

БГРБ 8915

XV
A-12

АКАДЕМИЯ НАУК СССР.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
и
ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ
ПЕЧЕНГИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ТРУДЫ

В Б П. № 40

Н. А. ЕЛИСЕЕВ, Г. И. ГОРБУНОВ, Э. Н. ЕЛИСЕЕВ,

В. А. МАСЛЕННИКОВ и К. Н. УТКИН

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ ПЕЧЕНГИ

ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА
ПЕТРОГРАФИЯ · МИНЕРАЛЫ И РУДЫ
ГЕОХИМИЯ НИКЕЛЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД
1964

А Н Н О Т А Ц И Я

В книге приводятся сведения о геологическом строении печенгской свиты. Пластовые дифференцированные интрузивные тела числом более 110 согласно залегают во вмещающих осадочных, туфогенных и вулканогенных толщах. Интрузии и вмещающие породы подвергались метаморфическим изменениям. Различаются следующие виды метаморфизма: автотематоморфизм, контактовый метаморфизм и наложенный гидротермальный метаморфизм.

Большое внимание уделяется результатам минералогического изучения сульфидных медно-никелевых руд и минералов. Детально описаны текстуры и структуры руд. Применение рентгеновского анализа при исследовании пирротина, пентландита и других минералов позволило получить точные данные о структуре и пределах изменения состава минералов в этих рудах.

Новые данные по минералогии заставили пересмотреть существующие представления о геохимии никеля, кобальта и других элементов.

Главный редактор
акад. *A. A. Полканов*

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР *H. A. Блиссев*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Материалы для настоящей книги собирались и обрабатывались в течение ряда лет сотрудниками двух учреждений Академии наук СССР: Лаборатории геологии докембра и Кольского филиала им. С. М. Кирова. Полевые и камеральные исследования проводились по согласованным программам каждым учреждением самостоятельно, но под общим руководством Н. А. Елисеева (Лаборатория геологии докембра). Успешному проведению работ во многом способствовало активное участие работников местных производственных организаций в сборе и обработке материалов.

В соответствии с этим в состав коллектива авторов вошли Н. А. Елисеев и В. А. Маслеников от Лаборатории геологии докембра, Г. И. Горбунов и Э. Н. Елисеев от Кольского филиала и [К. Н. Уткин] от местной производственной организации.

В книге обобщен опыт изучения геологии, петрологии и минералогии интрузий ультраосновных и основных пород, а также рудных минералов и руд.

Коллектив геологов занимался на Кольском полуострове изучением интрузий ультраосновных и основных пород Мончегорской тундры, Печенги, Федоровой тундры и сульфидных медно-никелевых руд, генетически связанных с этими интрузиями. За время исследований, не считая статей по отдельным вопросам, были опубликованы два сборника по Мончегорской тундре в 1953 г. и Печенге в 1952 г., а также другие работы. В монографии описываются геология и структура Мончегорского plutона, различные типы руд сульфидных медно-никелевых месторождений, рудные минералы, окологильные изменения, структура рудного поля и анализируются парагенезисы рудных минералов. Значительное место уделяется рассмотрению ряда вопросов, связанных с геохимией никеля и металлогенией интрузий ультраосновных и основных пород.

Как известно, в связи с изучением сульфидных медно-никелевых руд возникает несколько очень важных и интересных теоретических вопросов, такие, как вопрос о ликвации с образованием сульфидной магмы, о силикатном никеле, о геохимии никеля и кобальта, о природе и месте гидротермальных растворов при кристаллизации сульфидов, о взаимоотношении между различными рудными минералами и др. Эти вопросы являются общими для всех никеленосных интрузий ультраосновных и основных пород.

Помимо теоретического значения и интереса, многие из этих вопросов имеют прямое отношение к чисто практическим целям и над разрешением их работают не только геологи, но специалисты из других областей знаний; обогатители непосредственно сталкиваются с затруднениями, при-

чиняемыми силикатным никелем, металлурги и химики — с изменением качества руды, зависящим от минералогического состава руд и взаимоотношений между главнейшими минералами и т. д. Следует отметить, что за последнее время значительно возрос интерес к проблемам изучения сульфидных медно-никелевых руд и месторождений, что подтверждают статьи в отечественных и иностранных журналах.

В соответствии с разнообразными вопросами, возникающими при изучении ультраосновных и основных интрузий и сульфидных медно-никелевых руд, в книге излагаются сначала данные о геологическом залегании и структуре интрузивных тел и вмещающих пород. Дается краткое описание горных пород, сопровождаемое химическими анализами. Далее приводится характеристика метаморфических процессов, которым подвергались горные породы, слагающие интрузии и вмещающие породы. Сравнительно краткие сведения, необходимые для характеристики условий залегания различных типов руд и их взаимоотношений с вмещающими породами, сообщаются об отдельных видах рудопроявлений. Большое внимание уделено рудным минералам, структурам руд, возрастным и структурным взаимоотношениям между главными рудными минералами. В области минералогии последнее время было получено много новых данных, и этот вопрос освещен довольно подробно. Новые данные также положены в основу глав о генезисе сульфидной минерализации и о природе гидротермальных растворов.

Работа состоит из 9 частей, заключающих в себе 36 глав. В оглавлении указаны фамилии авторов отдельных глав.

Редактирование книги осуществлялось Н. А. Елисеевым; в разделах, посвященных описанию рудопроявлений (части V, VI), помочь редактору оказывал В. А. Масленников.

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Первые отрывочные сведения о геологии Печенгского района приводятся в работах Бетлинга (Böhlings, 1840), И. Кудрявцева (1882) и Рабо (Rabot, 1889), производивших географическое изучение Кольского полуострова, в работах Д. Киля (1873), С. Буковецкого (1884), Л. И. Подгаецкого (1891) и М. И. Мельникова (1891а, 1891б, 1892а, 1892б), изучавших полиметаллические месторождения Мурманского края.

Ультраосновные породы в Печенге были обнаружены русским геологом С. А. Конради (1913, 1915), который по поручению Геологического комитета пытался найти продолжение норвежских Зюдварангеровских железных руд на русской территории.

В период с 1920 по 1944 г. Печенгский район находился в составе Финляндии. Изучением геологии района в этот период занимались финские геологи Хаузен (Hauseen, 1925, 1926), Таннер (Tanner, 1928, 1929), Вегманн (Wegmann, 1929а, 1929б), Вейринен (Väyrynen, 1938).

В 1921 г. во время геологических исследований Торнквист открыл в районе Котсельюоки (в 1 км к югу от горы Каулы) магнитный колчедан, содержащий никель. Это открытие и послужило началом дальнейшего изучения сульфидных медно-никелевых руд Печенги.

В 1924—1926 гг. А. А. Полканов открыл сульфидное медно-никелевое оруденение в Кучин-тундре.

В 1934 г. район Печенги был сдан финским правительством в концессию интернациональной никелевой компании. В 1940 г. на участке Каула было выстроено горно-металлургическое предприятие.

Первой сводной монографической работой по геологии, петрологии и рудным месторождениям Печенгского района является монография Вейринена (Väyrynen, 1938). В ней описаны силикатные и рудные минералы, приводятся результаты химических анализов отдельных силикатных минералов и руд.

Монография Вейринена представляет особый интерес потому, что в ней впервые дается описание печенгских рудных месторождений, она сыграла большую роль в дальнейшем изучении геологии, петрологии и месторождений Печенги.

С 1944 г. Печенгский район стал советской территорией и с этого времени изучается советскими геологами.

Мы остановимся лишь на рассмотрении вопросов, имеющих отношение к геологии, петрографии и минералогии рудных месторождений.

Начиная с 1944 г., была составлена монографическая работа Д. Ф. Муршева (1946), проводилась детальная геологическая съемка месторождений (Г. И. Горбунов и Ф. И. Карюкин), составлено описание горных пород (Н. А. Елисеев, Б. И. Папушис), проведены тематические работы по изучению минералов и руд (институты Гипроникель, Механобр; Кольский филиал АН СССР).

Первой послевоенной работой по петрографии пород Печенгского района является очерк Н. А. Елисеева (1947 г.).

В результате систематического описания горных пород Печенгских интрузий по материалам скважин и обнажений Б. И. Папушис (1951 г.) выявила особенности дифференциации интрузий основных и ультраосновных пород Печенги. В работе Б. И. Папушис приводится наиболее полная сводка встреченных в этом районе пород, а также дается подробное описание горных пород и породообразующих минералов.

Исследованию вещественного состава руд Каулы посвящен ряд трудов института Механобр. Основными из них являются работы П. П. Соловьева, И. Н. Масленицкого, А. В. Венкова и И. А. Яблонской (1947 г.), И. Н. Масленицкого и П. И. Хомылева (1947 г.), а также И. В. Запихина (1948 г.).

Минералогические работы были выполнены на материале месторождения Каула. В 1949 г. была написана минералогическая работа по Печенге (Денисова, 1949 г.), в которой дано минераграфическое описание рудных минералов и, в частности, приводятся впервые для руд Печенги данные химического состава пентландита.

В 1951 г. была закончена работа института Гипроникель.

Ценные сведения о вещественном и минералогическом составе были получены работниками местных геологических организаций (А. М. Быбочкин, 1950 г.). В частности, А. М. Быбочкиным впервые было обращено внимание на изучение гипергенных минералов и отмечено присутствие среди окисленных руд гетита, лимонита, а также моренозита.

За относительно короткий период (после окончания Великой Отечественной войны) исследования советских геологов в Печенге позволили получить много совершенно новых данных по геологии, петрографии, минералогии и геохимии. Поэтому научные данные, приведенные в опубликованной монографии Вейринена (Väyrynen, 1938), уже в значительной степени устарели.

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Медно-никелевое оруденение располагается в пределах туфогенно-осадочной толщи, которая в виде узкой полосы, изогнутой к северу, прослеживается на большое расстояние и составляет часть печенгской формации. Туфогенно-осадочная толща прорвана многочисленными мелкими в общем согласно залегающими дифференцированными интрузивными телами ультраосновных и основных пород, с которыми в генетической связи находится сульфидная медно-никелевая минерализация.

Общее представление о геологическом строении района дает схематическая геологическая карта района печенгской свиты (рис. 1).

По особенностям геологического строения Печенгский район может быть разделен на три части: северную, сложенную архейскими гнейсами и гранитами, центральную — область распространения печенгской свиты и южную, сложенную в основном также архейскими гнейсами.

Северная, прибрежная часть района сложена нижнеархейскими пересчлененными комплексами слюдяных, гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов и мигматитов. Общее простижение гнейсовых комплексов северо-

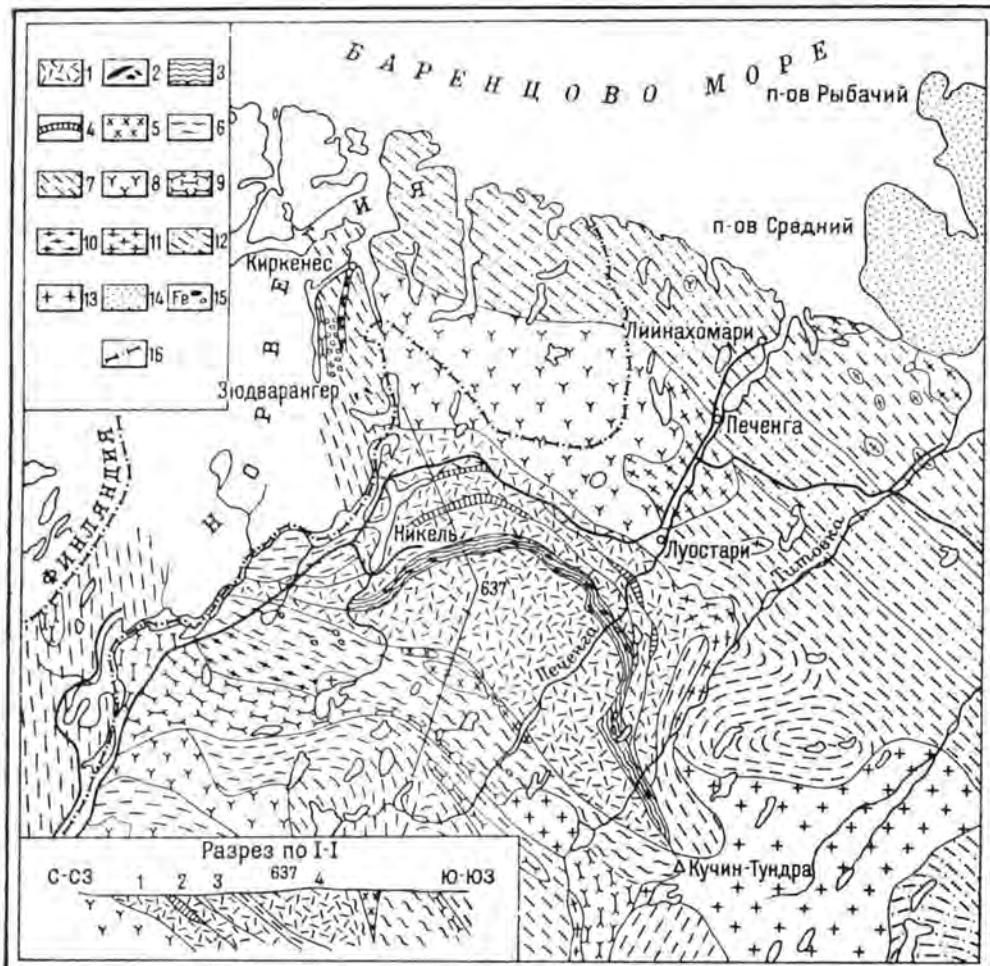


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Печенгского района. Составил Г. И. Горбунов по материалам Х. Вейрицена, И. А. Курьлевой, А. А. Полканова, Л. Я. Харитонова и Х. Хаузена.

1 — печенгская свита (эффузивные диабазы, метадиабазы, миндалекаменные породы и туфы); 2 — основные и ультраосновные интрузии; 3 — филлиты и туффины; 4 — доломиты, кварциты и аризы; 5 — плагиопорфириты (метаандезиты); 6 — нерасчлененный комплекс сланцев с линзами амфиболизированных диабазов; 7 — нерасчлененный комплекс сланцев с линзами амфиболизированных диабазов; 8 — существенно микротекстурные граниты (верхний архей); 9 — амфиболочные сланцы с подчиненными им биотитовыми гнейсами; 10 — биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы; 11 — олигоклазовые гнейсо-граниты; 12 — гранато-биотитовые гнейсы (нижний архей); 13 — микротекстурные граниты (протерозой); 14 — песчаники с прослоями глинистых сланцев и известняков и конгломераты; 15 — комплекс слюдяных сланцев, конгломератов и кварцитов с прослоями магнетитовых руд Юодварангера; 16 — тектонические контакты.

западное, с падением на северо-восток под углом 60—85°, иногда вертикальное. Гнейсы протягиваются далеко за пределы района, как на северо-запад, на территории Норвегии, так и на юго-восток, в направлении г. Мурманск.

Южнее гнейсы прорываются микроклиновыми и олигоклазовыми гранитами, гнейсо-гранитами и мигматитами, слагающими довольно широкий массив на границе между СССР и Норвегией к западу от пос. Печенга и Луостари. Западнее этого гранитного массива, на территории Норвегии, расположен комплекс слюдяных гнейсов с приуроченной к нему железорудной свитой Зюдварангера, сложенной слюдяными сланцами, конгломератами, кварцитами и кварцево-магнетитовыми рудами. Хаузен (Hausen, 1926), Вегманн (Wegmann, 1929) и Седергольм (Sederholm, 1931), изучавшие железные руды Зюдварангера, приписывают им осадочно-метаморфический генезис и сравнивают их с рудопроявлениями Кривого Рога.

Среди слюдяных гнейсов на нашей территории, в районе губы Долгой (к северо-западу от Линнахамара) также обнаружены линзы железных руд — кварцево-амфиболово-магнетитового состава. Но, по данным А. А. Полканова (1935), эти руды приурочены к другой рудоносной полосе, протягивающейся на юго-восток до Кольского фьорда и имеющей иное стратиграфическое положение. Хаузен (Hausen, 1926) и Седергольм (Sederholm, 1931) приписывают свите Зюдварангера более молодой — ботнийский возраст, в то время как А. А. Полканов (1935) аналогичные слюдяные и гранатовые гнейсы и приуроченные к ним железные руды Кольского полуострова относит к свионийским образованиям.

Резкий обрыв свиты Зюдварангер на советско-норвежской границе указывает на наличие вдоль Паз-реки крупного тектонического нарушения, которое несколько южнее, по-видимому, срезает также печенгскую свиту. Комплекс пород, аналогичный свите Зюдварангера, который погружен под печенгской свитой, появляется снова в виде мелких залежей железных руд на тундре Толль и Попова (Полканов, 1937).

Как уже отмечалось, в северной части района на побережье Баренцева моря еще в прошлом столетии открыты полиметаллические жилы (Киль, 1873), которые изучались позднее многими исследователями (Буковецкий, 1884; Подгаецкий, 1891; Мельников, 1891а, 1891б, 1892а, 1892б; Попович, 1915, и др.). Они подвергались изучению и в последующие годы.

Прилегающий к району с северо-востока п-ов Рыбачий сложен зоекомбрийскими отложениями: аркозальными, кварцевыми и глауконитовыми песчаниками, кварцитами с подчиненным количеством глинистых, песчано-глинистых сланцев и доломитов (п-ов Средний); конгломератами, тиллитами и породами песчано-глинистой фации с редкими залежами известняков с Gymnosolen (п-ов Рыбачий). Общая мощность осадков около 4000—5000 м (Полканов, 1934; Теннер, 1936). Породы сильно дислоцированы. А. А. Полкановым (1935) отмечается крупный надвиг по границе конгломератов с подстилающими песчаниками. В некоторых местах встречаются небольшие трещинные интрузии — дайки диабазов. Большинство исследователей считают, что осадки огромной мощности, не обладающие геосинклинальным характером, могли быть накоплены в условиях грабенообразного опускания вдоль северного побережья Кольского полуострова.

В центральной части рассматриваемого района на площади около 1300 км² простирается большой дугообразный массив основных эфузивных и туфогенно-осадочных пород печенгской свиты. По данным Хаузена (Hausen, 1926) и Н. А. Курылевой (1948), свита несогласно налегает на архейские гнейсы и граниты, о чем свидетельствует наличие базальных конгломератов и аркозов, обнаруженных А. А. Филипповой на мысе Кумпело (долина Паз-реки) и по правому притоку р. Малой Печенги, в 9 км к юго-востоку от пос. Луостари. Базальные конгломераты состоят из округлых галек древних гранитов и слюдяно-сланцевого цемента.

Вейринен (Väyriinen, 1938) указывает на тектонический характер контакта между печенгской свитой и архейским фундаментом.

В стратиграфическом и тектоническом отношении печенгская свита разделяется на следующие четыре крупные, залегающие друг над другом отделы или покрова основных эфузивных пород (спилитов, по Вейринену), разделенных прослойками туфогенно-осадочных пород (рис. 1).

1. Первый снизу покров сложен мелкозернистыми метадиабазами и метапорфирами, сменяющимися выше миндалекаменными породами. Он прослежен от пос. Салмиярви — на западе до р. Титовки — на юго-востоке. Ширина покрова колеблется в среднем от 2 до 4 км, на западе увеличивается до 6—8 км. В самых верхах покрова согласно на миндалекаменных породах залегают пласты кварцитов, песчаников и доломитов. Такие пласты встречены на доломитовом мыске оз. Кутсярви, вдоль ручья Кувернийоки, по пр. Печенга и Валас. Пласти прослеживаются на расстоянии нескольких километров каждый при мощности 100—200 м и более. В связи с поисками карбонатного сырья все они в последние годы подвергались специальному изучению. Наиболее перспективным из них считается пласт доломитов в районе р. Печенги. В доломитах оз. Кутсярви Н. А. Курылевой (1948) найдены органические остатки весьма плохой сохранности. Однако многократные попытки найти здесь окаменелости лучшей сохранности для достоверного определения возраста пород пока оказались тщетными.

2. Второй покров сложен метадиабазами, метапорфирами, альбитофирами, кератофирами, сменяющимися вверху туфами. Он залегает параллельно первому покрову. Ширина в центральной части составляет 2—3 км, на флангах свиты уменьшается до 1 км и менее. Контакт между метадиабазами этого покрова и подстилающими доломитами — тектонический, со следами интенсивных тектонических движений. В районе доломитового мыска оз. Кутсярви и ручья Кувернийоки Г. И. Горбуновым вдоль контакта отмечена крупная зона брекчирования и разваливания пород (видимая мощность только в метадиабазах свыше 10 м), минерализованная поздними кварцевыми и кальцитовыми жилами. Простижение зоны северо-восточное 50° с падением к юго-востоку под углом 50° . Диабазы вблизи зоны сильно хлоритизированы, амфиболизированы и эпидотизированы. Вдоль верхней границы второго покрова у р. Колосийоки — на западе и р. Ламмас — на востоке встречен пласт конгломератов, аркозов, кварцитов, песчаников, филлитов и доломитов. У границы с вышележащим третьим покровом филлиты и доломиты сильно рассланцованны и перетертые, а доломиты окварцированы, что указывает на наличие вдоль контакта тектонических движений. Эта контактовая линия повсюду отмечается в рельфе в виде долин и вытянутых озер.

3. Третий покров сложен голубовато-зелеными афанитовыми диабазами и миндалекаменными породами, сменяющимися выше туфами — агломератами и туфогенными сланцами. Агломераты встречены только в центральной части дуги между пос. Ницель и оз. Пильгуярви в виде полос мощностью до 200 м. Общая ширина полосы эфузивных пород третьего покрова в центре дуги составляет около 5 км, на обоих флангах постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания в районе р. Шуйнийоки — на западе и р. Ламмас — на востоке.

На эфузивные породы третьего покрова согласно налегает сильно дислоцированная туфогенно-осадочная толща мощностью в среднем около 1000 м, прорванная позднее интрузиями габбро-диабазов и пластовыми никеленосными интрузиями ультраосновных и основных пород. В пред-

лах этой толщи и расположены все известные сульфидные медно-никелевые рудонияния, составляющие Печенгский пояс интрузий.

К настоящему времени эта толща изучена весьма детально в центральной части рудного поля и менее детально на обоих флангах.

В верхних слоях туфогенико-осадочной толщи, на участках рудонияний Каула-Каммикиви обнаружены линзы туфов, а в районе р. Ламмас — конгломераты, содержащие гальку светло-серого гранита, метадиабаза, габбро-диабаза, известняка и филлиты (по данным Г. Т. Макеенко). Наличие в верхах толщи полимиктового конгломерата и углового несогласия с подстилающими филлитами указывает на резкую смену условий осадконакопления и возможный длительный перерыв перед излияниями диабазов четвертого покрова.

4. Четвертый покров, сложенный авгитовыми диабазами с прослойями туфов, перекрывает с юга рудоносную зону. Контакт между диабазами четвертого покрова и рудоносной зоной повсеместно тектонический, выражен дроблением и перетиранием пород, преимущественно подстилающих филлитов и туффитов. Среди диабазов отмечены линзы филлитов и туффитов и даже единичные выходы ультраосновных пород, которые Г. Т. Макеенко считает эрозионными «окнами» нижележащей филлито-гипербазитовой зоны, что мало вероятно. Но, однако, следует признать крайне недостаточную изученность этой обширной части свиты, занимающей около 550 км², т. е. около 42% общей площади распространения пород печенгской свиты. Мощность диабазов четвертого покрова составляет около 7000 м.

Печенгская свита образует большую синклинальную структуру, ось которой наклонена к югу под углом 30—60°, в среднем около 40°. Внутри этой структуры отмечена более мелкая дополнительная складчатость.

Таким образом, в формировании свиты принимали участие четыре цикла подводных излияний базальтовой магмы, которые сменялись накоплением обломочно-вулканических пород главным образом туфов и завершались, как правило, отложением осадочных пород: доломитов, кварцитов, песчаников и глинистых сланцев — филлитов с прослойями туффитов. Сравнительно мощная туфогенико-осадочная толща сформировалась в конце третьего цикла, а перекрывающий ее с юга огромный покров эффузивных диабазов относится к четвертому, т. е. завершающему периоду формирования свиты.

Эпоха формирования пород свиты характеризуется, таким образом, усиленной эффузивной и вулканической деятельностью, обусловившей накопление 10—15-километровой толщи эффузивных диабазов и туфов, среди которых осадочные породы имеют подчиненное значение и пред-

Рис. 2. Схема соотношения южной части печенгской свиты и комплекса сланцеватых амфиболитов тундр Кучин-Тольпинид. Составлена В. Г. Загородним.

1 — гнейсо-граниты порфировидные микроклиновые (g); 2 — метаморфизованные основные и ультраосновные интрузионные никеленосные породы печенгской свиты; 3 — метаморфизованные основные породы (габбро-диабазы) печенгской свиты, метаморфической толщи оз. Каскельнир, комплекса сланцеватых амфиболитов Кучин-тундры. Печенгская свита: 4 — а) метадиабазы четвертого покрова и б) синхронные с ними шаровые лавы, б — филлито-сланцы; 6 — метадиабазы второго покрова; 7 — метадиабазы первого покрова. Метаморфическая толща сланцев оз. Каскельнир: 8 — сланцы кварцено-биотитовые, кварцено-биотито-амфиболитовые, кварцево-карбонатные. Комплекс сланцеватых амфиболитов тундр Кучин-Тольпинид: 9 — мелкозернистые сланцеватые амфиболиты. Архейские гнейсы: 10 — гнейсы гранатовые, амфиболо-гранатовые; 11 — гнейсы биотитовые, двуслюдянные; 12 — кварцевые и кварцено-карбонатные жилы; 13 — рудонияния (богатые вкрашенными рудами и оруденелые тектонические брекчи); 14 — контакты нормальные стратиграфические и интрузионные: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; 15 — тектонические линии: а — наблюдавшиеся, б — предполагаемые, в — зоны рассланцевания; 16 — элементы залегания породы: а — слоистость и сланцеватость в сланцах, филлитах и амфиболитах, б — гнейсоидность в гранитах; 17 — линейные элементы (оси плошк в сланцах и в амфиболитах или линейность в гнейсо-гранитах).

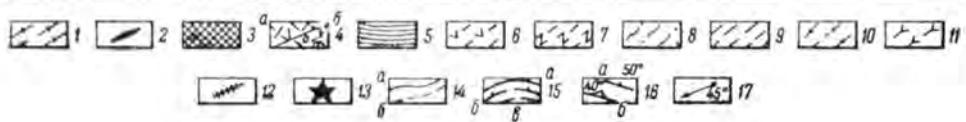
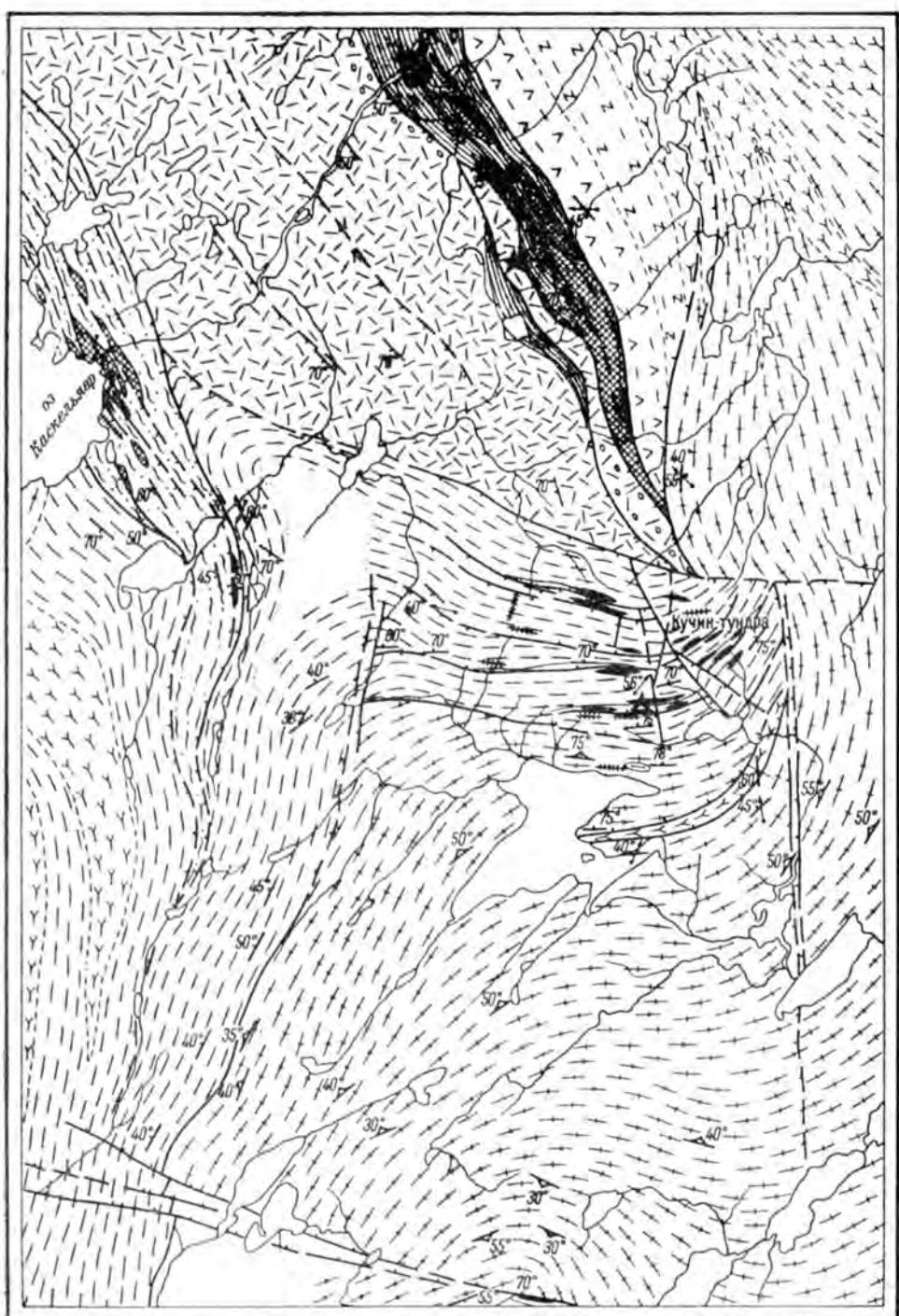


Рис. 2

ставлены обычно в виде маломощных прослоев и линз. Только туфогенно-осадочная толща в верхах третьего эффузивного покрова, сложенная главным образом филлитами, имеет мощность в среднем около 1000 м и прослеживается на всем протяжении свиты.

Эпоха эффузивной деятельности и осадконакопления сменяется интенсивными тектоническими движениями, захватившими свиту на всем ее протяжении и обусловившими образование синклиниория. Особенно интенсивному смятию и рассланцеванию с образованием мелких складок, разломов, зон межслоевого скольжения и брекчирования подверглась туфогенно-осадочная толща. Оси мелких складок в филлитах в большинстве случаев погружаются внутрь дуги, в направлении общего падения пород. Это несомненно говорит за то, что направление тектонических движений во время складкообразования выдерживалось во всей свите. Как уже отмечалось, крупные тектонические зоны, указывающие на движения большой амплитуды, встречены также вдоль границ всех четырех покровов, включая нижнюю и верхнюю границы печенгской свиты. На этом основании Вейринен (Väyrynen, 1938) рассматривает отделы свиты как надвинутые один на другой аллохтонные покровы.

Факт увеличения мощности свиты в осевой части Печенгского синклиниория и постепенного уменьшения в обоих его крыльях указывает на то, что складкообразовательные движения начались, вероятно, еще в период формирования свиты. При этом в развивающемся синклинальном прогибе, естественно, происходило большее накопление пород, чем на его крыльях. Но не может быть сомнения в том, что последующие и более крупные тектонические движения, обусловившие наклонное залегание пород свиты и окончательное формирование синклиниория, происходили уже после осадконакопления. Как будет показано ниже, внедрение основных и ультраосновных интрузий происходило вдоль ослабленных тектонических зон, которые образовались в неоднородной туфогенно-осадочной толще после складкообразования.

С юга печенгская свита тектонически перекрыта кристаллическими сланцами: слюдяными, биотито-магнетитовыми, амфиболовыми и другими, среди которых отмечены тела сильно рассланцованных и амфибилизованных диабазов, габбро-диабазов и ультраосновных пород, превращенных в амфиболиты, иногда в амфибело-хлоритовые породы. Кристаллические сланцы падают к юго-западу под крутыми углами около 65—80°, местами имеют вертикальное и даже обратное падение,нередко отмечается мелкая складчатость.

Вдоль границы сланцевой зоны с породами печенгской свиты проходит мощная (до 200—500 м) тектоническая зона перетирания пород, которая хорошо выражена на местности системой рек, долин и озер, заполненных ледниковых отложениями. Она отчетливо наблюдается на протяжении нескольких километров в районе оз. Каскельяvr и видна также на планишетах аэрофотосъемки. Один из таких аэрофотоснимков района Лакпоръеташ приводит в своей работе Вейринен (Väyrynen, 1938). Породы сланцевой толщи деформированы интенсивнее, чем диабазы печенгской свиты. Вейринен породы сланцевой зоны рассматривает как милонитовые.

В нижних, более деформированных и рассланцованных частях сланцевой толщи, к северо-западу от р. Печенги закартировано несколько выходов плагиопорфиритов (метаандезитов, по Хаузену), а также сильно измененных ультраосновных и основных пород, превращенных в амфиболовые породы. Эта сланцевая толща Л. Н. Ивановой, Г. Т. Макеенко и

Л. Я. Харитоновым принимается за юго-западное крыло печенгской свиты, главным образом ее нижних эффузивно-осадочных покровов, а слюдяные и кварцитовые сланцы определяются как филлиты. В соответствии с этим представлением ими в районе Кучин-тундры рисуется очень крутой заворот пород печенгской свиты, а структура ее представляется как опрокинутая на северо-восток синклинальная складка, поскольку падение пород во всех частях направлено на юг-юго-запад.

Согласно другому, более распространенному представлению (отраженному на геологических картах, составленных Северо-Западным геологическим управлением), сланцевая толща объединяется со свитой Кучин-тундры, сложенной, по данным А. А. Полканова (1935), амфиболовыми и кварцево-актинолитовыми сланцами, рассланцованными метадиабазами, диабазовыми порфиритами и амфиболито-мандельштейнами. Объединенный комплекс получил название «тундровая свита», по возрасту ее считают более древней, чем печенгская свита и относят к низам протерозоя.

Маршрутные наблюдения Г. И. Горбунова и В. А. Масленикова подтвердили, что сланцевая толща отличается от эффузивно-осадочных комплексов печенгской свиты как по составу (отсутствием филлитов, серпентинитов, габбро) так и по степени метаморфизма, будучи метаморфизованной сильнее и подвергаясь дополнительной наложенной милонитизации.

Соотношение свиты Кучин-тундры с печенгской формацией иллюстрируется геологической схемой (рис. 2). Как видно из схемы, контакт между ними тектонический. Породы свиты Кучин-тундры интенсивнее метаморфизованы по сравнению с породами печенгской свиты. Возрастные соотношения между этими свитами остались невыясненными.

Южная часть Печенгского района сложена архейскими и слюдяными гнейсами, сланцеватыми амфиболитами и прорывающими их микроклиновыми гранитами с подчиненными гранодиоритами. Древний архейский комплекс также надвинут на сланцевую толщу.

Возраст печенгской свиты достоверно не определен. Хаусси (Hausen, 1926) считал, что печенгская свита имеет тот же возраст, что и отложения п-ова Рыбачьего (докембрий), Вейринен, А. А. Полканов и Вегманн относят ее к протерозою. И. А. Курылева (1948) и Л. Я. Харитонов на основании органических остатков относят печенгскую свиту к палеозою. В 1956 г. в доломитах на оз. Куэтсаарви была произведена ревизия органических остатков при участии сотрудника Палеонтологического института К. Д. Корде. Судя по предварительным определениям, в доломитах имеется несколько видов водорослей, указывающих на возможно протерозойский возраст печенгской свиты.

Таким образом, возраст печенгской свиты вероятнее всего протерозойский.

ЧАСТЬ II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЯСА ИНТРУЗИЙ

Введение

Пояс ультраосновных и основных интрузий находится в пределах рудоносной туфогенно-осадочной свиты, расположенной между третьим и четвертым покровами эфузивных пород. Мощность подстилающих и перекрывающих ее эфузивных пород примерно одинакова и достигает 5000—7000 м. Туфогенно-осадочная толща повсеместно сильно дислоцирована и прорвана пластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород, с которыми генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение в поясе интрузий. Расположение интрузивных тел в рудоносной зоне неравномерное, максимальное количество интрузий сосредоточено в ее центральной части.

По особенностям геологического строения и сульфидной медно-никелевой минерализации пояс ультраосновных и основных интрузий может быть разделен на три части: западную, центральную и восточную.

В геологическом строении пояса ультраосновных и основных интрузий (рис. 2а) принимают участие четыре группы горных пород: 1) туфогенно-осадочная толща; 2) эфузивные диабазы (спилиты); 3) основные и ультраосновные интрузии; 4) дайковые породы. Ниже приводится краткая геологическая характеристика перечисленных групп горных пород.

Краткая характеристика различных групп пород

Туфогенно-осадочная толща

Вмещающая основные и ультраосновные интрузии толща туфогенно-осадочных пород протягивается сравнительно узкой дугообразной полосой почти через все рудное поле на расстояние выше 60 км (рис. 3). Ширина полосы, включая пластовые основные и ультраосновные интрузии на геологической карте, составляет в районе горы Каулы — 2000—2100 м, а на участках Ортоайви — 750—850 м. Северное Соукерийоки — 1500—2000 м, Мирона — 1200—1600 м, Киерджипор — 1000—1400 м, Пильгуярви — 2000 м. Онки — 1100 м. Истинная же мощность собственно туфогенно-осадочных пород составляет в районе Каулы 600—800 м, Ортоайви —

250—300 м, Северное Соукериоки — 850—900 м, Мироны — 350—400 м, Кierджипора — 450—500 м и Онки — 500 м. Как показало измерение площадей распространения отдельных пород в центральной части пояса интрузий, туфогенно-осадочные породы составляют здесь около 65%, габбро — 9%, основные и ультраосновные интрузии — 26%. В западной и восточной частях рудного поля количество ультраосновных интрузий резко сокращается, в разрезе толщи преобладают туфогенно-осадочные породы.

Литологический состав туфогенно-осадочной толщи довольно однообразен. Она представлена преимущественно филлитами, среди которых в виде отдельных прослоев залегают песчаники, известняки, а также туфогенные сланцы, туффиты, порфиритовые туфы и туфобрекции.

Макроскопически филлиты представляют собой темно-серые, иногда черные, тонкослоистые, сильно рассланцованные породы, почти повсеместно смятые в мелкие складки размером до нескольких метров. Н. А. Елисеев (1947 г.) все филлиты разделяет на пелитовые филлиты, алевритовые филлиты и алевриты, причем каждую разновидность в свою очередь подразделяет на хлоритовую и серитовую в зависимости от содержания названных минералов. Все эти разновидности филлитов так часто чередуются между собою, что не представилось возможным выделить их на детальной геологической карте и даже на планах рудников.

Филлиты очень часто содержат вкрапленность, прожилки сульфидов, которые представлены пирротином и реже пиритом и марказитом. Вкрапленность распределяется по слоистости и по поверхностям отслаивания — в плойчатых филлитах, реже вдоль секущих трещин и разрывов. Часто сульфидная вкрапленность сопровождается серицитизацией и окварцеванием. Чем сильнее смяты филлиты в складки и плойки, тем больше они подвергаются оруденению. Песчанистые и алевритовые прослои всегда более оруденели, нежели пелитовые разновидности филлитов.

Вблизи контактов с интрузивными породами филлиты обнаруживают следы контактного изменения, выражаящиеся в осветлении, уплотнении пород, увеличении в них сульфидной вкрапленности и жилок, содержащих кварц, адуляр, карбонат, хлорит и сульфиды. Контактовоизмененные филлиты представлены адинолами и узловатыми сланцами. Адинолы отмечены в виде узких полос мощностью от 0.5 до 5 м вдоль нижнего и верхнего контактов главной интрузии ультраосновных пород во многих местах.

Известняки были встречены в виде прослоев мощностью 0.2—2 м на участках Восточное Ортоайви, Кierджипор и Южное Онки главным образом в средней и верхней части разреза.

Туффиты залегают преимущественно в виде маломощных прослоев среди филлитов. Иногда переслаивание туффитов с филлитами наблюдается в одном шлифе. По внешнему виду это серые, иногда зеленовато-серые породы, имеющие сланцеватую текстуру.

Часто туффиты карбонатизированы и серицитизированы. Серицитизация туффитов хорошо наблюдается на горе Каула и, видимо, связана с рудоотложением.

Туфы приурочены в основном к верхним частям туфогенно-осадочной толщи, состоят главным образом из туфогенного материала и округлых чечевицеобразных обломков эффузивных порфиритов размером от 1 до 20 мм, располагающихся удлиненными сторонами параллельно напластованию. В цементе туфов отмечаются альбит, хлорит, кварц, пренит, карбонат, лейкоксен, сфен и сульфиды. Цвет пород варьирует от зеленовато-серого до темно-зеленого, иногда с фиолетовым оттенком. Туфы встречены

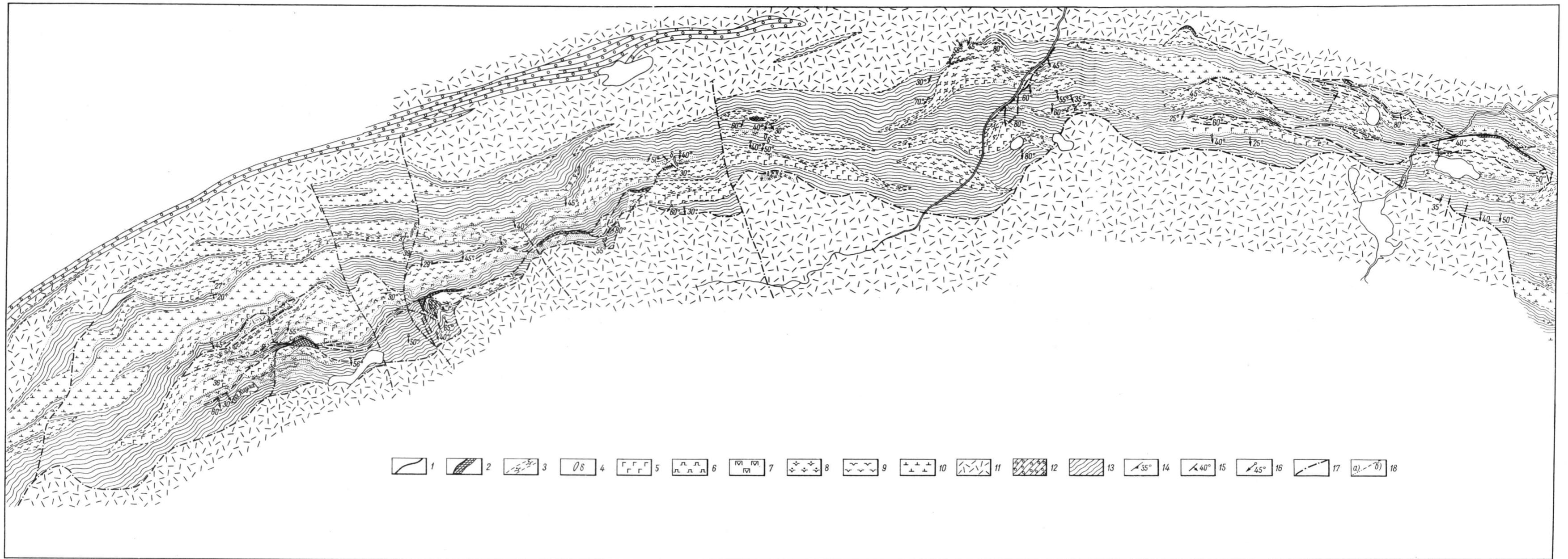


Рис. 2а. Схема геологического строения центральной части пояса ультраосновных и основных интрузий.

Составили Г. И. Горбунов и Н. А. Корнилов по материалам геосъемок Г. И. Горбунова, Н. А. Корнилова, Ф. Н. Корюкина, В. Я. Кузенкова, Г. Т. Макеенко, К. Н. Уткина, А. У. Хуснуррова.

1 — орудиенелая тектоническая брекчия; 2 — орудиенелые серпентиниты и серпентинизированные перидотиты; 3 — зоны убогого сульфидно-никелевого оруденения в серпентинитах; 4 — дайки диабазов; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — плагиоклазовые перидотиты; 8 — серпентинизированные перидотиты; 9 — серпентиниты; 10 — габбро-диабазы; 11 — эффузивные диабазы; 12 — туфы; 13 — филлиты и песчаники; 14 — общее простирание и падение текстур и слоев течения; 15 — элементы залегания пород; 16 — погружение осей складок; 17 — тектонические нарушения; 18 — геологические границы (а — видимые, б — предполагаемые)

среди филлитов на горе Кауле, в районе обнажения горы Котельваара, Каммикиви, Ортоайви, Мирона и других частях в виде линз мощностью от 3 до 15 м. Горизонт мелкообломочных туфов мощностью около 10 м закартирован среди эффузивных диабазов южнее оз. Мукки. На участке Котельваара пласт сильно метаморфизованных и рассланцованных туфов залегает в замке синклинальной складки.

Вследствие частой перемежаемости пород в разрезе трудно проследить изменение фациального состава туфогенно-осадочных пород по простиранию. Следует отметить несколько меньшую распространенность в центральной части туфогенных пород, и в частности туфлитов, по сравнению с районом горы Каула, где преобладающее развитие имеют филлиты.

На отдельных участках (район Райсаайви и особенно Киерджипор) в составе туфогенно-осадочной свиты наблюдается преобладающее развитие песчаников по сравнению с филлитами. В районе Киерджипор встречены также межформационные конгломераты, гальки которых представлены песчанистым филлитом или песчаником.

В верхних слоях филлитов на участке р. Ламмас Г. Т. Макеенко (1954 г.) описаны полимиктовые конгломераты, содержащие гальку светло-серого гранита, метадиабаза, габбро-диабаза, известняка и сильно нестертыми линзы филлитов размером в среднем от 5 до 10 см. Цемент конгломерата сланцеватый аркозового и биотито-хлоритового состава.

В процессе петрографического изучения туфогенно-осадочных пород Н. А. Корниловым в песчаниках района Киерджипор установлено широкое развитие не отмечавшегося ранее в работах, посвященных Печенге, микроклина.

Все это, вместе с отмечавшимися уже нахождками конгломератов с гальками гранита в восточной части Печенгского пояса интрузий позволяет считать главным источником обломочного материала туфогенно-осадочной свиты (кварца, альбита, микроклина) породы архейского основания печенгской свиты, представленные гранитами, гранито-гнейсами с заключенными в них пегматитами и кварцевыми жилами.

Другим источником обломочного материала служили вулканические аппараты, давшие обломки вулканического стекла, порфиритов (в туфах), а также, по-видимому, пепел, перепадший впоследствии в хлорит, являющийся главнейшей составной частью туфогенно-осадочных пород.

Формирование туфогенно-осадочных пород печенгской свиты происходило, по-видимому, в неглубоком бассейне, вблизи активно действовавших вулканических аппаратов, на что указывают следующие факты: 1) вулканогенно-осадочный характер материала; 2) тонкое переслаивание пелитовых и более крупнозернистых песчанистых и алевритовых прослоев; 3) наличие в ряде мест межформационных конгломератов, хорошая отсортированность материала в туфах, песчаниках и алевритах; 4) наличие в отдельных местах волноприбойных знаков. От типичных граувакковых сланцев туфогенно-осадочные породы Печенги несколько отличаются отсутствием характерных для первых цветных минералов — пироксена, амфибила и биотита.

Эффузивные диабазы (спилиты)

Эффузивные породы слагают огромную площадь к северу и югу от пояса интрузий и относятся соответственно к третьему и четвертому эффузивным покровам. Диабазы — плотные и твердые породы — всюду

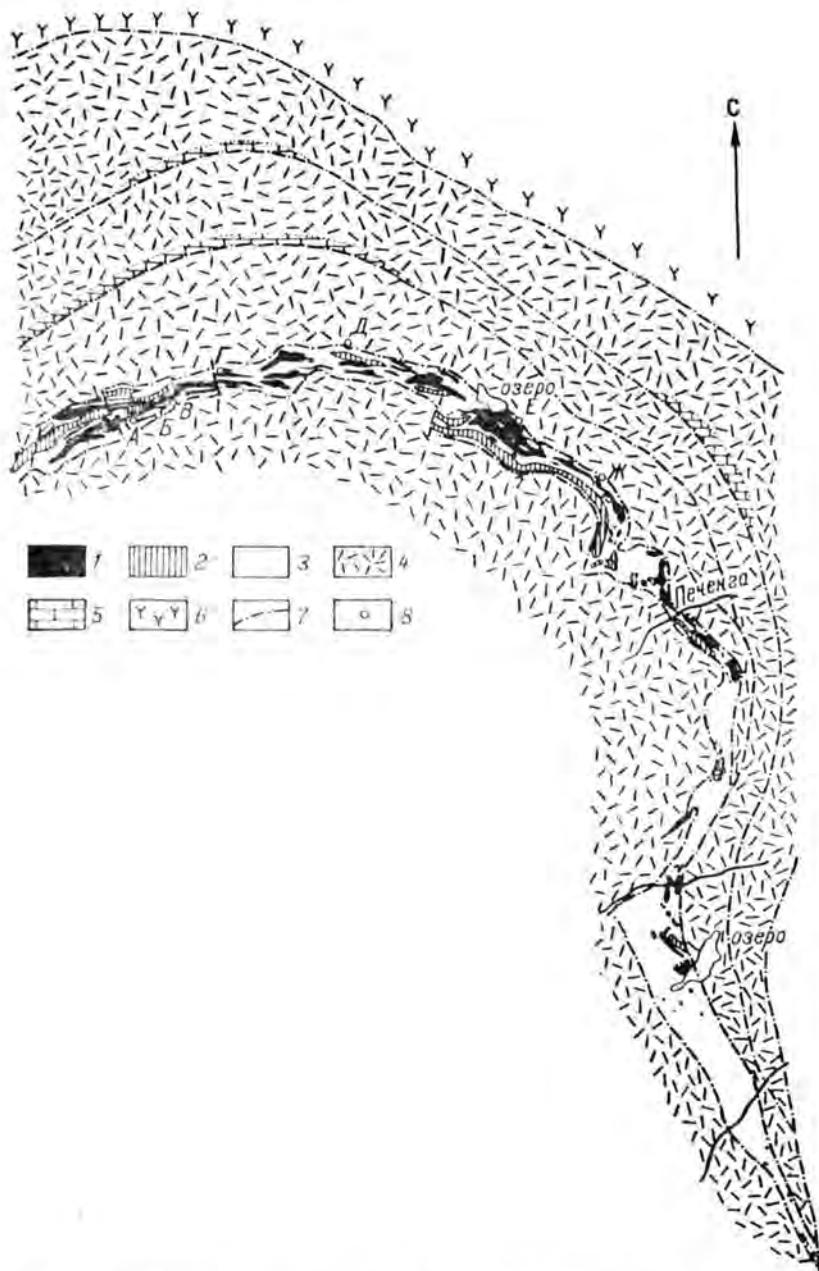


Рис. 3. Карта распространности основных и ультраосновных интрузий в Печенгском рудном поле. Составил Г. И. Горбунов.

