит Лесной варакки. В сб. К минералогии постмагматических процессов. Изд-во ЛГУ, 1959а.
- Б е л ь к о в а Л. Н. О вермикулите Лесной варакки. Там же, 1959б.
- Б е л я н к и н Д. С. Лысая сопка. Изд. ВГРО, т. 51, вып. 55, 1932.
- Б о р з у ц о в В. М. Геолого-промышленная оценка месторождений нерудных ископаемых. Недра, 1965.
- Б о р о в и к о в П. П. Генетические типы, условия образования и промышленная оценка месторождений вермикулита. В сб. Перлит и вермикулит. Госгеолтехиздат, 1962.
- Б о р о в и к о в П. П., Л ь в о в а И. А. Типы месторождений вермикулита и их промышленное значение. Информ. сб. № 37 ВСЕГЕИ, 1960.
- Б о р о в и к о в П. П., Л ь в о в а И. А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направление дальнейших геологоразведочных работ. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ. СССР, т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Б о р о д и н Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации широксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа пйолит-мельтейгитов. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1958.
- Б о р о д и н Л. С. Генезис карбонатитов и их связь с ультраосновными и щелочными породами. Генетические проблемы руд. Докл. сов. геол. на 21 сесс. МГК. Госгеолтехиздат, 1960.
- Б о р о д и н Л. С. К петрографии и генезису массива Вуориярви. Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1962.

- Б о р о д и н Л. С. Карбонаты и нефелиновые слениты. Изд. АН СССР, сер. геол., № 8, 1963.
- Б о р о д и н Л. С. и др. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании комплексных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатов. В кн. *Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании*. Недра, 1966.
- Б у л а х А. Г., А б а к у м о в а Н. Б. Себляярвский массив ультраосновных и щелочных пород и карбонатов. *Сов. геология*, № 5, 1960.
- В о л к о в К. Н., З а г и б а л о в П. Н. *Технология слюды*. М., Госстройиздат, 1958.
- В о л о д о м о н о в Н. В. Горная рента и принципы оценки месторождений. *Металлургиздат*, 1959.
- В о л о т о в с к а я Н. А., К у х а р е н к о А. А. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 3, 1959.
- В о п р о с ы г е н е з и с а и з а к о н о м е р н о с т и р а з м е щ е н и я м е с т о р о ж д е н и й в е р м и к у л и т а и ф л о г о н и т а. В кн. *Закономерности размещ. полезн. ископ. СССР*, т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Г и ц б у р г И. И., Р у к а в и ш н и к о в а И. А. *Минералы древней коры выветривания Урала*. Изд-во АН СССР, 1951.
- Г л а г о л е в А. А. Роль апатитизации в формировании железорудных и флогопитового месторождений Ковдорского массива (Кольский п-ов). *Геол. рудн. м-ний*, № 3, 1965.
- Г о р о д е ц к и й П. И. *Основы проектирования горнорудных предприятий*. Гостехиздат, 1955.
- Г р и г о р о в и ч М. Б. Вермикулит и его промышленность за рубежом. *Разведка и охрана недр*, № 5, 1960.
- Г р и г о р ь е в Д. П. *Оцогения минералов*. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1961.
- Г р у м - Г р ж и м а й л о С. В., Р и м с к а я - К о р с а к о в а О. М. О спектрах поглощения флогопитов, содержащих трехвалентное железо в чет-верной координации. *ДАН СССР*, т. 156, № 4, 1964.
- Г у л и н с к а я п и т р у з и я у л ь т р а о с н о в н ы х щ е л о ч н ы х п о р о д. Под ред. Н. А. Елисеева и Ю. М. Шеймана. *Тр. НИИГА*, т. 122, Госгортехиздат, 1961.
- Д у б о в и к М. А., З а г и б а л о в П. Н. Флогопит, как изоляционный материал и перспективы расширения его сырьевой базы. *Разв. и охрана недр*, № 11, 1961.
- Е г о р о в Л. С. К вопросу о происхождении флогопит оливиновых и родственных им пород в сложных щелочно-ультраосновных массивах. *Геол. рудных м-ний*, № 4, 1964.
- Е г о р о в Л. С., А н и к е е в а Л. И. К вопросу о происхождении Гулинского месторождения флогопита. *Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики*, вып. 1, 1957.
- Ж а р и к о в В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скариоворудных месторождений. В сб. *Магматизм и связь с ним полезн. ископ. Тр. 2-го петрографич. совещ. Госгеолтехиздат*, 1960.
- З я с к и н д М. С., Т е р и о в о й В. И. Месторождения вермикулита Кольского полуострова. В кн. *Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР*, № 2. Госгеолтехиздат, 1960.