1 — ультраосновные и основные интрузии; 2 — интрузии габбро-диабазов; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — эффузивные диабазы; 5 — доломиты и кварциты; 6 — гнейсы и гранито-гнейсы; 7 — тектонические нарушения; 8 — медно-никелевые месторождения.

характеризуются повышенными формами рельефа. Вдоль поверхности контакта диабазов четвертого покрова с подстилающей толщей филлитов проходит тектоническая зона брекчирования и развалыцевания мощностью около 1—2 м, которая местами подвергнута пирротиновому оруденению. Эта зона прослежена на поверхности с перерывами через все рудное поле, а на глубине пересечена буровыми скважинами. Тектоническая поверхность контакта имеет северо-западное простиранье и наклонена к юго-востоку под углом 35—40°. Вдоль поверхности контакта отмечается смещение пород. Расстояние и направление смещения точно не установлены.

Контакт туфогенно-осадочных пород с диабазами третьего покрова прослежен буровыми скважинами на участках Киерджипор и Пильгульярии, форма контакта волнистая, угол падения колеблется в пределах 40—60°.

На участке горы Каула южнее озера Мукки наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. В самых верхах филлитовой зоны заметно увеличивается количество туффитов. На контакте с диабазами встречена вулканическая брекчия. Мощность тектонической зоны достигает 1,4 м.

2. Афанитовые диабазы зеленовато-серого цвета с характерным фиолетовым оттенком, с редкими кварцевыми и кварцево-аксинитовыми жилами — 180—200 м.

3. Мелкозернистые диабазы серого цвета — 30 м.

4. Пласт мелкообломочных туфов, в основании которого залегают грубообломочные туфы — 10 м.

5. Снова мелкозернистые диабазы, аналогичные зоне в 30 м.

6. Амфиболо-пироксеновые среднезернистые диабазы черного цвета с характерными игольчатыми кристаллами цветного минерала — 10 м.

7. Среднезернистые, очень плотные диабазы серого цвета.

Диабазы залегают в виде пластовых тел, падающих на юг параллельно контакту с филлитовой зоной.

Удлиненные линзовидные тела сильно измененных и рассланцованных эфузивных диабазов встречены среди филлитов в различных частях рудного поля.

Типичные спилиты отмечены в висячем боку месторождения Каммикиви (Б. И. Папушис, 1951 г.).

Интрузии основных и ультраосновных пород

Интрузии основных и ультраосновных пород залегают в туфогенно-осадочной толще в виде вытянутых по простираннию удлиненных межпластовых тел мощностью от нескольких метров до 200—600 м. Общее число интрузивных тел только в пределах центральной и восточной частей поляса интрузий превышает 163 (рис. 4); они занимают здесь площадь около 16,6 км² или 23,7% от общей площади туфогенно-осадочной толщи вместе с интрузивными телами, равной около 70 км².

Как видно на рис. 4, пространственное распределение основных и ультраосновных интрузий в пределах поляса интрузий неравномерное. Ярко бросается в глаза большая концентрация и сравнительно большие размеры интрузий в центральной части рудного поля, локально приуроченной к максимальному прогибу Печенгского синклиниория. От общей площади поляса филлито-гипербазитовой толщи, равной здесь около 34 км², на долю интрузий приходится около 12 км², что составляет 35,3%.

Совершенно иная картина наблюдается в восточной части печенгской свиты, изученной к настоящему времени также сравнительно детально (Г. Т. Макеенко, 1954). Здесь из площади туфогенико-осадочной толщи, равной около 36 км², интрузии занимают всего лишь около 4.6 км², что составляет 12.8%.

По характеру слагающих пород, относительному возрасту и условиям залегания интрузии подразделяются на две группы: а) интрузии габбро и порфировидных габбро и б) никеленосные дифференцированные интрузии ультраосновных и основных пород. В табл. 1 приведены данные о распространении основных и ультраосновных интрузий в пределах центральной и восточной частей Печенгского пояса интрузий.

Таблица 1

Распространенность основных и ультраосновных интрузий в центральной и восточной частях пояса ультраосновных и основных интрузий

Наименование	Центральная часть			Восточная часть			Всего		
	Площадь интрузий	площадь, км ²	%	Площадь интрузий	площадь, км ²	%	Площадь интрузий	площадь, км ²	%
Туфогенико-осадочная толща с интрузиями телами	—	34	100	—	36	100	—	70	100
В том числе:									
туфогенико-осадочные породы	—	22	64.7	—	31.4	87.2	—	53.4	76.3
основные и ультраосновные интрузии	67	12	35.3	96	4.6	12.8	163	16.6	23.7
Из них:									
габбро и порфировидные габбро	20	3.1	9.1	32	1.8	5.0	52	4.9	7.0
Ультраосновные и основные интрузии	47	8.9	26.2	64	2.8	7.8	111	11.7	16.7

Интрузии габбро и порфировидных габбро. В пределах рудного поля закартировано свыше 52 интрузий габбро. Наиболее крупные интрузии расположены на участках горы Каула, Северное Соукерийоки, Райсоайви, Кнерджинор, Пильгуярви, Онки и западнее Кучинтуздры. Интрузии имеют пластообразную форму, вытянуты согласно общему пространнию пород. Контакты с филлитами в большинстве случаев согласные. Мощность интрузий колеблется от 40—95 до 225—250 м, протяженность от 1 до 5 км и более.

Возрастные взаимоотношения габбро и порфировидных габбро с интрузиями ультраосновными и основными породами отчетливо наблюдаются в ряде мест. Так, к северу от горы Котсельваара, на правом берегу ручья Котсельйоки интрузия габбро прорывается измененными, амфиболизированными и хлоритизированными перидотитами дифференцированной интрузии. Последние при приближении к контакту постепенно становятся мелкозернистыми, а вблизи контакта имеют весьма тонкозернистое строение. Крупнозернистые габбро несут следы эзаконтактных изменений, слегка хлоритизированы.

Макроскопически габбро и порфировидные габбро зеленовато-серого цвета, очень плотные и крепкие.

В верхней части интрузии габбро и порфировидных габбро на тундре Каула, в непосредственной близости к контакту с песчанистыми филлитами отмечены кварцевые габбро. Распределение зерен кварца в породе крайне неравномерное. Кварц совершенно прозрачный и чистый, форма выделения мезостатическая.

Среди габбро и порфировидных габбро отмечаются кварцево-аксинитовые жилы мощностью от 1 до 10—20 см.

Интрузии ультраосновных и основных пород. К настоящему времени в рудном поле закартировано 111 интрузий ультраосновных и основных пород (рис. 3). Данные интрузии имеют пластовую или линзовидную форму, осложненную раздувами и перекимами, согласно с вмещающими породами повторяют очертания крупных складок и погружаются к юго-востоку-востоку-юго-западу под углом 30—60°. По простиранию интрузивные тела протягиваются от 200 м до 5—7 км и более. Мощность их крайне непостоянная и варьирует от нескольких метров до сотен метров. Например, главная интрузия на участке Каула—Каммикиви изменяется в мощности от 20 до 480 м. Мощность интрузии на участке Пильгуярви в центре превышает 700 м. Максимальные раздувы в мощности интрузий наблюдаются в шарнирах крупных антиклинальных и особенно синклинальных складок. К югу от горы Каула буровыми скважинами пересечено около 6 маломощных межплагастовых интрузий, залегающих в замке синклинальной складки и имеющих в плане серповидную форму.

В толще туфогенно-осадочных пород интрузии располагаются несколькими рядами (этажами), обычно от 3 до 6. Наибольшее количество рядов отмечено в районах тундры Каула и р. Соукерийоки. Обычно чем больше мощность туфогенно-осадочных пород, тем больше заключено в них интрузивных тел.

По простиранию туфогенно-осадочной толщи интрузии распределены неравномерно (рис. 3). Главнейшие интрузии сосредоточены в центральной части пояса ультраосновных и основных интрузий. Здесь они занимают площадь около 8.9 км², что составляет около 26% от общей площади пояса интрузий (табл. 1). В восточной части никеленосные ультраосновные и основные интрузии составляют только 7.8% от общей площади зоны. Размеры никеленосных интрузий здесь небольшие, в несколько раз меньше, чем в центральной части; они интенсивно деформированы, а местами даже слегка расслапованы. Как показали результаты опробования (Г. Т. Макеенко, 1954 г.), все они содержат рассеянную вкрапленность сульфидов никеля и меди.

Контакты ультраосновных и основных интрузий с вмещающими туфогенно-осадочными породами грубо согласные. Но в целом ряде случаев отмечаются явно режущие интрузивные контакты. Случай срезания интрузиями пластов филлитов наблюдаются из горы Каула, в большом обнажении к северу от горы Котсельваара, где на значительном расстоянии габбро висячего бока главной интрузии срезают пласти филлитов строго под прямым углом, в районе р. Соукерийоки, Киерджипора и в других местах. Несогласные, режущие контакты хорошо наблюдаются там, где филлиты собраны в мелкие складки. Вдоль контактных поверхностей часто отмечаются следы позднейших тектонических перемещений (лежачий бок главной интрузии, интрузии Каулы, Котсельваары, Каммикиви и др.).

В никеленосных интрузиях в ряде мест встречены ксенолиты туфогенно-осадочных пород (участки Каула и Киеерджипор). Ксенолиты имеют форму линз и располагаются в соответствии с элементами залегания имеющих пород и контактов интрузии.

Возрастные соотношения интрузий с эфузивными диабазами верхнего четвертого покрова наблюдались на участке между Каммикиви и Западное Ортоайви. Н. А. Корниловым при изучении контакта габбро дифференцированной интрузии с микродиабазовым порfirитом, переходящим выше в обычные мелкозернистые диабазы, установлено, что габбро заходит в трещинки в диабазе.

В шлифах отмечено увеличение размеров зерен плагиоклаза и пироксена в габбро с удалением книзу от контакта, в то время как крупность зерен в диабазе сохраняется постоянной. Это указывает на то, что интрузия ультраосновных и основных пород имела место позже формирования четвертого покрова эфузивных диабазов.

Для ультраосновных и основных интрузий характерна красновато-бурая окраска обычно слаженных ледником выходов коренных пород, крупноблоковый характер трещиноватости и наличие большого количества ветвящихся и пересекающихся серпентиновых, кальцито-тремолитовых, кварцево-актинитовых и других жил.

По внутреннему строению интрузии разделяются на две группы: 1) дифференцированные; 2) недифференцированные. Дифференцированные интрузии в рудном поле отмечено 42, недифференцированных 69. Размеры дифференцированных интрузий в несколько раз больше недифференцированных. Дифференцированные интрузии ультраосновных и основных пород сложены (снизу вверх): серпентинитами (измененными перidotитами — верлитами), пироксенитами, габбро и монцонитовыми габбро. Недифференцированные интрузии сложены полностью серпентинитами или габбро.

Представление о мощности отдельных слоев в интрузивных телах дают следующие разрезы (табл. 2).

Таблица 2

Мощность дифференцированных интрузий и отдельных их частей

Наименование	Измененные перidotиты, м (серпентиниты)	Пироксениты, м	Габбро, м	Общая мощность, м
Главная интрузия на участках:				
Каула	147	6	93	246
Каула,	155	8	55	218
Котельваара	120	8	32	160
Каммикиви	65	5	20	90
Интрузия на Западное Ортоайви	120	3	57	180
Интрузия на Восточное Ортоайви	26	—	64	90
Интрузия на участке р. Соукеприоки	105	—	80	185
Интрузия Райсаайви	50	5	40	95
Интрузия	180	40	350	570
Иильгуйви				

Из приведенных данных видно, что преобладающими породами в дифференцированных интрузиях обычно являются серпентиниты.

Интересно отметить, что в местах выклинивания или резкого уменьшения мощности, дифференцированная интрузия слагается или серпентинитами, или габбро. Не отмечено ни одного случая, чтобы такая интрузия полностью слагалась пироксенитами.

В свою очередь внутри отдельных полос, сложенных той или иной породой, отмечается более тонкая первичная расслоенность, выраженная чередованием полос крупно- и мелкозернистого строения (рис. 4), в появлении слоев течения, обогащенных скоплениями кристаллов пироксена сульфидов или титаномагнетита. Залегание первичной полосатости всегда совпадает с залеганием контактов пластовой интрузии.

Первичная расслоенность интрузивных тел подчеркивается также наличием закономерно располагающихся первичных трещин; большая часть которых выполнена различными жилами. Наиболее хорошо выражена система пластовых трещин, параллельных первичной полосатости. В серпентинитах пластовые трещины выполнены хризотиловыми, tremolитовыми и реже карбонатными и сульфидными жилами. В пироксенитах отмечены только tremolito-карбонатные жилы. Пластовые трещины в габбро не минерализованы. Вертикальные трещины примерно меридионального направления, совпадающие с линейной ориентировкой кристаллов, и нонеречные пологонадающие к северу трещины наблюдаются реже.

Серпентиниты (измененные перidotиты — вेरлиты) занимают около 70% от всего объема интрузий и тяготеют к их нижним и центральным частям. Макроскопически это плотные, но очень хрупкие породы темного, в свежем изломе почти черного цвета с зеленоватосерыми и синеватыми оттенками. Часто на фоне равномернозернистого сложения породы выделяются крупные, размером до 1—2 см, удлиненные кристаллы пироксена с пойкилитовыми включениями измененного оливина.

В серпентинитах наблюдаются полосатые и линейные текстуры, выражающиеся в послойном чередовании пород с различной крупностью зерна (рис. 4) и линейно-параллельным расположением удлиненных призматических кристаллов моноклинного пироксена. Линейность совпадает с направлением падения пород к юго-юго-востоку под углом 30—50°. Первично-полосатые и линейные текстуры легко наблюдать на выветрелой поверхности пород, где кристаллы моноклинного пироксена выступают в виде изометрических бугорков — на торцах кристаллов, в виде удлиненных эллипсоидов — с боков.

Характерной особенностью для серпентинитов является почти постоянное присутствие вкрапленности сульфидов, содержащих никель и медь. В одних случаях вкрапленность сульфидов приурочена к определенным горизонтам в первично расслоенных телах серпентинитов, в других случаях сульфидное оруденение локализуется в сильно раздробленных и иногда рассланцованных серпентинитах вблизи крупных оруденелых тектонических зон.

Сульфидное оруденение сопровождается гидротермальным изменением пород — хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией. Устанавливается прямая зависимость между степенью оруденения, гидротермальным метаморфизмом и мощностью дорудных тектонических зон.

Пироксениты имеют незначительное распространение в виде узких полос между серпентинитами и габбро, а в тех случаях, когда габбро отсутствуют — вдоль верхнего контакта серпентинитов с вмещающими породами. Переход от серпентинитов к пироксенитам всегда резкий. Выде-

ляется несколько разновидностей пироксенитов: гигантокристаллические, крупнокристаллические и среднекристаллические с размером кристаллов от 0,5 до 50 см в длину и мелкокристаллические, в которых длина кристаллов пироксена не превышает 1—2 мм. Мелкокристаллические пироксениты залегают по внешнему контакту с габбро или вмещающими породами, крупнокристаллические внутри пироксенитовой полосы, ближе к серпентинитам. Переход от пироксенитов к габбро всегда постепенный, граница между ними очень неровная, извилистая. Для пироксенитов характерно присутствие кальцито-тремолитовых и аксибитовых жил. В некоторых

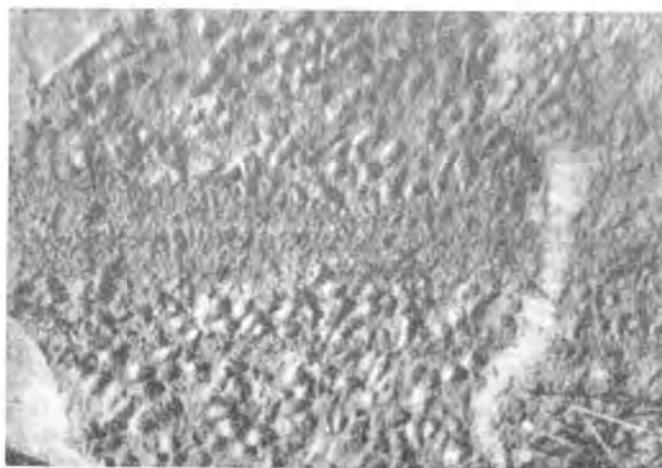


Рис. 4. Полосатость в серпентинизированных перидотитах, выраженная чередованием полос крупно- и мелкозернистого строения. Фото обнажения. Уменьш. 4.

местах отчетливо выражена линейность. Цвет пород черный с зеленоватым оттенком, обусловленным присутствием хлорита.

Близи орудевелых тектонических зон, а также в зоне гидротермально измененных пород пироксениты интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболово-хлоритовые породы, состоящие главным образом из амфиболя и хлорита.

Г а б б р о в отличие от пироксенитов имеют значительное распространение. Они слагают верхние части дифференцированных интрузий. Только в одной главной интрузии на тундре Каула прослежено 7 удлиненных линзовидных тел. В некоторых дифференцированных интрузиях полосы габбро прослеживаются почти на всем ее протяжении. Кроме того, закартировано несколько маломощных самостоятельных интрузий габбро на участке горы Каула.

Естественные выходы габбро отличаются от обнажений серпентинитов желтоватой окраской тонкой корки выветривания. В свежем изломе породы от серого до темно-зеленого цвета с ясно выраженной офитовой структурой. Весьма часто встречаются кварцевые и кварцево-карбонато-аксинитовые жилы.

Породы в значительной степени подвержены метаморфизму. Свежих габбро не обнаружено.

Эссекитовые (моноцонитовые) г а б б р о впервые определены и описаны Н. А. Елисеевым (1947 г.). Бейришев называл эту

группу пород габбро-диоритами. Они отличаются от нормальных габбро присутствием калиевого полевого шпата — ортоклаза, который выделяется в виде антиперитовых вростков или же в виде каемок вокруг кристаллов плагиоклаза. Монцонитовые габбро слагают самые верхи всех габбровых тел главной интрузии на тундре Каула.

В маломощных межпластовых интрузиях габбро к северу от тундры Каула, а также вблизи тектонических зон рудообразований встречаются катаклинизированные и рассланцованные габбро.

В верхах главной интрузии тундры Каула и в дифференцированных пластовых интрузиях в надрудной толще туфогенно-осадочных пород на Кауле встречены полностью измененные и местами оруденелые габбро. Это плотные зеленовато-серые породы, характеризующиеся полным изменением главных первичных минералов — плагиоклаза и пироксена и развитием по ним хлорита, кварца и карбоната. На Кауле встречаются габбро, состоящие полностью из хлорита и скелетных зерен лейкоксена, частично замещенных сульфидами (пирротин). Хорошая сохранность скелетных форм лейкоксена позволяет всегда безошибочно определить первичную породу. Текстура пород массивная, иногда сланцеватая и линейнопараллельная, выражаяющаяся в линейнопараллельном расположении узких пластинок хлорита.

В итоге полученных наблюдений над интрузиями основных и ультраосновных пород следует сделать следующие выводы.

1. Внедрение интрузий совершалось в два этапа. В первый более ранний период времени внедрялись габбро. Дифференцированные ультраосновные и основные интрузии внедрились позднее, когда габбро застыли и раскристаллизовались.

2. В пределах туфогенно-осадочной толщи интрузии распределены неравномерно. Основная масса интрузий сосредоточена в центральной части свиты, в области наибольшего прогиба синклиниория. Межпластовые интрузии в толще туфогенно-осадочных пород расположены этажами; количество этажей в центральной части колеблется от 3 до 6, в восточной части интрузии залегают преимущественно в виде разрозненных тел линзовидной формы и только тела габбро вытянуты на значительные расстояния.

3. Дифференцированные ультраосновные и основные интрузии характеризуются разнообразием пород, связанных единством происхождения и относящихся к одному естественному ряду: перidotиты — пироксениты — габбро — монцонитовые габбро. Асимметричное строение интрузивных тел и разнообразие слагающих их пород всеми исследователями объясняются дифференциацией одной первоначальной магмы, средний состав которой, по данным Б. И. Папушис (1951 г.), соответствует, примерно, меланократовому оливиновому габбро. Наряду с дифференцированными интрузиями встречаются и недифференцированные, сложенные только серпентинитами и иногда габбро.

4. Ультраосновные и основные породы повсеместно претерпели интенсивные автометаморфические изменения, выражющиеся в амфиболизации, серпентинизации, хлоритизации, отальковании, дезанортитизации плагиоклаза, лейкоксенизации титаномагнетита и карбонатизации. Последующие гидротермальные изменения ультраосновных и основных пород приурочены к оруденелым тектоническим зонам и к висячему боку тектонических зон. Они проявляются в хлоритизации, отальковании и карбонатизации пород. Устанавливается тесная связь между гидротермальным метаморфизмом и сульфидным оруденением.

Дайковый комплекс

Дайки в подавляющем большинстве случаев имеют близкие к меридиональному простирание и вертикальное падение. Они тяготеют пространственно к поперечным (меридиональным) сбросам, располагаясь по обе стороны от последних на расстоянии от нескольких десятков до сотен метров (Каула, Котсельваара, Каммикиви, Ортоайви, Северное Соукерийоки и др.).

Наибольшее распространение имеют дайки диабазов.

Дайки фурчитов выходят на поверхность на склоне горы Каммикиви, выше очистного карьера, в виде трех небольших обнажений.

Мончикиты, так же как и фурчиты, были найдены и описаны Б. И. Папушис (1951 г.) в скв. 168 на глубине 23.6—24.1 м среди диабазов четвертого покрова на горе Каммикиви.

Очень интересны дайки пироксено-гранатовых пород. Дайки пироксено-гранатовых пород (метаморфизованных диабазов) были обнаружены Г. И. Горбуновым при геологическом картировании пояса интрузий (1947 г.). Позднее они изучались Н. А. Елисеевым (1947 г., 1952а, 1952б), Н. Н. Поповой и Б. И. Папушис. Одна из даек расположена на вершине горы Каула, другая на горе Котсельваара.

На горе Каула дайка мощностью около 3.5 м имеет приблизительно северо-восточное простирание с вертикальным падением и прослеживается в коренном обнажении на 12 м.

На горе Котсельваара дайка вытянута в северо-северо-западном направлении 340° с вертикальным падением; по простиранию она прослеживается с перерывами выше 13 м, максимальная мощность ее 0.8 м. С восточной стороны дайка имеет анофизу шириной 1—2 см.

В обоих случаях дайки залегают в серпентинитах, которые вблизи контакта с дайками незначительно оталькованы (Каула) и карбонатизированы (Котсельваара). В зальбандах даек наблюдается двухсантиметровая полоса темно-зеленого стекловатого порфириита с флюидальным расположением параллельно контакту мелких листочек хлоритизированного плагиоклаза и изометрическими вкраплениниками пироксена (авгита). Средняя часть даек сложена мелкозернистой, очень плотной породой зеленовато-серого цвета, состоящей на 55—60% из моноклинного пироксена — диопсида и на 40% из граната. Второстепенные минералы — лейкоксен, карбонат, хлорит и сульфиды занимают около 5% от общего объема породы. Плагиоклаз нацело замещен гранатом; пироксен местами замещается агрегатом мелких зерен граната. Эти своеобразные метаморфические изменения диабазов в дайках подробно описаны Н. А. Елисеевым и Б. И. Папушис (1952).

Наибольшее разнообразие дайковых пород имеется в районе Пильгуйярви.

Жилы

Довольно широкое распространение имеют жилы как в толще туфгенно-осадочных и эфузивных пород, так и в основных и ультраосновных интрузиях. Мощность жил колеблется в пределах от 0.1 до 50—100 см, протяженность их несколько десятков метров. Выделяются следующие жилы: серпентиновые, магнетито-серпентиновые, хризотило-асбестовые, хлоритовые, tremolитовые, карбонато-tremolитовые, тальковые, карбонато-тальковые, карбонатные, аксинитовые, кварцево-аксинитовые, кварцевые, кварцевые с сульфидами, сульфидные. Карбонаты в жилах представлены

кальцитом, мезититом, анкеритом, сидеритом и доломитом, преобладает кальцит.

Большое разнообразие гидротермальных жил наблюдается в районе (Пильгуярви, впервые описанные Б. И. Папушис (1948, 1951 гг.), об этом подробнее будет сказано в III части.

Наиболее количество жил содержится в серпентинитах. Здесь встречены почти все отмеченные жилы, за исключением кварцевых и аксинитовых. В пироксенитах и габбро отмечаются tremolитовые, карбонато-tremolитовые, аксигнатовые и кварцево-аксигнатовые жилы; в диабазах — кварцевые и редко аксигнатовые; в филлитах — кварцевые, кварцевые с сульфидами, адуляром, альбитом и кальцитом.

О хризотил-асбесте в ультраосновных породах Печенги. При изучении ультраосновных и основных интрузий Печенгского района и генетически связанный с ними сульфидной медно-никелевой минерализации было обращено внимание на наличие в ряде мест густой сети хризотило-асбестовых жил, залегающих в серпентинитах в виде зон, вытянутых по простиранию межплагастовых интрузий.

Расстояние между отдельными жилами в асбестоносных участках измеряется сантиметрами и даже миллиметрами. По простиранию зоны прослеживаются на десятки метров.

Данные геологического исследования указывают на то, что образование хризотило-асбестовых жил связано с общими процессами метаморфизма и циркуляцией гидротерм после застывания и растрескивания интрузий, но еще до момента внедрения даек диабазов и локализации сульфидного медноникелевого оруденения, контролируемого главным образом тектоническими нарушениями.

Финские геологи (Väyrynen, 1938) отмечали, что хризотил-асбест Печенги имеет малую длину волокна.

Асбестоносные зоны в серпентинитах и серпентинизированных перidotитах Печенги заслуживают более внимательного изучения с точки зрения их минералогического состава и генезиса.

Глава 4

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И СТРУКТУРЫ ПОЯСА ИНТРУЗИЙ

Тектоника пояса интрузий неразрывно связана с условиями формирования печенгской свиты и сложного синклиниория, ось которого погружается на юго-юго-запад под углом 30—50°. Вследствие довольно резкого различия физико-механических свойств отдельных горных пород, слагающих свиту, тектонические движения в процессе формирования синклиниория обусловили развитие сложных тектонических форм. Среди них четко выделяются две группы деформаций: а) складчатые и б) дислокационные. Рассмотрим вначале обе эти группы деформаций в отдельности, а затем историю развития структуры пояса интрузий.

Складчатые структуры

Помимо образования общего синклинального изгиба, породы свиты собраны в складки различных порядков: покровы эфузивных диабазов, миндалецкаменных пород и туфов — в пологие крупные складки, а туфогенные и осадочные породы — в более мелкие и крутые.

Особенно интенсивному смятию и рассланцеванию подверглась туфогенно-осадочная толща, породы которой в пределах пояса интрузий собраны в складки размером от 1—2 мм до нескольких сотен метров.

Большие антиклинальные и синклинальные складки шириной от 400—500 м и до 1000—1500 м чередуются между собой на протяжении всего пояса интрузий. Они отчетливо видны на схематической карте. Сравнительно крупные синклинальные складки наблюдаются в участках медно-никелевой минерализации Каула, Котсельваара, Каммикиви, Северное Соукерийоки, Райсоайви, Мирона, Киерджипор, Пильгуярви и Оики.

Большая синклинальная складка на Кауле, осложненная более мелкими складками и плойками в филлитах, хорошо прослежена буровыми скважинами. Ось ее погружается на юг-юго-восток под углом около 45—50°, осевая поверхность падает на восток-северо-восток под углом 65—75°. В сторону висячего бока складка выплаживается, а ее ось отклоняется к востоку. К шарниру этой складки приурочены мелкие межпластовые тела ультраосновных пород.

На Котсельвааре крутая синклинальная складка погружается на юго-восток под углом 40—45°. Осевая поверхность также падает на северо-восток под углом 65—70°. К восточному крылу этой складки приурочены максимальные раздувы орудией интрузии ультраосновных пород, которая быстро и сложно выклинивается в ее западном крыле, образуя ряд клиновидных заходов вдоль плоскостей межпластовых отложений.

В районе горы Каммикиви отмечена большая антиклинальная складка, осложненная на крыльях более мелкой волнистостью и плойчатостью туфогенно-осадочных пород. Ось складки ориентировано проходит между первым и вторым рудными телами и погружается под углом около 40° к юго-востоку. К замковой части этой складки приурочена орудиевая дифференцированная интрузия, расположенная на участке горы Каммикиви. Эта складка хорошо отражается всеми нижележащими пластами филлитов и межпластовыми интрузивными телами.

В восточной части пояса интрузий отмечаются преимущественно крупные антиклинальные складки (районы рр. Луотнийоки и Ламмас).

Большие складки особенно ясно подчеркиваются изгибами межпластовых интрузивных тел, которые в подавляющем большинстве своем залегают согласно среди туфогенно-осадочных пород. Обращает на себя внимание явление значительного увеличения мощности межпластовых интрузий в шарнирах синклинальных складок и значительного уменьшения — на крыльях. Это особенно хорошо наблюдается в районе участков Северное Соукерийоки, Райсоайви, Киерджипор и Пильгуярви (рис. 3). В шарнирах больших антиклиналей мы наблюдаем, как правило, уменьшение мощности интрузий и даже их выклинивание. Исключением из этого правила является самый юго-западный флаг участка Пильгуярви, где в шарнире антиклинального перегиба отмечается на поверхности некоторое увеличение мощности орудиевой дифференцированной интрузии.

Помимо отмеченных больших чередующихся складок, которые условно назовем складками первого порядка (условно потому, что уже сама печенгская свита в целом представляет крупную синклинальную складку), в туфогенно-осадочной толще повсеместно отмечаются более мелкие складки второго, третьего и выше порядков, измеряемые десятками метров, метрами, сантиметрами.

В отличие от больших складок первого порядка мелкие складки распределены в туфогенико-осадочной толще весьма неравномерно. Эта неравномерность прежде всего обусловлена различием механических свойств и литологического состава пород. Более крупнозернистые несечанистые филлиты, песчаники, туффиты и туфы смяты в пологие складки значительных размеров, измеряемые метрами и десятками метров; филлиты сминаются в мелкие крутые складки и плойки. По простиранию участки интенсивного смятия пород чередуются со слабо смятыми. Отмечено, что вблизи линзовидных тел эффузивных диабазов, габбро-диабазов, а местами и ультраосновных пород интенсивность мелкой складчатости увеличивается.

Замечательной особенностью складок является закономерно выдержанная ориентировка положения их осей, совпадающая, как правило, с направлением общего надения пород печенгской свиты. Так, на большей части центрального участка оси складок падают на юг и лишь в районе участков Кирджиор—Пильгуярви они падают на юг-юго-запад под углом от 30—70°. В восточной части пояса интрузий оси складок погружаются на юго-запад и запад. Осевые плоскости складок соответственно наклонены на восток, юго-восток и юг под углом от 65 до 90°.

В тех немногочисленных случаях, когда плойчатые филлиты залегают в виде ксенолитов в интрузивных телах, например на участке Каула, геометрические элементы складок в ксенолитах не совпадают с таковыми во вмещающих интрузивных тела филлитах, что указывает на смещение ксенолитов во время интрузии.

Об условиях формирования складчатости в печенгской свите высказано две точки зрения. Вегманн (Wegmann, 1929а, 1929б) образование складчатости в печенгской свите связывал с горизонтальными движениями, ориентированными с востока на запад, а Вейринен (Väyrynen, 1938), изучавший участки Каула и Каммикви в ходе их разведки, пришел к почти противоположному выводу о том, что складчатость возникла в результате движений в направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Полученные нами при геологической съемке данные о сравнительном постоянстве элементов залегания складок в туфогенико-осадочной толще позволяют считать более вероятной точку зрения Вегманна. Против гипотезы Вейринена указывает факт наклона на восток-юго-восток осевых поверхностей складок, которые при направлении движений, согласно Вейринену, с запада-северо-запада на восток-юго-восток следовало бы считать опрокинутыми, чего на самом деле не установлено.

Дизъюнктивные структуры

В поясе интрузий отмечено широкое развитие различных трещин, межслоевых зон скольжения и брекчирования, взбросов и сдвигов. Некоторые из трещин и дизъюнктивных нарушений минерализованы.

В филлитах и туффитах отмечается максимальное количество трещин различных направлений. Трещины весьма сближены между собой и разбивают породы на мелкие блоки. В коренных выходах филлиты и туффиты всегда легко разрушаются с образованием щебенчатой осыпи. Чем крупнозернистее и плотнее порода, тем крупнее размер блоков и плиток.

Из всего разнообразия трещин в туфогенико-осадочных породах заметно выделяются трещины следующих направлений: 1) пластовые трещины первичной сланцеватости, совпадающие с наслаждением пород

и меняющие от участка к участку свою ориентировку в соответствии с изгибами пластов, обычно падают в южных направлениях под углом $25-60^\circ$; 2) трещины, параллельные осевым плоскостям складок, в отличие от пластовых довольно выдержаные и образуют вторичную сланцеватость. Это крутопадающие трещины, ориентированные примерно в меридиональном направлении. Углы падения колеблются в пределах $85-90^\circ$ к западу или востоку. Возникновение этих систем трещин вероятнее всего следует связывать со складчатостью.

Трещины, развитые в филлитах, в большинстве случаев прерываются на контакте с интрузиями и в то же время далеко заходят в эфузивные диабазы, в которых преобладают те же системы трещин.

В эфузивных диабазах весьма четко прослеживаются пластовые трещины, падающие на юг под углом $35-60^\circ$. Эти трещины весьма выдержаны, как правило, не минерализованные. Меридиональные трещины, падающие к западу и юго-западу, выражены гораздо лучше и дают на диаграммах отчетливые максимумы, в то время как сопряженные с ними трещины восточного падения, параллельные осевым плоскостям складок в филлитах, выражены очень слабо. Трещины, падающие на юг-юго-восток и восток под углом $40-50^\circ$, нередко выполнены кварцевыми и кварцево-актинитовыми жилами. По интенсивности трещиноватости эфузивные диабазы занимают второе место после туфогенно-осадочных пород.

Относительно менее трещиноватые пироксениты, габбро и серпентиниты в силу своей хрупкости имеют часто мелкоблоковый характер трещиноватости. Системы трещин в интрузивах несколько отличаются от таковых в филлитах. Анализ диаграмм ориентировки трещин в серпентинитах показывает здесь наличие определенных систем. Прежде всего бросается в глаза резкое различие ориентировки трещин в интрузивных телах, расположенных в верхах и низах туфогенно-осадочной толщи. В верхних интрузиях хорошо развита система пластовых трещин, в большей своей части выполненных хризотило-асбестовыми и серпентиновыми жилами. Ориентировка пластовых трещин подчиняется общему изгибу интрузивных тел и в разных частях пояса интрузий различна.

В серпентинитовых телах, расположенных в низах туфогенно-осадочной толщи, на трещинных диаграммах весьма отчетливо проявляется два максимума трещин, падающих под углом $75-80^\circ$ на север-северо-запад и на северо-восток.

Изучение трещиноватости горных пород показывает, что направление главных систем трещин в одних и тех же породах меняется от участка к участку в соответствии с общим изгибом пластов. Особенно хорошо это подчеркивается системой частых трещин, параллельных первичной раслоенности в интрузивных телах и параллельных наслоению в туфогенно-осадочной толще.

Из анализа трещинных диаграмм на горе Каула (Горбунов, 1954 г.) яствует, что здесь трещиноватость, кроме того, обусловлена еще оруденелыми тектоническими зонами — широтным сдвигом с серией перистых трещин и меридиональным взбросом, падающим к западу под углом $72-80^\circ$. Трещины, параллельные этим зонам, в большинстве выполнены кальцитовыми, кварцевыми и сульфидными жилками.

Последующие тектонические движения, захватившие всю печенгскую свиту в целом, обусловили возникновение крупных дислокативных нарушений и возобновление подвижек по заложенным ранее системам трещин.

Крупные дизъюнктивные нарушения разделяются на две группы: 1) меридиональные, точнее поперечные взбросы и 2) широтные, точнее межпластовые, тектонические зоны.

Поперечные взбросы

Поперечные взбросы отмечены главным образом на участках медно-никелевых рудопроявлений и в некоторых других местах. Все они имеют близкое к меридиональному простирание и крутое падение.

Взброс на горе Каула прослежен на всех горизонтах в висячем боку оруденелой широтной тектонической зоны, которая пересекает взброс и разбивает его на ряд блоков. Наиболее полно прослежен тектонический шов в промежутке между главной оруденелой широтной зоной и ее южной ветвью, где он выполнен преимущественно силошными сульфидными рудами. Взброс расположен в западном крыле флексураобразной синклинальной складки. Элементы залегания взброса: простирание северо-восточное 10° , падение к западу под углом 72° , вертикальная амплитуда перемещения пород восточного крыла вниз около 20–30 м. На перемещение пород по вертикали указывают многочисленные наблюдения зеркал и борозд скольжения в висячем боку тектонического шва, которые ориентированы строго по падению взброса. Южное продолжение взброса наблюдается на I горизонте, северное — на нижних горизонтах.

Взброс на рч. Котсельйоки очень хорошо наблюдается в отвесной скале в южной части участка на границе туфогенно-осадочных пород с диабазами четвертого покрова. Падение взброса вертикальное, простирание 330 – 340° , вертикальная амплитуда перемещения около 30 м, опущено восточное крыло. Тектонический шов мощностью около 20 см выполнен мелко раздробленными продуктами перетирания. Тектонический шов взброса наблюдается также в русле рч. Котсельйоки. Далее к северу он отмечается смещением наклоненных к югу межпластовых интрузивных тел на расстоянии по горизонтали до 80–100 м, что по вертикали составит около 40–50 м.

Взброс в районе оз. Мукки между Каулой и Котсельваарой выражен зоной перетирания мощностью около 1 м. Судя по результатам картирования, смещены вниз породы восточного крыла.

В районе горы Котсельваара отмечена серия параллельных нарушений, образующих сложную зону разлома и рассланцевания, к которой и приурочено это месторождение. Сравнительно крупный взброс отмечается в отвесном обрыве к юго-западу от Каммикиви.

На участке Западное Ортоайви поперечный взброс протягивается в северо-восточном направлении с падением к северо-западу под крутым углом. Описание этого тектонического нарушения дается при основании участка.

Довольно значительное тектоническое нарушение намечается вдоль руч. Ортоайви между участками Западное и Восточное Ортоайви. О наличии нарушения свидетельствуют данные геологического картирования, магнитной съемки и электроразведки.

В результате взброса все породы в районе Западного Ортоайви смещены на юг по отношению к выходам пород в районе Восточного Ортоайви (рис. 3).

Западное Ортоайви поднято над участком Восточное Ортоайви примерно на 220–240 м (амплитуда сброса). Можно полагать, что в районе

Западное Ортоайви—Каммикиви мы имеем дело с более глубокими частями дифференцированных интрузивов, чем в районе Восточное Ортоайви и прилегающих участках.

Поперечное тектоническое нарушение типа взброса отмечено вдоль рч. Соукерийоки. Зона простирается в северо-северо-восточном направлении с крутым падением на восток-юго-восток. Заслуживает внимания место пересечения нарушением второго (сверху) интрузивного тела, где магнитная съемка дает сильную аномалию.

Ниже по течению рч. Соукерийоки зона дробления встречена и изучалась в ряде обнажений на восточном берегу этой реки. Тектоническая зона проходит вдоль нижнего контакта интрузивного тела с филлитами. Филлиты на контакте развалицованны и перемяты, далее от контакта встречаются узловатые сланцы. Тектоническую зону слагает брекчия амфиболово-хлоритовой породы, образовавшейся за счет приконтактовой модификации интрузива. Обломки брекчии имеют узловатую форму, размер их изменяется от нескольких сантиметров до дециметров. Падение брекчии крутое восточное-юго-восточное.

Здесь мы имеем пример безрудной брекчии. На восточном берегу рч. Соукерийоки, примерно в центре рудопосной туфогенно-осадочной толщи, отмечается два южных крутонадающих ответвления от основного тектонического нарушения. Эти ответвления представлены зонами дробления.

На участке рудопоявлений Киеиджинор закартировано несколько крутонадающих трещинных зон северо-северо-восточного и северо-восточного направления. Все зоны переходят из филлитов в диабазы четвертого покрова, в которых они выражены слабо и быстро затухают. В северо-северо-восточном направлении эти зоны уходят в сильно задернованную местность. Крупная зона смятия проходит по филлитам между двумя интрузиями. В обнаженной части видимая мощность этой зоны составляет 5 м, простижение северо-восточное 20° , падение на восток-юго-восток под углом 60° . Ряд более мелких зон северного и северо-северо-восточного простирия наблюдается в интрузивах ультраосновных и основных пород. Серпентиниты в таких зонах подверглись карбонатизации и оталькованию.

Таким образом, в центральной части Печенгского пояса интрузий выделяется целая серия поперечных по отношению к простирию пород свиты тектонических нарушений типа взбросов и трещинных зон с крутым падением на запад или восток. Разумеется, из-за недостаточной обнаженности многие аналогичные зоны остались незамеченными. По времени образования эти нарушения являются более поздними, чем интрузии ультраосновных и основных пород. В местах пересечения ими ультраосновных пород образующиеся трещины, зоны или зоны смятия обычно не сопровождаются сульфидным оруденением. Интересно отметить, что как по времени своего образования, так и по расположению в пространстве описанные поперечные тектонические нарушения весьма близки к меридиональным трещинам, выполненным дайками диабазов. Как уже указывалось выше, наиболее крупные дайки диабазов также имеют простижение, близкое к меридиональному, и крутое падение и располагаются поблизости от поперечных тектонических нарушений. Почти во всех отмеченных меридиональных нарушениях смешены вниз породы восточного крыла. Меридиональные нарушения в основной массе непосредственно не контролируют сульфидное оруденение, хотя они и являются дорудными, критерием чего служит пересечение их более поздними и ору-

денными широтными сдвигами. Причины этого явления будут разобраны ниже.

Межпластовые тектонические зоны

Межпластовые тектонические зоны преимущественно широтного простирания в рудном поле имеют широкое распространение. Наиболее крупные из них отмечены и детально изучались на участках медно-никелевой минерализации, потому что этими структурными элементами в основном контролируется локализация сульфидных руд. Межпластовые тектонические нарушения наиболее четко проявлялись на контактах различных пород и в особенности на контактах в лежачем боку дифференцированных интрузивных пород с вмещающими породами.

Следует сказать, что название «межпластовые зоны» носит условный характер, потому что такие зоны не всегда располагаются согласно напластованию в филлитах.

Большое практическое значение имеет чрезвычайно сложная по строению широтная тектоническая зона, которая проходит на западе через гору Каула, продолжается на восток до горы Котсельваара и уходит на восток-северо-восток вдоль контакта филлитов с интрузией Котсельваара по направлению к Каммикиви и далее до Западного Ортоайви. На Кауле зона имеет ряд ответвлений к югу и северу, проходит преимущественно в филлитах, далее вдоль поверхности контакта с оруденелой интрузией, но в центре заходит целиком в серпентиниты. В промежутке между горами Каула и Котсельваара зона проходит по филлитам и в ряде мест выполнена сульфидами.

По простирации зона имеет волнообразные изгибы, срезает мелкие изгибы пластов. На всем протяжении она падает к югу под углом 35—40°, в среднем 38° и благодаря более пологому наклону в сравнении с залеганием филлитов и межпластовых интрузивных тел является секущей также и по падению.

В результате детального изучения зоны на горе Каула удалось выяснить следующее.

1. Тектонические движения вдоль зоны совершились в горизонтальном направлении и обусловили ступенчатое смещение пород висячего бока к западу на расстояние около 90 м относительно пород лежачего бока; вертикальная составляющая перемещения не определена. Тектоническая зона представляет собой сдвиг.

2. Широтная сдвиговая зона пересекает и смещает, разделяя на блоки, тектонический шов меридионального взброса и является, таким образом, более поздней. Эта зона будет подробно описана при характеристике отдельных участков рудообразований.

Межпластовая тектоническая зона на участке Западное Ортоайви проходит вдоль нижнего контакта верхней дифференцированной интрузии. Элементы залегания ее: простижение северо-восточное 75°, падение к юго-востоку под углом 40—45°. На юго-западе зона соединяется с оруденелой тектонической зоной горы Каммикиви, в восточном направлении она не прослежена и на схематической карте далее поперечного сброса на Западном Ортоайви не показана, хотя весьма вероятно, что продолжается далеко на восток вдоль нижнего контакта дифференцированной интрузии.

На участке Восточное Ортоайви, расположенному в висячем боку нижней (северной) интрузии, тектоническая зона выражена брек-

чированием и смятием серпентинитов, содержащих довольно густую вкрапленность сульфидов, постепенно затухающую при удалении от контакта. Сам контакт, вдоль которого проходит зона, покрыт наносами и не наблюдался.

В районе рч. Соукерийоки межпластиевые зоны отмечены на участке ручья Соукер, а также буровыми скважинами вдоль нижнего контакта нижней интрузии по обоим склонам речки.

На участке Северное Соукерийоки оруденелая межпластиевая тектоническая зона проходит главным образом вдоль нижнего контакта интрузии, заходя также в серпентиниты и сланцы лежачего бока. Элементы залегания: простирание северо-западное 290° , падение к юго-западу под углом $40-60^{\circ}$. Она прослежена на расстоянии 30 м. Восточным продолжением этой зоны, по-видимому, является очень сложная по строению тектоническая зона, к которой приурочен участок Мирона.

На хорошо обнаженном участке Мирона закартирована целая серия межпластиевых крутопадающих тектонических нарушений восток-юго-восточного простириания, падающих на юго-запад под углами от 50 до 80° . На участке шириной около 200 м закартировано свыше 27 тектонических швов с зеркалами скольжения и брекчиями трения, которые переходят между собой. Зона несомненно продолжается на восток до участка Кирджипор и далее.

На участке Кирджипор прослежены две оруденелые межпластиевые тектонические зоны, проходящие вдоль нижних контактов второй и третьей интрузий серпентинитов. Вдоль обеих зон отмечается смещение пород с образованием брекчий трения. В филлитах лежачего бока на расстоянии примерно 10 м отмечается еще одна параллельная первым двум зона, выполненная сплошными и брекчевидными рудами.

Северная тектоническая зона наклонена к югу под углом около 40° , южная зона имеет более крутой падение — около $60-70^{\circ}$. В восточном направлении за пределами зоны, по-видимому, соединяются с участками Пильгуярви и Северное Онки, а на западе — с участками Мирона и Райсаайви.

Из приведенных данных следует, что в районе участков Северное Соукерийоки, Райсаайви, Мирона, Кирджипор, Пильгуярви и Онки протягивается на расстоянии свыше 11 км по сути дела одна сложно ветвящаяся межпластиевая тектоническая зона, контролирующая сульфидную медно-никелевую минерализацию. С другой стороны, в западной части пояса интрузий участки Каула, Котсельваара, Каммикиви и Западное Ортоайви также приурочены к одной сложной межпластиевой тектонической зоне, протягивающейся на расстоянии свыше 5 км.

Следовательно, имеются все основания предполагать, что межпластиевые тектонические нарушения (одно или несколько — об этом пока судить трудно) не прерывно продолжаются в пределах всей рудоносной туфогенно-осадочной толщи по крайней мере в центральной части Печенгского пояса интрузий.

Места прохождения тектонических зон ориентировочно можно наметить по геологической карте. Как уже говорилось, наиболее вероятными местами прохождения межпластиевых тектонических зон будут являться поверхности контактов туффитов и филлитов с ультраосновными и основными интрузиями. К сожалению, в силу большой заболоченности еще далеко не все интрузивные тела удалось выявить, оконтурить и нанести на геологическую карту.

Мы перечислили только наиболее главные межпластиевые тектонические нарушения, представленные, как правило, оруденелыми брекчиями трения и интенсивным дроблением и оруденением пород. Эти нарушения занимают важное место в структуре пояса ультраосновных и основных интрузий, поэтому более подробно на них мы еще остановимся при описании структуры отдельных участков.

Не приходится сомневаться в том, что в условиях крайне недостаточной обнаженности многие нарушения подобного типа остались невыявленными. О широком развитии их свидетельствует также факт наличия тектонических нарушений внутри дифференцированных интрузий по контакту пироксенитов с серпентинитами (верхняя интрузия в районе Северное Соукерийоки, участок Райсоайви и др.).

Изучение возрастных соотношений межпластиевых тектонических нарушений с поперечными показывает, что последние являются более ранними (Горбунов, 1947 г., 1954 г.). Однако повторные тектонические движения в значительной мере затушевали первоначальную последовательность их возникновения.

К этому же типу тектонических нарушений следует отнести тектоническую зону вдоль контакта диабазов четвертого покрова с подстилающими туфогенно-осадочными породами, прослеживающуюся почти на всем протяжении рудного поля. Тектонический шов этого нарушения, представленный зоной раздробленных и рассланцованных пород, прослежен по простирианию на всем протяжении печенгской свиты (рис. 1).

Предположительно зону можно отнести к наиболее древним тектоническим нарушениям в районе, так как подвижки вдоль этой ослабленной зоны по границе двух различных по механическим свойствам толщ могли совершаться неоднократно. Несмотря на то что зона падает в южном направлении под углом 35—40° — согласно падению пород свиты — большинство геологов называют ее надвигом. Определить с достоверностью направление и амплитуду перемещения при изучении геологической структуры рудного поля не представилось возможным. Можно лишь предполагать по аналогии с оруденелыми широтными сдвиговыми зонами наличие горизонтальных перемещений и вдоль этой зоны, а самую зону условно назвать согласным взбросо-сдвигом.

Между тем решение этого вопроса крайне важно для оценки перспектив обнаружения новых, «слепых» месторождений, возможно, перекрытых эфузивными диабазами.

Глава 5

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ПОЯСА ИНТРУЗИЙ

Анализ полученных данных по геологии и тектонике позволяет в общих чертах наметить следующую последовательность развития структуры рудного поля.

1. Туфогенно-осадочная толща, вмещающая ультраосновные и основные интрузии, и генетически связанная с ними сульфидная медно-никелевая минерализация, как было показано выше, сформировалась в конце третьего эфузивно-осадочного цикла печенгской свиты. После некоторого перерыва в осадконакоплении, установленного наличием конгломератов в самых верхах туфогенно-осадочной толщи в районе р. Ламмас, эта толща была перекрыта на всем протяжении мощным покровом эфузивных диабазов четвертого покрова. Г. Т. Макеенко указывает даже

на наличие значительного углового несогласия между туфогенно-осадочными породами и вышележащими конгломератами, туфами и диабазами четвертого покрова, свидетельствующего о наличии тектонических движений в этот период.

2. Эпоха эфузивной деятельности сменилась интенсивными тектоническими движениями, которые захватили всю свиту, обусловили складкообразование и формирование синклиниория. Полученные данные указывают на то, что дополнительная складчатость в туфогенно-осадочной толще обусловлена скорее всего тангенциальными движениями, ориентированными в широтном направлении с востока на запад.

Складкообразование несомненно сопровождалось образованием систем трещин. Предполагается, что к периоду складкообразования относится формирование двух основных групп трещин. К первой группе относятся трещины межпластового скольжения, по которым дифференцировалось движение в процессе изгиба слоев. Вторая группа представлена густой сетью прямолинейных трещин, располагающихся параллельно осевым поверхностям складок (вторичная сланцеватость). В прослоях туффитов и туфов расстояние между трещинами больше, чем в филлитах.