- З и с к и н д М. С., Т е р н о в о й В. И. Перспективы флогопитоносности Кольского полуострова. В кн. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР, № 3. Госгортехиздат, 1962.
- З л а т к и н д Ц. Г. Ено-Ковдорский плутон щелочных и ультраосновных пород. Сов. геология, № 12, 1946.
- З у б а р е в Н. Н. Вермикулит. Требования промышленности к качеству сырья. Вып. 60. Госгортехиздат, 1948.
- К а з а п ц е в В. П. О структуре и свойствах вермикулита. Зап. Минер. о-ва, ч. 63, № 2, 1934.
- К а п л я н с к а я С. Е. и др. Проект методики составления кондиций для подсчета запасов слюды (мусковита и флогопита). В сб. научно-технич. информ. Гипроинметаллоруд, вып. 1. Стройиздат, 1964.
- К а п у с т и н Ю. Л. Геологическое положение и минеральный состав карбонатитов Ковдорского массива. 3-я конф. молодых науч. сотруди. Госгортехиздат, 1961. (Тр. ИМГРЭ).
- К о л о н о в а В. А., О р г а н о в а Н. И., Л о м е й к о Е. И. О составе и температуре кристаллизации нефелина из пород ийолит-мельтейгитовой серии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, № 1, 1936.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. Осн. пробл. в учении о магматогенных рудн. м-ниях. Изд-во АН СССР, 1955.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Теория процессов минералообразования. Изд-во АН СССР, 1962.
- К р а с н о в с к и й Г. М. Енисейское железорудное месторождение. Сов. геология, № 33, 1948.
- К р е й т е р В. М. Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. I и II. Госгеолтехиздат, 1961.
- К у п л е т с к и й Б. М. Меллитовые породы в щелочном комплексе Енисейского района Кольского п-ова. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.
- К у х а р е н к о А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ними редкометалльные месторождения. Зап. ВМО, ч. 87, вып. 3, 1958.
- К у х а р е н к о А. А. Моноклинные пироксены массивов ультраосновных щелочных пород Кольского п-ова. Уч. зап. ЛГУ, № 312, 1962.
- К у х а р е н к о А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии. Недра, 1965.
- Л а в р е н е в Ю. Б., Э п ш т е й н Е. М. Геологическое строение массивов ультраосновных — щелочных пород и закономерности их формирования. В кн. Геол. м-ний редк. элем., вып. 17. Госгеолтехиздат, 1962.
- Л а п п и А. В. О процессе меллитизации в Ковдорском массиве ультраосновных и щелочных пород. Тр. ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
- Л а п и н А. В. Нефелинизация пироксенитов и жильные ийолиты в Ковдорском массиве ультраосновных — щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1963.
- Л а ш е в Е. К. Слюда. Ч. 1. Свойства слюд. М., Промстройиздат. 1948.
- Л и ц а р е в М. А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Изд-во АН СССР, 1961.

- Л и ц а р е в М. А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- М а р к о в Л. Н., Л а ш е в Е. К. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 1. Слюда. Госгеолыздат, 1948.
- Материалы по геологии месторождений слюды. Под ред. Г. Г. Родионова и др. Госгеолтехиздат, 1954.
- Материалы совещания по проблемам вермикулита. Кольск. фил. АН СССР. Апатиты, 1963.
- Н и к и т и н В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. Докл. сов. геол. на 21 сесс. МГК, пробл. 17 (минералогия и генезис пегматитов). Изд-во АН СССР, 1960.
- Н и к и т и н В. Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов. Докл. сов. геол. на 22 сесс. МГК, пробл. 6 (минералогия и генезис пегматитов). М., Недра, 1965.
- О р л о в а М. П. Мелилитовые породы Салмагорского массива. Информ. сб. № 7 ВСЕГЕИ, 1959.
- О с т р о в с к и й И. А., П е т р о в В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 36, петрографич. сер., № 11, 1940.
- П е т р о в В. П. Состояние знаний и задачи дальнейших исследований по проблеме закономерностей размещения магнезиально-силикатных полезных ископаемых. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- П е т р о в В. П., Т о к м а к о в П. П. Природа и генезис сунгулита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.
- П о г р е б и ц к и й Е. О. О способах определения густоты разведочной сети. Зап. ЛГИ, т. 19, вып. 2, 1965.
- П о г р е б и ц к и й Е. О., Т е р н о в о й В. И. Некоторые вопросы кондиций для месторождений полезных ископаемых. Зап. ЛГИ, т. 52, вып. 2, 1967.
- П о г р е б и ц к и й Е. О., Т е р н о в о й В. И., Р у д е н к о Н. И. О способах подсчета средних содержаний в блоке между двумя сечениями. Зап. ЛГИ, т. 5, вып. 2, 1968.
- П о ж а р и ц к и й К. П. Основы оценки месторождений полезных ископаемых и рудников. Горн. журн., № 9, 1957.
- П о м е р а н ц е в В. В. Оценка рудных месторождений цветных и черных металлов. Госгортехиздат, 1961.
- П р о к о ф ъ е в А. П. Определение минимального промышленного (бортвого) содержания полезного компонента в пробах при подсчете запасов. Разв. и охрана недр, № 2, 1950.
- П р о к о ф ъ е в А. П. Оконтуривание рудных тел при подсчете запасов. Госгеолыздат, 1955.
- Р а ч к о в с к и й С. Я. К определению минимального содержания металла в полезном ископаемом. Кольма, № 7, 1955.
- Р а ч к о в с к и й С. Я. Основы экономической оценки месторождений полезных ископаемых в условиях социалистического хозяйства. Цвет. мет., № 6, 1959.

- Римская - Корсакова О. М. К вопросу о генезисе Ковдорского железорудного месторождения. *Вопр. магматизма и метаморфизма*, т. 1, Изд-во ЛГУ, 1963.
- Римская - Корсакова О. М. О железисто-магнезпальных слюдах с обратной схемой абсорбции. *Зап. ВМО*, сер. 2, ч. 93. Наука, 1964.
- Римская - Корсакова О. М. Апатитоносность Ковдорского массива в кн. Апатиты. М., Наука, 1967.
- Римская - Корсакова О. М. и др. О природе узоров, наблюдаемых на плоскостях спайности некоторых флогопитов. *Зап. ВМО*, сер. 2, ч. 96, вып. 2, 1967.
- Родионов Г. Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. *Тр. ВИМС*, вып. 4, 1959.
- Родионов Г. Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования. *Докл. сов. геол. на 22 сесс. МГК*, пробл. 6 (минералогия и генезис пегматитов). М., Недра, 1965.
- Рура Д. М. Экономическое обоснование бортового содержания металла в рудных месторождениях. *Разв. и охрана недр*, № 9, 1956.
- Сидоренко А. В. О доледниковой коре выветривания в северной части Балтийского щита. *ДАН СССР*, т. 106, 1956.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1958.
- Соболев Н. Д. О сунгулите (кольските) с Кольского полуострова. *ДАН СССР*, т. 58, № 5, 1947.
- Соболевский Т. Ф. К вопросу об установлении кондиций на минеральное сырье. ЦНИГРИ, Госгортехиздат, 1959.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. *Госгеолтехиздат*, 1963.
- Терновой В. И. Ковдорское месторождение вермикулита. *Разв. и охрана недр*, № 5, 1960.
- Терновой В. И. К условиям образования слюд на Ковдорском флогопит-вермикулитовом месторождении. *Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР*. Гостоптехиздат, 1962а.
- Терновой В. И. Опыт разведки месторождений вермикулита на Кольском полуострове. В сб. *Перлит и вермикулит*. Гостоптехиздат, 1962б.
- Терновой В. И. Методика поисков, разведки и опробования месторождений вермикулита на Кольском полуострове. В кн. *Вопр. методики опроб. рудных м-ний при разв. и экспл.* Госгеолтехиздат, 1962в.
- Терновой В. И. Методика отбора и обработки проб на месторождении вермикулита. *Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР*, Гостоптехиздат, т. 3, 1962г.
- Терновой В. И. Геологическая изученность Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения и поиски новых вермикулитовых и флогопитовых месторождений на Кольском полуострове. *Мат-лы совещ. по пробл. вермикулита*. Кольский фил. АН СССР, Изд. Кольского фил. АН СССР, 1963.
- Терновой В. И. По поводу статей Г. В. Иванова «Определение содержания мусковита по керну колонкового бурения» и О. П. Луниной «О новом методе опробования слюдоносных пегматитов». *Разв. и охрана недр*, № 8, 1966.

- Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геологическое строение и условия образования Ковдорского месторождения флогопита. Сов. геология, № 2, 1967.
- Токмаков П. П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 48, 1960.
- Токмаков П. П. Формация флогопито-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных — щелочных пород. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ. т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Экономическая оценка месторождений полезных ископаемых. Проект. Методические указания по обоснованию и расчету кондиций на минеральное сырье по твердым полезным ископаемым (кроме углей и горючих сланцев). М., изд. ГКЗ, 1964.
- Эпштейн Е. М. Флогопитоносные автореакционные скарны — новая формация месторождений флогопита. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Эпштейн Е. М., Антикеева Л. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинских интрузий. В сб. Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 122. Госгортехиздат, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	5
Общие сведения	7
История исследования	8
Геолого-петрографический очерк Ковдорского массива	
<i>Глава I.</i> Геологическое строение и схема формирования	12
<i>Глава II.</i> Интрузивные породы Оливиниты (27). Щелочные породы мельтейгит-уртитовой серии (29). Дайки сиенитовых пород (36). Дайки нефелинитов (40).	27
<i>Глава III.</i> Метасоматические породы магматического этапа Пироксеновые и слюдяно-пироксеновые породы (42). Мелилитовые и монтичеллитовые породы (53). Фениты и фенитизированные гнейсы (68).	41
<i>Глава IV.</i> Послематические образования Гранатовые скарны (69). Метасоматические образования флогопитового комплекса (75). Железорудный комплекс. Ковдорское железорудное месторождение (86). Карбонатиты (95).	69
<i>Глава V.</i> Экзогенные образования Кора выветривания флогопитоносных пород (98). Четвертичные отложения (102).	98
Геолого-промышленная характеристика месторождений флогопита и вермикулита	
<i>Глава VI.</i> Месторождение флогопита Геологическое строение (105). Минералогическая характеристика (127). Генезис месторождения (144). Промышленные типы флогопитовых руд (156). Качественная характеристика руд и флогопита (157).	105
<i>Глава VII.</i> Месторождение вермикулита Геологическое строение (168). Минералогическая характеристика (180). Генезис месторождения (187). Геолого-промышленные типы вермикулитовых руд (190). Запасы месторождения (196).	168
Вопросы разведки и оценки месторождений	
<i>Глава VIII.</i> Разведка флогопитового месторождения	198

Использование. Требования промышленности. Цены (198). Рациональная схема обработки геологических проб (203). Опробование слюды по буровым скважинам (207). Корреляционный анализ при опробовании флогопита (222). Плотность разведочной сети и опробования (231).

<i>Глава IX.</i>	Некоторые вопросы оценки флогопитового месторождения . .	234
	Общие данные о кондициях на слюдяные месторождения (234). Минимальное промышленное содержание и методы его определения (235). Бортовое содержание и методы его определения (242).	
<i>Глава X.</i>	Опробование и разведка вермикулитового месторождения . .	248
	Использование. Требования промышленности (248). Опробование (253). Некоторые вопросы разведки вермикулита (263).	
Заключение	271
Литература	280

Владимир Иванович Терновой
Борис Васильевич Афанасьев
Борис Иванович Сулимов

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА
КОВАРСКОГО
ВЕРМИКУЛИТОВОГО
ФЛОГОПИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ведущий редактор *З. Г. Сегаль*
Технический редактор *А. Б. Ящуржинская*
Корректор *Л. К. Быстрова*
Переплет художника *И. А. Гордона*

М-50294. Сдано в набор 21/IV 1969 г.
Подписано к печати 29/VIII 1969 г.
Формат бумаги 60 × 90¹/₁₆.
Печ. л. 18.
Усл. л. 18. Уч.-изд. л. 19,21. Изд. № 642.
Тираж 1000 экз. Бумага № 1. Заказ № 507.
Индекс 3—4—1—Л.

Издательство «Недра».
Ленинградское отделение.
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Ленинградская типография № 14
«Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский проспект, 91.
Цена 1 р. 54 к.