К этому же периоду тектонических движений следует, возможно, отнести начало формирования тектонических нарушений вдоль поверхности контакта между туфогенно-осадочной толщей и эфузивными диабазами четвертого покрова, а также вдоль границ других покровов. Однако окончательно эти нарушения сформировались в более позднее время, иначе нельзя объяснить факт отсутствия ультраосновных интрузий вдоль этих зон.

3. С периодом интенсивных тектонических движений сопряжена интрузивная магматическая деятельность. Внедрение основных и ультраосновных пород произошло вдоль ослабленных тектонических зон межпластового скольжения в весьма пластичной и неоднородной по строению туфогенно-осадочной толще. Установлены две фазы интрузивной деятельности. К первой фазе относится внедрение габбро и порфировидных габбро, ко второй — дифференцированных ультраосновных и основных интрузий. В пределах центральной и восточной частей пояса интрузий отмечено 163 межпластовые интрузии, в том числе 111 интрузий ультраосновных и основных пород и 52 интрузии габбро-диабазов. Важное место в структуре пояса интрузий и отдельных рудопроявлений занимают крупные дифференцированные интрузии, локализовавшиеся преимущественно в центральной части пояса интрузий, в области максимального прогиба синклиниория.

Первичная расслоенность межпластовых интрузивных тел параллельно контактным поверхностям свидетельствует о наличии движения в магме в период формирования интрузий, а линейная ориентировка удлиненных кристаллов пироксена указывает на направление этого движения — направление поднятия магмы. Линейность совпадает с направлением падения межпластовых интрузивных тел.

4. Завершающей фазой интрузивной деятельности являлось внедрение пород дайкового комплекса. Внедрение даек происходило на участках, тяготеющих к меридиональным взбросам по крутонасыщающим трещинам север-северо-восточного, меридионального и реже северо-восточного простираний в период времени после застывания интрузий ультраосновных и основных пород. Об этом свидетельствуют факты наличия вблизи залывов даек, залегающих в серпентинитах, каемок стекловатого порфира.

5. Следующий этап в формировании структуры пояса интрузий, начавшийся после внедрения и застывания пород дайкового комплекса, характеризуется интенсивными тектоническими движениями, обусловившими возникновение крупных дислокаций дизъюнктивного типа: поперечных меридиональных взбросов, широтных сдвигов, мощных зон межпластирового скольжения и брекчирования и возобновлением движений по заложенной ранее системе трещин. Наиболее древними тектоническими нарушениями этого периода являются поперечные взбросы, расположенные преимущественно на участках месторождений в крыльях синклинальных или в сводовых частях больших антиклинальных складок. Во всех отмеченных нарушениях породы восточного крыла смещены вниз. Образование поперечных меридиональных взбросов следует связывать, по-видимому, с широтными тектоническими движениями и трещинами, простирающимися примерно в меридиональном направлении и падающими навстречу друг другу на запад и восток под углом 65—80°.

Трещины этих двух направлений, как было отмечено выше, имеют широкое распространение как в интрузивных телах, так и в туфогенно-осадочной толще. Эти два прямолинейных и ранее механически ослабленных направления, вероятно, ближе всего и соответствовали поверхностям скальвания. Но так как трещины, падающие на восток, весьма сближены между собой (в туфогенно-осадочной толще они образуют вторичную сланцеватость), то дифференциальные скольжения по ним, видимо, рассеивались, и здесь мы ни разу не наблюдали значительных смещений пластов. Наоборот, вдоль сопряженных или редких и прямолинейных трещин, круто падающих на запад, нередко наблюдаются значительные смещения пластов типа взбросов с амплитудой смещения 20—30 м и более. Поперечные взбросы являются существенными структурными элементами, оказавшими благоприятное влияние на локализацию медно-никелевых рудопроявлений.

Широтные межпластиовые тектонические нарушения сформировались позднее меридиональных взбросов, и там, где удается наблюдать их взаимные отношения, они всегда срезают и смещают эти взбросы (Каула, Котельваара). В поясе интрузий весьма четко выделяется по сути дела единая сложно разветвленная широтная тектоническая зона, к которой приурочены на западе участки Каула, Котельваара, Каммикиви и Западное Ортоайви, а на востоке — участки Северное Соукерийоки, Райсоайви, Мирона, Киерджипор, Пильгуярви и Онки.

Зона и ее ответвления повсеместно падают к югу под углом от 35 до 60°, в среднем около 40°. Эта зона является главным структурным элементом как всего рудного поля в целом, так и отдельных месторождений в частности. Она преимущественно залегает вдоль контактов крупных интрузий, по простираннию и по падению отражает все наиболее значительные изгибы контактных поверхностей, но повсеместно срезает мелкие складки. Помимо этой главной зоны, в поясе интрузий отмечаются многие более мелкие межпластиевые зоны скольжения в филлитах, минерализованные пирротином и кварцем.

Как показывают результаты геолого-структурного изучения сульфидных медно-никелевых месторождений, а также данные микроструктурного анализа (Н. Елисеев, 1952а, 1952б), возникновение широтных тектонических зон следует связывать с горизонтальными движениями пород вдоль этих зон, сопровождавшимися дроблением и брекчированием пород, закономерной ориентировкой и врачаательными движениями обломков в брекчии вокруг их длинных осей, ориентированных по падению зоны.

Развитие дизъюнктивных дислокаций на западном и особенно восточном флангах Печенгского пояса интрузий, где простирание пород с широтного меняется соответственно на юго-западное и юго-восточное, местами даже меридиональное, при той же ориентировке региональных тектонических движений, разумеется, происходило в несколько ином плане. В восточной части пояса интрузий очень широко развиты межпластовые тектонические зоны, залегающие в пределах всей туфогенно-осадочной толщи, особенно вдоль контактов межпластовых интрузивных тел. Зоны выражены брекчированием, развалицеванием и в ряде мест даже интенсивным рассланцеванием ультраосновных пород. Поперечные крутопадающие взбросы здесь выражены очень слабо. Очевидно, все тектонические движения в большей части происходили вдоль межпластовых зон, имеющих здесь меридиональное и юго-восточное простижение и падение на запад и юго-запад под углом от 35 до 60°.

Такая ориентировка дизъюнктивных структур, несомненно начавшаяся еще в период складкообразования, явилась, видимо, одной из главных причин меньшего количества и объема основных и ультраосновных интрузий по сравнению с центральной частью печенгской свиты, а интенсивное рассланцевание пород, отсутствие хорошо выраженных зон брекчий — все вместе взятое, не создало условий для образования сколько-нибудь значительных медно-никелевых рудопроявлений в восточной части пояса ультраосновных и основных интрузий.

6. В заключительный период тектонических движений происходило образование медно-никелевой минерализации вдоль широтных межпластовых тектонических зон и сопряженных с ними тектонических структур.

Во всех месторождениях отмечаются вдоль оруденелых тектонических зон послерудные зеркала скольжений.

ЧАСТЬ III

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

При описании горных пород мы ограничимся породами, слагающими так называемую свиту «рудоносных филлитов» и интрузий ультраосновных и основных горных пород, с которыми генетически связаны сульфидная медно-никелевая минерализация Печенги. Эти интрузии залегают внутри свиты туфогенно-осадочных пород.

Первое подробное описание горных пород Печенгского района было опубликовано в монографии Вейринена (Väyrynen, 1938). С 1938 г. и по настоящее время на отдельных участках был получен фактический материал, позволивший в значительной степени пополнить сведения о горных породах Печенгского района, уточнить их характеристики, чему способствовали новые химические анализы, выявить новые типы пород и расширить сведения о залегании различных типов пород.

Сведения о составе горных пород Печенгского района имеются во многих работах (Н. Елисеев, 1947, Папушис, 1951 г.).

Описание производится в такой последовательности: сначала описываются вмещающие горные и туфогенно-осадочные породы, а также эфузивы, затем породы интрузий ультраосновных и основных пород, дайковые горные породы, метаморфизованные горные породы интрузий и отчасти вмещающие породы и наконец жилы, встреченные внутри интрузивных тел.

Химические анализы помещены в табл. 3 (стр. 40—45).

Большинство микрофотографий, публикуемых в III части, принадлежит Б. И. Папушис, которая любезно предоставила нам возможность воспользоваться негативами.

Глава 6

ВМЕЩАЮЩИЕ ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Характер залегания и распространения туфогенно-осадочных и эфузивных, вмещающих интрузии, пород описан в геологическом очерке.

Свиту туфогенно-осадочных пород составляют: филлитовидные сланцы и филлиты, алевриты, доломиты, метаморфизованные полимиктовые песчаники, туфогенные сланцы, туффиты и туфы, конгломераты.

Среди эфузивных пород известны спилиты, диабазы (четвертого покрова), габбро-диабазы, эсекситовые габбро-диабазы, кварцевые диабазы, диабазовые порфириты, кератофириты.

Туфогенно-осадочные породы

Филлитовидные сланцы и филлиты

Филлитовидные сланцы и филлиты наиболее распространенные породы среди туфогенно-осадочных. Часто очень тонко разлиствованы, иногда хорошо видно несовпадение сланцеватости со слоистостью. Цвет темно-

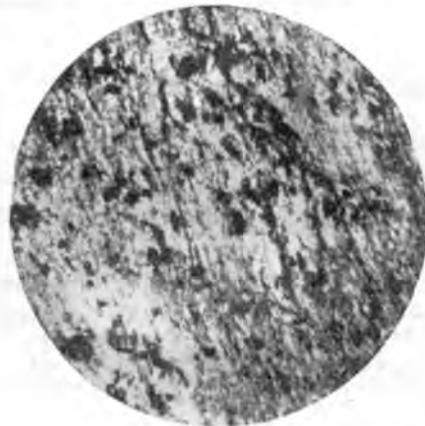


Рис. 5. Серицитовый филлит.
Ник. +, $\times 25$.

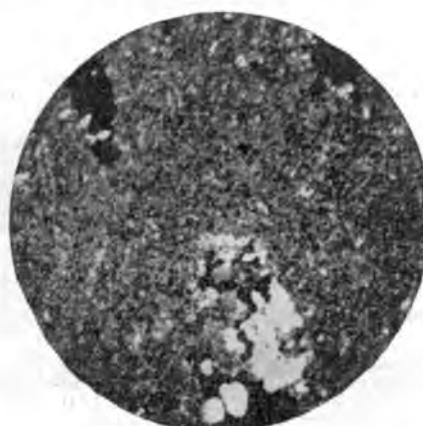


Рис. 6. Филлит с гнездами сульфи-
дов и кварца. Ник. +, $\times 25$.

серый до черного. По размеру зерен подразделяются на пелиты (менее 0,01 мм в поперечнике), алевриты (от 0,01 до 0,1 мм), песчаники (более 0,1 мм).

Главными минералами являются хлорит, альбит, кварц, лейкоксен, серицит, сульфиды, магнетит, в небольшом количестве карбонаты, в виде редких зерен турмалин. Хлорит по сравнению с серицитом имеет гораздо более широкое распространение. Серицитизация часто связана с обогащением сульфидами, серицитовые филлиты и сланцы появляются очень часто около оруденелых участков.

Структура пелитовая и алевропелитовая. Чередование (иногда очень тонкое) слоев с различным размером зерен сопровождается сменой полос с различной структурой. На рис. 5 и 6 изображены микрофотографии филлитов. На рис. 5 серицитовый филлит с сульфидной вкрапленностью, на рис. 6 филлит с гнездами сульфидов и кварца.

Химические анализы филлитовидных сланцев и филлитов приведены в табл. 3 (анализы 53 и 54).

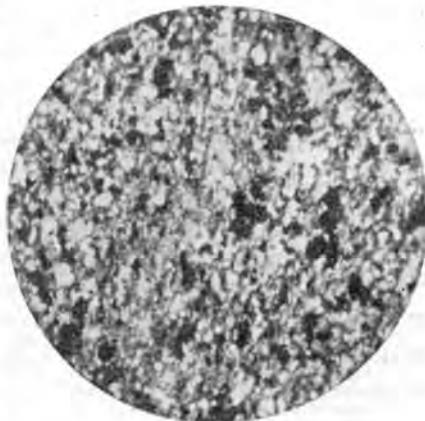


Рис. 7. Алеврит. При одном ник., $\times 25$.

Алевриты

Алевриты слагают небольшие прослои в филлитах и филлитовидных сланцах. Зерна полевого шпата, преимущественно альбита, и кварца угловатой формы cementированы тонкозернистой массой мелких зерен,

Химические анализы гор

№ ана-	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ₊	H ₂ O ⁻
												P ₂ O ₅	H ₂ O ₊	H ₂ O ⁻
Интрузионные														
1	Пироксеновый оливинит	35.92 598	2.79 35	1.62 16	4.86 30	12.16 169	0.16 2	34.10 846	0.12 2	0.10 2	0.48 5	—	—	0.10
2	Плагиоклазовый перидотит	41.92 638	0.92 11	3.06 30	4.27 27	12.76 177	0.20 3	20.60 511	11.18 200	0.22 3	—	—	0.11	
3	Перидотит с титаномагнетитом	18.58 309	6.00 75	4.63 45	22.32 139	24.19 336	0.13 1	17.25 428	0.90 16	1.09 18	0.19 2	—	—	0.24
4	Серпентинизированный перидотит	37.17 619	1.02 13	3.63 35	8.90 56	5.95 83	0.13 1	30.96 788	2.81 50	0.25 4	0.31 3	сл.	8.07	0.11
5	То же	36.51 608	0.88 11	2.62 25	9.61 60	6.2 86	0.19 3	31.62 784	2.53 45	0.017 0	—	0.56	—	
6	Серпентинит	39.39 589	1.06 14	2.73 26	11.01 69	5.87 82	0.15 2	32.15 797	0.46 8	Сле- ды.	0.71 7	сл.	10.59	0.15
7	Серпентинит в 3.1 м от контакта с дайкой диабаза	37.48 624	0.98 13	1.11 11	8.07 51	8.76 122	0.18 3	29.35 728	3.69 66	0.03 4	0.01	8.92	1.48	
8	Хорнитизированный серпентинит	34.58 576	0.67 9	5.45 53	6.71 42	12.50 174	0.16 2	27.43 681	2.48 45	0.45 7	—	0.40	—	—
9	То же	33.13 552	1.29 16	5.24 61	10.79 68	10.47 146	0.13 1	27.31 677	0.12 2	0.33 5	Сле- ды.	—	—	0.81
10	Серпентинизированный перидотит	36.15 602	0.89 11	1.62 16	9.18 58	7.05 98	—	32.36 803	3.26 58	Сле- ды.	0.52 5	0.17	—	0.32
11	То же	39.47 657	1.36 17	3.12 30	8.08 51	10.65 148	—	22.95 569	6.33 113	0.04 1	0.59 6	0.12	—	0.24
12	Перидотит с реликтами оливина	42.24 703	0.25 3	3.33 33	3.46 22	4.71 66	0.15 2	34.61 858	2.31 41	—	—	0.04	—	—
13	Крупнозернистый пироксенит	39.12 651	7.07 89	6.67 66	3.97 23	16.11 224	0.18 3	8.18 203	15.28 273	0.35 5	0.30 3	—	—	0.51
14	Пегматоидный пироксенит	38.80 646	3.55 45	4.25 42	4.40 28	17.69 245	0.21 3	11.83 293	15.50 276	0.26 4	0.94 10	—	—	0.24
15	Метаморфизованный оливиновый пироксенит	46.66 777	1.82 23	4.57 45	0.33 2	12.17 169	0.16 2	13.68 339	17.02 303	0.86 14	0.23 2	—	—	0.11
16	Мезократовое мелкозернистое габбро	47.37 789	4.02 50	11.48 13	1.88 12	11.81 164	0.13 2	6.49 161	10.24 183	2.79 45	1.42 15	0.08	2.09	0.11
17	Мезократовое габбро	45.56 759	5.30 66	12.53 123	—	15.25 213	0.14 2	5.04 125	8.08 144	2.31 37	2.50 27	—	3.00	0.13
18	Метаморфизованное оливин содержащее габбро	42.16 702	5.40 68	12.43 123	2.80 17	13.25 185	0.15 2	6.50 161	11.23 200	1.62 26	1.37 14	—	—	0.20
19	Эссеントивное габбро	51.87 864	2.50 31	14.38 141	2.24 14	9.33 129	0.17 2	2.26 56	6.93 124	3.81 61	3.30 35	0.11	1.93	0.26
20	То же	54.29 904	1.97 95	14.62 143	2.90 18	10.69 149	0.25 4	1.53 38	4.75 85	4.36 70	1.96 21	—	—	0.81
21	Габбро	52.74 878	1.76 22	14.78 145	3.04 19	9.67 135	0.15 2	3.28 82	6.50 116	3.66 60	2.16 23	—	—	0.36
22	Рассланцованные габбро	46.85 780	2.40 30	17.19 169	0.04 1	14.94 208	0.06 1	5.00 124	1.48 27	4.22 68	2.19 23	Сле- ды.	4.15	0.13
23	Контактовая разновидность габбро	56.40 939	1.15 14	16.30 160	1.40 9	9.36 131	0.20 3	0.90 22	2.27 41	5.48 41	3.20 34	Сле- ды.	1.54	0.58
24	Контактовая разновидность габбро (кварцевый диорит, по Вейринену)	56.89 947	1.39 18	16.88 166	0.62 4	9.07 127	0.16 20	0.98 24	2.20 39	5.68 92	3.23 34	0.09	2.39	0.07
25	Контактовая разновидность габбро	56.98 949	1.90 24	15.67 154	2.30 14	9.77 136	0.14 2	3.62 90	1.60 29	3.28 53	2.80 30	—	—	0.20
26	Контактовая разновидность ультраосновной породы	42.65 710	2.36 30	13.26 130	0.45 3	13.73 191	0.20 3	10.21 253	11.43 204	1.33 21	0.46 5	Сле- ды.	4.15	0.12
Гидротермальные изме														
27	Хлорито-тальковая порода	45.21 753	2.14 27	6.16 61	2.44 15	13.43 186	0.11 1	19.06 473	3.33 59	0.54 9	0.20 2	—	—	0.52

Таблица 3

ных пород и минералов

н. п.	Прочие компоненты	Сумма	Числовые характеристики по Заварицкому									
			a	b	c	s	a'	f'	m'	c'	Q	n
<i>породы</i>												
7.14	NiO — 0.44; CuO — 0.12	100.11	0.8	0.5	62.2	36.5	0.6	20	79.4	—	28.5	28.5
4.36	CuO — 0.05; NiO — 0.02; S — 0.37	100.04	0.4	1.7	53.0	44.9	—	25.4	55.5	19.1	12.9	—
4.54	Cr ₂ O ₃ — 0.03; Ni — 0.08; CuO — 0.04; S — 1.65	100.18	4.6	1.8	58.4	35.2	1.8	14.7	83.5	—	40.6	9.1
—	CO ₂ — 0.41; S — 0.09	99.81	0.9	1.8	57.8	39.4	—	19.8	77.3	2.9	27.5	37
9.26	—	100.06	0.1	1.5	61.1	37.3	—	20.4	77.2	2.3	27.1	—
—	S — 0.13	100.40	0.8	0.5	62.4	36.6	1.0	21.2	77.8	—	28.9	0
—	—	100.03	0.12	0.60	60.92	38.96	—	22.5	72.0	5.5	24.12	—
8.70	S — 1.21	100.74	1.0	3.0	57.3	38.7	0.1	21.1	78.8	—	29.6	—
10.23	S — 1.46; Ni — 0.34; Cu — 0.15	100.39	0.6	0.4	61.7	37.6	4.7	22.7	72.6	—	26.4	100
8.35	Cr ₂ O ₃ — 0.21; Fe (c S) — 0.37; CuO — 0.04; S (c Fe) — 0.24; NiO — 0.27	100.52	0.6	0.7	61.8	36.9	—	20.4	76.9	2.7	25.1	0
5.99	S (c Fe) — 0.14; Fe (c S) — 1.36; CaO — 0.02; CuO — 0.03; NiO — 0.22	101.27	0.9	1.4	56.4	41.6	—	27.5	62.8	9.9	19.9	14
8.73	Ni — 0.22; S — 0.20	100.25	0.0	1.9	56.8	41.3	—	11.0	88.4	0.9	19.2	—
3.18	—	100.52	1.1	3.8	45.9	49.2	—	39.5	29.4	31.1	9.6	62.5
2.82	Cr ₂ O ₃ — 0.18; Ni — 0.04; Cu — 0.03; S — 1.33	100.65	2.0	1.9	49.1	47.0	—	25.1	40.6	34.3	11.8	53
2.80	Ni — 0.55; Cu — 0.09; S — 0.17	100.54	1.19	1.17	47.8	48.6	—	21.8	43.8	35.8	8.3	87
—	S — 0.23	100.08	8.0	3.5	32.2	56.3	—	39.4	33.6	27.0	6.9	75
—	—	99.84	8.9	4.1	29.6	57.4	—	50.6	29.4	20.0	7.1	5.8
2.84	Ni — следы; CuO — 0.09; S — 0.32	100.36	6.1	6.3	33.2	54.4	—	36.5	36.8	26.7	9.7	65
—	CO ₂ — 0.62	99.71	13.5	3.1	20.6	62.8	—	54.1	19.0	26.9	4.5	64
1.86	—	100.09	12.8	3.7	18.2	65.3	—	72.7	14.6	12.7	2.4	77
1.26	CO ₂ — 1.14; SO ₃ сульф. — 0.05; S — 0.06	100.19	11.6	4.3	21.7	62.4	—	56.3	26.3	17.4	2.54	72
4.45	S — 2.23	100.88	13.7	2.0	22.9	61.4	16.8	42.4	40.8	—	6.6	75
—	S — 1.49	100.25	16.2	2.7	12.8	68.3	—	85.4	12.3	2.3	1.5	72
—	S — 0.61	100.26	18.0	2.8	10.0	69.2	0.7	82.0	17.3	—	0.4	73
2.38	CO ₂ — 0.29; SO ₃ сульф. — 0.03; S — 0.06	100.47	11.0	1.9	22.5	64.6	24.8	49.0	26.2	—	5.3	64
—	—	100.35	3.6	7.2	38.1	51.1	—	36.2	45.7	18.1	12.2	81

ненные породы

23.7	—	100.37	1.4	3.2	45.1	50.3	—	31.1	67.6	1.3	5.4	82
------	---	--------	-----	-----	------	------	---	------	------	-----	-----	----

№ ана-лиза	Наименование породы													
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O +	H ₂ O -
28	Хлорито-амфиболовая порода	39.12 651	1.93 24	6.19 61	0.00 —	15.82 220	0.22 3	17.33 430	11.38 203	Сле- ды. 3	0.32 3	0.32	—	0.34
29	Полностью измененное габбро (кварцево-карбонатно-хлоритовая порода с реликтовой структурой)	47.24 787	3.00 38	9.44 92	0.80 5	14.09 196	0.20 3	7.48 185	8.28 148	0.24 3	—	—	0.35	
30	Полностью измененное габбро (хлоритовый сланец)	40.28 671	3.71 46	14.15 139	—	17.00 237	0.20 3	12.42 308	3.76 67	Сле- ды. 7	0.69 7	—	—	0.38
31	Амфиболово-хлоритовая порода	49.30 821	0.89 41	3.36 33	7.55 47	5.30 74	0.27 4	19.96 495	8.18 146	0.00	—	5.31	0.18	
32	Кварцевый сиенит	55.52 924	1.38 18	16.05 158	5.84 37	2.74 38	0.12 1	0.47 12	4.90 87	7.01 113	2.85 31	0.62	0.07	
33	Тремолито-тальковая порода	46.61 776	1.05 13	4.05 40	1.89 12	11.25 157	—	19.06 473	9.39 168	Сле- ды. 5	0.51 0.16	—	0.25	
34	Карбонатно-тальковый сланец	36.41 606	1.66 20	6.18 61	1.12 7	11.65 162	—	16.42 407	11.04 197	Сле- ды. 24	2.25 24	0.27	—	0.37
35	Серпентино-хлоритово-тальковая порода	35.05 583	1.21 15	2.70 26	3.02 19	11.25 157	—	24.78 615	4.67 84	0.15 2	0.41 4	—	—	—
Сильно оруденелые														
36	Сильно оруденелая ультраосновная порода	40.21 669	2.21 28	4.55 45	9.72 61	8.97 125	0.24 3	22.05 548	3.50 62	0.42 6	—	—	0.26	
37	То же	36.9 614	1.13 14	3.18 31	7.60 48	10.20 142	0.27 4	26.70 662	2.60 46	0.16 2 1	—	—	0.51	
38	То же	38.28 638	0.98 45	4.65 63	10.03 144	10.38 —	—	22.48 557	2.12 38	0.22 3	0.07	—	0.19	
39	Сильно оруденелый перидотит	34.34 573	0.98 13	3.74 36	7.65 48	10.50 144	—	28.27 701	2.76 49	0.26 4	0.17	—	0.27	
40	Оруденелый серпентинит	36.68 610	1.41 18	4.17 41	7.95 50	10.50 146	—	26.30 552	2.10 38	Сле- ды. 5	0.52 0.14	—	0.45	
Дайковые														
41	Слюдяный кварцевый сиенит с гранофировой структурой	56.41 939	1.61 20	14.97 147	1.71 11	7.97 111	0.07 1	3.85 95	1.72 30	2.75 45	3.72 39	—	—	0.26
42	Диабаз	46.77 779	1.05 13	15.30 150	2.02 12	11.61 161	0.10 1	6.90 171	5.90 105	3.96 64	1.23 13	—	—	0.14
43	Диабаз из залыванда	48.14 802	1.55 19	15.24 149	1.24 7	11.74 163	0.10 1	7.10 176	5.50 98	3.30 53	1.22 13	—	—	0.06
44	Габбро-порфирит	43.33 721	2.79 35	0.55 104	3.78 24	12.47 174	0.12 1	9.12 226	10.98 196	2.55 41	0.60 6	—	—	0.36
45	Метаморфизованный пойкилитовый оливиновый габбро-порфирит	40.80 679	0.09 1	17.70 174	0.70 4	7.16 100	0.14 2	13.73 341	11.93 213	Сле- ды. 37	3.54	—	—	0.31
46	Фурчит	44.88 748	4.00 50	12.92 126		16.13 224	0.14 2	5.46 135	10.48 187	1.53 24	0.86 10	—	—	0.43
47	Метаморфизованные оливиновые широкоскениты	45.10 751	2.80 35	6.53 64	2.00 12	12.17 170	0.11 1	16.51 409	9.89 177	1.36 22	0.37 4	—	2.67	0.17
48	Пироксено-гранатовая порода (из дайки)	41.16 685	1.89 24	9.89 97	1.99 12	11.23 156	0.24 3	6.04 150	24.95 445	0.22 2 1	—	—	0.30	

Таблица 3 (продолжение)

п. п.	Прочие компоненты	Сумма	Числовые характеристики по Заварицкому									
			a	b	c	s	a'	f'	m'	c'	Q	n
7.70	—	100.35	0.4	3.8	51.9	43.9	—	27.9	53.7	18.4	16.8	0
8.86	—	99.98	0.4	6.5	33.0	60.1	—	46.1	40.9	13	12.9	—
8.08	S — 0.27	100.67	1.0	4.8	43.1	51.1	10.7	38.3	51.0	—	4.6	0
—	—	100.31	0.0	2.1	47.3	50.6	—	21.4	63.7	14.4	0.9	—
—	S — 2.31	99.88	19.9	1.0	14.0	65.1	58	58.1	5.9	36.0	9.5	79
4.40	Fe (c S) — 1.31; S (c Fe) — 0.86; CuO — 0.14; NiO — 0.38; CoO — 0.03	100.48	0.6	2.5	48.3	48.6	—	23.0	60.5	16.5	6.4	—
11.97	Fe (c S) — 0.26; S (c Fe) — 0.17; CuO — 0.02; NiO — 0.17; CoO — 0.01	100.24	3.3	2.6	51.0	43.1	—	23.5	54.9	21.6	23.0	0
—	Cr ₂ O ₃ — 0.34; S (c Fe) — 0.90; CuO — 0.05; NiO — 0.28; CoO — 0.02; Fe (c S) — 1.12	100.73	0.9	1.4	54.9	42.8	—	11.5	80.2	8.3	17.6	33
<i>ультраосновные породы:</i>												
6.85	NiO — 0.8; CuO — 0.6; S — (3.30)	100.48	0.7	2.3	50.6	46.4	—	24.4	72.1	3.5	10.9	100
3.80	NiO — 0.60; CuO — 0.56; S — (1.23) ¹	100.44	0.4	1.8	27.5	40.3	—	24.0	74.0	2.0	20.0	66
6.64	NiO — (1.74) ¹ ; Cu — (1.22) ¹ ; S — (4.40) ¹	99.65	0.4	2.6	51.6	45.4	0.7	24.2	75.1	—	12.6	—
8.47	NiO — (1.09) ¹ ; Cu — (0.51) ¹ ; S — (1.63) ¹	99.02	0.3	2.1	59.9	37.7	—	23.1	75.0	1.9	27.2	—
8.65	Cr ₂ O ₃ — 0.35; Fe (c S) — 1.22; S (c Fe) — 0.80; CuO — 0.31; NiO — 0.71; CoO — 0.03	100.86	0.6	2.3	57.3	39.8	—	27.3	72.5	0.2	23.9	0
<i>породы:</i>												
3.50	NiO — следы; CuO — 0.01; S — 1.13	99.68	12.2	2.2	16.0	69.6	—	36.5	38.8	26.7	12.6	54
4.69	NiO — 0.04; CuO — 0.20; S — 0.01	99.92	11.1	5.1	27.5	56.3	—	47.2	44.2	8.6	14.7	82
4.04	NiO — 0.10; CuO — 0.24; S — 0.04	99.64	9.4	5.9	26.0	58.7	—	47.4	48.5	4.1	7.3	80
2.98	—	99.63	6.3	3.8	39.5	50.4	—	37.7	38.2	24.1	15.6	87
4.19	—	100.29	5.2	7.9	37.1	48.0	—	20.9	64.7	14.4	24.1	0
3.78	—	100.61	4.6	6.2	34.9	54.3	—	43.9	26.3	29.8	6.8	62
	S — 0.01; NiO — 0.06	99.75	3.2	2.4	45.9	48.5	—	26.2	55.1	18.7	11.8	84
2.32	—	100.23	0.4	6.3	45.8	47.5	—	26.8	22.0	51.2	12.1	—

¹ В сумму не входят.

№ анализа	Название породы	Вместеющие												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O +	H ₂ O -
49	Порфирит из зальбанды дайки	38.23 637	1.20 15	10.70 105	1.16 7	13.36 186	0.30 4	18.44 457	9.60 171	0.15 2	—	—	—	0.68
50	Метаморфизованный пойкиллитовый оливиновый габбропорфирит	45.50 758	0.45 5	16.02 157	1.05 6	9.50 132	0.14 2	10.00 248	12.46 223	1.72 27	0.73 7	—	—	0.16
51	Граносенит	68.58 1142	0.35 15	14.85 146	0.71 4	4.57 64	0.05 1	0.51 12	1.60 29	6.34 102	1.38 15	—	—	0.08
52	Кварцевый сиенит	59.20 986	0.95 12	16.28 160	1.45 9	7.50 104	0.11 1	0.96 23	2.54 45	3.62 58	6.40 68	—	—	0.08
Вместоющие														
53	Филлит	51.56 859	0.45 5	19.61 192	3.03 19	9.63 134	сл.	4.19 104	0.54 10	3.15 51	2.22 23	0.69 5	3.77 3.24	0.43
54	Филлитовидный сланец	55.48 924	1.94 24	16.28 160	1.32 8	8.71 121	0.01 —	3.63 90	4.77 31	5.99 97	1.42 15	—	—	—
55	Силизит	52.28 871	1.18 15	18.14 178	1.12 7	9.61 134	—	3.55 88	2.68 48	5.73 92	1.56 16	—	—	0.96
56	Доломит	— —	— 15	— —	1.54 9.6	— 2	0.15 412.7	16.64 549.8	30.84 —	— —	— —	— —	— —	—
57	Диабаз 4-го покрова	50.84 847	1.53 19	14.29 140	1.55 10	9.62 134	0.19 3	6.01 149	11.69 209	2.05 33	0.59 6	0.02 —	—	0.10
58	То же	48.65 810	0.84 10	14.85 145	3.56 23	11.35 158	0.07 1	5.91 146	9.74 173	2.69 44	— 2	0.34 —	—	—
59	Интузивный габбродиабаз	50.11 834	1.85 24	14.53 142	0.04 0.5	11.46 156	0.17 3	6.03 150	9.44 168	3.43 55	0.59 6	— —	— 2.69	—
60	Гнеазда пироксена в диабазах	42.41 706	2.92 36	11.82 116	5.68 36	12.88 180	0.28 4	5.71 141	12.90 230	1.11 18	0.36 4	Сле- дмы.	3.33	0.46
61	Мелковернистый диабаз	47.33 788	1.11 14	14.35 140	2.71 17	11.06 154	0.24 3	5.89 146	11.44 204	1.39 22	0.38 4	0.40 3	—	—
Минералы														
62	Моноклинный пироксен из грубозернистого пироксена	48.81 809	2.72 28	4.45 44	1.15 7	8.54 118	0.18 3	13.85 344	19.80 353	Сле- дмы.	Сле- дмы.	0	1.23	0.14
63	Серпентин	41.88 698	0 3	0.28 —	5.97 1.02	— 0.07	0.11 9.06	37.62 —	0.31 932	— 5	— —	— —	12.83	1.06
64	Хризотил асбест	45.58 759	— 10	1.02 —	0.07 —	9.06 —	— —	34.01 843	0.37 6	— —	— —	— —	— —	—
65	Тальк	61.18 1019	0.05 1	0.12 1	1.10 1	2.91 0	0.03 0	29.77 738	0.62 0	0 0	0 0	— —	4.80	0.18
66	То же	60.08 1017	0.05 1	0.86 8	0.91 —	3.12 1	0.04 719	29.04 1	0.06 —	0 —	0 —	— —	5.06	0.12
67	Кальцит из прожилка в интрузии	— —	0.05 1	0.04 0.04	0.44 —	— —	— —	0.48 54.60	— —	— —	— —	— —	— —	—
68	Лучистая роговая обманка	57.15 952	0.04 0.5	0.83 8	0.00 0	5.83 81	0.14 2	20.79 516	13.22 235	0.52 8	0.26 3	0.00 0.00	1.06	0.20
69	Хризотил-асбест	42.01 —	0.08 —	1.20 —	2.25 —	1.56 —	0.06 —	38.21 0.00	0.05 0.05	0.00 0.00	— —	— —	12.87	1.44
70	Серофит Каула, обр. 520	41.88 6972	0.0 28	0.28 374	5.97 11	— 9325	0.11 5	37.62 —	— —	— —	— —	— —	12.83	1.06
71	Тальк	61.18 10289	0.05 6	0.12 12	1.10 70	2.91 401	0.03 4	29.73 7387	0.2 4	0.00 —	0.00 —	— —	7128	588
72	Тальк (повторный анализ)	60.08 10009	0.05 6	0.86 86	0.91 61	3.12 433	0.04 6	29.04 7202	0.06 11	0.00 3	0.00 —	— —	0.18	4.80
73	Актинолит	55.04 916	0.11 1	0.71 7	2.31 14	8.54 119	0.17 3	17.69 439	13.50 241	0.34 6	0.03 —	0.00 —	104	2660
74	Актинолит (повторный анализ)	55.66 944	0.06 1	0.06 10	1.30 8	9.21 128	0.12 2	18.15 450	13.00 932	0.28 5	0.07 —	0.07 —	506	2811
75	Железисто-магнитный ретгерсит	— —	— —	0.23 —	— —	3.53 491	— —	2.62 699	0.74 132	— —	— —	— —	78	4
													40.39	22414

Таблица 3 (продолжение)

п. п.	Прочие компоненты	Сумма	Числовые характеристики по Заваринскому									
			<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>Q</i>	<i>n</i>
6.61	—	100.43	0.3	6.8	49.1	43.8	—	27.9	62.5	9.6	19.8	—
2.13	Cr ₂ O ₃ — следы; CO ₂ — 0.07; SO ₃ — 0.03; S — 1.10	99.80	4.7	8.4	34.1	52.8	—	29.7	49.8	20.5	12.2	79
0.60	—	99.62	15.7	1.9	5.6	76.8	—	85.7	14.3	0	20.3	90
0.54	—	99.63	17.6	2.4	10.3	69.7	—	78.3	14.7	7.0	1.9	46

города

	S - 1.67	52	100.51	9.8	0.7	32.6	56.9	44.1	34.8	21.1	—	6.5	69
	S - 0.23		100.18	15.3	2.1	17.8	64.8	13.0	52.4	34.5	—	3.1	87
2.90	—		99.71	13.7	3.4	21.0	61.9	21.3	48.6	30.1	—	7.1	93.9
42.70	He растворимый остаток 8.42		99.99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.75	S - 008		100.31	5.3	7.0	28.4	59.3	—	37.9	36.0	26.1	1	89
2.57	—		100.21	6.1	4.0	32.7	57.2	—	43.9	31.3	24.8	1.8	100
0.13	—		100.17	8.4	5.7	26.2	59.7	—	40.4	37.9	21.7	3.1	90
—	—		99.86	1.54	5.14	3 9.92	53.4	—	46.1	25.4	28.5	4.42	81
—	S - 0.19		100.43	3.5	7.5	36.4	52.6	—	52.4	26.3	21.3	9.3	85

Раздел

среди которых преобладает хлорит. В цементе часто много мелких зерен лейкоксена. В алевритах нередко наблюдаются мелкие зерна сульфидов. На рис. 7 изображен алеврит из прослоя в филлитах.

Доломиты

Среди осадочных пород встречаются доломиты. Наиболее хорошие обнажения доломитов известны на южном берегу оз. Куэтсярви, примерно в 5—6 км от пос. Никель к северо-востоку. В этом месте Н. А. Курьяевой (1948) были собраны и описаны в доломитах органические остатки.

Вейриненом (Väyrynen, 1938) на геологической карте указана мощная полоса доломитов вдоль руч. Колосиоки.

В хорошо обнаженных доломитах на южном берегу оз. Куэтсярви хорошо видно напластование с пологими углами падения. Цвет доломитов белый, местами желтоватый. Доломиты содержат участками зерна кварца.

Химический анализ доломита с руч. Колосиоки приведен в табл. 3 (анализ 56). По данным Вейринена, доломит состоит: из доломита — 79.5 %, кальцита — 11.6 %, нерастворимого остатка — 8.1 %, потери при прокаливании 0.8 %.

Метаморфизованные полимиктовые песчаники

Песчаники обычно содержат значительное количество туфогенного материала. Минералогический состав песчаников: угловатые зерна кварца, альбита, редко решетчатого микроклина, среди зерен минералов располагаются округлые обломки туфогенных пород. В цементе преобладает хлорит в виде тонкочешуйчатого агрегата, в подчиненном количестве имеются кварц и альбит, местами отдельные прослои обогащены агрегатами зерен карбоната. В цементе обычно в большом количестве встречаются мелкие зерна лейкоксена и редкие зерна коричнево-желтого турмалина. На некоторых участках встречаются зерна сульфидов.

Туффиты

Туффиты представляют собой метаморфизованные породы, в состав которых входит материал осадочного и туфогенного происхождения с варьирующим в широких пределах отношением между количеством осадочного и туфогенного происхождения. Среди зерен кварца, альбита и редко микроклина и пелитовой массы в цементе располагаются мелкие округлые обломки туфогенного материала. В некоторых случаях хорошо сохраняется структура эфузивов (диабазов) среди обломков, но преобладают обломки интенсивно измененные, хлоритизированные. Широкое распространение имеют мелкие зерна лейкоксена и сфена. Иногда туффиты обогащены сульфидами.

Туфогенные сланцы отличаются от туффитов меньшим размером зерен и обломков и наличием лучше выраженной слоистой и сланцеватой текстуры. Различие между обломками и цементом в противоположность туффитам выражено менее отчетливо. Состав туфогенных сланцев такой же, как и состав туффитов.

Туфы

В туффитах важной составной частью является присутствие осадочного материала и большая окатанность обломков, туфы состоят главным обра-

зом из пирогенного материала, округлых и угловатых обломков эфузивных пород или кристаллов. Размер обломков в туфах изменяется от 8 мм до десятых долей миллиметра, иногда удлиненные обломки располагаются параллельно грубой слоистости.

В обломках кристаллов чаще наблюдается пироксен, какой типичен для эфузивов, почти бесцветный или буроватый моноклинный пироксен.

Кроме пироксена, среди обломков встречается замутненный, альбитизированный, пренитизированный и карбонатизированный плагиоклаз.

В цементе в большом количестве наблюдаются альбит и кварц, обычны мелкозернистые агрегаты зерен лейкоксена. Структура обломочная. В подавляющем большинстве случаев туфы относятся к диабазовым, в редких случаях встречаются, по-видимому, кератофировые туфы.

Эфузивные породы

Зона рудоносных филлитов составляет лишь небольшую часть свиты печенга, мощность которой более 13 км, и перекрывается и подстилается мощными покровами эфузивов преимущественно диабазового состава (спилиты).

Диабазы

Диабазы представляют собой довольно однообразную группу пород, несмотря на изменяющийся размер зерен минералов и разнообразие в постериорных изменениях первичных породообразующих минералов.

Минералогический состав диабазов: замещенный постериорными минералами плагиоклаз, пироксен и продукты его замещения — хлорит, амфибол, эпидот и клиноцизит, кальцит, пренит, рудный минерал, лейкоксен, сульфиды.

Плагиоклаз нацело замещен альбитом, хлоритом, пренитом, эпидотом или клиноцизитом, карбонатом. Первичный плагиоклаз не сохраняется. Пироксен в противоположность плагиоклазу довольно часто остается в первичном виде. Слабо окрашенный, буроватый. $Ng - Np = 0.025$; $cNg = 38 - 41^\circ$; $2V = +47$. Дисперсия оптических осей $r > v$. Из процессов замещения пироксена преобладает хлоритизация, уралитизация наблюдается реже. Рудный минерал представлен псевдоморфозами лейкоксена по ильмениту, реже встречаются сульфиды, по-видимому, более поздние по сравнению с ильменитом. Структура пойкилофитовая, ойтовая, реже порфировидная.

Среди диабазов можно выделить типичные спилиты, тонкозернистые породы зеленовато-серого цвета с миндалекаменной текстурой, залегающие среди филлитовидных сланцев в виде небольших покровов и сопровождающиеся туфами.

Под микроскопом обнаружено, что спилиты состоят из альбита, хлорита, лейкоксена, минералов эпидотовой группы, кварца и кальцита. Местами спилиты полностью превращены в хлоритовые породы с карбонатом и лейкоксеном. Структура ойтовая и споновидная.

Диабазы четвертого покрова располагаются в южной части района рудопроявлений Каула, Каммикиви и Пильгуйярви. Диабазы состоят из моноклинного пироксена, измененного плагиоклаза и постериорных — хлорита, амфиболя, эпидота и клиноцизита, карбоната. Вейринен (Väyrynen, 1938) относит пироксен к диоп-

сидам, богатым геденбергитом, и пижонитам ($Ng - Np = 0.019 - 0.020$, $cNg = 40^\circ$; $2V = \text{около} + 60^\circ$ и в другом месте $Ng - Np = 0.019$; $cNg = 28 - 34^\circ$; $2V = + 47^\circ$). По данным Б. И. Папушис (1952), правильнее относить пироксен к ряду диопсидо-геденбергита с содержанием геденбергита 20—30% в случаях, когда $2V = \text{около} + 60^\circ$ и к диопсидовым авгитам, когда $2V = + 47^\circ$, согласно диаграмме Винчелла.

По данным Вейринена, в изредка встречающихся зернах сохранившегося первичного плагиоклаза обнаруживается зональное строение и варьирующий состав от № 70 в центре и до № 46 в краевых частях лейст плагиоклаза.

Вблизи контактов с филлитами диабазы на участке Каула интенсивно карбонатизированы и хлоритизированы. Текстура диабазов массивная, структура пойкилофитовая.

Химические анализы диабазов четвертого покрова приведены в табл. 3 (анализы 57 и 58). По химическому составу диабазы близки к спилитам.

Диабазовые порфириты постепенными переходами связаны с мелкозернистыми диабазами. Вкрапленники состоят из гломерокристаллических скоплений крупных зерен соссюритизированного и реже хлоритизированного плагиоклаза и еще реже пироксена. Структура мелкозернистой основной массы офитовая.

Кварцевые диабазы отличаются от диабазов наличием зерен кварца, имеющего типичные мезостатические формы развития. Кварцевые диабазы слагают участки среди диабазов. Можно наметить две разновидности этих пород, одну сравнительно свежую с сохранившимся пироксеном и другую отличающуюся сильным изменением минералов и в частности полным замещением пироксена постериорными минералами, преимущественно хлоритом.

У Вейринена (Väyrynen, 1938) приведены химические анализы диабазов (табл. 3, анализы 57—61). Анализ 60 сделан из участка в среднезернистых диабазах, обогащенного пироксеном; эту породу Вейринен назвал пироксенитовыми выделениями. Такие же примерно участки среди эфузивных диабазов встречены были на Кауле, в двух случаях порода была близка к меланократовым диабазам, в третьем представляет цоизито-амфиболовую породу, преимущественно состоящую из амфибола.

Глава 7

СТРУКТУРА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В противоположность Мончегорскому району, где имеется один большой дифференцированный pluton ультраосновных и основных пород, в Печенге интрузия представлена большим числом интрузивных тел небольшого размера, дифференцированных и реже недифференцированных, сложенных ультраосновными и основными породами. Дифференцированные интрузивные тела располагаются внутри полосы туфогенно-осадочных пород, залегающей между третьим и четвертым покровами спилитов в свите печенга-кучин.

Дифференцированные интрузивные тела имеют форму пластовых и линзовидных тел, что хорошо видно на геологической карте. Размеры и мощность интрузивных тел широко варьируют. Наиболее значительные интрузивные тела известны в районе участка Пульгуярви. Здесь мощность дифференцированных интрузивных тел достигает 550 м, по прости-

ранию интрузивные тела прослеживаются на несколько километров. Мощность мелких интрузивных тел измеряется 20—25 м. Замечательной особенностью интрузивных тел является выдержаный характер структуры, несмотря на варьирующие размеры и мощность дифференцированных тел.

Почти все тела имеют анизотропное строение, закономерно расслоены (дифференцированы) и в соответствии с наклонной формой имеют асимметричное строение. Анизотропия в структуре интрузивных тел выражается в том, что слагающие тела оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро и эсекситовые габбро располагаются внутри интрузивных тел закономерно — послойно. В результате дифференциации возникла асимметрия в строении интрузивных тел. У лежачего бока наклонных дифференцированных интрузивных тел располагаются оливиниты и перидотиты, у висячего бока габбро и эсекситовые габбро. Между перидотитами и габбро располагаются пироксениты. Контакты между габбро и пироксенитами с постепенными, хотя и быстрыми переходами, контакты между пироксенитами и перидотитами очень резкие.

Правильное послойное распределение горных пород в дифференцированных интрузивных телах иногда нарушается. Внутри пироксеновых оливинитов и перидотитов встречаются участки, имеющие форму гнезд, сложенные крупнозернистыми пегматитовидными пироксенитами и оливиновыми пироксенитами, обогащенными титаномагнетитом. В пироксенитах встречаются крупнозернистые участки габбро-пегматитов. Размеры неправильных участков и гнезд до нескольких метров в поперечнике.

Среди габбро встречаются пегматитовидные участки габбро с крупными кристаллами моноклинного пироксена и плагиоклаза. Анизотропия в структуре дифференцированных интрузивных тел проявляется в наличии полосатых и линейных структур и в закономерном расположении первичных трещин отдельности. Оливиниты, перидотиты, пироксениты и габбро слагают своеобразные мощные слои течения, располагающиеся параллельно поверхности контакта. Граница между слоями течения обычно ровная. Внутри оливинитов и перидотитов, пироксенитов и габбро местами хорошо выражены слои течения, состоящие из относительно мелкозернистых пород различного или одинакового состава. Особенно хорошо расслаивание прослеживается при изучении разрезов через габбро, мезократовые габбро чередуются с меланократовыми и лейкократовыми.

Эсекситовые габбро (содержащие калиевый полевой шпат) приурочены обычно к верхним частям разреза, но, как показало изучение разрезов в районе участка Пульгуярви, в габбро часто происходит чередование слоев течения из габбро и эсекситовых габбро. Такого рода чередование горных пород варьирующего состава с различным количественным соотношением между главнейшими пордообразующими минералами при изучении разрезов через габбро видно макроскопически и особенно хорошо выявляется при микроскопической обработке шлифов. Мощность слоев течения обычно измеряется несколькими метрами и десятками метров. Кроме первичной слоистости, в габбро и эсекситовых габбро местами наблюдается хорошо выраженная трахитоидность благодаря плоскоапараллельному расположению лейст плагиоклаза. В перидотитах встречаются слои серпентинизированных оливинитов, в пироксенитах слои более мелкозернистых пироксенитов, в габбро и перидотитах слои, обогащенные сульфидами.

Первичные линейные текстуры течения наблюдаются в габбро и перидотитах, удлиненные призматические кристаллы моноклинико-пироксена располагаются параллельно направлению падения полосатости и пластовой или линзовидной формы интрузивных тел. Линейность наклонена примерно к югу под углом 45—60°. В коренных обнажениях линейно-параллельные текстуры течения хорошо выражены, например, на горе Каула. Первичные трещины отдельности в дифференцированных интрузивных телах располагаются закономерно по отношению к структурам течения; наиболее хорошо выражена система пластовых трещин, параллельная первичной полосатости и контактам с вмещающими породами. Другая система трещин имеет примерно меридиональное простирание и крутые углы наклона, близкие к вертикальным. Третья система попечерных (по отношению к линейности) трещин примерно перпендикулярна первичной линейности и полого наклонена к северу. В некоторых случаях указанные системы первичных трещин отдельности выражены очень хорошо и не усложняются системой второстепенных трещин, чаще к этим системам примешивается большое число второстепенных трещин, идущих в различных направлениях.

Отчетливо выраженные закономерности структуры дифференцированных интрузивных тел позволяют изучать их при помощи разрезов. Разрезы вкрест простирации пластовых и линзовидных дифференцированных интрузивных тел, в частности, дают возможность судить о мощности оливинитов и перидотитов, пироксенитов и габбро, о положении зон тектонических нарушений внутри разрезов, о распределении оруденения и т. д.

Вейринен (Väyrynen, 1938) для характеристики взаимоотношений между перидотитами, пироксенитами и габбро в дифференцированных интрузивных телах приводит процентное соотношение в содержании различных пород в разрезах. Такие данные приведены, в частности, для дифференцированных интрузивных тел, которые встречаются при изучении разреза через толщу туфогенно-осадочных пород на Кауле, перидотиты преобладают над габбро вместе с пироксенитами. В разрезах в крест простирации туфогенно-осадочных толщ обычно имеется несколько пластовых и линзовидных дифференцированных интрузивных тел.

Как мы видели (стр. 20), число дифференцированных интрузивных тел в пределах Печенгского пояса интрузий достигает 111, там же приводятся данные о мощности перидотитов, пироксенитов и габбро в дифференцированных интрузивных телах.

Данные о мощности перидотитов, пироксенитов и габбро приводятся в разрезах, составленных при изучении геологического строения различных участков пояса ультраосновных и основных интрузий.

Кроме первичных структурных элементов, в дифференцированных интрузивных телах часто наблюдаются вторичные, наложенные структуры в местах тектонических нарушений. Наиболее хорошо такие наложенные структуры изучены на участках с интенсивной сульфидной медно-никелевой минерализацией, в частности, работы на горе Каула позволили детально изучить вторичные структуры.

В работе Г. И. Горбунова (1953 г.) приводятся сведения о вторичных структурах на участке Каула, нанесенные на горизонтные структурные планы. К числу вторичных структурных элементов относится мощная оруденелая тектоническая зона внутри полосы туфогенно-осадочных пород с дифференцированными интрузивными телами внутри полосы. Чаще всего такая зона проходит вдоль лежачего бока дифферен-

цированного интрузивного тела, но нередко это правило нарушается и тектоническая зона проходит внутри интрузивного тела или во вмещающих породах. Оруденелая тектоническая зона имеет очень важное значение при изучении процессов сульфидного медно-никелевого оруденения и гидротермального метаморфизма, о чем будет подробнее рассказано при описании метаморфизма и руд.

Для печенгских дифференцированных интрузивных тел ультраосновных и основных пород типичны гранитовые структурные фации. Структура горных пород нормальная для магматических горных пород, совершенно отсутствуют признаки гнейсовых и гранито-гнейсовых струк-

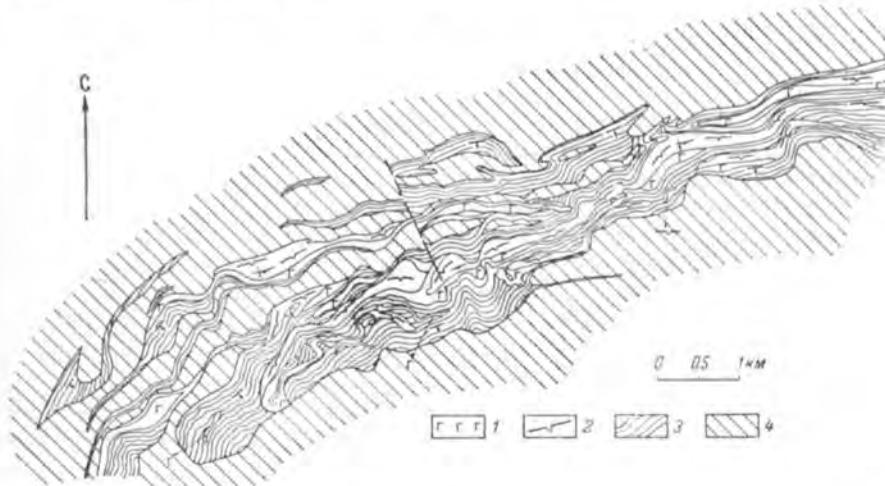


Рис. 8. Западный участок протерозойских осадочно-тuffогенных пород, вмещающих интрузии ультраосновных и основных пород (по Вейринену).

Интузивные породы: 1 — габбро (в висячем боку наклонных интрузивных тел); 2 — измененные перидотиты (в лежачем боку интрузивных тел). Между измененными перидотитами и габбро залегают пироксениты (на карте не обозначены); 3 — вмещающие интузивные тела тонкополосчатые осадочно-тuffогенные толщи; 4 — покровы спилитов.

турных фаций. Следует отметить, что несмотря на интенсивно проявлявшиеся процессы автометаморфизма первичные структуры в интрузивных горных породах очень хорошо сохранились. Исключение представляют структуры горных пород на участках, подвергшихся последующему рассланцеванию в зонах тектонических нарушений на участках с наложеннымными структурами.

Интузивные тела залегают согласно с вмещающими породами. Гораздо реже наблюдаются случаи, когда контактная поверхность располагается несогласно с напластованием вмещающих пород и интузивный контакт косо срезает напластование. Контакты с вмещающими породами интузивные, вмещающие породы подвергаются контактовому изменению, в интузивных телах наблюдаются зоны эндоконтактных изменений. Эти данные указывают на то, что пластовые и линзовидные дифференцированные интузивные тела возникли после складчатости свиты печенга—кучин. Предположение о доскладчатом формировании интузивных тел неправильно. Против предположения о синорогенной природе интузии ультраосновных и основных пород говорят: 1) отсутствие гнейсовых и гранито-гнейсовых структурных фаций в интузивных телах; 2) хорошо

выраженные нормальные контактные изменения во вмещающих породах и эндоконтактовые изменения в интрузивных породах; 3) местами наблюдающиеся секущие по отношению к слоистости вмещающих пород интрузивные контакты.

Для характеристики структур дифференцированных интрузивных тел и их соотношений со структурой туфогенико-осадочных толщ для западного участка Печенгского пояса ультраосновных и основных интрузий приводится схематизированная структурная карта (рис. 8).

Глава 8

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ ВНУТРИ ТОЛЩИ ТУФОГЕНИКО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В толще туфогенико-осадочных пород в Печенгском районе, кроме дифференцированных интрузивных массивов, имеются также генетически связанные с последними небольшие интрузивные тела габбрового состава. По своему залеганию и удлиненно линзовидной форме эти интрузивные тела близки к залеганию и формам дифференцированных интрузивных тел. Вейринен (Väyrynen, 1938) называл эти породы среднезернистыми спилитовыми диабазами, Н. А. Елисеев (1947 г.) — габбро с порфировидной структурой, Б. И. Папушис (1951 г.) относит их к группе интрузивных пород, родственных к эффузивным породам, и различает габбро-диабазы и монцонитовые габбро-диабазы.

Эти породы имеют интрузивные контакты с туфогенико-осадочными породами и, по данным Г. И. Горбунова, более древний возраст относительно дифференцированных интрузивных тел (стр. 18).

Габбро, порфировидные габбро и эсеккитовые габбро

Габбро с порфиропицкой и гипидиоморфозернистой структурой

В значительной степени эти породы подверглись изменениям и замещению первичных минералов постериорными. Из первичных минералов сохраняется моноклинный пироксен (до 3—4 мм в поперечнике) в виде неправильных зерен с пойкилитовыми включениями зерен разрушенного альбитизированного, хлоритизированного и соссюритизированного пластиоклаза. В разновидностях с равномернозернистой структурой пироксен имеет передко удлиненно призматическую форму. Вейринен (Väyrynen, 1938) относил пироксен к диопсидовым авгитам ($Ng - Np = 0.019 - 0.020$; $cNg = 41^\circ$). Пироксен часто амфиболизирован. Крупные кристаллы титаномагнетита замещены лейкоксеном. Иногда в породе встречается в небольшом количестве кварц, а по данным Вейринена, гранофировые срастания кварца с полевым шпатом. По структуре различаются две разновидности — порфировидные габбро с вкраепленниками крупных зерен пироксена и мелкозернистой ойтовой структурой основной массы и габбро с гипидиоморфозернистой структурой с одинаковой степенью пидоморфизма пластиоклаза и пироксена. Химический анализ габбро (среднезернистый спилитовый диабаз, по Вейринену, приведен в табл. 3, анализ 59).

Габбро центральной части пояса интрузий отличаются от габбро района Каулы большей свежестью. У пироксена с участка Мирона $Ng - Np = 0.029$; $cNg = 42^\circ$; $2V = +48^\circ$ (по данным Папушис, 1951 г.).

Эссекситовые габбро

Эссекситовые габбро описаны Б. И. Папушис из скважин на участке Мирона. Крупнозернистые породы среди мелко- и среднезернистых габбро. Отличаются от габбро наличием калиевого полевого шпата в виде каемок вокруг кристаллов альбитизированного плагиоклаза или в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе. Структура офитовая. По внешнему виду и минерологическому составу близки к эссекситовым габбро из группы интрузивных пород в дифференцированных интрузиях.

Горные породы, слагающие дифференцированные интрузивные тела

Измененные перidotиты и пироксеновые оливиниты

Перidotиты относятся к верлитам в то время, как в Монче-тундре аналогичные породы представлены гардбургитами, в Печенге ромбический пироксен в перidotитах не встречается. Как правило, перidotиты интенсивно изменены, свежие мало измененные перidotиты с сохранившимися первичными минералами известны в районе участка Пильгуярви.

Согласно Б. М. Куплетскому (1936), к перidotитам следует относить породы, содержащие 35—70 % оливина, а к пироксеновым оливинитам — породы, в которых количество оливина колеблется в пределах от 70 и до 90 %. Подробное описание этих пород приводится в работе Б. И. Папушис (1951 г.).

Минералогический состав перidotитов и пироксеновых оливинитов следующий: оливин, моноклинный пироксен, красновато-коричневая роговая обманка — керсунит, биотит, измененный плагиоклаз, серпентин, хлорит, апатит, магнетит, сульфиды. Оливин-хризолит, содержание фаялита варьирует от 19 до 29 %, судя по показателям преломления ($Ng=1.712-1.730$; $Np=1.676-1.693$) и по величине угла оптических осей (от +86° до −86°). Оливин обычно нацело серпентинизирован, исключение представляет район Пильгуярви, где широко распространен оливин, частично и иногда в значительной степени сохранившийся. На Кауле реликты первичного оливина встречены были лишь в одном обнажении. На рис. 9 крупный участок сохранившегося оливина занимает центральную часть зерна, по краям которого развиваются чешуйки антигорита.

Моноклинный пироксен относится к авгитам и титанавгитам (подробнее см. стр. 84) $2V$ от +40 до +50°; $Ng - Np$ до 0.034. Керсунит возникает при частичном замещении пироксена и нередко имеет одинаковую с пироксеном (гомоосевую) ориентировку $2V=-70-79^\circ$; $cNg=11-17^\circ$; $Ng=1.686-1.688$; $Np=1.664$. Биотит от темно-коричневого до слабоокрашенного возникает при замещении пироксена и амфибола. По данным Б. И. Папушис, у темно-коричневого биотита $Ng=1.643$; $Np=1.593$;

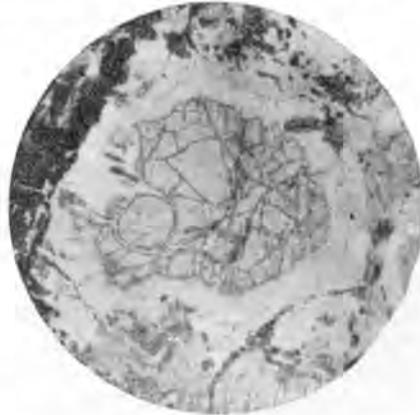


Рис. 9. Реликты оливина в серпентинизированном перidotите. При одном ник., $\times 48$.

$Ng - Np = 0.051$, у светлоокрашенного $Ng = 1.608$; $Np = 1.573$; $Ng - Np = 0.035$. Отношение железисто-глиноземистой к магнезиально-глиноземистой составной части в темном и светлоокрашенном биотите $60 : 40$ и $30 : 70$.

Отдельные зерна плагиоклаза развиваются в интерстициях между оливином и пироксеном. Периодиты и пироксеновые оливиниты содержат в варьирующих количествах рудную вкрапленность — магнетит и сульфиды. Текстура порфировидная благодаря крупным кристаллам пироксена, пойкилитически включающего зерна оливина. В пироксеновых оливинитах структура гипидиоморфная с идиоморфным оливином и ксеноморфным пироксеном. На рис. 10 изображен пироксеновый оливинит с вкрапленностью сульфидов. Оливин сохранился в значительной степени. На рис. 11 хорошо видна пойкилитовая структура перидотита. Хорошо ограниченные кристаллы оливина, нацело замещенного тальком и серпентином, пойкилитически включены в свежий моноклинный пироксен. При одном ник., $\times 25$.

На рис. 12 хорошо выражены структурные соотношения между различными минералами в измененном перидотите, подвергшемся на одном участке сульфидному оруденению. Хорошо видна пойкилитовая структура — сравнительно хорошо ограниченные зерна серпентинизированного оливина включены внутри более крупных решето-видных зерен моноклинного пироксена. Сульфиды замещают участки пироксена и амфибала, развивающегося по пироксenu. Химические анализы пироксеновых оливинитов и перидотитов приведены в табл. 3 (анализы 1, 12).

Плагиоклазовые перидотиты отличаются от нормальных перидотитов небольшим содержанием плагиоклаза до 2—3% и редко до 10%. Согласно Б. М. Куплетскому, при содержании плагиоклаза от 10 до 20% породы переходят в габбро-перидотиты. Плагиоклазовые перидотиты типичны для района рудопроявления Пильгуярви, на других участках они неизвестны, что, возможно, объясняется интенсивным изменением этих пород в других районах, при котором плагиоклаз замещается хлоритом, и поэтому трудно бывает доказать его присутствие среди первичных минералов. Плагиоклаз заметен макроскопически, размеры его

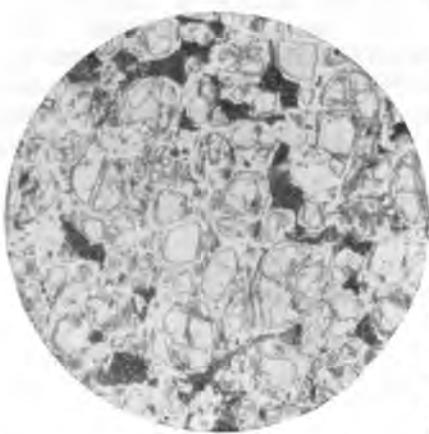


Рис. 10. Пироксеновый оливинит с реликтами первичного оливина. В мезостазисе биотит и сульфиды.

При одном ник., $\times 25$.

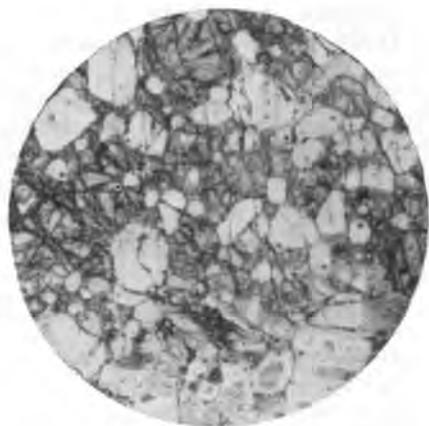


Рис. 11. Пойкилитовая структура измененного перидотита. Моноклинный пироксен свежий, хорошо ограниченные зерна оливица замещены тальком и серпентином. При одном ник., $\times 25$.

зерен до 10 мм в поперечнике. Плагиоклаз в большинстве случаев замещается тонкозернистыми агрегатами граната (гроссуляр с показателем преломления примерно равным 1.745, Папушис, 1951 г.). Лишь изредка встречаются реликты плагиоклаза с двойниковой структурой (альбит—олигоклаз №№ 11—13).

На рис. 13 отчетливо выражена гипидиоморфная структура в плагиоклазовом перidotите. Зерна оливина, частично замещенные серпентином, имеют идиоморфные формы развития. В мезостазисе плагиоклаз (темное) нацело замещен агрегатами тонких зерен граната и чешуек хлорита. Химический анализ плагиоклазового перidotита приведен в табл. 3 (анализ 2).

Перidotиты, обогащенные титаномагнетитом, известны на участке Пильгуярви на границе с пироксенитами. Титаномагнетит развивается мезостатически иногда с образованием сидеронитовой структуры. Рис. 14 относится к рудному (титаномагнетитовому) перidotиту с сидеронитовой структурой. Внутри идиоморфных зерен, включенных в рудную массу, видны сохранившиеся участки первичного оливина. Подробнее об этих породах сказано при описании титаномагнетитового оруденения (стр. 98).

В табл. 3 приведен химический анализ титаномагнетитового перidotита (анализ 3).

Серпентинизированные перidotиты имеют наиболее широкое распространение по сравнению с другими разновидностями ультраосновных пород. Вейринен (Väyugupen, 1938) назвал эти породы пироксеновыми серпентинитами. От перidotитов они отличаются более интенсивным развитием постериорных минералов главным образом серпентина.

Оливин обычно полностью замещен постериорными минералами главным образом серпентином. Из первичных минералов сохранился лишь пироксен, полностью или частично. Пироксен бесцветный или розовый иногда с фиолетовым оттенком. Иногда встречаются зерна пироксена с зональной окраской и с более густоокрашенными краевыми частями зерен. Интенсивнее окрашенные части зерен имеют меньший угол оптических

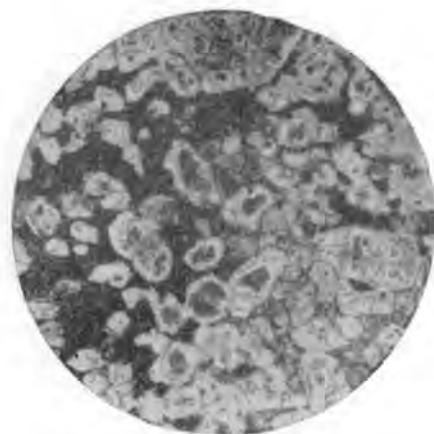


Рис. 12. Измененный перidotит с оруденелыми участками (сульфиды). При одном ник., $\times 25$.

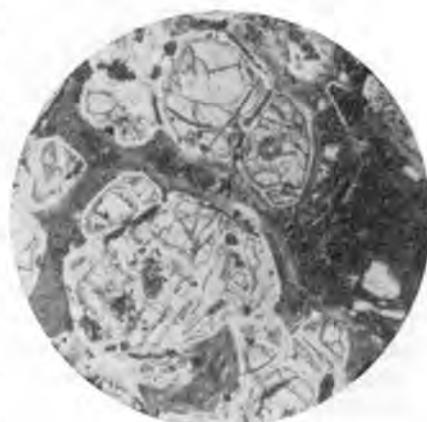


Рис. 13. Плагиоклазовый перidotит с гипидиоморфной структурой. Оливин частично серпентинизирован. Плагиоклаз развивается мезостатически (темные участки) и замещен агрегатами тонких зерен граната и чешуек хлорита. При одном ник., $\times 48$.

осей и более интенсивно выраженную дисперсию оптических осей $r > v$. По данным Б. И. Папуши (1951 г.), у таких зональных зерен пироксена в краевой части $Ng - Np = 0.023$; $cNp = 38^\circ$; $2V = 38^\circ$, в центральной части зонального кристалла $Ng - Np = 0.030$; $cNg = 45^\circ$; $2V = +50^\circ$.



Рис. 14. Рудный (титаномагнетитовый) перидотит с сидеронитовой структурой. Внутри титаномагнетитовых участков включены зерна оливинна, частично серпентинизированного. При одном ник., $\times 30$.

развивающийся главным образом

В небольшом количестве встречается тальк, карбонаты, рудные минералы — магнетит и сульфиды; из акцессорных — апатит. Текстура массивная. Структура реликтовая пойкилитовая и гипидиоморфозернистая. Химические анализы серпентинизированных перидотитов приведены в табл. 3 (анализ 4, 5, 10, 11).

Серпентиниты отличаются от предыдущей группы пород полным или почти полным отсутствием реликтов первичных минералов — оливин и пироксена. Пироксен, так же как и оливин, полностью замещен серпентином (антигоритом) и хлоритом. Серпентин (антигорит и в жилках хризотил) является главным минералом. В небольшом количестве встречается биотит, частично замещенный хлоритом с зелеными и золотисто-желтыми оттенками полихроизма. В небольшом количестве встречаются тальк и карбонаты. Наблюдается следующее избирательное замещение, при котором тальк или карбонаты замещают либо пироксен, а серпентин замещает оливин, либо наоборот, серпентин развивается по пироксену, а тальк и карбонаты замещают оливин. Текстура массивная, в расланцованных породах сланцеватая.

Моноклинный пироксен замещается несколькими разновидностями роговой обманки в такой последовательности: пироксен \rightarrow керсунит \rightarrow темно-зеленая роговая обманка \rightarrow актинолитовая роговая обманка и tremolit, граница между различными типами роговой обманки резкая. Как правило, в серпентинизированных перидотитах биотит развивается в заметно больших количествах по сравнению с перидотитами. Пластинки биотита по краям замещаются хлоритом с яркими оттенками полихроизма от голубовато-зеленого цвета по Ng и золотисто-желтого цвета по Np (никеленосный хлорит). Из постприорных минералов наиболее широкое распространение имеет серпентин, развивающийся главным образом



Рис. 15. Серпентинит с реликтовой структурой перидотита. Оливин замещается агрегатами чешуек антигорита. В центре поля зрения находится псевдоморфоза по оливину, выполненная одним кристаллом серпентина, — редкое явление при серпентинизации. Пироксен нецело замещен хлоритом и окислами железа. Чёрное — сульфиды и магнетит. Ник.+, $\times 48$

Структура реликтовая — пойкилитовая или гипидноморфнозернистая.

На рис. 15 приводится серпентинит с хорошо сохранившейся реликтовой гипидноморфной структурой. Оливин замещается агрегатом чешуек антигорита. В центральной части рисунка находится псевдоморфоза по оливину, выполненная одним кристаллом серпентина, очень редкое явление в серпентинизированных перidotитах. Пироксен нацело разрушен и замещен агрегатами чешуек хлорита и окислов железа, участками наблюдаются сульфиды (черное). В табл. 3 приведены химические анализы серпентинита (анализы 6, 7, 8, 9).

Пироксениты

Пироксениты занимают по своему залеганию в дифференцированных интрузивных телах промежуточное положение между перidotитами и габбро, контакты с подстилающими серпентинизированными перidotитами и перidotитами резкие, а с габбро, слагающими висячий бок наклонных дифференцированных интрузивных тел, постепенные, но на небольших расстояниях. Кроме того, пироксениты слагают неправильные крупно- и гигантозернистые пегматоидные участки среди перidotитов (участок Пильгуярви) с резкими контактами с мелко- и среднезернистыми перidotитами. По размеру зерен Б. И. Папушис (1951 г.) разделяет пироксениты на следующие: 1) гигантозернистые (размер зерен пироксена 8—10 см в поперечнике и до 50 см в длину); 2) крупнозернистые (размер зерен около 1 см); 3) среднезернистые (зерна 1—5 мм) и 4) мелкозернистые (зерна 0.5—1 мм). Цвет породы черный или темно-зеленый.

Главным минералом является моноклинный пироксен. Количество второстепенных минералов незначительное: хлорит, коричневая и зеленая роговая обманка и tremolit, рудный минерал, эпидот, редко биотит, акессорные апатит и сфен. Под микроскопом пироксен бесцветный или розоватый до бледно-розового с фиолетовым оттенком и редко буро-ватый. Иногда пятнистое распределение окраски. По данным Б. И. Папушис (1951 г.), $Ng - Np = 0.023 - 0.030$; $cNg = 38 - 42^\circ$; $2V = +46 - 54^\circ$; $Ng = 1.715 - 1.718$; $Np = 1.689 - 1.694$. Красновато-коричневая роговая обманка (керсит) развивается по пироксену $Ng - Np = 0.027 - 0.028$; $cNg = 8 - 12^\circ$; $2V = -70 - 78^\circ$. Зеленая роговая обманка обрастает керситом. Тремолит имеется в небольшом количестве. Биотит в противоположность перidotитам встречается очень редко.

Светло-зеленый хлорит в промежуточной массе между кристаллами пироксена, к хлориту примешиваются мелкие зерна эпидота, tremolit, в единичных случаях встречаются пренит и кварц. Яркоокрашенный хлорит не свойствен пироксенитам. Структура панидиоморфная и гипидноморфная. По-видимому, в некоторых случаях хлорит возникает при



Рис. 16. Пироксенит с панидиоморфной структурой. При одном ник., $\times 15$.

замещении плагиоклаза, что подтверждается наблюдениями над пироксенитами в районе Пильгуярви. Здесь с несомненностью устанавливается, что плагиоклазовые пироксениты с небольшим содержанием плагиоклаза имеют довольно широкое распространение среди пироксенитов.

Рудный минерал представлен лейкоксенитом, крупные зерна рудного минерала имеют скелетную форму. Пегматоидные пироксениты на участке Пильгуярви содержат оливин, замещенный серпентином.

На рис. 16 и 17 приведены микрографии шлифов пироксенитов.

На рис. 16 хорошо видна панидиоморфная структура пироксенита с редкими зернами лейкоксенитизированного титаномагнетита.

На рис. 17 изображен более крупнозернистый пироксенит с гипидиоморфной структурой. В промежутках между хорошо ограниченными кристаллами моноклинного пироксена располагаются зерна рудного минерала и в одном месте зерно нацело хлоритизированного плагиоклаза.

Рис. 17. Пироксенит с гипидиоморфной структурой. В мезостазисе рудные минералы и зерно хлорита (по плагиоклазу). При одном ник., $\times 25$.

Оливиновые пироксениты встречаются на Каммикиви и участке Пильгуярви. Отличаются от пироксенитов присутствием оливина до 10—15%. На рис. 18 изображен оливиновый пироксенит. Зерна оливина хлоритизированы и частично замещены сульфидами.

Катаклизированные пироксениты характеризуются дроблением кристаллов пироксена и обрастанием дробленых обломков волокнистым tremolитом. Крупные кристаллы лейкоксенитизированного ильменита раздроблены и частично замещены сферулитами.

Текстура пироксенитов и оливиновых пироксенитов массивная, иногда линейно-параллельная. Структура панидиоморфная в почти мономинеральных породах и гипидиоморфозернистая в плагиоклазовых пироксенитах с резко ксеноморфным развитием плагиоклаза. Местами наблюдается протоклаз (Н. Елисеев, 1947 г.), что выражается в волнистом погасании кристаллов пироксена. Химический состав пироксенитов представлен, несколькими химическими анализами (анализы 13—15 в табл. 3).



Рис. 18. Оливиновый пироксенит. Зерна оливина хлоритизированы и частично замещены сульфидами. При одном ник., $\times 30$.

Габбро

Габбро слагают верхние части наклонных дифференцированных интрузивных тел, кроме того, встречаются участки среди пироксенитов, сложенные габбро. Габбро со свежим первичным плагиоклазом не встречается, хотя Вейринен (Väyrynen, 1938) и упоминает два случая, когда первичный плагиоклаз сохранился, один случай в районе Пильгуярви (плагиоклаз № 30) и другой у подножия Каммикизи (плагиоклаз № 33). Варьирующие соотношения между плагиоклазом и пироксеном позволяют разделить габбро на мезократовые, меланократовые и лейкократовые (Н. Елисеев, 1947 г.). Согласно Б. М. Куплетскому, в мезократовых габбро количество плагиоклаза колеблется от 30 до 70 %, в меланократовых более 70 % и в лейкократовых менее 30 %. Габбро имеют средне- и мелкозернистое сложение.

Мезократовые габбро представлены главным образом плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Второстепенные минералы: хлорит, амфибол, минералы эпидото-циозитовой группы, лейкоксен, биотит, кальцит, редко пренит, иногда наблюдается в виде отдельных зерен кварц; из акцессорных — апатит.

Плагиоклаз в различной степени пелитизирован и содержит много мелких чешуек хлорита, изредка зерна карбоната и редко пренит. По плагиоклазу местами развиваются мутные тонкозернистые агрегаты минералов эпидото-циозитовой группы. Скопления минералов эпидото-циозитовой группы во внутренних частях кристаллов плагиоклаза указывают на первичную зональность в строении плагиоклаза с более основным плагиоклазом в центральных частях кристаллов.

Моноклинный пироксен родственен пироксену из перидотитов и пироксенитов. По данным Б. И. Папуши (1951 г.), $Ng - Np = 0.019 - 0.029$; $cNg = 38 - 48^\circ$; $2V = +40 - 49^\circ$; $Ng = 1.721$; $Np = 1.697$. Бесцветный, розовый, розовый с фиолетовым оттенком и в таком случае полихромичный. Местами пятнистое распределение окраски. Три разновидности роговой обманки — светло-коричневая, зеленая и актинолитовая роговая обманка. Светло-коричневая роговая обманка обрастает зеленою, которая в свою очередь далее замещается актинолитовой роговой обманкой. Дальнейшее замещение пироксена выражается в хлоритизации, хлорит развивается в виде агрегата тонких чешуек. У светло-коричневой роговой обманки $cNg = 12^\circ$; $2V = -81^\circ$, она отличается от красновато-коричневого керсита в ультраосновных породах более светлой окраской и отсутствием красных оттенков в полихроизме. Вместо tremolita, который имеет широкое распространение в ультраосновных породах, в габбро развивается актинолитовая роговая обманка. Крупные кристаллы лейкоксенизированного ильменита передко имеют скелетные формы.

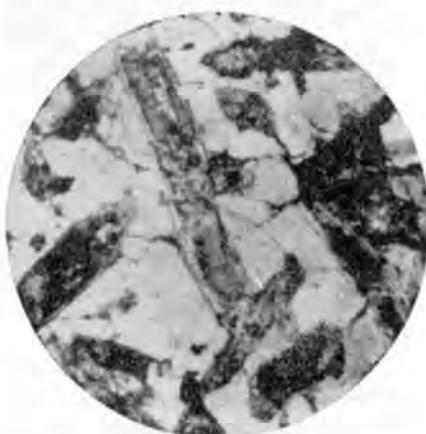


Рис. 19. Пойкилитовая структура габбро. Хорошо ограниченные призматические кристаллы моноклинного пироксена пойкилитически включены в более крупные листы плагиоклаза. Ник.+, $\times 25$.

Текстура массивная, иногда трахитоидная. Структура офитовая, долеритовая, призматически зернистая, пойкилитовая. Форма кристаллов плагиоклаза различная в зависимости от количества плагиоклаза в горной породе, когда плагиоклаза много, он развивается в виде удлиненных и хорошо ограниченных лейст и резко идиоморфен по отношению к пироксену. При количестве плагиоклаза, равном примерно одной трети всех минералов в породе, он развивается мезостатически в то время как пироксен приобретает удлиненно-призматическую огранку. Нередко в этих случаях между несколькими кристаллами пироксена развивается одно большое зерно плагиоклаза с образованием пойкилитовой структуры. На рис. 19 хорошо видна пойкилитовая структура габбро. Хорошо ограниченные призматические кристаллы моноклинного пироксена пойкилитически включены внутри крупных лейст плагиоклаза. Химические анализы габбро приведены в табл. 3 (анализы 16, 17, 21).

Оlivин содержащие мезократовые габбро встречаются в районе участка Пильгуярви. Количество оливина 2—5%, оливин нацело замещен постериорными минералами, хлоритом и волокнистой роговой обманкой. Текстура трахитоидная. Структура призматически зернистая. На рис. 20 изображено соссюритизированное габбро. Пироксен сохранился и имеет хорошую огранку. Кроме измененного плагиоклаза и свежего пироксена, зерна титаномагнетита и сульфидов. Химический анализ измененного оливинового мезократового габбро приведен в табл. 3 (анализ 18).

Мелапократовое габбро отличается от мезократового резким преобладанием пироксена над оливином. Структура меланократового габбро резко отличается от структуры мезократового габбро, зерна пироксена имеют удлиненную призматическую огранку, плагиоклаз развивается мезостатически. В некоторых случаях наблюдаются переходы меланократовых габбро в плагиоклазовые пироксениты.

Кварцевые габбро отличаются от нормальных (мезократовых) наличием зерен кварца, распределяющихся в породе неравномерно. Форма зерен кварца округлая или угловатая, количество кварца в породе



Рис. 20. Соссюритизированное оливинодержащее габбро. Пироксен сохранился и имеет хорошую огранку. При одном ник., $\times 30$.



Рис. 21. Катализированное габбро. По трещинкам отложились сульфиды. При одном ник., $\times 15$.

достигает в редких случаях 6—7%, обычно меньше. Кварцевое габбро встречено было на Кауле, известно в районе Пильгуярви в виде участков среди габбро.

Катаклизированное габбро встречается на Кауле и известно в других местах. Катаклиз проявляется в грубом брекчировании породы, местами разваливанием и появлениею полос грубых милонитов. При слабо выраженном катаклизе появляются трещинки, выполненные хлоритом, отдельные участки интенсивно катаклизированных пород обнаруживают перемещение раздробленных частей кристаллов измененного плагиоклаза. Главными минералами в катаклизированных габбро являются альбитизированный плагиоклаз, хлорит, измененный рудный минерал — лейкоксенитизированный ильменит, волокна роговой обманки, карбонат и кварц, из акцессорных минералов — апатит. Текстура массивная или сланцеватая. Структура реликтовая или порфирокластическая. На рис. 21 изображено катаклизированное габбро. По трещинкам отложились сульфиды. Химический анализ расланцованных габбро приведен в табл. 3 (анализ 22).



Рис. 22. Каемки ортоклаза вокруг плагиоклаза в эссецитовом габбро. Ник.+, $\times 48$.

Эссецитовые габбро (монцонитовые габбро). Среди габбро, преимущественно в верхних частях наклонных дифференцированных интрузивных тел, выделяются породы, обогащенные калиевым полевым шпатом. Вейринен (Väyrynen, 1938) описал такие породы под названием габбродиориты, Т. В. Перекалина предложила называть их ортоклазовыми габбро или габбро-сиенитами, Н. А. Елисеев (1947 г.) назвал их эссецитовыми габбро и Б. И. Папушис (1951 г.) монцонитовыми габбро. Между габбро и эссецитовыми габбро существуют постепенные переходы. Б. И. Папушис указывает на приуроченность эссецитовых габбро к висячему боку дифференцированных интрузивных тел. Это указание в общем правильное

показали наблюдения над горными Пильгуярви, эссецитовые габбро прослоев и таких прослоев в раз-



Рис. 23. Калиевый полевой шпат в каемках вокруг плагиоклаза заменен шахматным альбитом. Ник.+, $\times 48$

нуждается в уточнении. Как породами из района участка встречаются среди габбро в виде

показали наблюдения над горными Пильгуярви, эссецитовые габбро прослоев и таких прослоев в раз-

резе несколько. Кроме того, эсекитовые и обогащенные калиевым полевым шпатом габбро наблюдаются и в удалении от висячего бока интрузивных тел.

Главные минералы эсекитовых габбро — альбитизированный и сосоритизированный плагиоклаз. Мелкозернистые агрегаты минералов эпидото-цизитовой группы выполняют преимущественно центральные части кристаллов плагиоклаза. Первичный плагиоклаз имел зональное строение. Калиевый полевой шпат преимущественно ортоклаз ($\perp 010Ng = -2\text{--}4^\circ$; $2V = -68^\circ$) или микролин ($\perp 010 Ng = 12^\circ$; $2V = -79\text{--}81^\circ$). Калиевый полевой шпат развивается или в виде каемок круг плагиоклаза

(каемки антирапакиви) или в виде антипертитовых вростков внутри кристаллов плагиоклаза. Ориентировка каемок по отношению к плагиоклазу закономерная — гомосевая. На рис. 22 изображены каемки ортоклаза вокруг лейст плагиоклаза.

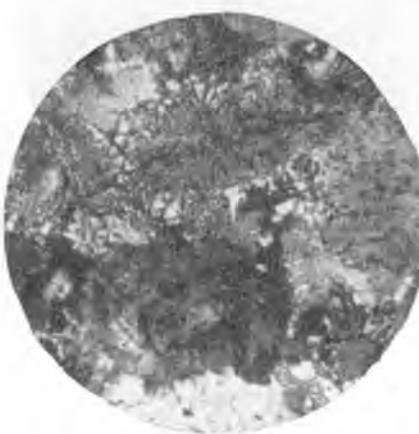
Нередко калиевый полевой шпат в каемках замещается шахматным альбитетом, что видно на рис. 23. Моноклинный пироксен по своим оптическим свойствам близок к пироксену в габбро. Пироксен замещается роговой обманкой, хлоритом и биотитом. Из роговых обманок чаще встречается актинолитовая роговая обманка, реже зеленая обыкновенная и еще реже коричневая роговая обманка, аналогичная коричневой роговой обманке в габбро. Вместе с хлоритом часто располагаются мелкие зерна минерала эпидото-цизитовой группы. В хлорите виде неправильных

Рис. 24. Эсекитовое габбро из эндоконтакта. Каула. Ник.+, $\times 55$.

гнезд располагаются нередко скопления коричневого биотита. Текстура массивная или трахитоидная. Структура преимущественно офитовая и реже призматически зернистая. Химические анализы эсекитовых габбро приведены в табл. 3 (анализы 19, 20).

Кварцевые эсекитовые габбро отличаются от эсекитовых габбро наличием кварца, а иногда кварца и гранофировых срастаний калиевого полевого шпата и кварца. Б. И. Папушис (1951 г.) описывает кварцевые эсекитовые габбро мелкозернистого сложения из эндоконтакта (рис. 24). Мощность эндоконтактной зоны примерно равна 1 м (Каула). Главные породообразующие минералы — альбитизированной плагиоклаз (75—80%) и хлорит. Второстепенные минералы — калиевый полевой шпат и кварц; рудные минералы — лейкоксен и сульфиды. Калиевый полевой шпат развивается в виде каемок вокруг плагиоклаза. Местами встречаются гранофировые срастания калиевого полевого шпата и кварца. При возрастании количества калиевого полевого шпата порода переходит в кварцевые сиениты.

Кварцевые эсекитовые габбро встречаются не только в эндоконтактной зоне, но и слагают участки среди эсекитовых габбро вне связи с контактами. Химические анализы кварцевых эсекитовых габбро приведены в табл. 3 (анализы 23, 24, 25).



Дайковый комплекс

Дайки среди дифференцированных интрузивных тел встречаются редко, исключение представляет район участка Пильгуярви, для которого характерна большая мощность дифференцированных тел. Здесь дайки попадаются довольно часто, кроме того, тут обнаружены дайковые породы, ранее неизвестные для Печенгского района вообще (сиениты, кварцевые сиениты, гранофиры, габбро-пегматиты и др.). Состав дайковых пород варьирует в широких пределах от ультраосновных до ультракислых, кроме того, в двух случаях встречены мончикиты и фурчиты. Мощность даек от нескольких сантиметров до нескольких метров. Часто в зальбандах даек встречаются тонкозернистые афанитовые породы с порфировой структурой, первоначально содержавшие стекло, что служит доказательством кристаллизации даек из магмы. Описание дайковых пород приводится у Вейринена (Väyrynen, 1938), более полное описание дайковых пород имеется в работе Б. И. Напушис (1951 г.), изучение дайковых пород из района участка Пильгуярви значительно расширило сведения об этой группе пород.

Измененные перидотиты

Измененные перидотиты встречены были на участке Пильгуярви. Мощность даек от нескольких сантиметров до нескольких метров, дайки рассекают серпентинизированные перидотиты.

Макроскопически средне- или мелкозернистые породы с типичной для них пойкилитовой структурой, слегка удлиненные и часто хорошо ограниченные зерна оливина пойкилитически включены внутри крупных зерен моноклинного пироксена. Лишь в одном случае пироксен имеет удлинение призматическую форму. Главные минералы в перидотитах оливин и моноклинный пироксен, оливин количественно преобладает, пироксена не менее одной трети по объему. Оливин нацело замещен серпентином и в меньшей степени тальком. Пироксен в одних случаях хорошо сохранился, в других свежие зерна розового моноклинного пироксена в большей части замещены постериорными минералами главным образом хлоритом, реже серпентином, лишь местами сохранился красновато-коричневый амфибол, темно-зеленый амфибол и tremolit. В небольшом количестве типичные для перидотитов пластинки биотита, иногда в небольшом количестве кальцит. Рудные минералы — титаномагнетит, пирротин, халькопирит, пентландит.

Оливиновые пироксениты

Дайка метаморфизованного оливинового пироксенита мощностью в 60 см известна на западном склоне горы Каула и залегает в серпентинизированных перидотитах. Породу слагает красновато-коричневая роговая обманка, которая замещается светло-зеленой роговой обманкой и tremolитом, местами карбонатом. В промежутках между зернами роговой обманки располагаются псевдоморфозы по оливину, сложенные хлорито-серпентиновыми минералами. Количество оливина в породе, судя по псевдоморфозам по оливину, достигало 20 %. Структура гипидиоморфная. Зальбанды даек мощностью в 5—6 мм сложены тонковолокнистыми агрегатами зеленой роговой обманки с волокнами, располагающимися перпендикулярно поверхности контакта.

На участке Пильгуярви встречено несколько даек оливинового пироксенита. В одной из них дайка сложена среднезернистым оливиновым пироксенитом со свежим пироксеном и измененным оливином, замещенным tremolитом и серпентином.

Пироксен бесцветный или розоватый с зональным погасанием и структурой песочных часов, форма кристаллов удлиненно призматическая, у оливина округлая или шестигранная. Довольно много замещенных лейкоксеном мелких зерен титаномагнетита. Структура гипидиоморфная, участками пойкилитовая. В зальбанде дайки, у ее лежачего бока, развивается плотная тонкозернистая порода темного, почти черного цвета, которая под микроскопом представляет собою порфировидный оливиновый пироксенит с очень тонкозернистой основной массой. Вкрашенники состоят из кристаллов оливина, нацело замещенного агрегатами зерен tremolита и пластинок хлорита, форма вкрашенников нередко шестиугольна. Основная масса, полностью раскристаллизованная, состоит из удлиненно призматических очень мелких кристаллов моноклинного пироксена и подчиненного количества мелких зерен частично

Рис. 25. Метаморфизованный порфировидный оливиновый пироксенит из дайки. Во вкрашенниках серпентинизированный оливин, основная масса преимущественно из удлиненных кристаллов моноклинного пироксена. При одном ник., $\times 30$.

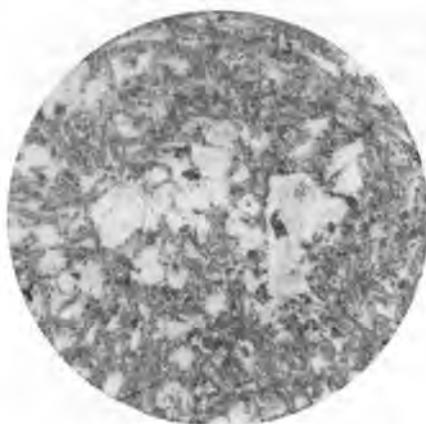
лейкоксенализированного титаномагнетита. Структура основной массы близкая к панидиоморфной. На рис. 25 изображен метаморфизованный порфировидный оливиновый пироксенит из дайки с вкрашенниками измененного серпентинизированного оливина и основной массы, преимущественно состоящей из моноклинного пироксена. Породу рассекают тончайшие жилки, сложенные хлоритом и tremolитом.

Амфиболизированные пироксениты

Дайки амфиболизированного пироксена встречаются на участке Пильгуярви на глубине 250 м. Под микроскопом это мелкозернистая порода, очень похожая на эндоконтактную разновидность ультраосновных пород. Пироксен нацело замещен зеленой роговой обманкой, изредка встречаются мелкие зерна коричневой роговой обманки, хорошо сохранилась первичная удлиненно призматическая форма псевдоморф по моноклинному пироксену. Структура реликтовая, панидиоморфная. Между псевдоморфами по пироксену много мелких зерен рудного минерала — лейкоксенализированного титаномагнетита, кроме того, встречаются мелкие зерна сульфидов.

Габбро-пегматиты

Габбро-пегматиты (крупнозернистые габбро) встречаются довольно часто и преимущественно в виде неправильных участков среди габбро и реже среди ультраосновных пород, в некоторых случаях габбро-пегма-



титы слагают дайковые тела. По своему минералогическому составу габбро-пегматиты являются крупнозернистыми габбро и несут типичные для этих пород черты как в отношении минералогического состава, так и в отношении структуры. Главными пордообразующими минералами являются сильно измененный плагиоклаз — дезанортитизированный, соссюритизированный и хлоритизированный.

Часто кристаллы плагиоклаза имеют зональное строение, соссюритовые тонкозернистые агрегаты выполняют в таких случаях центральные части кристаллов, в то время как краевые части кристаллов сложены чистым альбитом. Пироксен типичный для габбро: авгит или титан-авгит розового цвета, иногда со слабо выраженным полихроизмом. Часто пироксен хорошо сохраняется и лишь частично замещается коричневым керсунитом → темно зеленым амфиболом → светло-зеленой роговой обманкой → хлоритом в последовательности, которая типична для габбровых пород Печенги. Крупные зерна титаномагнетита замещаются лейкоксеном, сфером и ильменитом. Иногда рудный минерал образует скелетные формы в графическом срастании с пироксеном. Родственная связь габбро-пегматитов с габбро, кроме минералогического состава, подчеркивается и структурными особенностями этих пород. Плагиоклаз развивается в виде удлиненных листов, участками наблюдается пойкилитовая структура.

Пойкилитовые оливиновые габбро-порфиры

Дайки измененных пойкилитовых оливиновых габбро-порфириотов встречены были на участке Пильгуярви. Дайки заливают среди серпентинизированных перидотитов. Зальбанда даек сложены измененной стекловатой породой. Вкраепленники моноклинного пироксена с пойкилитовыми включениями псевдоморфоз хлорита по оливину и основная масса из плагиоклаза, измененного и замещенного агрегатами тонких зерен граната, серпентина и tremolита, развивающихся по оливину и пироксену, слагают оливиновые габбро-порфиры.

Текстура массивная, структура порфировидная. У зальбанда в виде узкой каемки шириной в 0,5 см образуется тонкозернистая порода. Эта порода состоит из чешуек хлорита, мелких пластинок светло-зеленой слюды, отдельных зернышек моноклинного пироксена и псевдоморфоз по оливину, сложенных хлоритом и tremolитом; она, вероятно, возникла за счет раскристаллизации стекловатой основной массы. У пироксена из зальбандов $cNg = 34^\circ$; $2V = +54^\circ$. Первоначально состав породы из зальбанда был близок по составу к пироксеновым оливинитам (Папушис, 1951 г.). На небольшом расстоянии от контакта в зальбантовых полосках появляются вкраепленники измененного плагиоклаза. На рис. 26 изображен метаморфизованный пойкилитовый оливиновый габбро-порфириит.

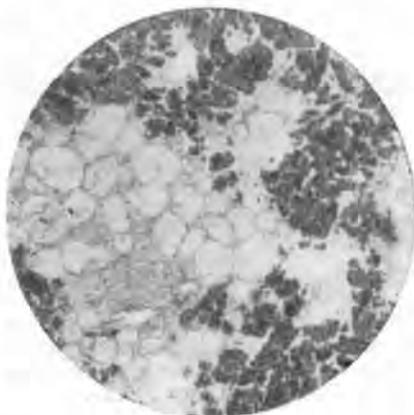


Рис. 26. Метаморфизованный пойкилитовый габбро-порфириит. Зерна хлоритизированного оливина включены внутри больших зерен моноклинного пироксена. Плагиоклаз полностью изменен — замещен агрегатами тонких зерен граната. При одном ник., $\times 30$.

Зерна хлоритизированного оливина пойкилитически включены внутри крупных зерен моноклинного пироксена. Плагиоклаз полностью замещен тонкозернистым агрегатом граната.

Химические анализы пойкилитовых оливиновых габбро-порфириотов и породы из зальбанда дайки приведены в табл. 3 (анализы 45, 49, 50). С пойкилитовыми оливиновыми габбро-порфиритами в тесной связи находятся породы, отличающиеся от описанной группы дайковых пород отсутствием оливина, — это пойкилитовые габбро-порфириты.



Рис. 27. Габбро-порфирит с вкрапленниками призматического моноклинного пироксена, основная масса имеет флюидальную текстуру и состоит из плагиоклаза и пироксена.

При одном ник., $\times 25$.

Макро- и микротекстура в виде неправильных участков среди зерен пироксена. Текстура массивная, местами трахитоидная, структура порфировидная с вкрапленниками пироксена, в основной массе местами хорошо выраженная и заметная только под микроскопом флюидальность.

На рис. 27 изображен габбро-порфирит с вкрапленниками призматического моноклинного пироксена, основная масса имеет флюидальную текстуру и состоит из плагиоклаза и пироксена. Химический анализ габбро-порфириита приведен в табл. 3 (анализ 44). Примерно такие же породы встречены были на участке Пильгуярви, но с менее отчетливой трахитоидностью.

Диабазы

Дайки диабаза имеют наиболее широкое распространение по сравнению с другими породами. Дайки интенсивно измененного диабаза с разложенным плагиоклазом и пироксеном встречены были в районе горы Каула. Анализы 42 и 43 (табл. 3) соответствуют составу дайки диабаза из центральной и краевой части с горы Каула. Дайка диабаза известна на участке Репшетчики, более десятка даек диабаза известно в районе участка Пильгуярви в различных породах дифференцированных интрузивных тел.

Минералы, слагающие диабазы: измененный лейстовый плагиоклаз, альбитизированный и соссюритизированный, частично хлоритизированный. Иногда внутри зерен измененного плагиоклаза встречаются мелкие

Габбро-порфириты

Габбро-порфириты известны на горе Каммикиви и залегают в габбро. Минералогический состав — альбитизированный плагиоклаз, моноклинный пироксен, в небольшом количестве и неправильно распределенный в породе калиевый полевой шпат, роговая обманка, хлорит, лейкоксен по рудному минералу, мелкозернистая сульфидная вкрапленность, акцессорные минералы — апатит. У моноклинного пироксена $Ng-Np=0.027$; $cNg=43$; $2V=+47^\circ$. В пироксенах розовато-фиолетового цвета с неравномерной окраской $2V$ в центральной части зерен пироксена $+47^\circ$, с краю $+41^\circ$; $cNg=41^\circ$; $Ng-Np=0.029$.

Красновато-коричневая роговая обманка

в виде неправильных участков среди зерен пироксена. Текстура

массивная, местами трахитоидная, структура порфировидная с вкрапленниками пироксена, в основной массе местами хорошо выраженная и заметная только под микроскопом флюидальность.

антитерритовые вrostки калиевого полевого шпата. Часто пироксен очень хорошо сохраняется, розоватый или бесцветный ($cNg = 40, 40, 44^\circ; 2V = +49, 51, 55^\circ; Ng - Np = 0.018, 0.025, 0.025$), частично амфиболизированный и хлоритизированный. Рудный минерал — лейкоксенизированный титаномагнетит. Структура пойкилофитовая (преобладает), офитовая и реже своеобразная, несколько напоминающая структуру лампрофиров с листовыми формами плагиоклаза и удлиненно призматическим моноклининым пироксеном.

Нередко в зальбандах диабазовых даек в виде узких каемок в несколько миллиметров и реже несколько сантиметров шириной встречаются богатые стеклом более темные породы, содержащие редкие и мелкие вкрапленики пироксена, редко свежего, чаще замещенного зеленой роговой обманкой или хлоритом, вкрапленики разложенного плагиоклаза и пластинки титаномагнетита.

На участке Пильгуярви среди диабазов встречаются разновидности, имеющие порфировидный облик с вкраплениками листового измененного плагиоклаза до 10 см в длину. Эти разновидности можно назвать диабазовыми порфиритами. Некоторые участки диабазовых порфиритов иногда подвергаются интенсивной эпидотизации.

Пироксено-гранатовые породы, развивающиеся за счет метаморфизма диабазов

Пироксено-гранатовые породы известны в двух дайках на горе Каула и на горе Котсельваара. Обе дайки залегают в серпентинизированных перидотитах. Порода светло-зеленого цвета и мелкозернистого сложения рассеивается гранатовыми жилками. Коротко призматические кристаллы моноклининого пироксена с призматической спайностью и отдельностью по первому и второму пинакоидам (диопсид, $Ng - Np = 0.027 - 0.034; cNg = 38 - 42^\circ; 2V = +41 - 59^\circ$; Н. Елисеев и Папушис, 1952). Плагиоклаз у зальбандов даек нацело замещен хлоритом, а на небольшом расстоянии от зальбандов замещается тонкозернистыми агрегатами граната (показатель преломления равен 1.737 — почти чистый гроссуляр). Гранат в жилках бесцветный и розовый, показатель преломления бесцветного граната 1.760, розового — 1.775. Бесцветный гранат изотроший, розовый обладает аномальной интерференционной окраской. Структура породы реликтовая — офитовая.

Узкая эндоконтактовая зона шириной в несколько миллиметров сложена измененным порфиритом с вкраплениками моноклининого пироксена и хлоритизированного плагиоклаза, основная масса из разложенного стекла с мелкими зернами пироксена и разложенного плагиоклаза. Листы вкраплеников плагиоклаза располагаются параллельно поверхности контакта. Химические анализы пироксено-гранатовой породы из центральной части дайки и из зальбанда приведены в табл. 3 (анализы 48 и 49).

Эссекситовые диабазы

Дайки эссекситовых диабазов наряду с диабазами имеют наиболее широкое распространение по сравнению с другими дайковыми породами на участке Пильгуярви. Дайки эссекситовых диабазов встречены были также на участке Мирона.

По внешнему виду эссекситовые диабазы похожи на диабазы, от которых отличаются при микроскопическом изучении наличием калиевого полевого шпата, развивающимся преимущественно в виде каемок вокруг

плагиоклаза или в виде большого количества мелких антипертитовых вrostков и, наконец, в редких случаях в виде самостоятельных зерен. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз, моноклинный пироксен, подчиненное значение имеет калиевый полевой шпат, в небольшом количестве лейкоксенизированный титаномагнетит. Плагиоклаз в виде довольно хорошо ограниченных лейст, измененный, дезанортитизированный (альбит), калиевый полевой шпат — ортоклаз ($\perp 001 Ng = 89^\circ, Nm = 7^\circ, Np = 84^\circ$ в каемках; $\perp 001 Ng = 88^\circ, Nm = 7^\circ, Np = 86^\circ$ в антипертитовых вrostках).

Каемки калиевого полевого шпата составляют продолжение кристаллов плагиоклаза и также хорошо ограничены, находятся в гомоосевом срастании с плагиоклазом. Моноклинный пироксен в большинстве случаев в значительной части хорошо сохранился ($cNg = 44^\circ, 2V = +50^\circ; Ng - Np = -0.025$; авгит; $cNg = 43^\circ, 2V = +50^\circ; Ng - Np = 0.024$), частично замещен зеленой роговой обманкой, полихроирующей в буроватых и зеленых тонах, хлоритом, по которому развиваются мелкие пластинки зеленого биотита. Структура пойкилофитовая, отличающаяся от обычной пойкилофитовой структуры в диабазах тем, что пироксен имеет форму удлиненных и довольно хорошо ограниченных призматических кристаллов, которые пойкилитически прорастают лейстами плагиоклаза. Реже встречается гипидиоморфная структура, в особенности хорошо выраженная в разновидностях, содержащих в небольшом количестве кварц, который развивается мезостатически и резко ксеноморфен по отношению к другим минералам.

Так же как и в диабазовых дайках, в зальбандах иногда наблюдаются узкие каемочки, первоначально сложенные стеклом с редкими мелкими вкрапленниками измененного плагиоклаза с антипертитовыми вrostками калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена. Стекло обладает слабой степенью раскристаллизации и состоит из тонкозернистых агрегатов соссюритизированного плагиоклаза и мелких зерен измененного пироксена, замещенного мелкими чешуйками хлорита. Довольно много мелких зерен рудного минерала.

Сиениты и кварцодержащие сиениты

По внешнему виду сиениты и кварцодержащие сиениты афанитовые породы светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Размер зерен 0.5 мм. Главные минералы — измененный дезанортитизированный плагиоклаз и калиевый полевой шпат (ортоклаз, $\perp 010 Ng = 2^\circ, \perp 001 Nm = 5^\circ$).

Плагиоклаз в виде коротко столбчатых кристаллов с хорошей оканкой по краям обрастает широкими каемками калиевого полевого шпата (каемки типа антирапакиви); калиевый полевой шпат в каемках находится в гомоосевом срастании с плагиоклазом, реже наблюдаются самостоятельные зерна калиевого полевого шпата. Иногда калиевый полевой шпат замещается шахматным альбитом. Цветной минерал представлен моноклинным пироксеном в виде мелких зерен, значительная часть которых сложена свежим пироксеном, в меньшей степени пироксен замещен амфиболом и чаще хлоритом. По хлориту развиваются тонкие чешуйки вторичного зеленого биотита. По плагиоклазу развиваются цоизит и хлорит. По химическому составу кварцодержащие сиениты (табл. 3, анализ 52) близки к сиенитам.

Кварцевые сиениты

Кварцевые сиениты — тонкозернистые породы, сходные с сиенитами и кварцодержащими сиенитами, отличаются повышенным содержанием

кварца (10—15%). Минералогический состав — измененный, дезанортитизированный плагиоклаз, калиевый полевой шпат, цветной минерал, кварц, небольшое количество титаномагнетита и сфена, из вторичных минералов: эпидот, цоизит, хлорит, кальцит, пумпеллит — ярко-зеленый минерал со слабым полихроизмом в ярко-зеленых и желтых тонах иногда с аномально интерференционной окраской. Преобладающими минералами являются полевые шпаты.

Количество цветного минерала не превышает 15—20%. Плагиоклаз в виде коротко столбчатых, хорошо ограниченных кристаллов часто с каемками калиевого полевого шпата, который частично замещен шахматным альбитом и, кроме того, слагает самостоятельные зерна. Плагиоклаз часто замутнен мельчайшими зернами цоизита и реже эпидота, вокруг зерен эпидота развиваются зерна пумпеллита, часть пумпеллита возникает за счет цветного минерала. Цветной минерал представлен буровато-зеленым амфиболом, который замещается актинолитом и хлоритом.

Структура характеризуется призматическими формами кристаллов плагиоклаза, неправильными формами развития цветного минерала и резким ксеноморфизмом кварца.

Сиенито-граниты

Сиенито-граниты сходны с кварцевыми сиенитами. Макроскопически тонкозернистые породы светлые, зеленовато-серые. Главными минералами являются узкие и длинные листы плагиоклаза и такой же формы листы калиевого полевого шпата часто в виде простых двойников по альбитовому закону. Калиевый полевой шпат частично замещается шахматным альбитом. Плагиоклаз — альбит. В качестве цветного минерала светло-коричневый биотит в виде мелких чешуек, около агрегатов которого развивается пумпеллит ярко-зеленого цвета, полихроирует в ярко-зеленых и желтоватых тонах, иногда хорошо видна аномальная интерференционная окраска. В небольшом количестве присутствуют рудный минерал вместе со сферулитами, эпидот, кальцит. Количество кварца с ксеноморфными очертаниями зерен примерно равное 15—20%.

Структура породы характеризуется резким идиоморфизмом полевых шпатов и ксеноморфизмом других минералов, в особенности кварца. В табл. 3 (анализ 51) приведен химический анализ граносиенита, близкого по составу к трахиапаритам.

Гранофиры

Дайка гранофира встречена была в одном случае на участке Пильгуярви. Макроскопически это светлая среднезернистая порода с большим количеством кварца. Породу слагают калиевый полевой шпат, часто в значительной степени прорастающий графическими вростками

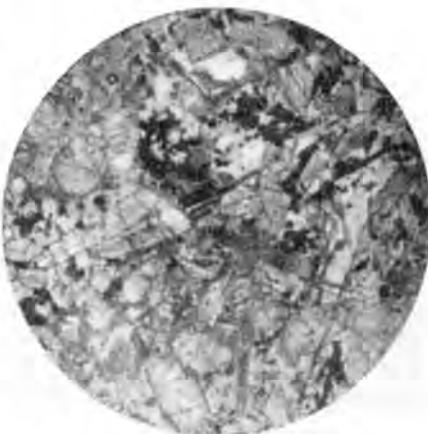


Рис. 28. Фурти. При одном ник., $\times 30$.

кварца. В подчиненном количестве встречается альбит и шахматный альбит. Кварц, кроме того, слагает крупные самостоятельные зерна в промежутках между зернами полевого шпата. Цветной минерал представлен редкими мелкими зернами буровато-зеленого амфибала, агрегатами вторичного биотита в виде мелких чешуек и хлорита. В небольшом количестве эпидот и мелкие зерна рудного минерала. Структура гипидиоморфная и участками графическая.

Мончикиты

Дайка мончикита встречена на Кауле, в керне буровой скважины среди диабазов четвертого покрова. Почти черная порода состоит в основном из титан-авгита, псевдоморфоз хлорита по оливину, небольшого количества мелких зерен зеленой роговой обманки, tremолита и лейкоксена. Титан-авгит развивается преимущественно в виде вкраплеников с пойкилитовыми включениями измененного оливина. Структура порфировидная.

Фурчиты

Фурчиты обнажаются на склоне горы Каммикиви выше старого карьера. Темно-зеленую породу слагают титан-авгит, красновато-коричневая роговая обманка, лейкоксен и хлорит. Призматические кристаллы титан-авгита имеют пятнистую окраску от бесцветной до розовой с фиолетовым оттенком. Количественный минералогический состав породы следующий: во вкраплениках 29% титан-авгита, 4% роговой обманки и 12% лейкоксенизированного рудного минерала. Основная масса состоит из волокнистой роговой обманки, хлорита и небольшого количества кварца. На рис. 28 изображен фурчит. Химический анализ фурчита приведен в табл. 3 (анализ 46).

Глава 9

КОНТАКТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Эндоконтактные изменения наблюдаются как в лежачем, так и в висячем боку наклонных дифференцированных интрузивных тел. Мощность зон эндоконтактных изменений небольшая и обычно не превышает нескольких метров. Экзоконтактные изменения слабые, о чем говорит почти полное отсутствие контактных роговиков. Мощность экзоконтактных зон большая по сравнению с мощностью эндоконтактных зон.

Эндоконтактные изменения ультраосновных пород

Эндоконтактные изменения ультраосновных пород встречаются в лежачем боку дифференцированных интрузивных тел. Мощность зоны эндоконтактных изменений достигает до 20 м. В ультраосновных породах — пироксеновых оливинитах и перидотитах — наблюдается увеличение количества амфибала по мере приближения к контакту. Намечается три зоны измененных пород: 1) зона измененных перидотитов с реликтами пойкилитовой структуры; 2) зона порфиробластических пород, обогащенных крупнопористальным амфиболом (размерами до 1.5—2 см в длину), и 3) зона мелкозернистых роговообманковых пород с нематобластической структурой у непосредственного контакта с вмещающими породами.

Амфибол главный минерал в эндоконтактных породах; имеется несколько разновидностей его. В частности, в эндоконтактных породах

красновато-коричневый амфибол встречается в большем количестве по сравнению с перидотитами в удалении от контакта. Кроме такого амфибала, имеется более светлая коричневато-желтая роговая обманка, светло-зеленая роговая обманка и бесцветный тремолит. Все эти минералы последовательно замещают один другого.

У контакта с вмещающими породами красновато-коричневый амфибол совершенно исчезает, здесь развивается преимущественно светло-зеленая роговая обманка с подчиненным значением бесцветного тремолита. Местами сохраняются реликты первичного моноклинного пироксена, кроме того, встречаются псевдоморфозы серпентина и хлорита по оливину, небольшое количество темно-коричневого биотита. Хлорит, который после амфиболов является важнейшим минералом представлен двумя разновидностями — яркоокрашенным хлоритом, полихроющим от сине-зеленого до оранжевого и очень слабоокрашенным, почти бесцветным. В эндоконтактных перидотитах наблюдается обогащение мелкими зернами лейкоксена, оно происходит, вероятно, за счет титансодержащего пироксена. В небольшом количестве попадаются тальк и карбонаты. Почти всегда встречаются сульфиды. Вейринен называл такие породы авгито-амфиболовыми серпентинитами.

На рис. 29 изображена эндоконтактная разновидность серпентинизированного перидотита с сохранившимися в значительной степени удлиненными призмочками моноклинного пироксена и пацело замещенного серпентином и хлоритом оливина. Химический анализ эндоконтактной разновидности перидотитов приведен в табл. 3 (анализ 26).

Эндоконтактные эссекситовые габбро в висячем боку дифференцированных интрузивных тел. Макроскопически эндоконтактные эссекситовые габбро представляют собой тонкозернистые породы с размером зерен менее 1 мм. Отмечены постепенные переходы от эссекситовых габбро к эндоконтактным породам. Зона эндоконтактных изменений измеряется от одного до нескольких метров, что хорошо можно проследить местами на участке Пильгурви. Светлый оттенок эндоконтактных пород объясняется повышением количества полевых шпатов, достигающего 75—80%. Резко преобладающий минерал — измененный альбитизированный плагиоклаз, в небольшом количестве встречаются хлорит (за счет разложения цветных минералов и отчасти за счет плагиоклаза), калиевый полевой шпат, кварц, рудные минералы титаномагнетит и магнетит и сульфиды. Калиевый полевой шпат обнаружен в виде каемок вокруг плагиоклаза и в виде самостоятельных зерен. Количество калиевого полевого шпата варьирует. Кварц развивается или в виде самостоятельных зерен, или в графических срастаниях с калиевым полевым шпатом и реже с плагиоклазом, количество кварца варьирует в довольно широких пред-



Рис. 29. Эндоконтактовый серпентинизированный перидотит. Оливин пацело замещен серпентином и хлоритом. Моноклинный пироксен призматической формы в значительной степени сохранился. При одном ник., $\times 25$.

лах, в соответствии с чем состав эндоконтактных пород изменяется от кварцевых эсекситовых габбро до кварцевых сиенитов. Текстура породы массивная, структура близка к порфировидной, участками гранофирировая.

Химические анализы эндоконтактных пород из висячего бока дифференцированных интрузий приведены в табл. 3 (анализы 23—25).

Контактные изменения вмещающих пород

Контактные изменения вмещающих горных пород под влиянием интрузивных дифференцированных тел обычно довольно слабые, в результате контактных изменений возникают главным образом альбитовые узловатые

сланцы (спилозиты), реже адинолы и в виде исключения контактные роговики. К числу экзоконтактных образований относятся своеобразные гранофирировые породы, изученные Б. И. Папушис (1951 г.) по образцам с горы Каула, на глубине 184—188 м и хлоритовые сланцевые породы на контакте ультраосновных пород с филлитами.



Рис. 30. Спилозит. Сланцеватая текстура сохранилась. В узлах скопления мелких зерен альбита, местами сульфиды. При одном ник., $\times 15$.

кварца и хлорита. Иногда в центральной части желваков находятся зерна сульфидов. Основная ткань породы состоит из хлорита с примесью мелких зерен альбита, кварца, хлорита, редких зерен актинолита. Более светлые и прозрачные узлы имеют резкие границы с замутненной основной тканью. Слабее измененные по сравнению со спилозитами породы представляют собой пятнистые сланцы.

На рис. 30 изображен спилозит. Сланцеватая текстура сохранилась. В узлах скопления мелких изометрических зерен альбита, местами в центральной части узлов скопления зерен сульфидов.

Адинолы

Плотные светлые породы, отличающиеся от спилозитов более плотным сложением и почти полным отсутствием сланцеватости. В состав адинолов входят альбит, кварц, хлорит, редкие иглы актинолита, зерна лейкоксена, карбонат. Согласно Н. А. Елисееву (1947 г.), альбит в спилозитах и адинолах возникает при собирательной перекристаллизации филлитов, которые содержали большое количество альбита, а не метасоматически за счет изменений, вызываемых основными и ультраосновными интрузиями. Химический анализ спилозитов приведен в табл. 3 (анализ 55).

Измененные диопсидо-плагиоклазовые роговики

Роговики встречены были в некоторых местах участка Пильгуярви на контакте с габбро. По внешнему виду это мелкозернистые породы со следами слоистости, более мелкозернистые прослои состоят из диопсида и измеченного, альбитизированного плагиоклаза. Относительно более крупнозернистые прослои состоят из диопсида и эпидота (20% Fe_2O_3). Структура роговиковая. На рис. 31 изображен диопсидо-плагиоклазовый роговик с гранобластической структурой.

Слюдяные кварцевые сиениты с гранофировой структурой

Слюдяные кварцевые сиениты с гранофировой структурой встречены были на участке Каула (Папушис, 1951 г.), около контакта дифференцированного интрузивного тела с вмещающими породами, скважина пересекла кварцевые сиениты на протяжении около 4 м. Макроскопически плотная порода светло-серого цвета с вкраепленностью сульфидов. Минералогический состав породы: альбит, калиевый полевой шпат, кварц хлорит, сфеен, сульфиды. Зерна альбита окружены широкими каймами гранофира. Калиевый полевой шпат в виде самостоятельных зерен и в графическом срастании с кварцем. Структура гранофировая.

В табл. 3 (анализ 41) приведена химическая характеристика гранофира.

Хлоритовые сланцы на контакте филлитов с ультраосновными породами

Сланцы возникают за счет изменения филлитов. Под микроскопом почти мономинеральная порода, кроме хлорита, встречаются мелкие зерна лейкоксена. Скопления зерен лейкоксена располагаются по сланцеватости сланцев.

Выделяются четыре разновидности хлорита, различающиеся по цвету, полихроизму, знаку удлинения и по интерференционной окраске: светло-зеленый, почти изотропный хлорит, две другие разновидности хлорита обладают светло-зеленым цветом с низким двупреломлением, одна с положительным удлинением и низкой аномальной интерференционной окраской с темно-фиолетовыми оттенками (пепини), другая с отрицательным удлинением и низкой интерференционной окраской с желтовато-зелеными оттенками (клинохлор). Четвертая разновидность хлорита бледно-зеленого цвета с отрицательным удлинением и несколько более высоким двупреломлением (рипидолит, по Папушис, 1951 г.), вероятно, представляет наиболее позднее образование и встречается в жилах, секущих породу. Текстура сланцеватая, структура лепидобластическая.

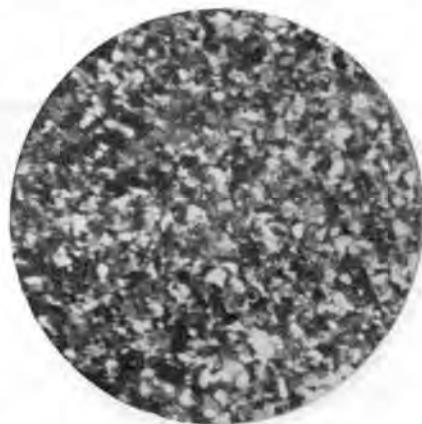


Рис. 31. Диопсидо-плагиоклазовый роговик. Ник.+, $\times 25$.

Глава 10

ИЗМЕНЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ВЛИЯНИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Гидротермальный метаморфизм пространственно приурочен к тектонической зоне, рассекающей интрузивные тела и вмещающие туфогенико-осадочные породы. Тектоническая зона наклонена примерно на юг, гидротермальные изменения различных горных пород проявляются в висячем боку тектонической зоны, наиболее интенсивные гидротермальные изменения происходят в непосредственном контакте с тектонической зоной и постепенно затухают по мере удаления от нее.

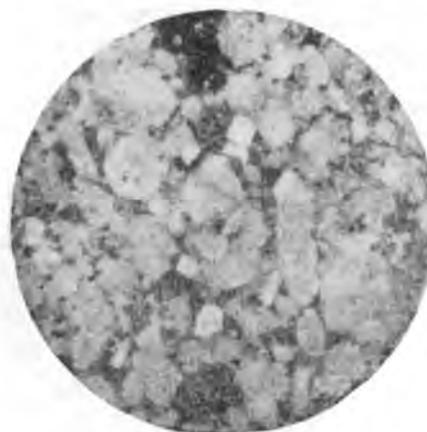


Рис. 32. Хлорито-тальковая порода (измененный пироксеновый оливин-нит) с сохранившейся гипидиоморфной структурой. Ник.+, $\times 25$.

магнетит, иногда попадается в очень измененных породах встречаются реликты трепелита, в единичных случаях встречаются зерна красновато-коричневой роговой обманки.

Биотит замещается светло-зеленой слюдой. Местами тальк замещается карбонатом, нередко присутствует не одна разновидность карбонатов — мезитит или анкерит и кальцит. Текстура сланцеватая или массивная. Для структуры характерна частая сохранность следов реликтовой структуры магматической породы, даже среди интенсивно рассланцованных пород встречаются участки с сохранившейся реликтовой структурой. Структура рассланцованных пород лепидобластическая благодаря наличию большого количества пластинок и чешуек талька; карбонаты развиваются часто в виде порфиробластов.

По преобладанию различных минералов и структуре различаются следующие разновидности измененных ультраосновных пород (Папушис,

Гидротермальные изменения перидотитов и пироксеновых оливинитов

Макроскопически интенсивно изменившиеся породы отличаются от серпентинизированных перидотитов и серпентинитов; они более светлые, жирные на ощупь и часто рассланцованны. Главными минералами являются тальк, хлорит, карбонаты и тремолит, постоянно присутствуют сульфиды и



Рис. 33. Серпентино-тальковая порода (измененный перидотит) с сохранившейся пойкалитовой структурой. Ник.+, $\times 25$.

1951 г.): 1) интенсивно оталькованные породы с реликтовой структурой, участками сохраняется серпентин, большая часть которого замещена

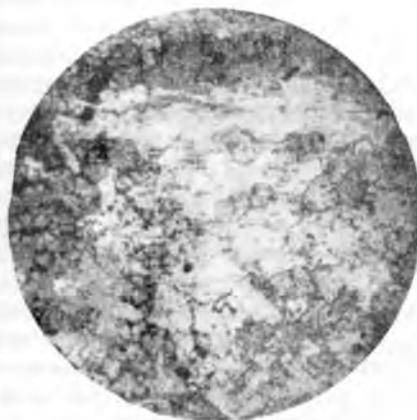


Рис. 34. Тальковый сланец с порфиробластами карбоната. При одном ник., $\times 25$.



Рис. 35. Тальково-карбонатная порода с зернами сульфидов (черное). Ник.+, $\times 25$.

тальком и карбонатом; 2) хлорито-тальковые породы со следами реликтовой структуры; 3) хлорито-тальковые сланцы; 4) тальково-хлоритовые породы (хлорит преобладает); 5) тальковые сланцы; 6) карбонатно-тальковые сланцы с лепидобластической структурой.

На рис. 32—36 приводятся различные породы, возникшие при гидротермальном метаморфизме ультраосновных пород. На рис. 32 изображена хлорито-тальковая порода с хорошо сохранившейся реликтовой гипидиоморфной структурой пироксенового оливинита. На рис. 33 видна тальково-серпентиновая порода с отчетливо выраженной реликтовой пойкилитовой структурой, судя по которой можно установить, что первоначально это был перидотит. На рис. 34 представлен тальковый сланец, по тальку развиваются порфиробласти карбоната, в тальково-карбонатной породе включены зерна сульфидов (черное, рис. 35). Местами сохранились следы реликтовой структуры, ультраосновной породы.

На рис. 36 изображена тальковая порода с порфиробластами карбоната.

Химический анализ хлорито-тальковой породы приведен в табл. 3 (анализ 27).

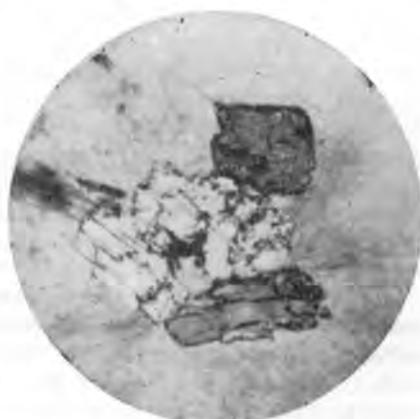


Рис. 36. Тальково-карбонатная порода с порфиробластами карбоната. Ник.+, $\times 25$.

Интенсивно метаморфизованные пироксениты (хлорито-роговообманковые породы)

Макроскопически породы имеют зеленовато-серый цвет. Главными минералами являются: роговая обманка и хлорит, второстепенными — лейкоксен, сфен, карбонаты и сульфиды, в очень небольшом количестве кварц и биотит. Амфибол, главным образом tremolit, развивается в виде призмочек, реже выполняет вместе с хлоритом псевдоморфозы по пироксену. Реже встречается бурая роговая обманка, зеленая роговая обманка и актинолит, исключительно редко наблюдаются мелкие зерна красновато-буровой роговой обманки. Кроме tremolита и хлорита, внутри псевдоморфоз по пироксену иногда развивается карбонат. Основная ткань между псевдоморфозами по пироксену состоит из чешуек хлорита и зерен карбоната. Количество роговой обманки варьирует в широких пределах, почти мономинеральные роговообманковые породы встречаются редко.



Рис. 37. Амфиболово-хлоритовая порода (измененный пироксенит) с реликтовой структурой. Ник.+, $\times 25$.

Лейкоксен замещает псевдоморфозы по скелетным кристаллам рудного минерала — ильменита и, кроме того, развивается в виде мелких округлых зерен вместе с зернами сфена в основной ткани. Измененные пироксениты почти всегда обогащены магнетитом и сульфидами. Текстура большей частью массивная, реже сланцевая. Структура порфириобластическая с лепидобластической или нематобластической основной тканью. В рассланцованных породах, сложенныхным образом роговой обманкой, структура нематобластическая.

На рис. 37 представлена амфиболово-хлоритовая порода, возникшая при метаморфизме пироксенита. Сохранилась первичная структура пироксенита. На рис. 38 изображен амфиболизированный широксенит, по минералогическому составу отвечающий амфиболиту. Химический анализ хлорито-роговообманковой породы (измененного пироксенита) приведен в табл. 3 (анализ 28).

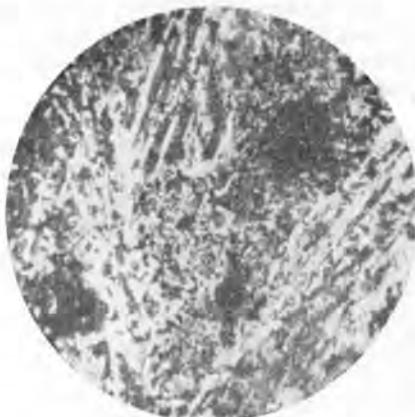


Рис. 38. Амфиболизированный пироксенит (амфиболит). Ник.+, $\times 25$.

Интенсивно метаморфизованные габбро

Макроскопически плотные, среднезернистые зеленовато-серые породы, редко крупнозернистые. Главные минералы плагиоклаз и пироксен, замещенные агрегатами хлорита, кварца и карбоната. Пироксен замещается

хлоритом с подчиненным количеством карбоната и небольшим количеством кварца. В некоторых случаях по краям псевдоморфоз по пироксену развивается бледно окрашенная актинолитовая роговая обманка. Псевдоморфозы по плагиоклазу выполнены хлоритом и карбонатом, преобладает хлорит. Когда реликтовая структура не сохраняется, порода состоит из хлорита, карбоната и кварца и имеет гранобластическую структуру. Обычно хорошо сохраняются скелетные формы рудного минерала, замещенного лейкоксеном, что служит хорошим признаком, позволяющим отличить продукты метаморфизма, возникшие за счет габбро, от других метаморфических пород. Встречаются разновидности метаморфизованных габбро, состоящие из хлорита и скелетных участков из лейкоксена. Лейкоксен замещается сульфидами. Различаются несколько разновидностей хлорита, преимущественно — пеннин и клинохлор. Текстура массивная, реже сланцеватая. Структура лепидобластическая со следами реликтовой.

На рис. 39 изображена кварцево-карбонатно-хлоритовая порода, возникшая при гидротермальном метаморфизме габбро. Несмотря на интенсивный метаморфизм, хорошо сохранилась реликтовая структура габбро.

Химические анализы метаморфизованных габбро приведены в табл. 3. Анализ 29 относится к кварцево-карбонатно-хлоритовой породе с небольшим количеством лейкоксена и мелкозернистой структурой, анализ 30 относится к хлоритовой породе со сланцеватой текстурой.

К числу пород, возникших в результате замещения сульфидами, относятся серые руды, образовавшиеся в результате метасоматического замещения сульфидами серпентинитов и измененных перidotитов. Описание этих пород приводится в характеристике сульфидных руд (см. стр. 243).

Гидротермально метаморфизованные вмещающие породы

Вместе с изверженными породами гидротермальному метаморфизму подвергаются и вмещающие породы, что обычно сопровождается осветлением пород.

Интенсивно метаморфизованные породы осадочно-туфогенной толщи

Изменения выражаются в карбонатизации, серicitизации, хлоритизации, окварцевании, обогащении сульфидами и в развитии тонких гидротермальных жилок, сложенных кварцем с подчиненными количествами адуляра, альбита, карбоната, хлорита, сульфидов. Можно выделить следующие разновидности метаморфизованных пород: серicitовые сланцы или серicitовые филлиты, хлорито-карбонатные и карбонатные породы, кварцитовидные сланцы.



Рис. 39. Кварцево-карбонатно-хлоритовая порода (изменение габбро) с сохранившейся реликтовой структурой габбро. Ник.+, $\times 25$.

Серicitовые сланцы отличаются от филлитов большим количеством серицита и состоят из серицита, хлорита, кварца, альбита, лейкоксена и небольших обычно количеств сульфидов.

Хлорито-карбонатные породы это мелкозернистые породы, состоящие главным образом из хлорита и карбоната. Часть таких пород возникла, вероятно, за счет изменения туфов. Точно так же в некоторых случаях карбонатные породы представляют карбонатизированные туфы, в пользу чего говорит наличие обломков туфов.

Кварцитовидные сланцы характеризуются преобладанием мелких зерен кварца над другими минералами — хлоритом и серицитом.

Такие породы упоминаются Н. Ф. Гончарик (1945 г.) при описании окорудных изменений на горе Каула.

К числу интенсивно метаморфизованных пород относится оруденелая тектоническая брекчия, которая представляет одну из разновидностей богатых руд (см. стр. 244).

Глава 11

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ

Для дифференцированных интрузивных тел весьма типичны следующие гидротермальные жилы: серпентиновые, магнетито-серпентиновые, tremolитовые, карбонатно-tremolитовые, карбонатные, хлоритовые, тальковые, магнетитовые, эпидотовые, аксинитовые, сульфидные. В туфогенно-осадочных породах известны следующие гидротермальные жилы: кварцевые, кварцевые с альбитом и адуляром и редко с ярозитом, агрегаты зерен которого развиваются вокруг зерен сульфидов. Большое разнообразие гидротермальных жил обнаружено было в нескольких местах в районе Пильгуйярви, впервые описанных Б. И. Папушис (1948 и 1951 гг.): плагиоклазово-пироксеновые, пироксеновые, биотито-гранато-пироксеновые, везувиано-гранато-пироксеновые, пироксено-гранатовые, пироксено-хлоритовые. Мощность жил обычно не превышает нескольких сантиметров и в единичных случаях достигает 50 см.

Плагиоклазово-пироксеновые жилы мощностью до 6 см рассекают серпентинизированные плагиоклазовые перidotиты с реликтами оливина. Минералогический состав жилы: серицитизированный и хлоритизированный плагиоклаз, бесцветный моноклинный пироксен (диопсид), гранат, хлорит, отдельные зерна красновато-коричневой роговой обманки, редкие зерна сфена, циркон (?), клиноцизит. Плагиоклаз и пироксен замутнены.

Пироксеновые жилы встречаются редко и содержат, кроме пироксена, небольшое количество хлорита. Мощность жил от 0,5 до 1 см. Макроскопически жильная порода белого или розоватого цвета. Удлиненные кристаллы пироксена до 5 см в длину. У пироксена $Ng-Np=0.025-0.033$; $cNg=39-40^\circ$; $Ng=1.699-1.709$; $Np=1.670-1.676$; $2V=+51-54^\circ$. Диопсид.

Биотитовые жилы содержат небольшое количество моноклинного пироксена, разложенного амфибола, серпентин, хлорит. Мощность жил до нескольких сантиметров, размер пластинок слюды до 8–10 мм в поперечнике. Биотит полихроирует от красновато-коричневого до светлого коричневато-желтого. Пластинки биотита по краям замещаются хлоритом.

Биотито-гранато-пироксеновые жилы содержат, кроме перечисленных минералов, светло-бурую роговую обманку, хлорит и титаномагнетит со скелетными формами кристаллов. Структура жилы зональная, по краям жилы располагаются оторочки из скоплений крупных пластинок красновато-коричневого биотита. Две разновидности моноклинического пироксена: в виде удлиненных призматических кристаллов до 3—4 мм в длину, располагающихся поперек к стенкам жилы, и зерен зеленого пироксена. Пироксен замещается светло-бурой роговой обманкой. Нередко встречаются радиально-лучистые сростки призмочек пироксена, внутри которых попадаются зерна граната. Пироксен и роговая обманка внутри жилы замещаются почти бесцветным хлоритом — клинохлором. Гранат — гроссуляр с зернами изометрической формы развивается между кристаллами пироксена и пластинками биотита.

Везувиано-гранато-пироксеновые жилы, кроме указанных минералов, содержат хлорит и акцессорный апатит. Встречаются две разновидности везувиана: одна буревато-красного цвета (под микроскопом кремово-розовый или бесцветный); другая зеленого цвета (под микроскопом бесцветный) в виде жилок рассекает буревато-красный везувиан. Для зеленого везувиана показатель преломления равен 1.717. Зерна граната и пироксена рассекаются жилками везувиана. Моноклинный пироксен в виде крупных призматических кристаллов. Титаномагнетит часто по краям образует лейкоксеном, реже полностью замещается лейкоксеном. Призмочки апатита до 2 мм в длину. Местами тонкие карбонатные жилки.

Пироксено-гранатовые жилы сложены пироксеном и гранатом, количество которых варьирует, преобладает то один, то другой минерал. В небольшом количестве встречаются хлорит, титаномагнетит, из акцессорных — апатит. Среди мелких изометрических зерен граната располагаются лучистые агрегаты призмочек пироксена размерами до 3—5 мм в длину. Пироксен местами по трещинкам замещается агрегатами мелких зернышек граната. Иногда внутри крупных кристаллов пироксена имеются включения псевдоморфоз граната по плагиоклазу. Под микроскопом гранат бесцветный, реже буревато-розовый.

На рис. 40 изображена пироксено-гранатовая жила. Гранат в виде агрегатов изометрических зерен, пироксен образует скопления тонких призматических зерен местами со сферолитовой структурой.

Пироксено-хлоритовые жилы зеленого цвета с крупными кристаллами моноклинного пироксена светло-серого цвета. Вторичные минералы амфибол, биотит, сфен, титаномагнетит и сульфиды. Жилы имеют зональное строение, призмочки пироксена до 1 см в длину располагаются перпендикулярно стенкам жилы. Количество хлорита варьирует. В жилах, не имеющих зонального строения, в хлоритовой массе

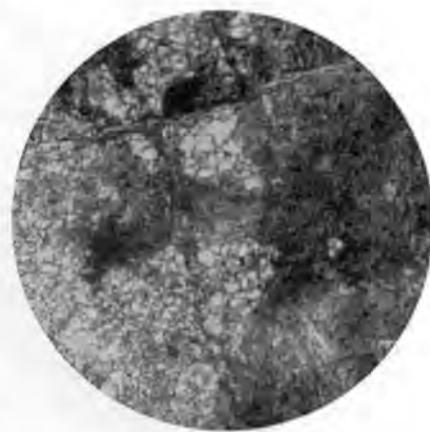


Рис. 40. Пироксено-гранатовая жила. Изометрические зерна граната и удлинено призматические моноклинного пироксена. При одном ник., $\times 30$.

располагаются лучистые агрегаты пироксена. Кроме пироксена, встречаются светло-бурый и бесцветный амфиболы.

Различаются несколько разновидностей хлорита, три из них почти бесцветны: клинохлор, пенинин и почти изотропный хлорит. Четвертая разновидность хлорита — полихроичный пенинин с цветами полихроизма от бледно-зеленого по *Ng* до бледно-желтого по *Nr*. Пластиинки хлорита развиваются в виде крупных пластинок или радиально лучистых срастаний. В некоторых жилах количество апатита достигает нескольких процентов. Кроме титаномагнетита, в жилах встречаются в небольшом коли-

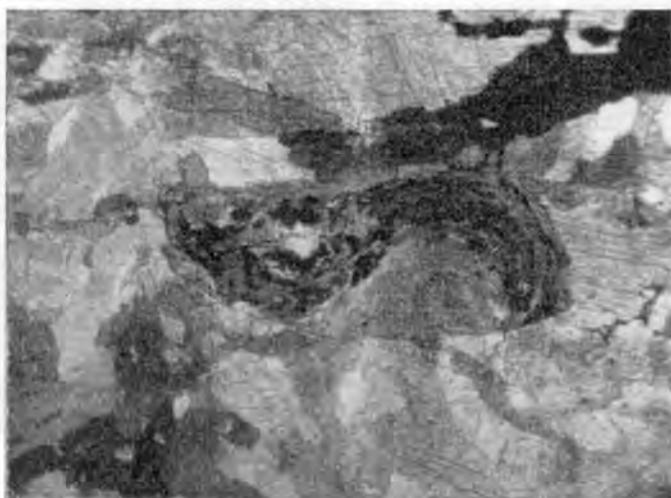


Рис. 41. Карбонатная жила с обломком — ксенолитом оруденелого филлита. Внутри обломка хорошо видна S-образно изгибающаяся сланцеватость. Зерна карбоната имеют массивную текстуру без закономерной ориентировки зерен.
Гора Каула.

чество сульфиды. Тонкие хризотиловые жилки рассекают пироксено-хлоритовые жилы.

Серпентиновые жилы имеют очень широкое распространение в ультраосновных породах, кроме серпентиновых жилок, имеются магнетито-серпентиновые. Мощность жил от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Серпентин — антигорит или хризотил, тонкочешуйчатые антигоритовые жилы имеют меньшее распространение по сравнению с тонковолокнистыми хризотиловыми. В хризотиловых жилах волокна хризотила располагаются поперек к стенкам жилы. В магнетито-хризотиловых жилах магнетит слагает среднюю часть жил, а серпентин располагается по краям жилы. Перистые трещины в жилах выполнены магнетитом. Среди серпентиновых жил встречаются жилы светло-голубого цвета и с плотным сложением, почти аморфные (серпофит). Под микроскопом жила сложена агрегатом тончайших чешуек серпентина, которые иногда образуют сферолитовые срастания. Показатель преломления такого серпентина равен 1.560.

Магнетитовые жилы. Тонкие, встречаются в серпентинизированных перidotитах и серпентинитах. Структура их волокнистая. В не-

которых случаях удается установить, что магнетит возникает при замещении хризотила.

Амфиболовые и карбонато-амфиболовые жилы встречаются в измененных перидотитах, пироксенитах и измененных пироксенитах. Амфибол — актинолит и tremolit. В случае зонального строения краевые части жил слагает амфибол светло-бурого цвета, а в центре развивается светло-зеленый амфибол.

Аксинитовые жилы имеют широкое распространение в габбро, габбро-диабазах и диабазах. Кроме розового аксинита, в жилах присутствуют карбонат и призмочки амфиболя. Кроме того, встречаются аксинитовые жилы, содержащие в значительном количестве кварц, минералы эпидото-циозитовой группы, волокнистый амфибол, изредка попадаются пластинки коричневого биотита в виде сферолитовых сростков.

Карбонатные жилы встречаются в различных породах дифференцированных интрузивных тел (рис. 41). В жилах внутри интенсивно серпентинизированных перидотитов и в хлорито-тальковых породах имеется карбонат белого цвета и лишь изредка розового. Судя по показателям преломления (Nm), карбонату присущ различный состав: это анкерит с показателем преломления 1.687—1.697; мезитит — 1.750; доломит — 1.683; кальцит — 1.678, последний имеет наибольшее распространение. Вместе с кальцитом попадаются и другие карбонаты.

Эпидотовые жилы желтого цвета имеют мощность до 1 см и обнаружены в измененных габбро, в которых паряду с разложением плагиоклаза встречается свежий пироксен. Внутри эпидотовых жил находятся зерна свежего моноклинного пироксена. Вместе с эпидотом в жилах встречаются альбит и хлорит — в эпидото-альбито-хлоритовых жилах.

Пренитовые жилы, очень тонкие и быстро выклинивающиеся, встречаются в измененных соссюритизированных габбро с разложенным пироксеном и свежим пироксеном.

ЧАСТЬ IV

ПЕТРОЛОГИЯ

В этой части разбирается ряд вопросов, имеющих отношение в эволюции стратифицированных интрузий, начиная с характеристики породообразующих минералов, первичных структур горных пород и кончая положением титаномагнетитовой и сульфидной минерализации в эволюции интрузий.

Глава 12

МИНЕРАЛЫ И СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Главные пордообразующие минералы

Минералы горных пород стратифицированных интрузивных тел формировались в различные этапы эволюции интрузии, парагенезисы минералов первичных магматических пород сменялись парагенезисами минералов, устойчивых при различных стадиях автометаморфизма, и, наконец, парагенезисами минералов, устойчивых при последующем гидротермальном метаморфизме.

Первичные пордообразующие минералы ультраосновных и основных пород дифференцированных интрузивных тел

Первичными минералами являются оливин, моноклинный пироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, рудные минералы, из акцессорных — апатит (Папушис, 1952).

Оливин обычно интенсивно изменен и замещается постериорными минералами. Наиболее хорошо сохранившийся оливин характерен для пород района участка Пильгуйярви. Состав оливина варьирует, судя по показателям преломления, от 19 до 29% фаялитовой молекулы, $\bar{N}g=1.709-1.730$; $Np=1.672-1.693$; угол оптических осей изменяется от $+86^{\circ}$ до -86° . По данным Папушис (1952), содержание фаялита в оливине перидотитов и пироксеновых оливинитов в дифференцированных интрузивных телах района участка Пильгуйярви возрастает от лежачего бока интрузивных тел к висячему (19% в 33 м от лежачего бока и 29% — в 194 м).

Пироксен в противоположность оливину очень часто хорошо сохраняется и нередко имеет хорошую кристаллографическую огранку. Кроме призматической спайности, наблюдается отдельность по первому и третьему пинакоидам. Степень идиоморфизма пироксена по отношению к плагиоклазу в основных породах зависит от количественных соотношений этих минералов. При небольшом количестве цветного минерала пиро-

ксен ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, при возрастании количества цветных минералов пироксен приобретает хорошую кристаллографическую огранку и резко выраженный идиоморфизм.

По данным Б. И. Папушис (1952), моноклинный пироксен в различных породах — перидотитах, пироксенитах, габбро — обладает сходством. Вместе с тем изменения в окраске, величине углов оптических осей и углов погасания наблюдаются иногда в пределах одного шлифа. При зональном строении пироксена краевые части кристаллов имеют более густую окраску, богаче титанистым авгитом и имеют меньший угол оптических осей по сравнению с центральной частью кристаллов, имеющими больший угол оптических осей.

Вейринен (Väyrynen, 1938) относит часть моноклинных пироксенов к пижонитам. По данным Б. И. Папушис (1952), судя по химическому анализу пироксена (табл. 3, анализ 62), содержание кальциевого метасиликата в пироксene достигает более 42% и пироксен следует относить к авгитам и титан-авгитам.

Плагиоклаз замещается постериорными минералами. Вейринен (Väyrynen, 1938) отмечает, что ему удалось лишь в единственном случае определить состав сохранившегося первичного плагиоклаза. Судя по пересчетам химических анализов горных пород, химический состав плагиоклаза в плагиоклазовых перидотитах и габбро соответствует лабрадору (№ 50), в эсекситовых габбро и лейкократовых габбро лабрадор-андезин. В очень редких случаях, несмотря на полное изменение плагиоклаза, можно установить зональное строение в первичном плагиоклазе с более основными центральными частями зерен плагиоклаза. Единственный раз удалось наблюдать реликты сохранившегося первичного зонального плагиоклаза в дайке габбро-порфирита на участке Пильгуярви. В некоторых зернах сохранившегося зонального плагиоклаза удалось определить состав плагиоклаза, в сечениях $\perp [100]$ угол погасания $010 : Np' = 28^\circ$ (№ 48).

Калиевый полевой шпат встречается в эсекситовых габбро и развивается в виде каемок вокруг плагиоклаза (каемки антирапакиви), антиперитовых вростков внутри кристаллов плагиоклаза, реже в виде отдельных зерен или графических — гранофировых срастаний с кварцем. Кроме эсекситовых габбро, калиевый полевой шпат имеет значительное распространение среди некоторых дайковых пород: кварцевых сиенитов, монцонитовых порфиров, граносиенитов и др. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, перешетчатым микроклином или ортоклазом, иногда замещается шахматным альбитом.

Рудные минералы — титаномагнетит, ильменит, магнетит, сульфиды, из этих минералов к первичным несомненно относятся титаномагнетит и ильменит. В пироксенитах и габбро кристаллы титаномагнетита имеют передко более крупные размеры по сравнению с кристаллами пироксена и плагиоклаза и имеют скелетную форму развития. Титаномагнетит всегда в той или иной степени замещен лейкоксеном. Ильменит менее распространенный минерал по сравнению с титаномагнетитом.

Минералы, возникшие в различные стадии автометаморфизма

Минералы, возникшие в различные стадии автометаморфизма, довольно разнообразны, сюда относятся: биотит, амфиболы, хлорит, шахматный альбит, альбит, соссюрит, минералы эпидото-циозитовой группы, гранат, серицит, лейкоксен и сфеен, тальк и карбонаты.

Биотит встречается в перидотитах и плагиоклазовых перидотитах, реже в других породах дифференцированных интрузивных тел. В перидотитах агрегаты пластинок биотита развиваются между зернами оливина и пироксена. Иногда часть пластинок биотита коричневого цвета, другая часть светло-желтая. Судя по показателям преломления ($Ng=1.647$ и $Np=1.593$; $Ng-Np=0.054$ — у коричневого биотита и $Ng=1.608$, $Np=1.573$, $Ng-Np=0.035$ — у светло-желтого биотита), отношение железисто-глиноzemистой и магнезиально-глиноzemистой молекул по диаграмме Винчелла в коричневом биотите равно 6 : 4, а в светло-желтом 3 : 7.

Биотит в ультраосновных породах развивается автонивевматолитически (Лодчиков, 1936; Папушис, 1952).

Амфиболы развиваются преимущественно за счет моноклинного пироксена по оливину в редких случаях и обычно совместно с другими минералами развивается tremolit. Имеется несколько разновидностей амфибала: красновато-коричневый амфибол, зеленая роговая обманка, светло-зеленая роговая обманка типа актинолита и бесцветный tremolit. Красновато-коричневый амфибол, по Вейринену (Väyrynen, 1938), относится к базальтической роговой обманке. Согласно Б. И. Папушис (1951 г.), красновато-коричневый амфибол ($Ng-Np=0.022-0.021$; $cNg=11-17^\circ$; $2V=\text{от } -70 \text{ до } -79^\circ$; $Ng=1.686-1.688$; $Np=1.664$) правильнее относить к керсугиту — разновидности базальтической роговой обманки, богатой титаном и щелочами. Керсугит развивается по пироксену и слагает неправильные участки по краям его зерен, нигде не наблюдалось первичных зон нарастания керсугита на пироксене.



Рис. 42. Замещение моноклинного пироксена керсугитом. В центре поля зрения располагается красновато-коричневая роговая обманка (керсугит), развивающаяся по моноклинному пироксену. При одном ник., $\times 34$.

На рис. 42 в центре поля зрения находится большое зерно красновато-коричневой роговой обманки (керсугит), развивающейся по моноклинному пироксену. Темно-зеленый амфибол встречается передко совместно с керсугитом и развивается за счет последнего. Полихроизм по Ng — синевато-зеленый, по Nm — зеленый и по Np — светло-зеленый; $cNg=10-13^\circ$; $2V=\text{от } -46 \text{ до } -47^\circ$. В срастаниях с керсугитом и бесцветным tremolitem темно-зеленый амфибол имеет резкие границы на контакте с двумя другими минералами. Полное замещение моноклинного пироксена амфиболовым наблюдается в очень редких случаях, обычно замещение амфиболовым происходит на небольших участках пироксена, вместе с амфиболовым часто находится хлорит.

Полная амфиболизация пироксена наблюдается, например, при изменении пироксенитов с образованием своеобразных амфиболитов с реликтовой структурой пироксенитов. В некоторых случаях внутри псевдоморф по пироксену можно видеть одновременно несколько разновидностей амфибала. За счет пироксена возникает красновато-коричневый амфибол, далее за счет красновато-коричневого амфибала образуется темно-зеленый, затем актинолитовая роговая обманка и, наконец, tremolit. Чаще такая

последовательность возникновения минералов встречается не в полном виде, но она всегда выдерживается.

Серпентин наиболее широко распространенный минерал в перидотитах и пироксеновых оливинитах. Различаются несколько разновидностей серпентина: антигорит, хризотил, аморфный серпентин (в жилках). По данным Н. Н. Поповой (1949 г.), показатель преломления антигорита равен 1.568—1.571, у хризотила 1.552—1.554 и у аморфного серпентина—1.570.

Имеется несколько разновидностей хлорита: 1) светло-зеленый хлорит с очень слабым полихроизмом; 2) бесцветный мелкочешуйчатый хлорит; 3) бесцветный игольчатый хлорит; 4) хлорит, полихроирующий от голубоватых до золотисто-желтых оттенков. Первая разновидность хлорита имеет широкое распространение в измененных основных породах, показатель преломления равен 1.631—1.629. По данным В. И. Ивановой, на кривой нагревания имеются максимумы, соответствующие эндотермической реакции при температуре 600, 725 и 775° с потерей воды. При температуре 820° образуется магнезиальный ортосиликат (Папушис, 1951 г.).

Подчиненное значение имеет в измененных основных породах вторая разновидность хлорита. В измененных ультраосновных породах преимущественное значение имеют две последние разновидности хлоритов. Бесцветный игольчатый хлорит типичен для сильно оруденелых разновидностей ультраосновных пород, передко иголочки хлорита находятся в срастании с сульфидами. Голубовато-желтый, полихроичный хлорит замещает серпентин и биотит. Полихроизм по Ng голубовато-зеленый и по Nr золотисто-желтый. Показатели преломления 1.776—1.779. Аномальная интерференционная окраска, двупреломление низкое, но в некоторых случаях поднимается примерно до 0.010, что, по-видимому, и послужило причиной отнесения этого минерала к хлорито-талькам.

Микрохимическая реакция обнаружила присутствие никеля. По данным В. П. Ивановой, на кривой нагревания имеются два эндотермических эффекта — при 680 и 770°, хлорит следует относить к группе корундо-филлитов — прохлоритов, богатых глиноземом. Судя по наблюдениям Э. Н. Елисеева, увеличение количества такой разновидности хлорита наблюдается в выветрелых образцах серпентинитов на месторождении Каула. По данным Б. И. Папушис (1951 г.), в ультраосновных породах преобладают магнезиальные хлориты, в основных — магнезиально-железистые.

Тальк развивается за счет оливина и реже за счет монохлинистого пироксена. Встречаются измененные ультраосновные породы, в которых оливин оталькован, а пироксен свежий или хлоритизированный, а в других местах те же породы содержат серпентинизированный оливин и частично оталькованный пироксен. Оталькование в автометаморфических процессах играло незначительную роль и проявлялось лишь местами.

Плагиоклаз, как указывалось выше, не встречается в свежем виде. Дезанортитизация типичный автометаморфический процесс для плагиоклаза, зерна плагиоклаза сложены альбитом с мелкими зернами эпидота или клиноцизита внутри зерен измененного плагиоклаза. Агрегаты мелких зерен минералов эпидото-цизитовой группы очень часто располагаются не внутри зерен плагиоклаза, а в промежутках между ними. При более низкой стадии автометаморфизма иногда происходит частичная хлоритизация с образованием зерен карбоната. В измененных плагиоклазовых перидотитах района участка Пильгуярви плагио-

класт замещается альбит-олигоклазом и агрегатами тонких зерен граната (гроссуляра) с небольшим количеством хлорита.

Для рудных минералов — пльменита и титаномагнетита характерно замещение лейкоксеном.

Минералы, возникшие в породах стратифицированных интрузивных тел под влиянием гидротермального метаморфизма

Под влиянием интенсивного гидротермального метаморфизма возникает небольшое число минералов главным образом хлорит, тальк, карбонаты. Чем интенсивнее метаморфизм, тем резче выражена тенденция к мономинеральному составу в измененной породе. В связи с гидротермальными процессами происходит обогащение сульфидами, участка, обогащенные сульфидами, составляют рудные тела. При обогащении сульфидами большую роль играют процессы рудного (сульфидного) метасоматоза, замещению сульфидами подвергаются как силикатные минералы, так и рудные.

О рудном метасоматозе подробно говорится при описании сульфидной минерализации. Одной из типичных особенностей гидротермального метаморфизма является замещение серпентина тальком и карбонатами (Н. Елисеев и Папушис, 1952). По сравнению с незначительным и местным проявлением процессов оталькования при автометаморфизме, оталькование, совершающееся при гидротермальном метаморфизме, выражено очень отчетливо как в породах с массивной текстурой, так и в породах, подвергшихся рассланцеванию. Состав карбонатов, судя по определению показателей преломления (Н. Елисеев и Папушис, 1952), в карбонатно-талльковых и карбонатно-таллько-хлоритовых породах различный — кальцит, магнезит, доломит, ферродоломит, анкерит.

В нескольких местах встречен был пумпелиит, в габбро, эсекситовых габбро, в дайках кварцевых сиенитов и граносиенитов. В кернах буровых скважин пумпелиит встречается до глубины 140 м. Пумпелиит развивается в виде тонкозернистых и волокнистых агрегатов иногда со сферолитовым сложением; синевато-зеленый минерал, иногда с густой буровато-зеленой окраской, полихроизм от бесцветного до голубовато-зеленого или до буровато-зеленого цвета. В сферолитах удлинение отрицательное.

Минералы, возникшие в осадочно-туфогенных породах под влиянием гидротермального метаморфизма

Гидротермальные изменения приводят к серицитизации, хлоритизации, обогащению кварцем и сульфидами. Гидротермальный метаморфизм обычно сопровождается осветлением породы и развитием большого количества тонких жилок. Жилки кварцевые, содержащие альбит, адуляр, хлорит и сульфиды, кальцитовые, хлоритовые и сульфидные. Иногда кварцевые жилки прерываются и продолжаются в виде тончайших сульфидных и далее опять кварцевых. Местами интенсивные гидротермальные изменения и обогащение тонкозернистым агрегатом зерен кварца с зернами сульфидов приурочены к участкам, имеющим неправильную угловатую форму. Иногда обогащение сульфидами происходит не в жилках, а около жилок во вмещающих породах. Около жилок и гнезд со скоплениями сульфидов нередко наблюдается интенсивно выраженная серицитизация пород. В туфогенных песчаниках почти полностью замещению сульфидами подвергается цемент, в то время как обломки пород и песчинки изменены мало.

Структуры горных пород дифференцированных интрузивных тел

Структуры горных пород дифференцированных интрузивных тел типичны для интрузивных горных пород. В перидотитах структура пойкилитовая, крупные кристаллы моноклинного пироксена пойкилитически включают округлые или довольно хорошо ограниченные зерна оливина. В оливинитах небольшое количество зерен пироксена развивается на контактах между зернами оливина, обычно обладающего хорошей кристаллографической огранкой. Рудный минерал ксеноморфен по отношению к оливину и моноклинному пироксену. В плагиоклазовых перидотитах плагиоклаз резко ксеноморфен по отношению к оливину и пироксену, мезостатически развиваются скопления пластинок биотита. Для перидотитов типична следующая степень идиоморфизма: оливин—пироксен (плагиоклаз)—биотит—рудный минерал. Для пироксенитов типична панидиоморфная структура с удлиненно призматическими зернами пироксена.

Небольшое количество плагиоклаза в пироксенитах располагается в промежутках между зернами пироксена, в таких случаях структура гипидиоморфная. В оливиновых пироксенитах оливин резко идиоморфен по отношению к пироксену. Крупные кристаллы титаномагнетита часто имеют скелетную форму и иногда образуют графические срастания с пироксеном. По степени идиоморфизма наблюдается следующий ряд: пироксен—титаномагнетит—плагиоклаз. Для габбро типичны лейстовые формы кристаллов плагиоклаза. Огранка и формы развития моноклинного пироксена зависят от количественных соотношений между плагиоклазом и пироксеном: в меланократовых габбро плагиоклаз не имеет хорошо выраженной лейстовой формы и развивается в мезостатических промежутках между хорошо ограниченными зернами пироксена, для мезократовых габбро типична ойтовая и пойкилофитовая структура с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену. В разновидностях, где пироксена много, последний имеет хорошую призматическую огранку, форма зерен плагиоклаза также хорошо ограниченная — лейстовая. Структура таких пород призматически зернистая. Рудный минерал ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и пироксену.

При автометаморфизме структура первичных горных пород обычно хорошо сохраняется даже при интенсивных метаморфических изменениях.

Для горных пород, подвергшихся гидротермальному метаморфизму, различаются две группы текстур и структур. Когда гидротермальному метаморфизму подвергаются интенсивно рассланцованные породы, текстура сланцеватая, структура лепидобластическая или гранобластическая нередко с порфиробластами карбоната и других минералов; при сохранившейся массивной текстуре структура реликтовая, отчетливо сохраняются следы первичной магматической породы. Однако и в породах со сланцеватой текстурой часто наблюдаются участки с сохранившейся реликтовой структурой первичной магматической породы.

Глава 13

ХИМИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД, ПРОЦЕССЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПРИ ВОЗНИКНОВЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Химические анализы горных пород и минералов приведены в табл. 3 и 4, где указаны номера химических анализов, названия пород, место взятия образцов и фамилии аналитиков. На рис. 43 напесены

Таблица 4

Список проанализированных горных пород и минералов

№ п/п	Название породы	Место взятия	Аналитик	Литературный источник и примечание
1	Пироксеновый оливинит.	Пильгуярви.	Т. Я. Кузьмина, А. В. Сарычева.	
2	Плагиоклазовый перидотит.	Там же.	А. Н. Аксельрод.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
3	Перидотит с титаномагнетитом.	Там же.	Е. Н. Егорова.	
4	Сerpентинизированный перидотит.	Северный склон Каммикиви.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
5	То же.	Гора Каула, обн. 394, из колл. Г. И. Горбунова.	Б. М. Френкель.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
6	Сerpентинит.	К юго-востоку от Каммикиви.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
7	То же.	Ортоайви в 31 м от контакта с дайкой диабаза.	В. Г. Загинайченко.	Г. М. Горбунов и А. Н. Корнилов (1953—1954 гг.).
8	Хлоритизированный серпентинит с реликтами пироксена.	К северу от Онки.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
9	Хлоритизированный серпентинит.	Обр. из колл. Г. И. Горбунова (№ 1266).	А. В. Сарычева, Т. А. Кузьмина.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
10	Сerpентинизированный перидотит.	Участок Междуречье, центральная часть массива.	СЗГУ.	
11	То же.	Участок Ламмос-Гусиное озеро, центральная зона массива.	»	Т. Т. Макеенко (1949— 1953 гг.).
12	Перидотит с реликтами оливина и мелкой равномерной вкрапленностью сульфидов.	Пильгуярви.	В. Г. Загинайченко.	М. В. Денисова (1949— 1952 гг.).
13	Крупнозернистый пироксенит.	Гора Каула.	М. М. Стукалова.	
14	Пегматоидный пироксенит.	Пильгуярви.	Е. Н. Егорова.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
15	Метаморфизованный оливиновый пироксенит.	Там же	»	
16	Мезократовое мелкозернистое габбро.	Каммикиви.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
17	Мезократовое габбро.	Пильгуярви.	Е. Н. Егорова.	
18	Метаморфизованное оливиновое габбро.	Там же	А. Н. Аксельрод.	Б. И. Папушкин (1951 г.).

Таблица 4 (продолжение)

№ п/п	Название породы	Место взятия	Аналитик	Литературный источник и примечание
19	Эсекитовое габбро.	Северный склон Западного Ортоайви.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
20	Эсекитовое габбро с полностью измененным пироксеном.	Колл. Г. И. Горбунова, Вершина Каулы.	Е. А. Свержинская.	Б. И. Папушис (1951 г.).
21	Габбро.	Пильгуярви, колл. В. А. Масленникова.	М. Э. Ермолова.	Колл. В. А. Масленникова.
22	Расплацованное габбро.	Каммикиви.	—	} Вейринен, (Väyrynen, 1938).
23	Контактовые разновидности габбро.	Вершина Каулы.	—	
24	То же.	Там же.	—	
25	То же.	Пильгуярви.	—	
26	Контактовые разновидности ультраосновной породы.	К востоку от ручья Котсельйоки.	—	Колл. В. А. Масленникова. Вейринен (Väyrynen, 1938).

Гидротермально измененные породы

27	Хлорито-тальковая порода.	Каула.	Е. А. Свержинская.	} Б. И. Папушис (1951 г.).
28	Хлорито-амфиболовая порода.	Там же.	А. В. Сарычева, Т. Я. Кузьмина.	
29	Полностью измененное габбро.	Там же.	Б. М. Френкель.	
30	То же.	Там же.	Лаборатория керамического инст.	
31	Амфибило-хлоритовая порода.	Ортоайви.	А. М. Бондарева.	Г. И. Горбунов и И. А. Корнилов (1953—1954 гг.).
32	Кварцевый сиенит.	Там же.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
33	Тремолито-тальковая порода.	Южные Онки, переходная зона.	СЗГУ	} Г. Т. Макеенко (1949—1953 гг.).
34	Карбонато-тальковый сланец.	Участок Междуречье, центральная часть массива.	»	
35	Серпентино-хлоритово-тальковая порода.	Кучин-тундра.	»	

Сильно оруденелые ультраосновные породы

36	Сильно оруденелая ультраосновная порода.	Пильгуярви.	А. В. Сарычева, Т. Я. Кузьмина.	} Б. И. Папушис (1951 г.).
37	Оталькованный перидотит.	Там же.	А. Н. Аксельрод.	

Таблица 4 (продолжение)

№ п/п	Название породы	Место взятия	Аналитик	Литературный источник и примечание
38	Сильно орудиенелая ультраосновная порода.	Там же.	Лаборатория Гипроникиеля.	Н. Н. Попова (1949 г.). Г. Т. Макеенко (1949—1953 гг.).
39	Перидотит орудиенелый.	Там же.	То же.	
40	Орудиенелый серпентинит.	Южные Онки.	СЗГУ.	

Дайковые породы

41	Слюдяный кварцевый сиенит с гранофирировой структурой.	Гора Каула.	А. И. Аксельрод.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
42	Диабаз (дайка), центральная часть дайки.	Гора Каула.	Р. Е. Жолудь.	И. Н. Попова (1949 г.).
43	Диабаз из зальбанда дайки.	Каула.	А. В. Сарычева.	
44	Габбро порфирит (дайка?).	Каммикиви.	Т. Я. Кузьмина.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
45	Метаморфизованный пойкилитовый оливиновый габбро-порфирит.	Пильгуярви.	А. И. Аксельрод.	
46	Фурчат.	Каммикиви.	Е. Н. Егорова.	Вейринен (Väyrynen, 1938).
47	Метаморфизованные оливиновые пироксениты.	Западный склон Каулы.	—	
48	Пироксено-граатовые породы из центра дайки.	Каула.	Б. М. Френкель.	Б. И. Папушкин (1951 г.).
49	Порфирит из зальбанда дайки.	Котсельваара (см. 37).	А. И. Аксельрод.	
50	Метаморфизованный пойкилитовый оливиновый габбро-порфирит.	Пильгуярви.	М. Э. Ермолова.	Колл. В. А. Масленикова.
51	Сиенито-гранит.	Там же.	—	
52	Кварцевый сиенит.	Там же.	—	

Вмещающие породы (тубогенито-осадочные)

53	Серицит, содержащий филлит.	Северный склон Каммикиви.	—	Вейринен (Väyrynen, 1938).
54	Филлитовидный сланец.	Там же.	—	

Таблица 4 (продолжение)

№ п/п	Название породы	Место взятия	Аналитик	Литературный источник и примечание
55	Спилозит.	Каула (обр. 368).	М. И. Ковязина.	
56	Доломитизированный известняк.	Колосийоки.	—	Б. И. Папушис (1951 г.). Вейринен (Väyrynen, 1938).
<i>Диабазы</i>				
57	Диабаз 4-го покрова.	—	—	
58	Диабаз 4-го покрова.	—	—	
59	Интрузивный габбро-диабаз.	Северный склон Каммикиви.	—	
60	Гнезда пироксена в диабазах.	—	—	
61	Диабаз 4-го покрова.	К югу от горы Каула.	—	
<i>Минералы</i>				
62	Моноклинный пироксен.	Каула.	—	
63	Серпентин.	(Минерал № 7 Денисовой), Каула.	В. Г. Загинайченко.	
64	Хризотил-асбест.	Каула.	Долгашова.	
65	Тальк.	Каула.	С. И. Смирнова.	
66	То же.	Там же.	“	
67	Кальцит из прожилка в интрузии.	Пильгуйярви.	В. Г. Загинайченко.	
68	Лучистая роговая обманка.	Каммикиви.	—	
69	Хризотил-асбест.	Западное Ортоайви.	В. Г. Загинайченко.	
70	Серофит.	Каула, обр. 520.	С. И. Смирнова.	
71	Тальк.	Каула.	“	
72	То же.	Там же.	“	
73	Ферротремит.	—	А. М. Бондарева.	
74	То же.	—	С. И. Смирнова.	
75	Магнитный ретгерсит.	Каула.	“	

Вейринен (Väyrynen, 1938).
 Э. Н. Елисеев (1953—1954 гг.).
 М. В. Денисова (1949 г.).
 Э. Н. Елисеев (1953—1954 гг.).
 М. В. Денисова (1949—1952 гг.).
 Вейринен (Väyrynen, 1938).
 Г. И. Горбунов и Н. А. Корнилов (1953—1954 гг.).
 Э. Н. Елисеев (1953—1954 гг.).

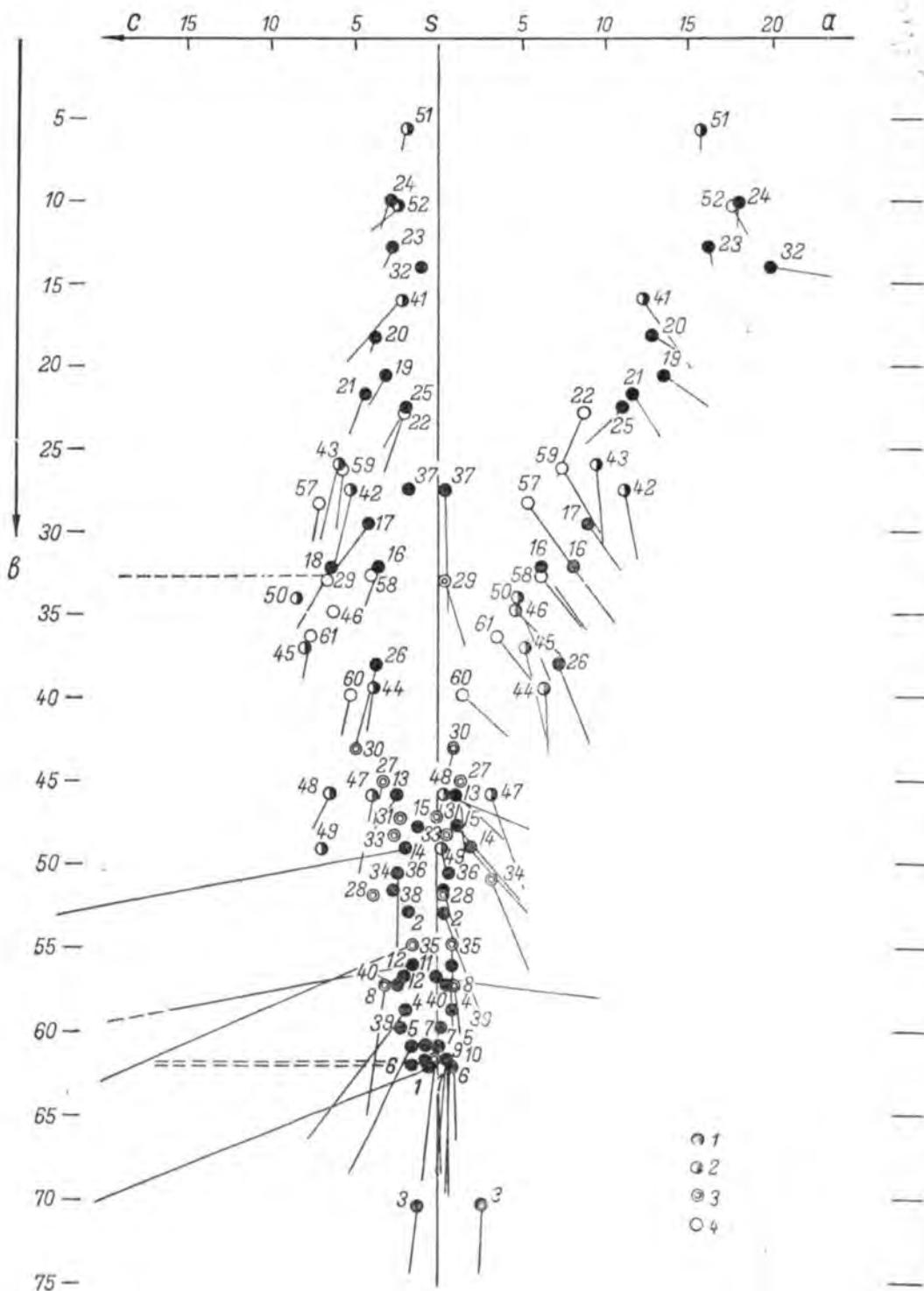


Рис. 43. Диаграмма химических анализов горных пород по А. Н. Завариному.
 1 — интрузивные породы; 2 — дайковые породы; 3 — метаморфические породы; 4 — эфузивные породы.

результаты пересчетов химических анализов по А. Н. Заварицкому. На рис. 44 изображена диаграмма — проекция тетраэдра на плоскость. В виде точек в тетраэдре нанесены результаты пересчета химических анализов на четырехкомпонентную систему $\text{CaO}-2\text{Al}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$.

На диаграмме химические анализы объединены в следующие группы: 1) группу глубинных пород, подавляющее большинство которых подвергалось автометаморфизму; 2) группу дайковых пород; 3) группу горных пород, подвергшихся гидротермальному метаморфизму; 4) группу эфузивных пород.

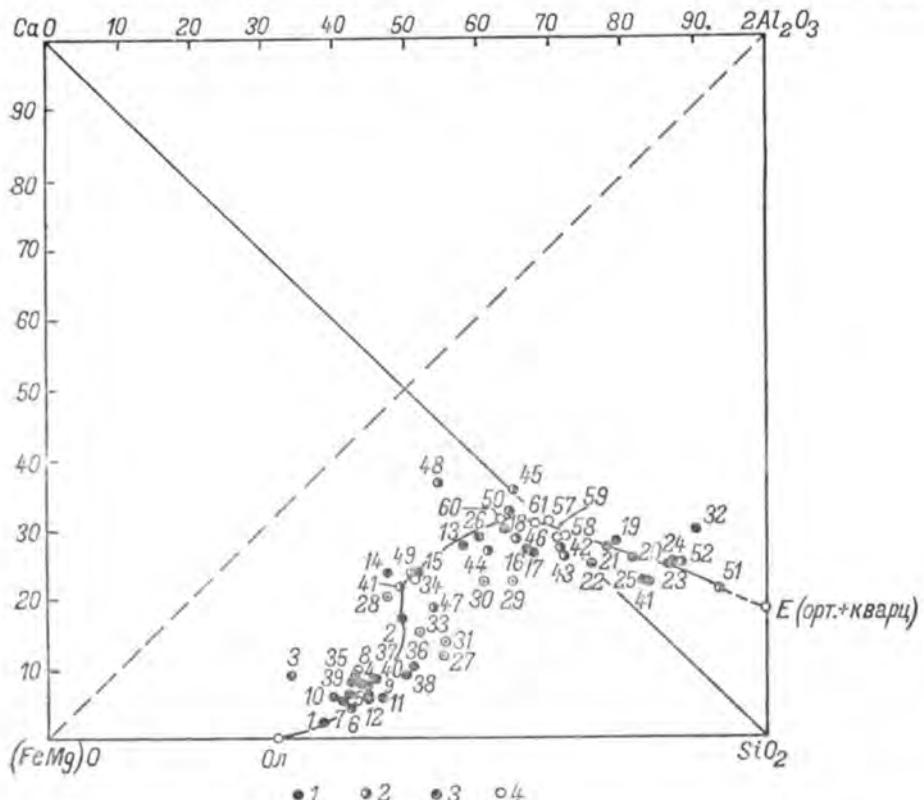


Рис. 44. Проекция тетраэдра системы $\text{CaO}-2\text{Al}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ на плоскость.
1 — интрузивные породы; 2 — дайковые породы; 3 — гидротермально метаморфизованные породы;
4 — эфузивные породы.

тивных пород. Кроме того, на диаграмму нанесены в виде точек главнейшие породообразующие минералы: оливины, моноклинный пироксен и другие. Точки химических анализов укладываются на диаграмме в виде узкой полосы, вдоль которой проведена жирная линия, соединяющая составы горных пород дифференцированной интрузии, начиная почти с мономинеральных оливинитов и кончая кварцево-полевошпатовой эвтектикой. Открытие группы дайковых пород разнообразного состава от сиенитов до гранофиров заполнило пробел в правой части диаграммы и позволило провести почти сплошную линию — кривую дифференциации печенгских магматических горных пород.

Диаграмма, по Заварицкому (рис. 43), химического состава горных пород Печенги при сравнении с такой же диаграммой для Монче-тундры

выявляет некоторые особенности химизма горных пород Печенги. В соответствии с довольно большим разнообразием горных пород Печенги векторы занимают обширное пространство на диаграмме, отвечающее разнообразию ряда ультраосновных и кислых дифференциаторов. Положение векторов в правой части диаграммы указывает на значительное содержание окиси кальция в цветных минералах горных пород Печенги, что находится в соответствии с высоким содержанием кальция в моноклинном пироксене (не менее 42% метасиликата кальция). В этом отношении горные породы Печенги отличаются от горных пород других районов сульфидной медно-никелевой минерализации, например горных пород Мончегорской тундры, в которых пироксен представлен ромбическим пироксеном (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Лялин и Маслеников, 1956) и векторы в правой части диаграммы в противоположность печенгским породам характеризуются крутыми углами наклона.

Крутые углы наклона векторов в левой части диаграммы указывают на преобладание натра над калием в составе горных пород.

Кроме того, Печенгские интрузии отличаются от Мончегорских содержанием титана. Наконец, печенгские горные породы по сравнению с мончегорскими отличаются интенсивным автометаморфизмом, что нашло отражение в обогащении химического состава горных пород водой (табл. 3 и 4).

Роль кристаллизационной дифференциации и контаминации в возникновении разнообразия горных пород дифференцированных интрузивных тел

В предыдущих исследованиях (Папушис, 1951 г., 1952; Н. Елисеев и Папушис, 1952) уже говорилось о роли процессов кристаллизационной дифференциации и контаминации при возникновении разнообразия горных пород дифференцированных интрузивных тел.

За истекший промежуток времени прибавился новый материал, косвенно проливающий свет на взаимоотношение процессов дифференциации и контаминации — это неизвестные до последнего времени дайковые породы кварцево-сиенитового, граносиенитового и гранофирового состава (Н. Елисеева, 1954 г.).

Процессы контаминации

Указанием на явления контаминации магмы материалом вмещающих горных пород служат несколько фактов. В четырех метрах от контакта с дифференцированным интрузивным телом в керне буровой скважины на Кауле были обнаружены биотитовые кварцевые сиениты с графической структурой (Н. Елисеев и Папушис, 1952), которые возникли в результате перекристаллизации аркозовых песчаников с образованием слоя переплавленных пород мощностью в 1.5 м. Кварцевые сиениты были встречены лишь в единственном случае. Изучение контактовых изменений вмещающих пород в Печенгском районе показало, что образование переплавленных кварцевых сиенитов в контактах явление исключительное, обычны же слабые контактные изменения с возникновением узловатых сланцев.

Вместе с тем имеются данные, указывающие на то, что на глубине химическое воздействие интрузий на вмещающие породы было интенсивным и

приводило к контаминации магмой материала вмещающих пород. Этими данными являются особенности химизма Печенгских интрузий и отличие химизма от других никеленосных интрузий Кольского полуострова и, в частности, от химизма Мончегорской интрузии.

Для химизма горных пород дифференцированных интрузивных тел характерно повышенное содержание кальция и глиноэма по сравнению с горными породами Мончегорского plutона, что отмечалось при рассмотрении диаграммы А. Н. Заварицкого. В правой части диаграммы векторы имеют более пологие наклоны по сравнению с наклонами векторов для мончегорских пород (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Лялин и Масленников, 1956). Такое различие нашло отражение на минералогическом составе горных пород Печенги — в печенгских породах отсутствует ромбический пироксен, столь типичный для Монче-тундры и других районов; для печенгских пород типичен моноклинный пироксен со значительным содержанием кальциевого метасиликата (42%, по данным Папушис, 1952).

Кроме повышенного содержания кальция, весьма типична для Печенги окись титана, что проявляется в наличии таких рудных минералов, как ильменит и титаномагнетит, титан входит в состав пироксена, некоторых разновидностей амфибола (керсунита), биотита. В работе Н. А. Елисеева и Б. И. Папушис (1952) приведены два графика, составленные по Эврарду, с координатами, на которых отложены логарифмы количеств окиси титана и суммы количеств окиси титана, окиси и залкиси железа для интрузивных пород и дайковых, за исключением кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранофириров. Точки на диаграмме для интрузивных пород разбросаны на большой площади и это может служить, по мнению Эврарда, указанием на то, что титан был заимствован магмой из вмещающих пород. Вейринен (Väyrynen, 1938) отмечает постоянное присутствие значительного количества мелких зерен лейкоксена и сфена в осадочно-туфогенных породах и указывает, что источником титана в магме являлся материал, заимствованный из вмещающих толщ.

Помимо указанных особенностей химизма, Печенгские интрузии богаты водой по сравнению с Мончегорской и др. Богатство водой обусловило интенсивное проявление автометаморфизма в печенгских породах. Возможно, что свежие горные породы Монче-тундры и других районов Кольского полуострова и подвергшиеся интенсивному автометаморфизму печенгские породы возникли за счет одной родоначальной магмы. В таком случае необходимо ответить на вопрос о причинах и источниках обогащения водой магмы в Печенгском районе. Вероятно, магма первоначально была одинакового состава, но геологические условия залегания интрузии в Печенгском районе отличались от геологических условий в районе Монче-тундры.

В Печенгском районе формирование дифференцированных интрузивных тел происходило по сравнению с Монче-тундрой на меньшей глубине, небольшой мощности пластовые интрузии обладали значительной поверхностью соприкосновения с вмещающими породами, вмещающие породы были богаты водой. По этой причине могло происходить обогащение магмы водой, заимствованной из вмещающих пород. Такое предположение подтверждается опытными данными (Боузи и Таттл, 1950), согласно которым оливин и пироксен могут кристаллизоваться из магмы, богатой водой. В дальнейшем, при остывании горных пород повышенное содержание воды в остаточной магме служило причиной интенсивного проявления автометаморфических изменений интрузивных горных пород.

Косвенным указанием на явления контаминации могут служить дайковые породы состава кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранофирам. Для всех этих пород характерно наличие гранофирировых срастаний кварца с полевыми шпатами. Следует отметить, что эти дайковые породы были встречены внутри дифференцированных интрузивных тел, обладающих в районе участка Пильгурин несравненно большей мощностью, чем в соседних участках Печенгского района. Необычный состав этих пород, с одной стороны, и их сходство с биотитовыми кварцевыми сиенитами с графической структурой, возникшими при переплавлении аркозовых песчаников, с другой стороны, позволяют высказать предположение, что указанные дайковые породы возникли при переплавлении или частичном переплавлении вмещающих пород, контаминации и последующем внедрении в уже застывшие дифференцированные интрузивные тела.

В Монче-тундре имеются дайки кварцевых порфиров и гранофирам, по поводу которых еще в 1933 г. А. А. Полканов высказал предположение, что они возникли в результате переплавления вмещающих пород — гнейсов. В дальнейшем предположение А. А. Полканова нашло подтверждение: кроме даек, в южной части рудного поля Ниттис-Кумужья-Травянная были обнаружены жилки гранофирам в ультраосновных породах (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Лялин и Маслеников, 1956).

Дифференциация

Закономерное распределение горных пород внутри дифференцированных интрузивных тел, одинаковое их залегание и геологическая структура, выдержаный состав породообразующих минералов — все это не оставляет сомнений в тесном генетическом родстве ультраосновных и основных пород, слагающих интрузивные тела. Поэтому ультраосновные и основные породы можно отнести к одной серии или естественному ряду (Полканов, 1944). Такой естественный ряд составляют оливиниты и пироксеновые оливиниты — перидотиты — пироксениты — габбро — эсекситовые габбро (Папушис, 1952). Намечаются две ветви начиная с перидотитов: одна — перидотиты — оливиновые пироксениты — оливиновые меланократовые габбро и другая — перидотиты — пироксениты — габбро — эсекситовые габбро.

Б. И. Папушис (1952) в качестве факторов, служивших причиной дифференциации магмы, указывает кристаллизацию, происходившую во время движения, и гравитацию. Движение явилось причиной возникновения первичного расслоения интрузивных тел с отчетливо выраженным полосатыми и линейными структурами течения с линейностью, параллельной направлению падения наклонных пластовых дифференцированных интрузий, что хорошо видно по расположению призматических удлиненных кристаллов моноклинного пироксена в перидотитах и пироксенитах. Первичная полосатость хорошо выражается в послойном расположении перидотитов, пироксенитов и габбро, в тонких прослоях более мелкозернистых пород и т. д. (стр. 49).

Во время движения вследствие гравитации происходило пространственное распределение минералов, в лежачем боку наклонных интрузивных тел происходило обогащение более тяжелыми минералами (оловини), у висячего бока скапливались более легкие минералы — плагиоклаз. Разница в удельном весе перидотитов в лежачем боку и габбро в висячем боку составляла 0,45. Такого рода дифференциация относится к гравитационно-кинетической (Полканов, 1944).

Интересной особенностью структуры дифференцированных интрузивных тел является выдержаный характер первичной расслоенности, при мощности интрузивных тел, варьирующей от 10—15 до 500 м, характер расслоенности выдерживается.

В более ранних высказываниях о причинах дифференциации Печенгских интрузий Вейринен (Väyrynen, 1938) указывал на гравитацию в качестве единственной причины, обусловившей дифференциацию.

По данным приблизительного подсчета мощностей слоев оливинитов и перидотитов (примерно 50%), пироксенитов (10%) и габбро+эсекситовых габбро (40%) и из средних химических анализов этих пород Б. И. Папушис (1952) вычислила средний состав недифференцированной родоначальной магмы. Состав ее близок к составу меланократовых оливиновых габбро: 24.2% плагиоклаза (№ 45), 24.3% пироксена, 36.2% оливина и 15.3% рудного минерала (проценты весовые) для дифференцированных интрузивных тел Каулы и 17.2% плагиоклаза (№ 57), 31.6% моноклинного пироксена, 41.2% оливина и 10% рудного минерала для Пильгуярви.

Изучение дайковых пород внесло изменения в представления о характере дифференциации и дало пополнение в члены естественных рядов печенгских горных пород. Химические анализы печенгских дайковых пород заполнили правую часть диаграммы проекции тетраэдра на плоскость (рис. 45) и тем самым позволили продолжить кривую дифференциации горных пород в сторону к эвтектике кварц—полевой шпат. Возникновение печенгских дайковых пород кварцево-сиенитового, граносиенитового и гранофирового состава, как уже указывалось выше, связано с переплавлением или селективным плавлением и контаминацией магмой материала вмещающих горных пород. Таким образом, контаминация явилась фактором, способствующим более совершенной дифференциации, что лишний раз подтверждает неоднократные высказывания по этому поводу (Заваринский, 1937; А. А. Полканов и др.).

Глава 14

ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛАХ

Титаномагнетитовое оруденение встречено на участке Пильгуярви в основном интрузивном массиве и в юго-западной части юго-восточного массива, где оно приурочено к пироксенитам переходной зоны от перидотитов к габбро. При характеристике горных пород участка Пильгуярви (см. стр. 151) приведены разрезы через главный интрузивный массив, в пределах которого наблюдается оруденение. Сведения о титаномагнетитовом оруденении приводятся в работах Б. И. Папушис (1950, 1951 гг. и 1952), Г. В. Холмова и Д. А. Шилькова (1951 г.), Н. А. Елисеева и Б. И. Папушис (1952), М. В. Денисовой (1954 г.), В. А. Масленникова (1957).

В большинстве работ отмечается сингенетичный характер титаномагнетитового оруденения. Б. И. Папушис (1952) указывает на несоответствие между большим удельным весом титаномагнетита и пространственным распределением титаномагнетитового оруденения: скопления кристаллов титаномагнетита наблюдаются не у лежачего бока наклонных интрузивных тел, как можно было предполагать, исходя из раннего периода кристаллизации титаномагнетита, а в середине разреза дифферен-

цированных интрузивных тел. Вопрос о генезисе титаномагнетитового оруденения разбирается в работе В. А. Масленикова (1957).

Разрезы через среднюю часть дифференцированных интрузивных тел показали большую выдержанность в отношении распространения титаномагнетитового оруденения как по простиранию, так и по падению дифференцированных интрузивных тел.

На рис. 45 изображено геологическое строение зоны между перидотитами и габбро. Эту зону слагают следующие слои течения: верхний слой из пироксенитов с вкрапленностью титаномагнетита, средний слой перидотитов с максимальным количеством титаномагнетита и нижний слой мелкозернистых пироксенитов, очень бедных титаномагнетитом. Внутри этой зоны встречаются гнезда крупнозернистых габро-пегматитов. Мощности зоны и отдельных слоев течения по простиранию изменяются, о чем можно судить по данным табл. 5.

Таблица 5

Мощности слоев течения, заключающих титаномагнетитовое оруденение в метрах

Плагиоклазовые перидотиты и пироксениты верхнего слоя	Перидотиты	Пироксениты нижнего слоя
6.5	5.5	8.5
7.0	3.5	25.0
3.5	3.0	13.5
6.0	2.5	12.0
2.0	1.5	7.5

Плагиоклазовые пироксениты и пироксениты верхнего слоя

Плагиоклазовые пироксениты и пироксениты верхнего слоя течения представляют собой среднезернистые темно-зеленые породы. Граница с подстилающими перидотитами резкая, контакт с вышележащими габбро не резкий, от габбро в направлении к нижележащим плагиоклазовым пироксенитам происходит постепенное увеличение количества пироксена и уменьшение количества плагиоклаза. Структура пироксенитов и плагиоклазовых пироксенитов характеризуется резко выраженным идиоморфизмом зерен моноклинного пироксена в отношении зерен плагиоклаза; в габбро пироксен и плагиоклаз одинаково идиоморфны.

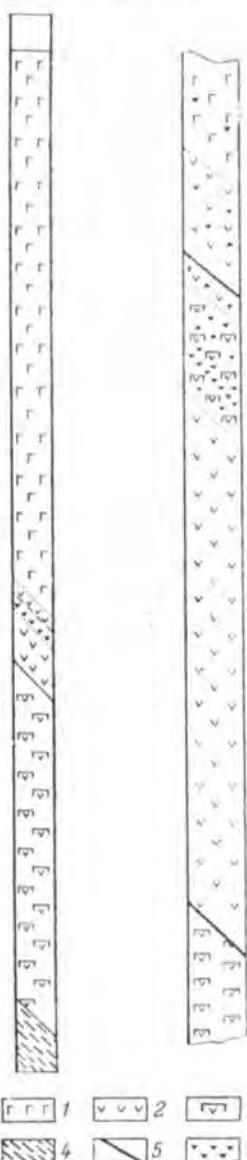


Рис. 45. Разрез через интрузивный массив.

1 — габбро; 2 — пироксенит; 3 — серпентинизированный перидотит; 4 — филлиты и туффиты; 5 — тектоническая зона (глубина в м); 6 — вкрапленность титаномагнетита.

Идиоморфизмом зерен моноклинного пироксена в отношении зерен плагиоклаза; в габбро пироксен и плагиоклаз одинаково идиоморфны.

Главнейшими минералами в пироксенитах являются: моноклинный пироксен-титан-авгит (70—85% по объему), титаномагнетит и плагиоклаз, небольшое количество хлорита и минералов эпидото-циозитовой группы. Пироксен свежий, плагиоклаз дезантитизирован и состоит из альбита, минералов эпидото-циозитовой группы и хлорита. Титаномагнетит замещен лейкоксеном и частично сфеном с сохранением решетки ильменита (рис. 46). В небольшом количестве встречаются измененный хлоритизированный биотит, апатит, керсунит, зеленая роговая обманка, актинолитовая роговая обманка, tremolit, сульфиды — пирротин, халькопирит, редко пентландит. Очень хорошо сохранилась первичная гипидиоморфная структура. Количество титаномагнетита 6—8% в верхней части слоя, постепенно увеличиваясь, достигает 20—25% у лежачего бока слоя. Количество плагиоклаза также варьирует от 25—30% у висячего бока почти до полного исчезновения у лежачего бока.

Перidotиты промежуточного слоя

Перidotиты промежуточного слоя течения — плотные мелкозернистые породы темного, почти черного цвета; имеют резкий контакт с пироксенитами. В нижней части слоя, несколько выше его подошвы, перidotиты обогащены титаномагнетитом (до 60% по объему). Структура перidotитов пойкилитовая, крупные зерна моноклинного пироксена включают мелкие зерна оливина (40—70%), в значительной степени серпентинизированного, и мелкие зерна хорошо ограниченного титаномагнетита (рис. 47).

Титаномагнетит по отношению к оливину ксеноморфен и при количественном преобладании над оливином образует участки с сидеронитовой структурой, а по отношению к пироксену всегда идиоморфен. Титаномагнетит в перidotитах в противоположность пироксенитам почти не затронут лейкоксенизацией. В отраженном свете титаномагнетит обнаруживает при больших увеличениях структуру распада, мелкие пластинки ильменита образуют решетчатую структуру. В табл. 6 приведены данные химического анализа титаномагнетита.

По данным анализа, титаномагнетит содержит около 26% FeTiO_3 . Кроме ильменита, титаномагнетит содержит включения мелких изометрических или удлиненных зерен зеленой шпинели (5.8 вес. %, по данным химического анализа). Выделение шпинели обусловлено распадом твердого раствора; сведения о подобных срастаниях содержатся в литературе (Малышев, Пантелеев, Пэк, 1934; Кашин, 1948; Римская-Корсакова, 1950; и др.). Моноклинный пироксен (10—20%) в виде крупных зерен с пойкилитовыми включениями оливина и титаномагнетита. По данным Б. И. Напушис (1952), пироксен относится к титан-авгиту. На небольших участках по пироксену развивается керсунит, реже



Рис. 46. Замещение кристаллов титаномагнетита лейкоксеном с сохранением решетки ильменита. При одном ник., $\times 62$.

светло-зеленая роговая обманка или бесцветный амфибол. В небольших количествах встречаются биотит, хлорит, сульфиды — ширротин, халькопирит, пентландит.

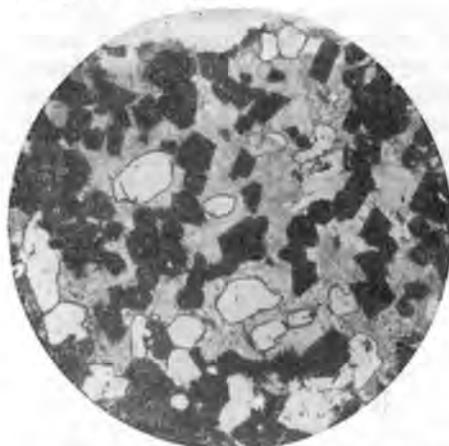


Рис. 47. Пойкилитовая структура перидотитов. Зерна оливина (светлые) и кристаллы титаномагнетита (черные) включены в крупные зерна моноклинного пироксена, скв. 409. При одном ник., $\times 18$.

Количество пироксена варьирует от 25% в верхней части слоя до почти полного исчезновения в лежачем боку. Титаномагнетит (не больше 5%) нацело разложен и замещен лейкоксеном и ильменитом, а иногда сфером. Остальные минералы в незначительном количестве. Судя по псевдоморфозам хлорита и тремолита по оливину, пироксениты содержали оливин в виде единичных зерен. К лежачему боку пироксенитов приурочены гнезда крупнозернистых пород — габбро-пегматитов. Размеры гнезд, судя по керну, от 0.5 до 1 м в попечнике. Контакты габбро-пегматитов с пироксенитами отчетливые, хотя и нерезкие. В габбро-пегматитах, кроме измененного плагиоклаза и пироксена, содержатся амфибол, биотит, иногда небольшое количество микроклина. В небольшом количестве встречается лейкоксенизированный титаномагнетит, минералы эпидото-циозитовой группы, сульфиды. Иногда в нижней части пироксенитов встречаются прослои мелкозернистой породы, состоящей из оливина, замещенного серпентином, и сассоритизированного плагиоклаза, пойкилитически включенных внутри более крупных зерен пироксена.

Пространственное распределение титаномагнетита внутри описанной части разреза дифференцированных интрузивных тел характеризуется

Пироксениты нижнего слоя

Пироксениты нижнего слоя — мелкозернистые породы светло-зеленого цвета — имеют резкие контакты с другими породами. Верхняя часть слоя пироксенитов сложена плагиоклазовыми пироксенитами с пойкилитовой структурой. Мелкие зерна пироксена заключены внутри крупных зерен плагиоклаза. По мере перехода к лежачему боку количество плагиоклаза уменьшается и у лежачего бока плагиоклаз почти целиком исчезает. Пироксениты слагают моноклинный пироксен, измененный плагиоклаз, небольшое количество лейкоксена и ильменита, биотита, апатита, амфибала (керсунит, зеленый амфибол, актинолитовая роговая обманка, tremolit), кальцита.

Таблица 6
Химический состав титаномагнетита

Оксиды	Вес. %
SiO ₂	9.97
TiO ₂	8.25
Al ₂ O ₃	2.27
Fe ₂ O ₃	41.44
FeO	25.95
MgO	9.98
CaO	0.56
U ₂ O ₅	0.49
MnO	0.50
Сумма	99.41

П р и м е ч а н и е. Титаномагнетит из перидотита, скв. 235, химическая лаборатория Кольского филиала АН ССР, аналитик Е. Н. Успенская (Денисова, 1953 г.).

следующими особенностями: в габбро (в верхней части разреза) титаномагнетит играет роль второстепенного породообразующего минерала, развивающегося в виде вкрапленности. В пироксенитах из верхнего слоя происходит увеличение содержания титаномагнетита с максимальным количеством в перидотитах среднего слоя до 60% по объему.

Далее в перидотитах количество титаномагнетита резко уменьшается (до 5–6%), а в слое нижних пироксенитов уменьшение еще заметнее. В перидотитах нижней части разреза дифференцированных интрузивных тел титаномагнетит исчезает совершенно, вместо него здесь развивается магнетит.

Судя по наблюдениям над структурой обогащенных титаномагнетитом горных пород и над идиоморфизмом зерен титаномагнетита, кристаллизация его происходила в раннюю магматическую стадию после кристаллизации оливина, но до начала кристаллизации пироксена, пойкилитически включающего зерна оливина и титаномагнетита, и частично одновременно с пироксеном в случаях графических срастаний титаномагнетита с моноклинным пироксеном. Титаномагнетит в габбро и в плагиоклазовых пироксенитах подвергался автометаморфическим изменениям и замещению лейкоксеном и ильменитом и реже сフェном. В перидотитах титаномагнетит сохраняется в свежем виде.

Работами Н. А. Елисеева и Б. И. Папуши выяснено, что анизотропное строение и расслоенность интрузивных массивов Печенги обусловлены процессами гравитационно-кинетической дифференциации. Установленное Б. И. Папуши изменение состава оливина в разрезе главного массива Пильгуйярви (возрастание в нем содержания железа по мере движения от лежачего бока интрузивного тела вверху) является доказательством того, что аккумуляция кристаллов оливина, приведшая к образованию перидотитов, происходила именно в результате явлений гравитации. Таким образом, можно предполагать, что к концу периода кристаллизации оливина в магматической камере plutона образовалось два слоя: нижний, частично закристаллизованный, представляющий собой «кашу» из кристаллов оливина, и верхний — расплав, имеющий состав габбро. Вторым после оливина начал кристаллизоваться титаномагнетит, образование которого происходило во всем объеме габбрового расплава. Вследствие большой разницы в удельном весе титаномагнетита и расплава выделившиеся кристаллы титаномагнетита опускались вниз и осаждались на поверхность оливинового слоя.

Естественно, что в какой-то небольшой верхней части этого слоя кристаллы титаномагнетита и оливина перемешивались и могли присутствовать в образующейся породе совместно.

Еще до конца кристаллизации титаномагнетита начинается кристаллизация пироксена, главная масса которого кристаллизуется все же после титаномагнетита. Вследствие выделения пироксена вязкость силикатного расплава значительно возрастает, и поэтому пироксен (обладающий, кроме того, меньшим удельным весом по сравнению с титаномагнетитом) образует ряд меланократовых слоев течения и только частично осаждается книзу, создавая зону, обогащенную пироксеном, над зоной, обогащенной титаномагнетитом. Затем, частично вместе с пироксеном, но в главной массе позже, кристаллизуется плагиоклаз, этим и заканчивается процесс кристаллизации магмы. Ориентировка полосатых текстур, параллельная контактовым поверхностям интрузивного массива, указывает на то, что гра-

витационная дифференциация кристаллизующейся магмы и расслаивание интрузии происходило в условиях движения.

Таким образом, основной причиной образования титаномагнетитовых скоплений являются процессы гравитационно-кинетической дифференциации магмы в камере плутона.

Однако строение всей зоны в целом, к которой приурочено титаномагнетитовое оруденение, не может быть объяснено только явлениями гравитационно-кинетической дифференциации; ряд особенностей ее свидетельствует о более сложных протекающих здесь процессах. Прежде всего самое положение зоны на границе между двумя резко отличными друг от друга толщами пород — перidotитами и габбро — предопределяет возможность широкого развития реакционных взаимоотношений между этими химически различными средами.

Свидетельством того, что реакции между выделившимися кристаллическими фазами и жидким расплавом действительно имели место, служат наблюдаемые факты растворения кристаллов оливина и кристаллов титаномагнетита в перidotитах среднего слоя. Растворение оливина должно было приводить к обогащению кристаллизующейся породы пироксеном, являющимся последующим членом реакционной серии. Случай обрастаия пироксеном частично растворенных зерен оливина наблюдались в пограничной зоне между перidotитами и пироксенитами.

Эти факты дают основание предполагать, что образование мелкозернистых пироксенитов нижнего слоя произошло в результате растворения оливина и последующей кристаллизации пироксена.

Подтверждением наличия реакционных процессов в зоне мелкозернистых пироксенитов могут служить следующие обстоятельства: 1) появление в этой зоне мелкозернистых пород с необычным порядком кристаллизации минералов (отмеченных выше), что свидетельствует об изменении физико-химических условий кристаллизации в данном участке интрузии по сравнению с остальными ее частями; 2) наличие пегматитовых гнезд, условия образования которых создавались, по-видимому, экзотермическим эффектом реакции растворения оливина, вследствие чего здесь поддерживалась более высокая температура, чем в окружающих участках, и остыивание зоны происходило медленнее.

Установленные соотношения интересно сопоставить с данными экспериментальных физико-химических исследований систем, приближающихся по своему составу к природным образованиям. Составы ультраосновных и основных пород охватываются четверной системой: диопсид—форстерит—анортит—кремнезем, отдельные части которой изучались несколькими исследователями. Фазовые соотношения внутри этой системы (для сухих расплавов) к настоящему времени выяснены достаточно хорошо, чтобы их можно было использовать для петрологических целей. На рис. 48 представлена диаграмма — проекция тетраэдра, построенная по данным зарубежных исследований (Osborn a. Tait, 1952), способом, предложенным В. А. Николаевым (1947а, 1947б). *ABCD* — объемное поле кристаллизации шпинели. Особенностью системы является отсутствие четверных инвариантных точек. Тетраэдр пересекается тремя четверными моновариантными линиями (штрих-пунктир), представляющими собой линии пересечения тройных дивариантных поверхностей внутри тетраэдра. Точка на моновариантной линии отвечает составу жидкости в равновесии с тремя кристаллическими фазами, отмеченными для каждой линии (*An* — аортит, *Fo* — форстерит, *Sp* — шпинель, *Py* — пироксен, *Q* — кремнезем-тридимит).

Фазовые отношения внутри тетраэдра установлены в результате изучения бинарных и тройных систем (ребра и грани тетраэдра), разбор которых приводится в работе Осборна и Тайта (Osborn a. Tait, 1952). Поведение шпинели изучено в бинарной системе $Fo-An$ (верхнее ребро тетраэдра) и в тройных системах $Fo-An-Q$ (верхняя правая грань тетраэдра) и $Fo-An-Di$ (верхняя левая грань тетраэдра).

В этих системах в определенной области составов (поле $ACBD$) шпинель образуется как первичная фаза, кристаллизующаяся из расплава. Вдоль кривых CAD и CBD шпинель кристаллизуется (при понижении

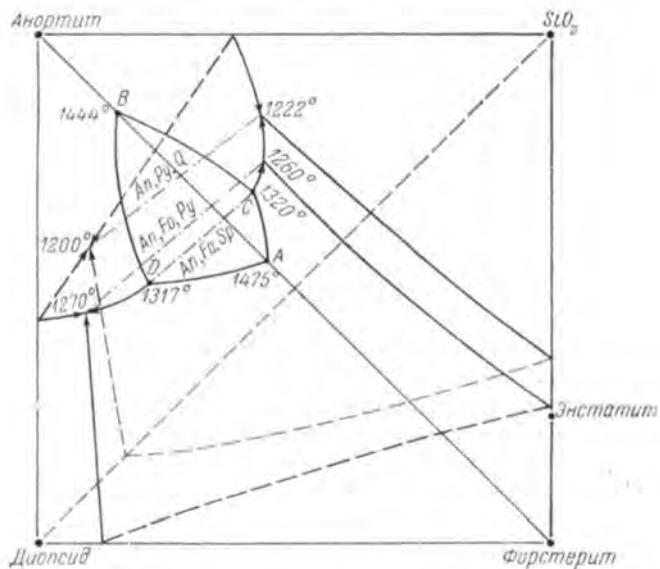


Рис. 48. Фазовые соотношения в системе диопсид—форстерит—анортит—кремнезем (проекция тетраэдра). Объяснение в тексте.

температуры) либо вместе с форстеритом, либо вместе с аортитом. Точки C и D могут рассматриваться как точки превращения для системы аортит—форстерит—шпинель. В этих точках при постоянной температуре происходит растворение шпинели до полного ее исчезновения, а из расплава кристаллизуются только аортит и форстерит.

При кристаллизации рассматриваемой четверной системы в равновесных условиях фигуративная точка, отвечающая составу жидкости на моновариантной линии, будет перемещаться вдоль последней при понижении температуры только в зависимости от изменения количества кристаллических фаз. Вдоль линии $An-Fo-Sp$ состав жидкости меняется вследствие растворения шпинели. Если шпинель растворяется в меньшем количестве, чем требуется равновесием (например, при слишком быстром охлаждении системы или потому что кристаллы шпинели оказались включенным в большие кристаллы форстерита, которые предохраняют ее от воздействия жидкости), то точка, отвечающая составу жидкости, покинет моновариантную линию $An-Fo-Sp$ и будет перемещаться вдоль дивариантной поверхности аортит—форстерит с выделением этих двух

фаз, пока не достигнет следующей моновариантной линии $An-Fo-Py$.

Здесь, в условиях равновесия, состав жидкости будет меняться вследствие растворения форстерита. Если форстерита будет растворяться недостаточно для сохранения равновесия, то точка состава жидкости покинет эту линию и в системе будут кристаллизоваться аортит и пироксен с перемещением жидкости по дивариантной поверхности к третьей моновариантной линии, на которой вместе с пироксеном и аортитом начнет выделяться тридимит и кристаллизация будет идти до исчерпания жидкости.

Таким образом, шпинель кристаллизуется в довольно широкой области состава и температуры, но при более низких температурах она не является стабильной фазой и в равновесных условиях должна вся прореагировать с жидкостью и исчезнуть. Пироксен, кристаллизующийся после шпинели, всегда содержит в своем составе некоторое количество Al_2O_3 . Для нас особенно важно то, что в процессе кристаллизации сухого расплава, после выпадения форстерита, в температурном интервале от 1475 до 1317° С, образуется шпинель как метастабильная фаза, которая в равновесных условиях при охлаждении расплава растворяется и исчезает, а из расплава кристаллизуются плагиоклаз и форстерит. Если вместо форстерита в системе участвует фаялит, то взамен магнезиальной шпинели появляется железистая шпинель — герцинит (Osborn a. Tait, 1952).

Возвращаясь к титаномагнетиту района Пильгуйярви отметим следующие обстоятельства.

1. Титаномагнетит, подобно шпинели, кристаллизуется в магматическую стадию после оливина, но до пироксена и плагиоклаза. На более поздних этапах магматического процесса титаномагнетит (так же как и шпинель) местами частично растворяется, резорбируется и теряет свои первоначально идиоморфные очертания.

2. Титаномагнетит содержит включения шпинели (до 6%), являющиеся результатом распада твердого раствора; это указывает на то, что условия кристаллизации титаномагнетита и шпинели — аналогичны.

3. Титаномагнетит и шпинель обладают одинаковой кристаллической структурой и принадлежат к одному классу соединений, объединяющему довольно многочисленную группу минералов (шпинель, магнетит, титаномагнетит, хромит, хромшинелиды), внутри которой широко развиты как явления изоморфных замещений одних металлов другими, так и образование серий твердых растворов.

Таким образом, устанавливается отчетливая аналогия между условиями образования и особенностями выделений титаномагнетита и шпинели, и, следовательно, кристаллизация титаномагнетита в раннюю магматическую стадию находит теоретическое объяснение, основанное на данных экспериментальных физико-химических исследований.¹

Н. А. Елисеевым (1952а, 1952б) на основании данных химических анализов изверженных пород района была построена кривая дифференциации магмы, показывающая процесс формирования естественного ряда

¹ Приложение результатов указанных экспериментальных исследований к объяснению происхождения конкретных природных образований сделано Смитом по отношению к хромитовым месторождениям Ньюфаундленда (Smith, 1953). Автор показал, что в расслоенных перидотито-габбротовых интрузиях западного берега Ньюфаундленда, содержащих сегрегационные концентрации хромита, условия образования последнего тождественны условиям образования шпинели: оба минерала, образующие твердые растворы, кристаллизуются после оливина, но раньше пироксена и плагиоклаза.

печенгских интрузивных пород. На рис. 49 представлена диаграмма четырехкомпонентной системы $\text{CaO}-2\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{MgFe})\text{O}-\text{SiO}_2$. Двойными кружками отмечены составы главнейших минералов (оливин, ромбический и моноклинный пироксены, плагиоклазы); E — эвтектика, ортоклаз + кварц; точечным пунктиром обведены поля химических составов различных пород естественного ряда: I — оливинитов и пироксеновых оливинитов, II — перидотитов и пироксенитов, III — габбро, IV — монцонитовых габбро и кварцевых габбро-сиенитов; жирная линия — кривая дифференциации. На эту же диаграмму нанесено объемное поле кристал-

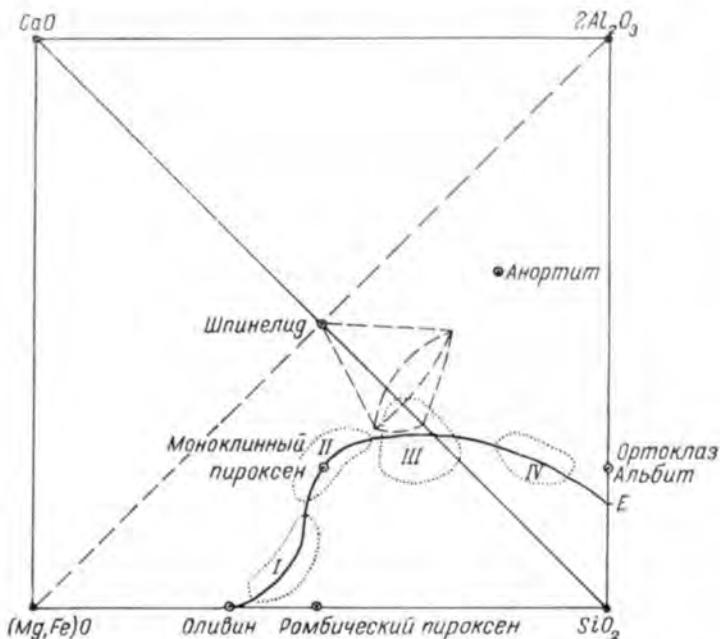


Рис. 49. Проекция тетраэдра системы $\text{CaO}-2\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}-\text{SiO}_2$ на плоскость. Объяснение в тексте.

лизации шпинелидов (пунктир), причем оказалось, что оно падает в поле габбро. Это значит, что если условия образования титаномагнетита и шпинели тождественны, то кристаллизация титаномагнетита должна происходить из расплава именно габбрового состава, а не какого-либо иного.

Таким образом, физико-химические данные подтверждают вывод о том, что скопления титаномагнетита в перидотитах образовались не в результате кристаллизации на месте (что с физико-химической точки зрения невозможно), а путем аккумуляции кристаллов, выделившихся в габбровом расплаве верхней части интрузии и опустившихся в силу явлений гравитации.

Из приведенного описания титаномагнетитового оруденения Печенги видно, что по своему генезису оно представляет собой радиомагматическое сегрегационное образование. Подобного типа месторождения были описаны ранее (В. М. Тимофеев, К. О. Кратц). По своим особенностям они существенно отличаются от большинства промышленных месторождений титаномагнетита, в частности уральских, которые относятся к место-

рождениям фузивного типа. В последних титаномагнетит кристаллизовался в позднемагматическую стадию из остаточных расплавов, после кристаллизации силикатов (Малышев, Пантелеев, Пэк, 1934; Заварицкий, 1937).

Глава 15

МЕТАМОРФИЗМ

Введение

Метаморфизм имел большое значение в эволюции дифференцированных интрузивных тел и при последующих тектонических нарушениях. В тесной связи с метаморфизмом находятся процессы сульфидной медно-никелевой минерализации. Метаморфизму посвящена работа Н. А. Елисеева и Б. И. Папушис (1952). К настоящему времени накопился новый материал, который позволяет внести некоторые дополнения к ранее известным геологическим данным.

Для района развития печенгских дифференцированных интрузивных тел известны следующие виды метаморфизма: 1) контактный метаморфизм; 2) контаминационный метаморфизм; 3) автометаморфизм; 4) гидротермальный (наложенный) метаморфизм.

1. Горные породы, возникшие в результате контактного и контаминационного метаморфизма были описаны выше. Контактный метаморфизм отличается слабой степенью изменения вмещающих горных пород и слабыми проявлениями эндоконтактных изменений горных пород дифференцированных интрузивных тел.

2. О контаминации можно судить на основании следующих фактов. Наблюдения над характером контактных изменений вмещающих пород и интрузивных пород дают основание сделать вывод, что на тех глубинах, где происходило внедрение дифференцированных интрузий, проявление контаминационного метаморфизма было незначительным, между тем как на больших глубинах явления переплавления, селективного плавления и контаминации, вероятно, играли важную роль.

На Кауле при бурении скважины были обнаружены своеобразные слюдяные кварцевые сиениты (стр. 74). По химическому составу порода (табл. 3, анализ 41) отличается высоким содержанием параметра $a' = 26.7$ (избыточный глинозем), что служит указанием на седиментную природу данной породы, которая подверглась переплавлению и перекристаллизации. Вероятно, это были аркозовые песчаники с глинистым цементом.

Обнаруженная на Кауле при бурении горная порода долгое время являлась единственным примером, но в дальнейшем на Пильгуярви было обнаружено довольно много примеров подобных пород, по составу близких к кварцевым сиенитам и обладающих гранофирированной структурой. Вероятно, причиной широкого распространения таких пород в районе Пильгуярви являлась значительная мощность дифференцированных интрузивных тел.

Обращает на себя внимание резко выраженная локальная приуроченность первых двух видов метаморфизма к kontaktам дифференцированных интрузивных тел с вмещающими горными породами.

3. Автометаморфизм в противоположность первым двум видам метаморфизма имеет широкое распространение. Автометаморфическим изменениям подвергаются дифференцированные интрузивные тела во всем

Печенгском районе. Автометаморфическим изменениям подвергаются в той или иной степени все породы дифференцированных интрузивных тел. Известны следующие виды автометаморфизма: амфиболизация, серпентинизация, хлоритизация, дезанортитизация, возникновения граната за счет плагиоклаза (апортита) и пироксена, оталькование, лейкоксенитизация рудного минерала и возникновение сфена. Отчетливо выражен регressiveный характер автометаморфизма.

4. Гидротермальный метаморфизм проявляется как на породах дифференцированных интрузивных тел, так и на вмещающих породах. Отчетливо выявляется более поздний, наложенный по отношению к другим видам метаморфизма характер гидротермального метаморфизма, на что особенно убедительно указывает приуроченность гидротермального метаморфизма к тектоническим зонам, которые проходят как внутри дифференцированных интрузивных тел, так и внутри туфогенно-осадочных толщ.

Автометаморфизм

Как уже указывалось выше при описании минералов, возникающих при автометаморфизме, иногда удается непосредственно проследить последовательные стадии автометаморфических превращений. Моноклинный пироксен частично превращается в красновато-коричневый амфибол (керсунит), который в свою очередь замещается темно-зеленой обыкновенной роговой обманкой, за счет темно-зеленой роговой обманки при последующем замещении возникает светло-зеленая актинолитовая роговая обманка и наконец тремолит. В последующую стадию автометаморфизма образуется хлорит. Последовательные изменения первичного моноклинного пироксена: пироксен → керсунит → темно-зеленая роговая обманка → актинолитовая роговая обманка → тремолит → хлорит соответствуют последовательным стадиям или ступеням автометаморфизма. Такие последовательные превращения можно проследить как на изменениях отдельных минералов, так и на изменениях горных пород.

Менее отчетливо по сравнению с моноклинным пироксеном выражена смена последовательных ступеней автометаморфизма на другом важнейшем пордообразующем минерале — оливине. Обычно оливин замещается серпентином с небольшим количеством магнетита, реже устанавливается следующая последовательность: оливин → тремолит → серпентин → тальк. Как уже отмечалось при описании минералов (стр. 86), оталькование — явление сравнительно редкое и проявляющееся в противоположность следующим гидротермальным изменениям в очень незначительных масштабах. Оливин менее устойчив по сравнению с моноклинным пироксеном. Реликты частично сохранившегося оливина часто встречаются лишь в районе участка Пильгуярви. Оливиниты и перидотиты превращены в серпентиниты, наиболее сохранившиеся первичные пордообразующие минералы в этих породах встречаются также на участке Пильгуярви. Моноклинный пироксен по сравнению с другими первичными пордообразующими минералами обладает наибольшей устойчивостью, реликты моноклинного пироксена встречаются как в ультраосновных измененных породах, так и в основных.

По этой причине наиболее сохранившимися горными породами среди пород дифференцированных интрузивных тел являются пироксениты, среди которых лишь в редких случаях наблюдаются участки, подвергшиеся столь интенсивной амфиболизации, что порода превращается в амфиболиты. Габбро подвергаются амфиболизации и хлоритизации

пироксена и дезанортитизация плагиоклаза. Отношение к автометаморфическим изменениям пироксена и плагиоклаза в габбро различное. плагиоклаз в сохранившемся виде никогда не встречается, в то время как моноклинный пироксен полностью или чаще частично сохраняется. Изменения, наблюдаемые в эсекситовых габбро, аналогичны автометаморфическим изменениям в габбро.

По мере падения температуры при остывании горных пород дифференцированных интрузивных тел происходила последовательная смена ступеней автометаморфизма. Следующие особенности типичны для автометаморфизма: 1) хорошая сохранность реликтовых структур первичных горных пород, что облегчает изучение последовательных превращений

минералов при автометаморфизме и позволяет судить о количественных соотношениях между первичными минералами, слагавшими свежие породы, подвергавшиеся автометаморфизму; 2) неравновесность химических превращений при автометаморфизме, о чем говорят случаи, когда можно бывает проследить последовательные стадии автометаморфических изменений такого минерала, как моноклинный пироксен. В породе одновременно присутствует первичный магматический пироксен и различные минералы, возникшие в последовательные стадии автометаморфизма; 3) преобладание автометаморфических изменений, характеризующихся низкотемпературными превращениями горных пород (серпентинизация, хлоритизация, дезанортитизация). Исключение представляют автометаморфические изменения некоторых даек диабаза, превращенных в пироксено-гранатовые породы.

Рис. 50. Порfirит у зальбанды дайки диабаза, превращенного в пироксено-гранатовую породу. Вкрапленники не измененного плагиоклаза и редких зерен моноклинного пироксена. Флюидальная текстура. Основная масса из раскристаллизованного и превращенного в хлорит стекла. Ник.+, $\times 30$.

Пироксено-гранатовые породы, возникшие при автометаморфизме некоторых диабазовых даек

Описание этих пород и объяснение причин их возникновения приводится в работе Н. А. Елисеева и Б. И. Папушис (1952). Пироксено-гранатовые породы встречены были в центральной части двух даек диабаза на горах Каула и Котельваара. Структура пироксено-гранатовых пород реликтовая (оффитовая), в зальбанде даек наблюдаются узкие полосы, шириной в 2–3 см, с флюидальной текстурой и порфировой структурой. Первоначально это была порфировидная порода с вкрапленниками плагиоклаза и со стекловатой основной массой, подвергшаяся затем интенсивной хлоритизации (рис. 50).

Хлоритизация — процесс более поздний по сравнению с процессом возникновения гранато-пироксеновых агрегатов за счет диабазов; хлоритовые жилки рассекают центральную часть дайки, гранат и пироксен



(диопсид) в краевую часть даек не заходят. По сравнению с более темными диабазами пироксено-гранатовая порода имеет более светлый зеленовато-белый цвет. Вместо лабрадора и моноклинного пироксена и небольшого количества титаномагнетита при метаморфизме возникла порода, состоящая из граната (грессуляр с 15—25% андрадита) и диопсида с примесью геденбергита, сфена и апатита (рис. 51). Анализы диабаза из месторождения Каула и пироксено-гранатовой породы с Котельваары, возникшей при метаморфизме диабаза, приведены в табл. 3 (анализы 48 и 49).

Сравнение анализов выявляет резко повышенное содержание кальция в пироксено-гранатовой породе и пониженное содержание щелочей. Следует обратить внимание на то, что такая высокотемпературная ассоциация минералов, как пироксен и гранат, вообще не типична для автометаморфических процессов изменения пород дифференцированных интрузивных тел и дайковых пород. Пироксено-гранатовые породы сходны со скарнами, хотя геологическая обстановка при образовании этих пород была отличной от условий образования скарнов. Контакты дайки диабаза, превращенного в пироксено-гранатовую породу, с серпентинитами резкие, и метаморфические изменения происходят только внутри даек диабаза.

Причиной метаморфизма даек служили растворы, принесившие с глубины кальций, в результате привноса кальция кристаллизовался гранат ряда грессуляр—андрадит (15—25% андрадита, судя по показателю преломления, Н. Елисеев и Папушис, 1952). Те же растворы обладали низкой концентрацией щелочей и выносили из диабазов щелочи. Можно наметить следующую последовательность геологических процессов: интрузия диабазовой магмы и образование даек → возникновение быстро застывших краевых частей даек со стекловатой основной массой и порфировой структурой → кристаллизация диабазов в центральной части даек с образованием офитовой структуры → циркуляция гидротермальных растворов в центральной затвердевшей, но не успевшей остить части даек с образованием пироксено-гранатовых пород → дальнейшая циркуляция растворов и хлоритизация краевых частей даек, возникновение жилок хлорита в центральной части даек. Пироксено-гранатовые породы в центральной части даек можно рассматривать в качестве продуктов автометасоматических процессов. Интрузия диабазовой магмы при формировании даек диабаза совершилась в измененные, серпентинизированные перidotиты.

Контактово-метасоматического взаимодействия между серпентинитами (вмещающими породами) и дайкой диабаза не имело места. В краевой



Рис. 51. Пироксено-гранатовая порода из диабазовой дайки. Ник +. $\times 30$.

части дайки в виде узкой полосы в 2—3 см (с той и другой стороны) при интрузии диабазовой магмы возникли узкие стекловатые оторочки с редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена.

Гидротермальный метаморфизм

Породы, подвергшиеся гидротермальному метаморфизму, встречаются или внутри тектонических зон или около них. В частности, в геологическом строении полосы туфогенно-осадочных пород с дифференцированными интрузивными телами, заключенными внутри полосы, большое значение имеет мощная тектоническая зона, прослеживающаяся по простиранию полосы на большие расстояния. Важное значение этой зоны подчеркивается тем, что к ней приурочены участки с сульфидной медно-никелевой минерализацией. В наиболее мощных участках тектонической зоны располагаются участки Каула, Каммикви, Пильгуярви. В соответствии с тем, что процессы оруденения использовали мощную тектоническую зону и происходили после деформации горных пород предложено было называть ее оруденелой тектонической зоной (Н. Елисеев, 1952б). Зону слагают деформированные, рассланцованные горные породы, подвергшиеся в дальнейшем гидротермальным изменениям. Мощность зоны варьирует от нескольких сотен метров (Каула) до нескольких метров (15 м на Каммикви). На участке Пильгуярви мощность зоны примерно 30 м. При изучении разрезов, составленных по кернам буровых скважин, было выявлено, что тектоническая зона не представляет одной сплошной полосы рассланцованых горных пород; внутри зоны имеется несколько полос рассланцованых пород, в различной степени обогащенных сульфидами.

Залегание зоны по отношению к залеганию вмещающих туфогенно-осадочных толщ и согласных пластовых дифференцированных интрузивных тел несогласное. Так, на месторождении Каула туфогенно-осадочные толщи и дифференцированные интрузивные тела наклонены примерно под углом в 55—60°, а тектоническая зона имеет наклон под углом в 38°. Таким образом, при совпадающем или почти совпадающем простирании туфогенно-осадочных толщ и тектонической зоны между ними существует угловое несогласие.

Рассланцованые породы служили, по-видимому, хорошими путями для циркуляции гидротермальных растворов. Наиболее интенсивно измененные под влиянием гидротермального метаморфизма породы приобретают светлый оттенок. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения испытывают горные породы около висячего бока тектонической зоны, что особенно хорошо прослеживается на месторождении Каула, где гидротермальные изменения далеко распространяются от верхнего контакта тектонической зоны вверх. Неравномерное распределение гидротермальных изменений внутри зоны привело к асимметричному строению зоны.

На выяснение характера тектонических движений и сопровождающих их деформаций, в результате которых возникла тектоническая зона, проливает свет изучение так называемой оруденелой тектонической брекчии. Среди горных пород оруденелой тектонической зоны довольно часто встречается брекчия, состоящая из обломков силикатных пород (туфогенно-осадочной толщи и дифференцированных интрузивных преимущественно ультраосновных пород), имеющих окатанную форму, и сульфидного цемента с небольшим количеством кальцита, кварца, хло-

рита (Н. Елисеев, 1952б). В оруденелой тектонической брекчии отчетливо выражены сланцеватость и слоистость, параллельные стенкам вмещающих брекчию пород. Обломки силикатных пород в брекчии имеют преимущественно параллельно удлиненную форму. Удлинение обломков ориентировано параллельно наложению сланцеватости брекчии на месторождении Каула, на участке Пильгуярви линейность образует угол в 30° с осью керна (с направлением падения).

На рис. 52 изображена оруденелая тектоническая брекчия (в сечении примерно перпендикулярном длиной оси обломков). В сечениях, перпендикулярных удлинению окатанных обломков, наблюдаются округлые, слегка вытянутые параллельно сланцеватости формы, параллельно удлинению и перпендикулярно сланцеватости сечения — удлиненные и узкие. Наконец, параллельно сланцеватости форма сечений удлиненная и широкая. Среди брекчии встречаются участки с почти изометрическими обломками и округленные обломки.



Рис. 52. Оруденелая тектоническая брекчия. Темное — рудный цемент, светлое — обломки рассланцованных и оталькованных ультраосновных пород.

Обломки оруденелой брекчии состоят из силикатных пород — из измененных ультраосновных пород или из филлитов. Местами, где обломки не раздроблены, хорошо сохранились реликтовые структуры перидотитов (пойкилитовая структура, рис. 53). При рассланцевании следы реликтовой структуры стираются и возникает лепидобластическая структура. При рассланцевании происходит оталькование серпентина. Наряду с оталькованием рассланцованных участков происходит оталькование соседних не рассланцованных участков. Очень часто обломки окружены тонкой сланцеватой оболочкой, состоящей из талька в обломках из ультраосновных пород и хлорита, если обломки филлитовые. Иногда внутри обломков в сечениях, перпендикулярных длиной оси, наблюдается S -образная сланцеватость, как это хорошо видно на рис. 54. В результате вращательных дифференциальных движений вокруг длиной оси обломка



Рис. 53. Обломок интенсивно измененного серпентинита. Сульфиды метасоматически замещают серпентинит. В центральной части рисунка псевдоморфозы серпентина по оливину замещаются сульфидами и тальком. Темное — сульфиды, светлое — тальк. При одном ник., $\times 55$.

образная сланцеватость, как это хорошо видно на рис. 54. В результате вращательных дифференциальных движений вокруг длиной оси обломка

возникают такие *S*-образные изгибы. Еще лучше *S*-образные изгибы наблюдаются иногда на краях обломков, как это видно на рис. 55. Края двух обломков оталькованного серпентинита изогнуты в виде буквы *S*. На рис. 56 такой же изгиб хорошо заметен на краях обломков филлита. Возникающие при деформации трещинки позднее были выполнены сульфидами.

Цемент оруденелой тектонической брекции состоит из рудных минералов — пирротина, пентландита, пирита, халькопирита и магнетита. К рудным минералам иногда примешивается кальцит в брекции с обломками измененных ультраосновных пород и кварца или кварц с кальцитом в брекции с обломками филлитов. Гнезда кварца и кальцита попадаются и среди сплошных сульфидов. Сульфиды встречаются не только в цементе брекции, но и внутри раздробленных обломков и по трещинам. Наконец, сульфиды развиваются в виде рудной вкрапленности внутри обломков. Такая вкрапленность

Рис. 54. *S*-образные изгибы в обломке оталькованного серпентинита — талькового сланца — в оруденелой тектонической брекции. При одном ник., $\times 30$.

схожа с вкрапленностью сульфидов из висячего бока рудной залежи на Кауле и в других местах.

В образцах оруденелой тектонической брекции с линейно-параллельной текстурой с поверхностью сланцеватости *S* совпадает поверхность *ab*, ось *b* совпадает с длиной осью обломков, ось *c* — перпендикулярна сланцеватости. Ось *b* совпадает с осью *S*-образных изгибов внутри и по краям обломков брекции и осью вращательных дифференциальных движений при деформации. В результате таких вращательных движений и возникли *S*-образные изгибы. Вращательные дифференциальные движения выявляются и на ориентирных диаграммах, составленных по пластинкам талька по краям обломков оталькованного серпентинита или по пластинкам хлорита на краях обломков филлита. Так, на рис. 57 изобра-

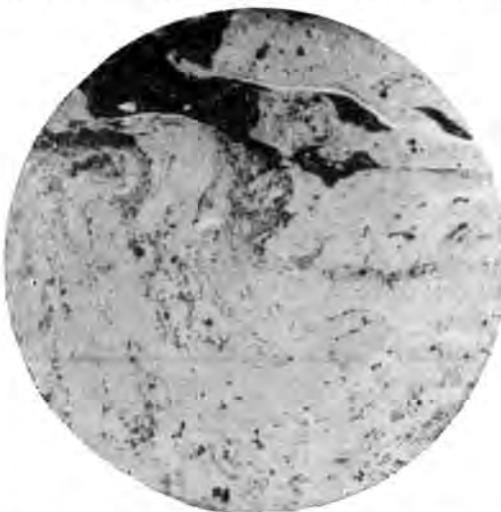


Рис. 55. *S*-образные изгибы концов обломков оталькованного и рассланцовавшегося серпентинита в оруденелой тектонической брекции. При одном ник., $\times 30$.

жена ориентирная диаграмма, составленная по тальку из рассланцованных оболочек вокруг обломков ультраосновной породы (перидотита). Такие узоры типичны для поясовых *R*-тектонитов, характерных для вращательных дифференциальных движений при пластических деформациях.

Закономерная ориентировка удлиненных обломков силикатных пород в оруденелой тектонической брекции и выдержанность такой ориентировки на больших расстояниях указывают на выдержанность направления тектонических движений. Характер узоров, составленных по пластин-



Рис. 56. *S*-образные изгибы концов обломков филлита в оруденелой тектонической брекции. В цементе сульфиды, кварц и в небольшом количестве кальцит. При одном ник., $\times 30$.

кам минералов из рассланцованных оболочек вокруг обломков, а также ориентировка *S*-образных изгибов внутри и по краям обломков указывают на вращательные дифференциальные движения, совершающиеся вокруг оси *R*, совпадающей с длинной осью обломков. Направление тектонических движений в таких случаях перпендикулярно оси вращения.

Иными словами, тектонические движения совершались в направлении, совпадающем с простирианием сланцеватости оруденелой тектонической брекции. Правильность выводов о сдвиговом характере тектонических движений была позднее подтверждена Г. И. Горбуновым (1952).

В связи с этим возникает вопрос, в каком отношении к тектоническим движениям находится оруденение, происходило ли оно одновременно с тектоническими движениями или после тектонических движений. Для выяснения этого вопроса были составлены ориентирные диаграммы по минералам из цемента брекции. Так как по рудным минералам составить диаграммы невозможно, то были использованы нерудные минералы из цемента. Были составлены две такие диаграммы, одна приведена на рис. 58.

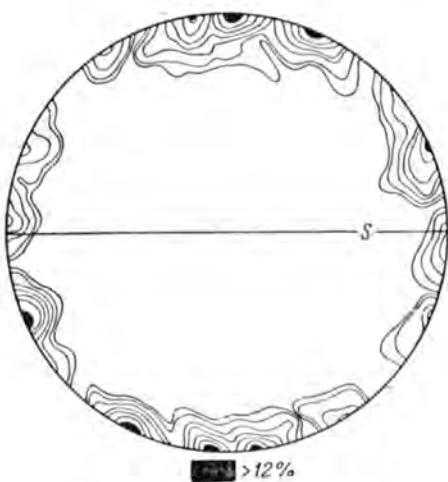


Рис. 57. Диаграмма составлена по пластинкам талька из оболочек вокруг обломков оруденелой тектонической брекции. 110 перпендикуляров к спайности (001) пластинок талька. *S* — сланцеватость.

$1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11 > 12\%$.

На диаграмму нанесены оптические оси зерен кварца из цемента брекчии, состоящей из обломков филлита и цемента из рудных минералов и кварца.



Рис. 58. Зерна кварца в цементе оруденелой тектонической брекчии 125 оптических осей кварца. 1— $1\frac{1}{2}$ — $2\frac{1}{2}$ —
 $3\frac{1}{2}$ — $4 > 5\%$.

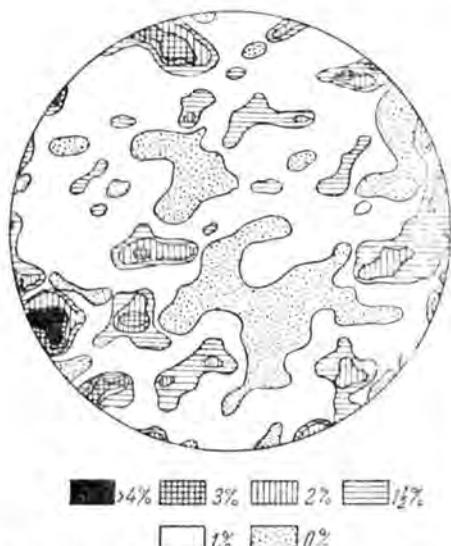


Рис. 59. Албит из цемента бедной рудными минералами оруденелой тектонической брекчии. Нанесены полюсы спайности по 010.

образом. Ультраосновная (перидотитовая) магма кристаллизуется раньше. Отделившаяся в результате ликвации сульфидная магма позднее выполняла рудную зону, рудные жилы.

Обращает внимание отсутствие закономерной ориентировки оптических осей кварца, что в свою очередь служит указанием на посттектоническую кристаллизацию кварца в цементе брекчии. На другой диаграмме (рис. 59) изображен узор, составленный по полюсам двойникового шва альбитовых двойников в зернах альбита из цемента брекчии, бедной рудными минералами. Такая брекчия имеется в рудной выклинивающей зоне на южном крыле месторождения Каула. И в этом случае ориентировка зерен альбита указывает на посттектоническую кристаллизацию цемента брекчии.

Рудные минералы из цемента брекчии имеют зернистое сложение и не обнаруживают следов деформации, за исключением случаев пострудной деформации. Рудные минералы в цементе брекчии, судя по поведению кварца и альбита в цементе, кристаллизовались после тектонических движений.

Таким образом, последовательность тектонических движений была следующей: сначала возникла тектоническая зона с брекчией, а затем происходили процессы рудоотложения. Процессы рудоотложения проходили при отсутствии тектонических движений.

Наблюдения над оруденелой тектонической брекцией (более точное название по сравнению с ранее применявшимся «рудная брекчия») проливают свет на физико-химическую природу процессов рудоотложения. Широко распространено мнение, что сульфидные руды в Печенге и на других месторождениях кристаллизовались из так называемой рудной магмы.

Формирование рудной (сульфидной) магмы происходит следующим образом. Ультраосновная (перидотитовая) магма содержит сульфиды. При температуре около 1500°C происходит ликвация расплава, силикатная магма кристаллизуется раньше. Отделившаяся в результате ликвации сульфидная магма позднее выполняла рудную зону, рудные жилы.

Кристаллизация рудной магмы при высокой температуре неизбежно должна была сказаться на перекристаллизации минералов в обломках оруденелой брекции. Согласно экспериментальным работам Буэна и Таттла (1950), перекристаллизация серпентина должна происходить с образованием оливина при сравнительно низких температурах около 400° С.

Несмотря на небольшие размеры обломков, окруженных со всех сторон рудным цементом, нигде не обнаружено следов перекристаллизации под влиянием высокой температуры. Внутри обломков нередко сохраняются следы реликтовой структуры, хорошо выраженные катаклазические структуры, брекчевые участки. Из минералов новообразований на первом месте стоят тальк, хлорит, серицит. Вместе с тальком в обломках ультраосновных пород часто встречаются карбонаты, в обломках филлита — хлорит и серицит.

В тесной связи с процессами рудоотложения находится мощные метаморфические изменения надрудной толщи вмещающих пород в висячем боку оруденелой тектонической зоны.

Мощность гидротермальных изменений пород очень велика. Мощность зоны измененных пород находится в прямой зависимости от мощности рудной зоны и мощности рудных тел. Процессы рудоотложения сопровождались гидротермальными изменениями обломков брекции и вмещающих пород висячего бока.

Ассоциация таких минералов как тальк, хлорит, серицит, карбонаты внутри обломков и кварца, кальцита и хлорита с рудными минералами — все это служит указанием на низкую температуру кристаллизации сульфидных руд. Рудный раствор был очень богат водой и по своим свойствам, по-видимому, представлял гидротермальный, сравнительно низкотемпературный раствор. В. К. Котульский (1948) гидротермальные изменения горных пород в висячем боку оруденелой зоны и ассоциацию низкотемпературных минералов внутри рудной зоны объяснял следующим образом: сначала интродуцировала горячая рудная магма, а затем при низкой температуре происходили гидротермальные процессы. Однако хорошо сохранившиеся следы механической деформации и реликтовая структура перidotитов внутри обломков брекции, отсутствие высокотемпературных минералов и бластических структур, которые должны были возникнуть согласно этому допущению, указывают на неубедительность такого объяснения.

Парагенезисы минералов для метаморфических горных пород

Начнем с рассмотрения вопроса об изменении химического состава горных пород при метаморфизме и сделаем это при помощи вариационных диаграмм, составленных для различных групп пород (Н. А. Елисеев и Б. И. Папушис, 1952).

На рис. 60 изображена диаграмма для ультраосновных пород. На диаграмме слева направо нанесены горные породы, начиная со слабоизмененных к наиболее интенсивно измененным. Химические анализы горных пород, приведенных для сравнения на вариационной диаграмме, имеются в табл. 3 (1 — анализ 1; 2 — анализ 5; 3 — анализ 6; 4 — анализ 9; 5 — анализ 36; 6 — анализ 27).

По такому же принципу составлена вариационная диаграмма, представленная на рис. 61 для пироксенитов-амфиболитов: 1 — пироксен из грубозернистого пироксенита с Каулы (анализ 62); 2 — пироксенит-

с Пильгуярви (анализ 14) и 3 — амфиболит (измененный пироксенит) с Каулы (анализ 28).

Для габбро вариационная диаграмма изображена на рис. 62. 1 — габбро с Каммикиви (анализ 16), 2 — габбро с Пильгуярви (анализ 17) и 3 — измененное габбро, превращенное в хлоритовую породу (анализ 30).

Ломанными линиями на диаграммах показано содержание различных катионов в анализированных горных породах. Некоторые кривые делают

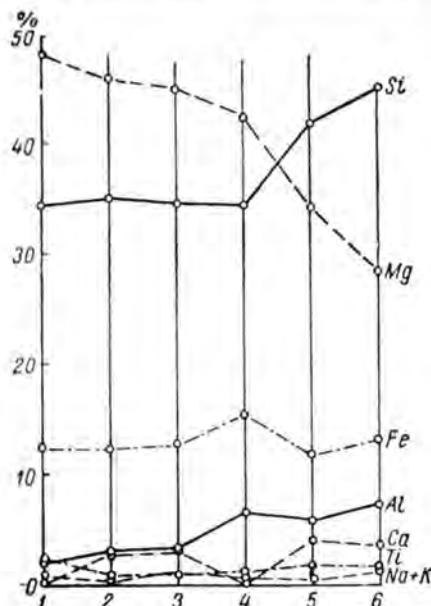


Рис. 60. Вариационная диаграмма для оливинитов и перидотитов. На диаграмме слева направо нанесены горные породы, начиная со слабо измененных к наиболее интенсивно измененным.

Анализы: 1 — наиболее свежий пироксенитовый оливинит; 2 — измененный перидотит с реликтами оливина; 3 — серпентинит; 4 — хлоритовый серпентинит; 5 — интенсивно измененный, оталькованный перидотит; 6 — серпентинито-тальновая порода.

В ультраосновных породах такие изломы хорошо выражены для содержания магния и кремния, в пироксенитах для магния и кальция и слабее для кремния, в породах габбрового состава для щелочей, магния и менее резко для кальция.

Резкие изломы на кривых вариационных диаграмм указывают на изменения химического состава вследствие явлений метасоматоза. Отсутствие изломов при переходе от наиболее свежих пород к породам, подвергшимся автометаморфизму, служит указанием на то, что химический состав горных пород при автометаморфизме оставался постоянным, не считая увеличения количества воды и углекислоты. При гидротермальном метаморфизме имели место явления метасоматоза; чем резче излом кривых на вариационной диаграмме, тем отчетливее выражен процесс выноса и привноса вещества при гидротермальном метаморфизме.

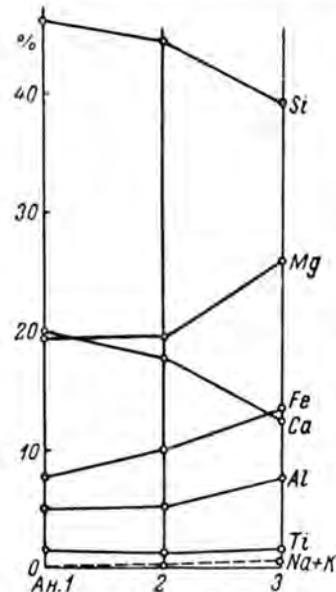


Рис. 61. Вариационная диаграмма для пироксенитов и амфиболитов. Объяснения в тексте.

резкий излом при переходе от химических составов для пород, подвергшихся автометаморфизму, к породам, претерпевшим гидротермальные изменения.

Поведение различных химических элементов при метасоматических процессах иногда было различным при гидротермальном метаморфизме различных по составу горных пород, что особенно хорошо видно на поведении магния. При переходе кривой содержания магния из области автометаморфизма в область гидротермального метаморфизма происходит резкий излом кривой. Для ультраосновных пород излом сопровождается резким понижением в содержании магния (вынос магния), а для пироксенитов и габбро происходит обратный процесс — кривая повышается. Очень резко выражен вынос щелочей при гидротермальном метаморфизме габбро и эссеекситовых габбро, что соответствует наблюдениям над изменением минералогического состава при гидротермальном метаморфизме. Выносом щелочей объясняется, в частности, появление хлорита, возникающего при замещении альбита и ортоклаза, вместо алюмосиликатов натрия и калия при метасоматозе возникают алюмосиликаты магния и железа. Переходящие в раствор щелочи могут в дальнейшем вступить в реакцию, в результате которой в гидротермальной жилке могут отлагаться альбит и адуляр, а вмещающие породы могут обогащаться серицитом (фиолиты).

Обращает внимание отсутствие изломов на кривой содержания железа при гидротермальном метаморфизме. Изломы кривой содержания кальция наблюдаются для пироксенитов и габбро. Так же как и для щелочей, для кальция типично уменьшение количества кальция в породе при гидротермальном метаморфизме. Изгиб на кривой содержания кремния, так же как и для других элементов, свидетельствует об участии кремния в метасоматических процессах.

По Д. С. Коржинскому, такие изломы на кривых содержания различных элементов при метаморфизме указывают на подвижность соответствующих компонентов при метасоматических процессах. В соответствии с этим можно наметить следующий ряд подвижности химических элементов при метасоматических процессах: кроме воды и углекислоты, которые подвижны при любых видах метаморфизма, далее идут начиная с наиболее подвижных: щелочи, кальций, магний, кремний.

При рассмотрении метаморфических процессов следует иметь в виду еще одну особенность метасоматических замещений при гидротермальных изменениях, которая играла большую роль при формировании сульфидных медно-никелевых месторождений, — рудный (сульфидный) метасоматоз, в результате которого происходило иногда довольно интенсивное замещение сульфидами силикатных минералов и горных пород. Этот процесс имеет очень важное значение для понимания физико-химической природы процессов оруденения, связанного с гидротермальным метаморфизмом.

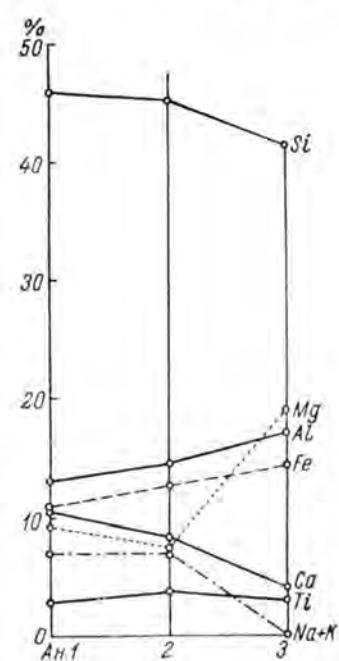


Рис. 62. Вариационная диаграмма для габбро. Объяснения в тексте.

Чтобы сравнить парагенезисы минералов, возникших за счет первичных основных пород дифференцированных интрузивных тел, воспользуемся диаграммами, изображенными на рис. 63—65 (Н. Елисеев и Папушис, 1952). На рис. 63 изображена диаграмма состава парагенезиса для габбро (6 анализов габбро и 2 анализа эсекститовых габбр). Точки анализов попадают в поле габбро, обведенное кружком, пунктиром показано поле эсекститовых габбр. Поле располагается на диаграмме внутри частного треугольника моноклинный пироксен—плагиоклаз (андезин — лабрадор) —рудный минерал. На рис. 64 изображен парагенезис, типичный для автометаморфических изменений, точнее для альбита-эпидотоговообманковой ступени, автометаморфизма (фация эпидотовых амфиболитов).

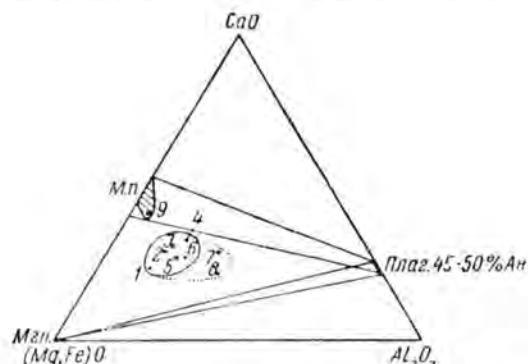


Рис. 63. Парагенезисы минералов для магматической кристаллизации минералов.

Строго говоря, для процессов автометаморфизма нужно несколько диаграмм, так как последующие автометаморфические изменения приводили к последовательной смене парагенезисов минералов, но мы ограничимся рассмотрением одной только ступени. Для альбита-эпидотоговообманковой ступени.

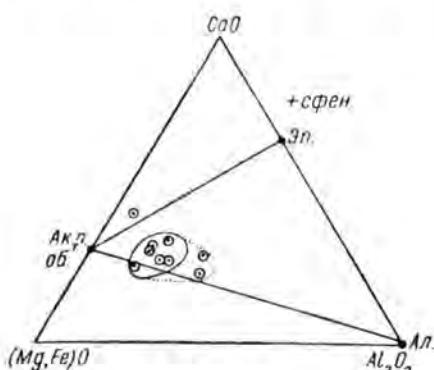


Рис. 64. Парагенезисы минералов для стадии гидротермального автометаморфизма.

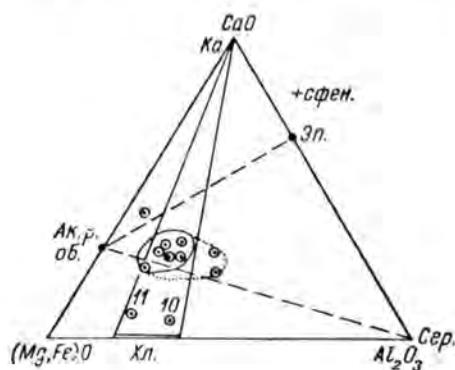


Рис. 65. Парагенезисы минералов для гидротермального метаморфизма.

говообманковой ступени автометаморфизма типично отсутствие первичных минералов моноклинного пироксена и плагиоклаза, поле метаморфических пород занимает положение близкое к стороне частного треугольника актинолитовая роговая обманка — альбит, что указывает на небольшое содержание эпидота в этих породах.

На рис. 65 изображена диаграмма, характеризующая гидротермальный метаморфизм. Неустойчивые при гидротермальном метаморфизме актинолитовая роговая обманка, альбит и эпидот замещаются ассоциацией

хлорита и кальцита. Хлоритизации подвергаются не только цветные минералы, но и альбит и ортоклаз (в эссецитовых габбро). При наиболее интенсивных гидротермальных изменениях габбровых пород последние превращаются в агрегат хлорита с примесью карбоната. Точками (10 и 11) обозначены составы двух образцов габбро, претерпевших наиболее интенсивные гидротермальные изменения. В связи с гидротермальным изменением ультраосновных пород всегда происходит появление большого количества талька, при гидротермальном метаморфизме происходит замещение серпентина тальком. При гидротермальном метаморфизме происходит возникновения сфена за счет рудного минерала — титаномагнетита.

Таким образом, при сравнении различных видов метаморфизма выясняется следующее: 1) преобладающее значение имеют автометаморфизм и гидротермальный метаморфизм; 2) для разнообразных проявлений автометаморфизма и для гидротермального метаморфизма типично резко выраженное преобладание зеленокаменных метаморфических превращений (фация зеленых сланцев), совершающихся в условиях небольших глубин и низких температур, что в особенности подчеркивается присутствием среди метаморфизованных пород таких минералов, как преинит и в особенности пумпелинит; 3) при гидротермальном метаморфизме происходило наложение процессов гидротермального метаморфизма на продукты других видов метаморфизма.

Результаты изучения метаморфизованных горных пород на участке Пильгуярви и их поведения на глубине позволяют сделать выводы о глубине сульфидной медно-никелевой минерализации. На глубине почти в 1200 м рассланцованные серпентиниты под влиянием гидротермального метаморфизма подвергаются оталькованию и карбонатизации, кроме того, в этих породах происходит обогащение медно-никелевыми сульфидами подобно тому, что можно было многократно наблюдать на различных участках на меньших глубинах. Эти факты указывают на то, что на глубине 1200 м не отмечается каких-либо изменений в характере гидротермального метаморфизма, а также изменений в составе сульфидных минералов.

ЧАСТЬ V

МОРФОЛОГИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

В Печенге известно несколько участков сульфидных медно-никелевых рудопроявлений, генетически связанных с ультраосновными и основными породами. Различаются несколько видов рудопроявлений: 1) рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах; 2) рудопроявления в слабо метаморфизованных породах; 3) рудопроявления с интенсивно перекристаллизованными рудными минералами; 4) рудопроявления со сложной морфологией; 5) рудопроявления необычного минералогического состава.

Каждый вид рудопроявления отличается разнообразием типовrud-вкрашенных „сплошных“ оруденелых брекчий и т. д.

Глава 16

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ИНТЕНСИВНО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Общие сведения

Рудопроявление этого типа находится в западной части пояса ультраосновных и основных интрузий и расположено на южном склоне широтного горного массива, сложенного ультраосновными породами так называемой Главной интрузии. Руды представлены оруденелой тектонической брекчияй и вкрашенными сульфидными рудами в боковых породах — филлитах и серпентинитах. Незначительное распространение имеют сплошные сульфидные руды. Главные рудообразующие минералы во всех типах руд представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом и магнетитом.

По простиранию в оруденелой зоне отмечается несколько пережимов, из них наиболее значительный проходит в центре участка. Эти пережимы и раздувы прослеживаются на большое расстояние по падению и обусловливают столбообразное строение некоторых частей зоны.

На обоих флангах оруденелая зона при выклинивании разветвляется на ряд более мелких, постепенно выклинивающихся жил, сопровождающихся также вкрашенным оруденением в боковых породах. При этом на востоке веер тонких оруденелых тектонических зон обращен к северу от Главной оруденелой тектонической зоны, а на западе, наоборот — к югу. Как будет показано ниже, это обусловлено дорудными дизъюнктивными дислокациями — сочетанием меридионального взброса и широтной сдвиговой зоны и ее южной ветви.

Нижняя часть оруденелой зоны расположена почти целиком в филлитах. общее широтное простирание участка рудопроявлений выдерживается хорошо, и в малом масштабе рудная залежь имеет прямые очертания, но с несколько волнообразными изгибами, сопровождающимися иногда образованием пережимов. Наиболее крупные изгибы являются отражением складчатой структуры вмещающих пород. Более мелкие изгибы наблюдались только в зоне оруденелой тектонической брекчии, главным образом в ее зальбандах (рис. 66), и на общую форму оруденелого участка не оказывали какого-либо значительного влияния.

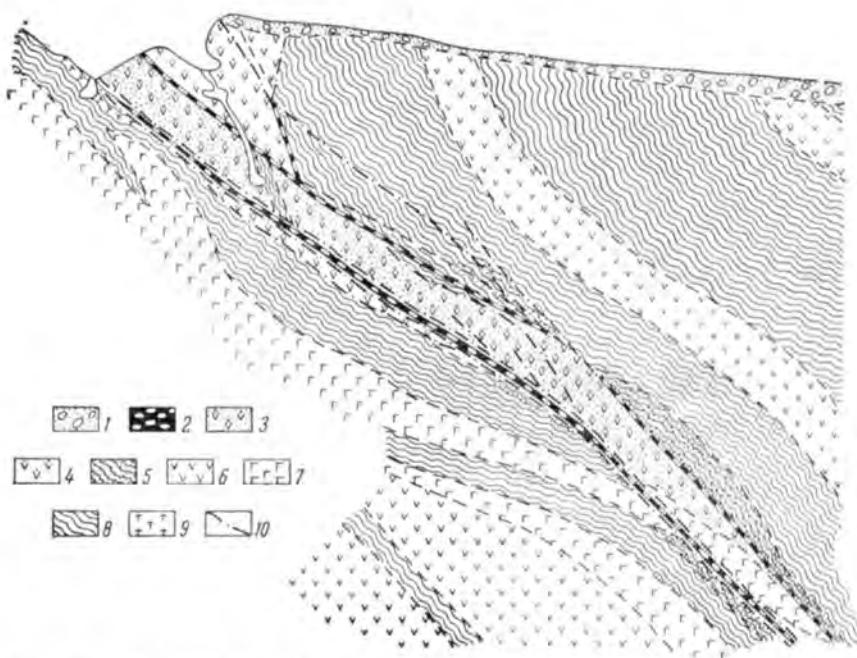


Рис. 67. Схематический геологический разрез массива измененных и оруденелых пород.

1 — наосы; 2 — оруденелая тектоническая брекчия; 3 — сильно оруденелые серпентиниты; 4 — средне оруденелые серпентиниты (рядовые вкрапленные руды); 5 — оруденелые филлиты; 6 — серпентиниты (измененные перидотиты); 7 — габбро; 8 — филлиты; 9 — туффиты; 10 — тектонические нарушения.

По падению участок имеет более выдержаный характер (рис. 67). Но и здесь при общем падении рудного тела к югу отмечаются плавные волнообразные изгибы и изменение угла падения от 25° до 45°.

Особенности структуры участка рудопроявления

Основным структурно-геологическим элементом определившим пути проникновения рудных растворов, локализацию брекчиевидных и сплошных сульфидных руд, а также контролирующим вкрашенное сульфидное оруденение в боковых породах, является Главная оруденелая тектоническая зона. Важными структурными элементами являются также меридиональный взброс, оруденелые тектонические контакты и прочие дизъюнктивные нарушения. Очень большую роль в локализации суль-

фидного медно-никелевого оруденения играли весьма благоприятные для рудоотложения ультраосновные породы, в которых при пересечении тектоническими нарушениями образовались мощные зоны богатого вкрапленного сульфидного оруденения.

Главная оруденелая тектоническая зона на поверхности проходит вблизи нижнего контакта интрузии. Она простирается в широтном направлении и падает на юг под углом $35-40^\circ$, частично отражая большие складки и изгибы пластов, но в целом является секущей по отношению к складчатым структурам вмещающих туфогенно-осадочных пород и заключенных в них межпластовых интрузивных тел.

На западном фланге зона первоначально идет вдоль нижнего контакта оруденелой интрузии с подстилающими плойчатыми филлитами и туффитами.

В центре участка она проходит полностью в серпентинитах и смещает выпуклую к северу нижнюю часть этой интрузии относительно верхней в горизонтальном направлении — к востоку примерно на 80—90 м. Далее на восток она вновь следует по контакту, и на восточном фланге снова заходит целиком в филлиты, где сложно ветвится, образуя расходящийся к северо-востоку веер из пяти более мелких и постепенно выклинивающихся оруденелых тектонических зон, переходящих затем в мощ-

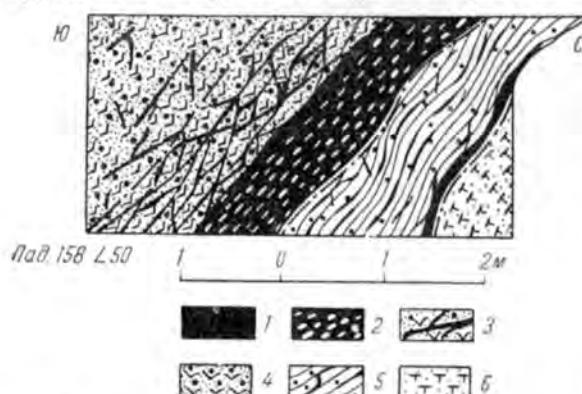


Рис. 68. Строение Главной оруденелой тектонической зоны.

1 — сплошная сульфидная руда; 2 — оруденелая тектоническая брекчия; 3 — брекцированные сильно оруденелые серпентиниты с прожилками сульфидов, преимущественно халькоцирита; 4 — сильно оруденелые серпентиниты; 5 — оруденелые филлиты; 6 — оруденелые туффиты.

ную зону межпластовых скольжений, брекчирования, интенсивного оруденения и окварцевания в филлитах.

На западном фланге Главная оруденелая тектоническая зона также полностью заходит в филлиты, где аналогично восточному флангу сложно ветвится, образуя расходящийся веер мелких оруденелых тектонических зон, но в отличие от восточного фланга здесь они отходят не к северу, а к югу от Главной зоны. Количество таких ответвлений достигает девяти. Каждая зона и здесь выполнена оруденелой тектонической брекчий, мощность которой постепенно уменьшается при удалении от Главной зоны.

Строение Главной зоны в центре участка иллюстрируется зарисовкой (рис. 68). Здесь можно видеть взаимные отношения между брекчевидными рудами, заполнившими полость зоны, и оруденелыми вмещающими породами — серпентинитами висящего бока и филлитами, и туффитами лежачего бока. Обращает внимание наличие густой сети переплетающихся сульфидных, преимущественно халькоциртовых жил в оруденелых серпентинитах вблизи зоны брекчий.

В центре участка Главная сдвиговая зона образует ряд разветвлений и петель, огибая попадающиеся на ее пути контакты смещенной части интрузии. Помимо этого, здесь отмечено большое количество оруденелых тектонических нарушений, отходящих от Главной зоны к юго-

юго-западу и падающих под более крутыми углами к юго-востоку.

Наиболее значительной и хорошо прослеживающейся является так называемая Южная оруденелая тектоническая зона, которая выполнена богатой сульфидами оруденелой тектонической брекчиеей. Падает она к югу-юго-востоку под углом $39-55^\circ$, т. е. значительно круче, чем Главная зона. Вдоль Южной оруденелой тектонической зоны отмечено смещение пород висячего бока, включая дайку диабазов, в горизонтальном направлении к западу, на расстоянии 50–55 м. Вертикальная составляющая перемещения неизвестна.

Таким образом, и эта зона, или точнее южная ветвь Главной зоны, также является сдвигом.

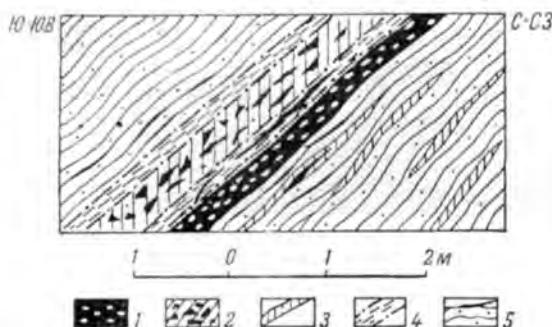


Рис. 69. Полосовое строение Главной оруденелой тектонической зоны на западном фланге участка.

1 — оруденелая тектоническая брекчия; 2 — кварцевая брекчия с сульфидами; 3 — кварцевые жилы с сульфидами; 4 — жильная глиняк; 5 — оруденелые филлиты.

Главная оруденелая тектоническая зона на флангах имеет полосатое строение, обусловленное обособлением богатых брекчевидных сульфидных руд в нижней части зоны, в то время как верхняя ее часть сложена брекчией, в которой обломки филлита скементированы кварцем с небольшим содержанием альбита, карбоната и сульфидов (рис. 69). В промежутке между этими полосами проходит зона тектонической глиники с линзами сульфидов. Филлиты около зоны также слегка рассланцованны и содержат вкрашенность и прожилки сульфидов и жильных минералов.

В нижней части участка отмечается явление выполнения сплошной сульфидной рудой полостей отслаивания в филлита, которые примыкают к оруденелой тектонической зоне под острым углом с юго-запада и северо-востока. При удалении от оруденелой тектонической зоны мощность их постепенно уменьшается, в 10–15 м от зоны они полностью выклиниваются и далее наблюдается только тонкий тектонический шов по слоистости, выполненный перетертым материалом боковых пород.

Мощность Главной оруденелой тектонической зоны колеблется. Резкое увеличение мощности брекчевидных руд наблюдается в местах сопряжения и пересечения двух или нескольких тектонических зон (ветвей Главной зоны), тектонических контактов, а также в местах резкого изменения азимута простирания и угла падения тектонической зоны.

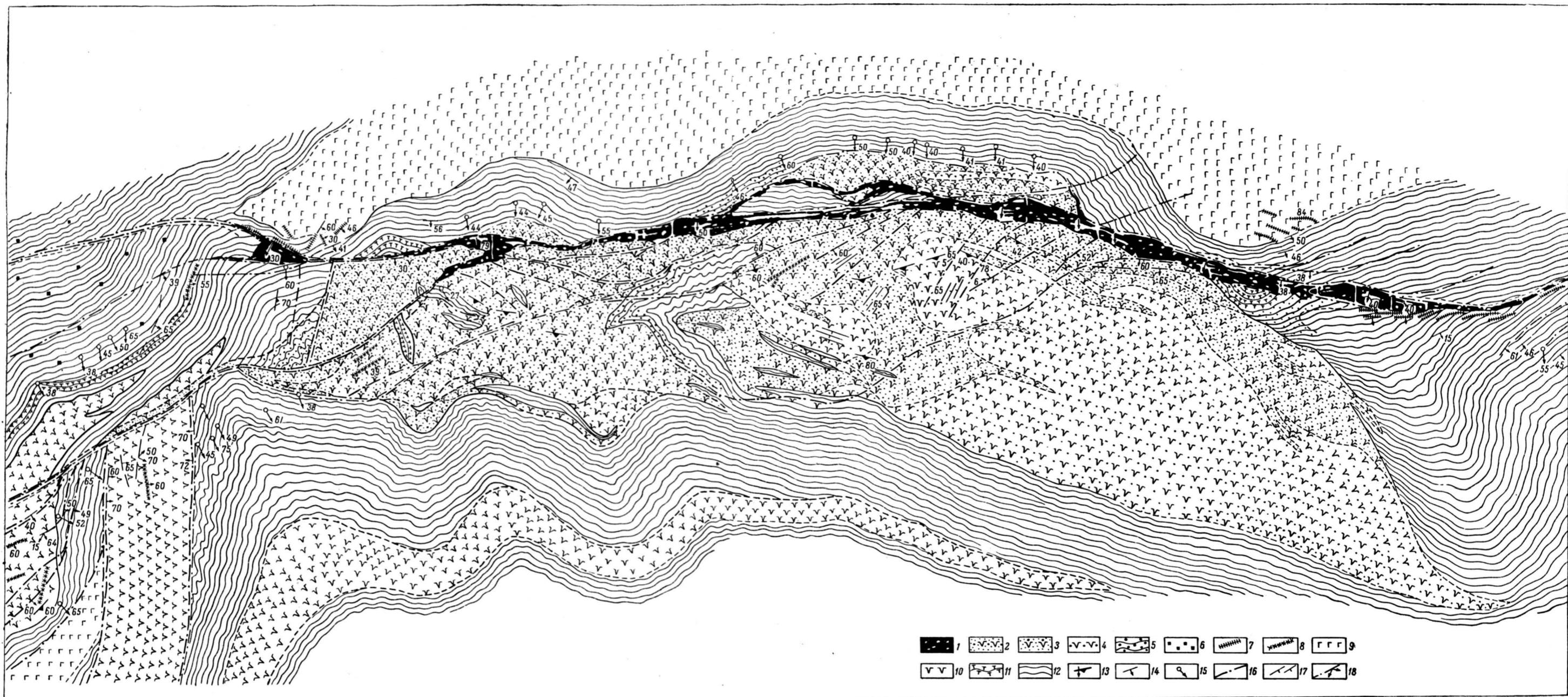


Рис. 66. Схематический план рудопроявлений в сильно метаморфизованных горных породах. Составил Г. И. Горбунов с использованием материалов местных организаций (1950 г.).

1 — оруденелая тектоническая брекчия и массивные медно-никелевые сульфидные руды; 2 — сильно оруденелые серпентиниты; 3 — средне оруденелые серпентиниты; 4 — слабо оруденелые серпентиниты; 5 — оруденелые филлиты; 6 — зоны пирротинового оруденения; 7 — кварцевые и аксинитовые жилы; 8 — кальцитовые и кальцито-тремолитовые жилы; 9 — габбро; 10 — серпентиниты (измененные перидотиты); 11 — туффиты; 12 — филлиты и песчаники; 13 — общее простирание и падение полосатых текстур, стрелками обозначена линейная ориентировка кристаллов или обломков в оруденелой тектонической брекчии; 14 — элементы залегания пород; 15 — погружение осей складок; 16 — тектонические нарушения; 17 — трещины отдельности; 18 — трещины с бороздами скольжения.

Нужно отметить еще две особенности строения Главной оруденелой тектонической зоны. Зона по простиранию имеет волнообразно изогнутые очертания. На фоне больших изгибов, отражающих складчатые структуры вмещающих пород, в горизонтальном сечении в них отмечаются также более мелкие синусоидальные изгибы с амплитудой между гребнями от 0,5 до 2, реже 3—4 м, хорошо наблюдаемые на сглаженных поверхностях обоих залывандов оруденелой тектонической зоны (рис. 70). Частое повторение этих изгибов, гладкие стенки контактов брекчиивидных руд с оруденелыми боковыми породами, местами отороченных 2—3 мм слоем послерудной тектонической глиники, а также ориентировка гребней строго по падению рудного тела создают ложное представление

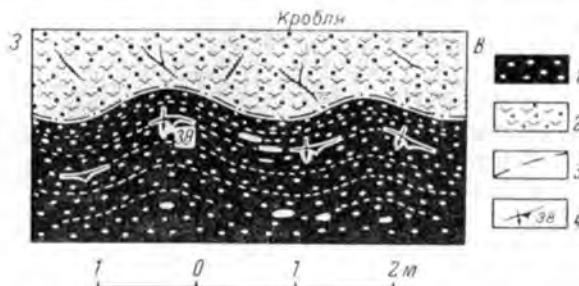


Рис. 70. Волнообразные очертания (псевдоребристость) верхнего контакта Главной оруденелой тектонической зоны.

1 — оруденелая тектоническая брекчия; 2 — сильно оруденевые серпентиниты; 3 — послерудные тектонические нарушения; 4 — элементы залегания полосатости и линейности в руде.

о наличии вдоль контактов крупных крутонаклонных «борозд скольжения».

Второй особенностью строения Главной оруденелой тектонической зоны является ориентированное расположение в брекчиивидной руде удлиненных обломков силикатных пород (в направлении падения зоны), скематированных сульфидами: пиротином, пентландитом и халькопиритом с подчиненным количеством жильных минералов — карбонатов, кварца, альбита и др.

Отмечаются также некоторые другие детали строения оруденелой зоны, помогающие установление направления перемещения пород по Главной зоне. На рис. 71 изображена схематическая зарисовка северной стенки штрука, на которой видно, что слабо оруденелая, но довольно мощная тектоническая зона состоит из серии параллельных более мелких зон, отороченных глинистым трения. В промежутках между этими мелкими зонами вмещающие породы — филлиты разбиты серией чрезвычайно сближенных между собой поперечных трещин на мелкие пластинки, которые под влиянием скольжения слоев изогнуты и приобрели S-образную форму. Направление изгиба соответствует направлению скольжения соседнего слоя. Такая S-образная сланцеватость, как правило, сопровождается образованием между пластинами линзообразных пустот, заполненных сульфидами. Здесь ясно видна начальная стадия образования тектонической брекчии под влиянием движения пород висячего бока зоны в горизонтальном направлении к западу относительно пород лежа-

чего бока. На такое же направление смещения пород указывают многочисленные перистые трещины и расколы. Как известно, острый угол между перистыми трещинами и плоскостью перемещения открыт в сторону движения пород. На геологоструктурных планах отчетливо видно, что острый угол между перистыми расколами и плоскостью зоны в висячем боку ее обращен к западу, а в лежачем боку — к востоку.

Вопрос о характере движений, которые привели к возникновению широтной тектонической зоны, разбирался Н. А. Елисеевым (1952б) на основании данных микроструктурного анализа рудной брекции. Тектонические движения, сопровождавшиеся вращением обломков вокруг длинных осей, происходили в горизонтальном направлении, параллельно рудной зоне.

В свете этих данных становится ясной природа мелких синусоидальных изгибов в горизонтальных сечениях и особенно в сечениях, перпендикулярных падению зоны. Эти чередующиеся изгибы, ориентированные по падению, представляют собой псевдоребристость, обусловленную теми же вращательными дифференциальными движениями обломков в тектонической сдвиговой зоне в период ее развития.

Из приведенных данных следует:

1. Широтная тектоническая зона возникла в результате горизонтальных тектонических движений, совпадающих с направлением ее простирания. Вдоль зоны произошло горизонтальное смещение пород висячего бока к западу относительно пород лежачего бока на расстоянии до 90 м. Следовательно, зона представляет собой сдвиг.

2. Горизонтальные движения вдоль зоны сопровождались закономерной ориентировкой и вращательными движениями обломков вокруг длинных осей.

Исследование руд показывает, что сульфиды и жильные минералы, слагающие цемент в брекчиевидных рудах, заметных следов тектонических движений не имеют. Структура цемента зернистая. При микроструктурном анализе на ориентирных диаграммах, составленных по кварцу и альбиту, также не обнаружено каких-либо тектонических узоров (Н. Елисеев, 1952б). Следовательно, образование брекчиевидных руд происходило после образования тектонических зон.

Вторым важным структурным элементом участка является меридиональный взброс. Он падает к западу под углом 72—75°. Амплитуда смещения составляет 20—30 м, поднято западное крыло. Наблюдения над зеркалами скольжения показали, что смещение пластов происходило почти по направлению падения. Взброс пересекается более молодой Главной оруденелой тектонической зоной и ее южной ветвью разби-

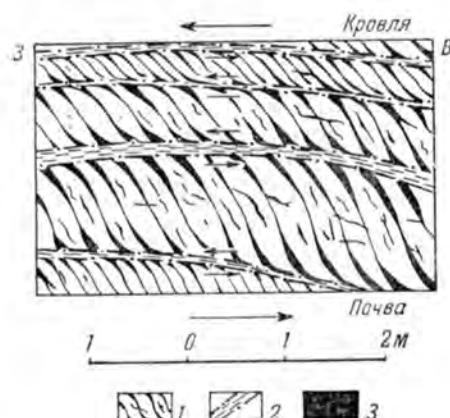


Рис. 71. Детали строения Главной оруденелой тектонической зоны на восточном фланге участка.

1 — смещенные блоки филлитов, пропитанные по трещинам сульфидами; 2 — зоны скольжения, отороченные глинистой трещиной; 3 — сульфидная руда. Стрелками показано предполагаемое направление движений.

вается на три блока, последние ступенчато смещаются к западу относительно друг друга.

Тектонический шов взброса, заключенный между Главной сдвиговой зоной и ее южной ветвью, выполнен преимущественно сплошными полосатыми сульфидными рудами (рис. 72). Вдоль обоих залывандов узкими полосами расположены брекчииевые руды. Брекчииевые руды у восточного залыванда переходят в руды с брекчийской текстурой, которые далее на восток сменяются сильно раздробленными и орудиенелыми серпентинитами с петельчатой или сетчатой текстурой. В последних при удалении от зоны постепенно уменьшается количество сульфидных жилок, и на расстоянии 2–4 м от зоны они переходят в богатые вкрашенные руды с редкими сульфидными прожилками.

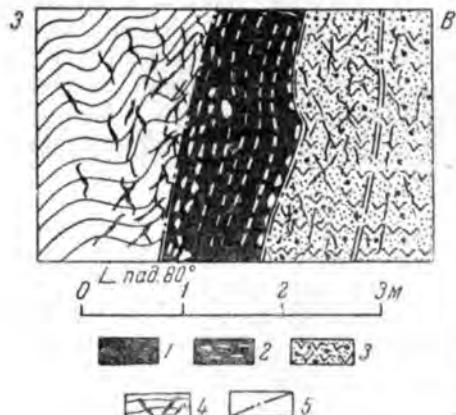


Рис. 72. Детали строения орудиенелого меридионального взброса.

1 — сплошная полосатая сульфидная руда; 2 — орудиенелая тектоническая брекчия (брекчийская руда); 3 — сильно орудиенелые серпентиниты с прожилками халькоцирпита; 4 — орудиенелые филлиты; 5 — послерудные тектонические нарушения.

Чем южная сдвиговая зона, а заполнение сульфидами обеих полостей, вероятнее всего, происходило одновременно.

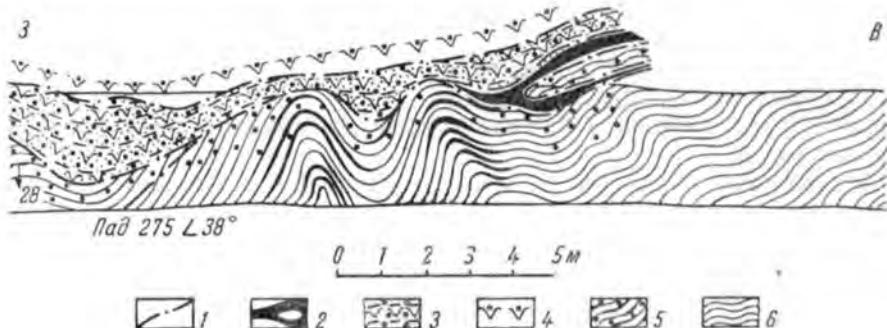


Рис. 73. Орудиенелый тектонический контакт серпентинитов с подстилающими складчатыми филлитами. Схематическая зарисовка.

1 — орудиенелые тектонические нарушения; 2 — сплошная сульфидная руда; 3 — сильно орудиенелые серпентиниты; 4 — средние орудиенелые серпентиниты; 5 — орудиенелые филлиты; 6 — филлиты безрудные.

Тектонический шов взброса в висячем и лежачем боках за пределами рудного тела выполнен безрудным, очень тонким перетертym материалом

зеленовато-серого цвета. На нижних горизонтах продолжением меридионального взброса в лежачем боку рудного тела предположительно можно считать зону рассланцевания и дробления среди филлитов, выполненную жилой сплошных сульфидных руд.

Главная оруденелая тектоническая зона, ее южная ветвь и более древний оруденелый меридиональный взброс в западном крыле участка образовали своеобразную структуру сужающейся по глубине трехгранной призмы, которая хорошо прослеживается на всех горизонтах и уходит глубже, имея западное склонение под углом 72–79° в плоскости падения Главной зоны. Нам представляется, что именно благодаря этому структурному элементу, в пределах которого серпентиниты и филлиты претерпели сильное раздробление и интенсивное оруденение, можно объяснить, во-первых, максимальную мощность рудного тела и наибольшую концентрацию сульфидов никеля и меди в западном крыле участка и, во-вторых, общее склонение рудного тела к западу под углом 72–79°.

К числу важных структурных элементов участка следует отнести тектонические контакты оруденелой межпластиовой интрузии с вмещающими филлитами, вдоль которых происходили перемещения типа взбросо-сдвигов. Поверхности тектонических контактов являлись составными частями общей структуры участка, а подвижки вдоль них в период рудоотложения обусловили добавочное дробление пород, приоткрывание сопряженных трещин, вдоль которых происходило рудоотложение и проникновение рудных масс в боковые породы. Как правило, эти полости выполнены сплошными сульфидными рудами (рис. 73), нередко представлены зонами богатых брекчийидных руд мощностью до 1–2 м и более. С этой точки зрения, интересны выклинивания межпластиовых интрузивных тел. В этом случае наблюдалось соединение обоих оруденелых тектонических контактов в одну зону смятия и брекчирования, которая затем продолжалась в филлитах и содержала линзы, гнезда и вкрапленность сульфидов и кварца (рис. 74).

Схема развития структуры интрузии

Анализ полученных данных позволяет ориентировочно наметить следующую схему развития структуры интрузии на участке (рис. 75). Предполагаемая геологическая структура участка после внедрения и застывания интрузии ультраосновных пород изображена на рис. 75, А.

В первый период тектонических движений, которые начались после внедрения и застывания ультраосновных интрузий, а затем даек диабазов (рис. 75, Б), образовался меридиональный взброс, возникший на границе филлитов и серпентинитов в западном крыле флексурообразной

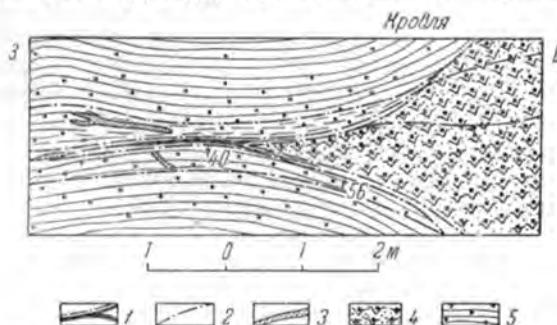


Рис. 74. Характер выклинивания интрузии оруденелых ультраосновных пород.

1 — сплошная сульфидная руда; 2 — оруденелые тектонические нарушения; 3 — кварцевые жилки с сульфидами; 4 — оруденелые серпентиниты; 5 — оруденелые филлиты.

синклинальной складки и распространяющийся на некоторое расстояние к северу и югу, где, войдя в филлиты, быстро затухает и переходит в зону межслоевых скольжений и брекчирования. Направление взброса совпа-

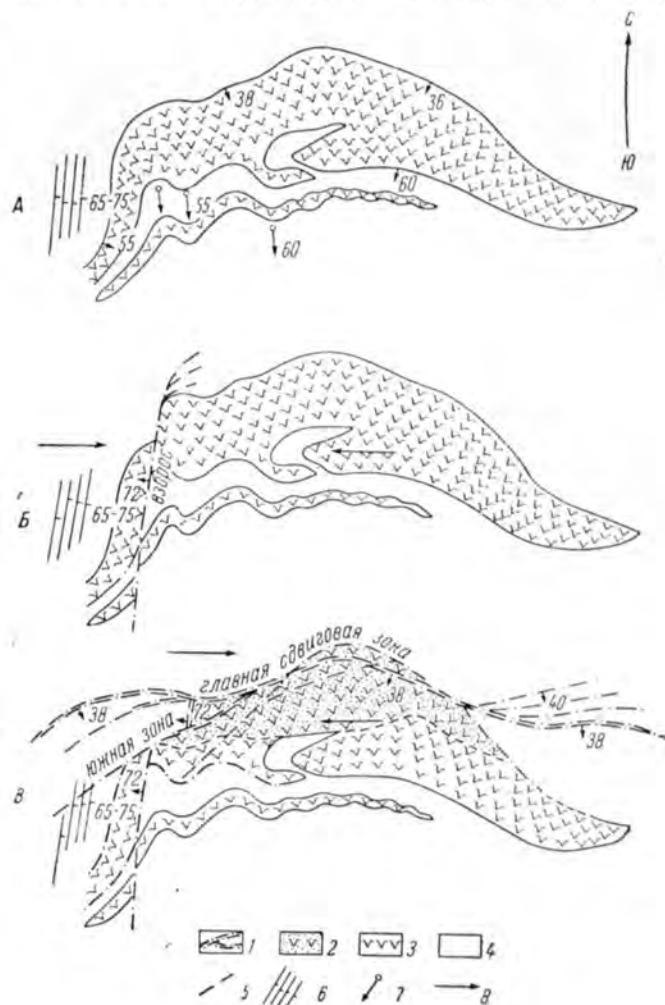


Рис. 75. Схема развития структуры интрузии Каулы (план).

A — предполагаемая геологическая структура участка после внедрения и застывания интрузий. Интрузии ярко отражают синкллинальность в филлитах; Б — возникновение меридионального взброса вдоль флексураобразного перегиба на западном крыле синклинальной складки; В — образование широтной сдвиговой зоны, осложненной на флангах более мелкими тектоническими нарушениями типа перистых трещин, в конце рудоотложения. 1 — оруденелая тектоническая брекчия и массивные медно-никелевые сульфидные руды; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — серпентиниты; 4 — филлиты; 5 — тектонические нарушения; 6 — трещины кливажа; 7 — погружение осей складок; 8 — направление движения.

дает с направлением хорошо развитой в филлитах системой меридиональных круто падающих на восток под углом 70—80° трещин вторичной сланцеватости, совпадающих с направлением осевых поверхностей складок.

Вслед за образованием меридионального взброса последующие более интенсивные горизонтальные тектонические движения обусловили образование крупной широтной сдвиговой зоны со значительным перемещением пород (рис. 75, B). Она располагается вдоль механически неоднородной и ослабленной поверхности нижнего контакта интрузии ультраосновных пород.

Эти тектонические движения, вероятно, закончились уже в процессе рудоотложения, по крайней мере после того, как произошло раскрытие в оруденелых породах вблизи зоны многочисленных трещин, выполненных позднее сульфидами, преимущественно халькопиритом.

Такое истолкование процесса возникновения и развития структуры интрузии до известной степени объясняет, почему широтные или близкие к ним тектонические нарушения выполнены сульфидами, а меридиональные почти не содержат таковых, за исключением участка взброса между двумя широтными зонами и небольшого блока в лежачем боку Главной зоны. Очевидно, причина такой неравномерной локализации сульфидных руд в главных структурных элементах месторождения заключается в том, что к началу рудоотложения полости более древних меридиональных тектонических нарушений и в первую очередь крупного взброса были плотно закрыты под влиянием ориентированного в широтном направлении горизонтального движения. В это же время смещения пород вдоль широтных тектонических нарушений, имеющих в плане волнообразно изогнутые очертания, привели к образованию в них брекчий трения, приоткрыванию стенок и образованию полостей, выполненных сульфидами. Тектонический шов меридионального взброса в блоке между Главной и Южной сдвиговыми зонами теми же движениями был несколько приоткрыт и также выполнен преимущественно сплошными рудами.

Типы руд

Отдельные исследователи по-разному разделяли руды на типы. Так, Вейринен (Väyrynen, 1938) выделяет шесть типов руд: 1) основной тип, представляющий собой серую однородную тонкозернистую разновидность, состоящую в основном из сульфидов с примесью силикатов; 2) порфировый тип — сплошная однородная сульфидная масса с порфировидными выделениями пентландита; 3) тонкозернистые импреньяции в серпентинитах; 4) импреньяции в сланцах; 5) сланцевая брекчия, состоящая из тонких изогнутых сланцевых пластинок и цементирующей их сульфидной массы; 6) брекчевая руда, образованная путем брекчирования вышеуказанных типов руд и имеющая вторичное происхождение.

Г. И. Горбунов в 1946—1947 гг. руды Каулы разделял на четыре главнейших типа, отличающиеся по способу отложения, вещественному составу, текстурным особенностям и пространственному положению в рудном теле: 1) оруденелая тектоническая брекчия (брекчевые и брекчевые руды); большинством исследователей эти руды описывались под названием «рудная брекчия»; этот термин неточный, Н. А. Елисеев (1952б) предложил более правильное название — «оруденелая тектоническая брекчия»; 2) сплошные сульфидные руды; 3) оруденелые серпентиниты; 4) оруденелые филлиты.

Оруденелая тектоническая брекчия (брекчевые и брекчевые руды)

Брекчевые рудами выполнена Главная сдвиговая зона с ее многочисленными ответвлениями. Зона оруденелой тектонической брекчии залегает в серпентинитах, а также вдоль контакта последних с филли-

тами и на всем протяжении сопровождается мощной зоной вкрапленных руд. Ниже зона оруденелой тектонической брекции залегает преимущественно в филлитах, в которых мощность зоны вкрапленных руд резко сокращается.

Исследование брекчиевидных руд проводилось А. Е. Алешиной (1948 г.), М. В. Денисовой (1949 г.) и А. Г. Остапенко (1951 г.). Микроскопическому изучению оруденелой тектонической брекции посвящена специальная работа Н. А. Елисеева (1952а), в которой впервые приводятся результаты микроструктурного анализа и высказываются соображения о генезисе этих руд.



Рис. 76. Расположение и форма обломков силикатных пород (черное) среди сульфидного цемента (серое) в приподнятом с трех сторон ориентированном штуфе оруденелой тектонической брекции. Верхняя грань — примерно параллельна сланцеватости; правая боковая — параллельна удлинению обломков и перпендикулярна сланцеватости; левая боковая — примерно перпендикулярна удлинению обломков. Уменьшение 2.

На рис. 76 изображен образец оруденелой тектонической брекции (подобные образцы приведены на рис. 52—59).

В брекчиевых рудах обломки силикатных пород также выведены из первоначальной ориентировки, даже претерпели некоторый перенос в пространстве, но форма обломков угловатая, нередко удлиненная. Брекчиевые руды отмечены только в оруденелой зоне меридионального взброса вдоль обеих его стенок. Здесь широко распространены также брекчиевые и сплошные сульфидные руды.

Между брекчиевой и брекчиевидной текстурой существуют переходы. Размеры обломков варьируют от долей миллиметра до 10—15 и даже 30 м. Наиболее обычны обломки длиной 1—2 см и толщиной 0.5—1 см. Самый крупный обломок рассланцованных, оталькованных и оруденелых серпентинитов достигает 32 м в поперечнике.

Обломки представлены в одних случаях оталькованными серпентинитами, в других — филлитами и туффитами, в третьих — породами обоих типов одновременно. Состав обломков обычно соответствует составу вмещающих пород, по которым проходят оруденелые тектонические зоны,

Оруденелая тектоническая брекция состоит из обломков силикатных пород, скомпактованных сульфидами, с подчиненным количеством карбоната, кварца, хлорита и других жильных минералов.

По текстурным особенностям она может быть разделена на брекчиевые и брекчиевые руды. В брекчиевидных рудах обломки силикатных пород имеют форму удлиненных линз, сплюснутых параллельно стенкам оруденелой тектонической зоны. Нередко форма обломков округлая, чечевице- и сигарообразная. В тех случаях, когда обломки имеют удлиненную форму, длины оси их всегда ориентированы примерно по падению зоны. В брекчиевидных рудах отчетливо выражены полосатость и сланцеватость параллельно стенкам оруденелой тектонической зоны.

но известны случаи перемещения обломков вдоль зоны на несколько метров.

Обломки ультраосновных пород состоят из талька, хлорита, серпентина, карбоната и зерен сульфидов. Преобладают тальк и хлорит.

Обломки филлита состоят из чешуйчатого хлорита, мелких зерен кварца, альбита, сфена, сульфидов и так же как обломки ультраосновных пород интенсивно метаморфизованы. Текстура их сланцеватая, структура лепидобластическая.

Количественные соотношения между обломками и сульфидным цементом в отдельных частях рудного тела различные.

Цемент оруденелой тектонической брекции представляет собой тонкозернистую сульфидную массу бронзово-желтого цвета, нередко с неотчетливой порфировой структурой и полосатой текстурой. Порфировые выделения представлены изометрическими зернами пентландита размером от долей миллиметра до 2—3 мм. Полосатость обусловлена чередованием полосок, обогащенных халькопиритом и пентландитом и иногда пиритом. Структура сульфидного цемента аллотриоморфнозернистая, реже порфировая, гипидиоморфнозернистая. Наблюдаются также структуры замещения.

Сульфидный цемент рудной брекции состоит в основном из пирротина, пентландита и халькопирита. Из второстепенных минералов присутствуют магнетит (до 2%), в меньших количествах пирит, сфалерит, виоларит, никелистый пирит, изредка хлоантит, валлерит, галенит и в некоторых случаях белый изотропный платиновый минерал. Жильные минералы, как правило, составляют не более 8—10% и представлены кварцем, карбонатами, хлоритом и альбитом, реже, главным образом на флангах участка количество жильных минералов превышает количество сульфидов. Отметим некоторые особенности распределения рудных минералов.

Пирротин является главным рудообразующим минералом. В одних случаях пирротин выделяется в виде крупных зерен, иногда сложного полисинтетически двойникового строения размером до 1—2 и даже 5 мм, в других — образует тонкие взаимные срастания с пентландитом и халькопиритом, вытянутые параллельно стенкам тектонической зоны. Характерной особенностью пирротина рудной брекции является наличие в нем мельчайшей таблитчатой вкрапленности пентландита. Пирротин является вмещающей средой для большинства рудных минералов. В обоих концах оруденелой тектонической зоны отмечено явление замещения пирротина сидеритом и пиритом.

Пентландит — второй по распространенности рудообразующий минерал. Содержание его в сульфидном цементе колеблется в широких пределах. Пентландит чаще находится в сложных срастаниях с пирротином, нередко в виде мелкопластинчатых, иногда пламенеподобных вростков в пирротине размером 0.003—0.07 мм, реже до 0.2 мм. Местами встречается в виде порфировых выделений размером от 0.2 до 2—3 мм и более.

Характерной особенностью для рудной брекции являются скопления зерен пентландита вокруг обломков силикатных пород. Во многих образцах подмечено, что пентландит не только концентрируется вокруг обломков, но также заходит в обломки по мелким трещинкам и замещает их. Некоторые крупные удлиненные выделения пентландита, напоминающие формы силикатных обломков, вероятно, образовались путем замещения последних.

На верхних горизонтах участка вблизи поверхности и особенно на его флангах и в окончаниях мелких тектонических зон пентландит замещается виоларитом.

Замещение пентландита виоларитом отмечено в Главной зоне оруденелой тектонической брекции. В начальной стадии виоларит образуется по периферии зерен пентландита, а также вдоль трещин и направлений спайности в нем, причем центральная часть зерен пентландита остается незамещенной.

В образцах из западного конца зоны пентландит полностью замещен виоларитом. Следует отметить, что жильные минералы в этих местах представлены кварцем, сидеритом и менее кальцитом. Из сульфидов в тесной ассоциации с виоларитом находится сфалерит и пирит.

Такая же точно картина наблюдается и на восточном краю зоны. Там виоларит находится в тесной ассоциации с сидеритом, сфалеритом, пирротином, халькопиритом, хлоантитом и единичными зернами пирита.

Виоларит в полированных шлифах под микроскопом имеет серовато-белый цвет с фиолетовым оттенком. Отражательная способность его близка к таковой пирротина, несколько превышая ее. При скрещенных николях изотропен. Травится лишь HNO_3 со вскипанием. Размеры зерен виоларита обычно не превышают 0,02–0,1 мм, но нередки скопления зерен, полных псевдоморфоз по пентландиту размером до 2–4 мм.

Во всех случаях в сульфидах, находящихся в ассоциации с виоларитом, отсутствуют какие-либо вторичные изменения. Даже в сфалерите, наиболее чувствительном к действию супергенных агентов минерале, такие изменения полностью отсутствуют. Это свидетельствует о том, что виоларит в сульфидном цементе брекции имеет гипогенное происхождение.

Впервые гипогенный виоларит обнаружен и детально описан А. Д. Гениным (1950) из сульфидных медно-никелевых руд Норильска. Виоларит из данного участка имеет большое сходство с виоларитом из Норильского месторождения.

Халькопирит, так же как и пентландит, нередко образует полосы, линзы и неправильной формы скопления среди пирротина, довольно часто концентрируется вокруг обломков силикатных пород и проникает в эти последние по мелким трещинам. Халькопирит, как правило, выделяется позднее пентландита и пирротина. В тесной ассоциации с ним находится сфалерит, белый изотропный минерал, валлерит и жильные минералы.

Пирит относится к числу второстепенных минералов в рудной брекции, и исследователями отмечались лишь его единичные зерна (Алешунова, 1949 г.; Денисова, 1949 г.). Это в основном верное утверждение необходимо дополнить.

При сравнительном изучении рудной брекции из различных частей оруденелой тектонической зоны и ее ответвлений были обнаружены образцы, в которых пирит резко преобладает над пирротином и является главным рудообразующим минералом.

Пирит является более поздним минералом и частично метасоматически замещает пирротин. Из других сульфидов присутствуют халькопирит, пентландит, частично замещенный виоларитом, сфалерит, единичные мелкие пластинчатые выделения валлерита, размером 0,016–0,04 мм. Жильные минералы представлены кварцем и сидеритом (единичные зерна).

Такие пирито-халькопирито-пирротиновые брекчиевидные руды с небольшим содержанием пентландита встречаются в окончаниях южных ответвлений от Главной тектонической зоны.

Богатые пиритом перекристаллизованные так называемые матовые руды встречаются в нижних горизонтах.

Жильные минералы в цементе брекчии представлены преимущественно кварцем и карбонатами, изредка альбитом и хлоритом. Количество их в сульфидном цементе рудной брекчии.

Устанавливаются следующие закономерности в распределении жильных минералов в оруденелой тектонической брекчии.

1. По простирианию оруденелой зоны количество жильных минералов постепенно возрастает от центра к периферическим частям. На обоих крайних флангах жильные минералы в цементе брекчии преобладают над сульфидами.

2. Намечается определенная зависимость состава жильных минералов от состава обломков боковых пород. Если обломки в брекчии состоят из филлитов, то жильные минералы представлены в основном кварцем, в меньших количествах карбонатом и изредка альбитом. В тех случаях, когда обломки состоят из оталькованных и рассланцованных ультраосновных пород, жильные минералы представлены карбонатом и в меньших количествах игольчатым хлоритом.

3. Состав карбоната также в значительной мере зависит от состава обломков вмещающих пород. Показатели преломления карбонатов из оруденелой тектонической брекчии приведены в табл. 7. Кроме того,

Таблица 7
Состав карбонатов в оруденелой тектонической брекчии

№ образца	Состав обломков	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	Название минерала
104	Филлиты	1.650	1.496	Кальцит.
109	°	1.782	1.631	Сидерит.
110	°	1.706	1.520	Брейнерит.
266	°	1.655	1.519	Кальцит.
262	°	1.782	1.636	Сидерит.
403	Ультраосновные породы . . .	1.683	1.550	Доломит.
420	Филлиты	1.662	1.524	Кальцит.
423	Ультраосновные породы . . .	1.698	1.516	Магнезит.

один образец карбоната из оруденелой тектонической брекчии с обломками ультраосновных пород подвергался рентгеновскому анализу в рентгеноометрической лаборатории Кольского филиала АН СССР (аналитик А. П. Денисов). Полученная дебаеграмма хорошо совпадает с дебаеграммой доломита.

Наблюдается зависимость состава карбоната от состава обломков силикатных пород (табл. 7). Если обломки состоят из филлитов, то карбонат представлен в основном кальцитом, местами кальцитом, брейнеритом и сидеритом; если обломки состоят из ультраосновных пород, то карбонат представлен магнезитом, доломитом и кальцитом.

4. Несколько иначе распределяются сидерит и брейнерит. Как уже отмечалось, сидерит установлен только на крайних флангах Главной

оруденелой тектонической зоны и в концевых частях ее южных ответвлений на верхних горизонтах, в ассоциации с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, виоларитом и кварцем.

На западном фланге Главная зона имеет поясное строение (рис. 77). Верхняя часть ее сложена кварцем с гнездами пирротина, халькопирита и сидерита, цементирующими обломки филлитов. В центре проходит полоса слабооруденелой тектонической брекчии. Она состоит из обломков филлитов, пирита, пирротина с единичными зернами халькопирита, виоларита и сфалерита, кварца и альбита и сидерита. Нижняя половина зоны сложена брекчиевидной сульфидной рудой, состоящей из пирротина, пирита, виоларита, халькопирита, сидерита, кварца и обломков филлитов.

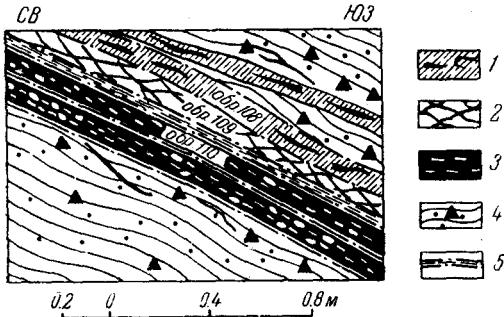


Рис. 77. Строение оруденелой тектонической зоны на западном фланге участка.

1 — кварцевая брекчия с пирротином и сидеритом; 2 — слабо оруденелая тектоническая брекчия; 3 — брекчиевидная сульфидная руда с виоларитом, пирритом и сидеритом; 4 — раздробленные и оруденелые филлиты; 5 — послерудные тектонические нарушения с жильной глиникой.

ференционной окраской, одноосный, отрицательный. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом: $Nm > 1.782$; $Nr = 1.631 - 1.634$.

Из изложенного видно, что в оруденелой тектонической брекчии намечаются две следующие друг за другом по времени образования парагенетические группы минералов: 1) пирротин, пентландит и халькопирит — в центре рудного тела и на глубине, и 2) виоларит, пирит и сидерит — вблизи поверхности и на флангах рудной зоны, что указывает на изменение условий отложения сульфидных руд в различных частях рудного тела.

Сплошные сульфидные руды

Сплошные сульфидные руды встречаются в виде удлиненных линз в местах сопряжения двух или более оруденелых тектонических зон, часто в местах крутых изгибов вдоль тектонических контактов оруденелых серпентинитов с филлитами (рис. 78), нередко в виде клиноподобных жил — апофиз от главной, южной и меридиональной оруденелых тектонических зон вдоль полостей отслаивания в филлитах, а также в виде жил по трещинам разрыва в оруденелых серпентинитах.

Сплошные сульфидные руды являются разновидностью оруденелой тектонической брекчии, в которой количество обломков силикатных пород ничтожно мало, или же таковые вообще отсутствуют. Обычно руды выполняют центральную часть оруденелой тектонической зоны и с обо-

Пирит во всех случаях метасоматически замещает пирротин, выделяется в виде правильных кубических кристаллов размером 0.1—0.2 мм.

Сидерит развивается по пирротину, частично разъедает кварц. Агрегаты сидерита имеют кристаллически зернистое строение, которое хорошо выявляется при скрещенных николях в полированных шлифах. Цвет сидерита и в образцах коричневато-серый, в отраженном свете — серый, несколько светлее кварца и кальцита; в косом свете — красноватый, порошок белый. В прозрачных шлифах буровато-зеленый с высокой интер-

их боков сопровождаются брекчиевидной или брекчевой рудой. Переход от брекчиевидной руды к сплошной — постепенный. На приведенной микрофотографии ориентированного образца из меридиональной зоны (рис. 79) переход от брекчиевидной руды (верхняя часть снимка) к сплошной полосатой руде происходит на расстоянии нескольких сантиметров. Контакты между вмещающими породами и сплошными сульфидными рудами, локализовавшимися в полостях межпластовых отслоений в филлитах, а также в трещинах разрыва обычно четкие. Здесь в руде почти совсем отсутствуют обломки боковых пород.

По структурно-текстурным особенностям сплошные сульфидные руды можно разделить на следующие разновидности: 1) массивные мелкозернистые руды; 2) массивные руды с порфировидной структурой; 3) полосатые руды.

Массивные мелкозернистые руды представляют собой тонкозернистый агрегат пирротина, пентландита и халькопирита латунико-желтого цвета. Среди них иногда встречаются участки с неравномерно зернистой структурой, обусловленной выделением более крупных зерен пентландита и халькопирита. Эта разновидность сплошных руд слагает сульфидные тела, приуроченные к полостям межпластовых отслоений в филлитах.

Массивные руды с порфировидной структурой являются наиболее обычной разновидностью сплошных сульфидных руд. Внешний вид этой разновидности чрезвычайно эффектный: на фоне мелкозернистого агрегата пирротина, пентландита и халькопирита латунико-желтого цвета выступают слегка желтоватые со спайностью округлые порфировидные зерна пентландита размером от 1 до 5—10 мм, которые нередко располагаются в виде цепочек и полос параллельно зальбандам рудного тела.

Полосатые руды характеризуются чередованием полосок мощностью 1—4 мм из пентландита или халькопирита с пирротином (рис. 80). Чередование полос незакономерно, сами полосы не выдержаны по простиранию и четко не разграничены друг от друга. Мелкие чечевицеобразные обломки силикатных пород, наблюдаемые большей частью под микроскопом, также располагаются длинными осями параллельно полосатости. Наибольшее распространение полосатые руды имеют в меридиональной зоне.

Сплошные сульфидные руды сложены в основном пирротином, затем в порядке распространности следуют пентландит, халькопирит, магнетит в небольшом количестве встречаются виоларит, сфalerит, пирит, валлерит, хлоантит и галенит. Нерудные представлены

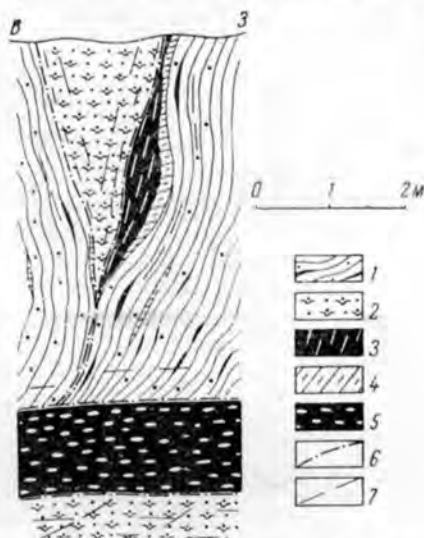


Рис. 78. Отложение сплошной полосатой руды вдоль круто падающего контакта оруденелых серпентинитов с филлитами в нисичем боку южной оруденелой тектонической зоны.

1 — филлиты с вкрапленностью и прожилками сульфидов; 2 — оруденелый серпентинит; 3 — полосатый пентландито-халькопирито-пирротиновая руда; 4 — кварц жильный; 5 — брекчиевидная руда; 6 — линии скольжения; 7 — трещины, частично минерализованные сульфидами.

кварцем, ильвайтом, сидеритом, кальцитом и хлоритом. По минералогическому составу сплошные сульфидные руды разделяются на две разновидности.

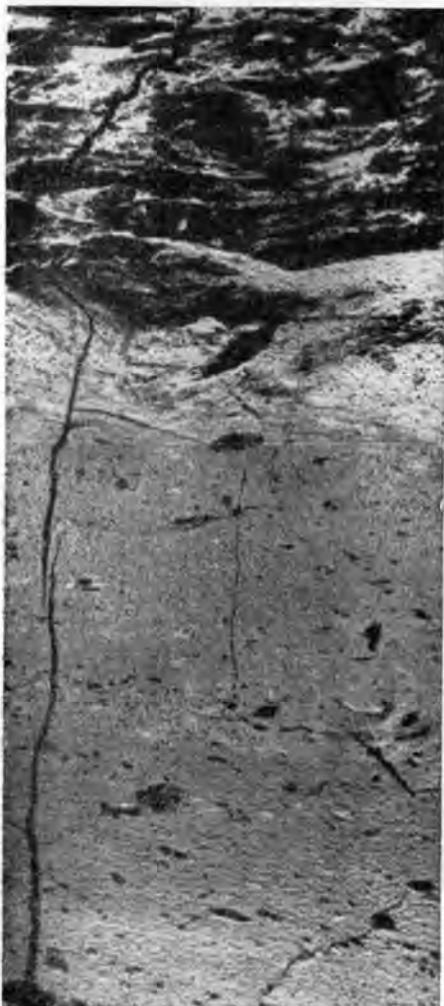


Рис. 79. Переход от брекчиевидной к сплошной полосатой сульфидной руде (нижняя часть снимка). Полосатость обусловлена чередованием цепочек зерен пентландита (белое) среди мелкозернистой пирротиновой массы; черное — обломки силикатных пород и трещины. Отраженный свет, $\times 5$.

иляют прямолинейные очертания. Местами можно видеть, как сульфиды располагаются внутри зерна магнетита в виде тонкой прерывистой полосы вдоль границы между внутренней и внешней оболочками зонального

Первая разновидность, состоящая в основном из пирротина, пентландита и халькопирита с незначительным содержанием сфалерита, пирита, виоларита и жильных — кварца, карбоната и хлорита, встречена в Главной оруденелой тектонической зоне и ее апофизах. По минералогическому составу и структурным особенностям эти руды мало чем отличаются от сульфидного цемента описанных выше брекчиевидных руд.

Вторая разновидность — это сплошные сульфидные руды, в которых к главным рудообразующим минералам — пирротину, пентландиту и халькопириту прибавляется еще магнетит. В тесной ассоциации с магнетитом находятся ильвайт — гидросиликат кальция и закиси и окиси железа. Эти руды пространственно приурочены только к зоне меридионального взброса, состав их один и тот же как в блоке между двумя оруденелыми сдвиговыми зонами, так и в смещенной части взброса в лежачем боку рудного тела.

Магнетит встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером 0.08—0.36 мм, имеющих в шлифе форму ромба, реже квадрата, шестиугольника и треугольника. Большая часть зерен имеет зональное строение, которое отчетливо наблюдается в отраженном свете. Зональный магнетит состоит из 2—3 концентрических оболочек, различающихся по оттенкам серого цвета, причем более темную окраску имеет внутреннее ядро кристалла. Магнетит интенсивно замещается с периферии пирротином, пентландитом и особенно халькопиритом. Сульфиды нередко замещают только наружную, более светлую оболочку зонального магнетита и совершенно не затрагивают внутреннюю, контуры которой сохра-

магнетита. В некоторых шлифах можно наблюдать раздробление зерен магнетита на несколько остроугольных частей, скементированных сульфидами.

Ильвант находится в руде в тесной ассоциации с магнетитом, сидеритом, кварцем и халькопиритом. Встречается он в сплошных полосатых рудах в меридиональной зоне. Цвет минерала черный с зеленоватым оттенком. В прозрачных шлифах он не просвечивает и принимается за рудный минерал. В отраженном свете характерны сильное двутрение и темно-



Рис. 80. Полосатая сплошная пентландито-халько-
рито-пирротиновая руда. Светло-серые полосы — халь-
копирит; темно-серые — пентландит с пирротином.

зеленовато-серая окраска. Сильно анизотропен, в скрепленных николях поляризационная окраска изменяется от оранжевой до красно-буровой. Твердость высокая. Ильвант обычно наблюдается в зернах неправильной формы (рис. 81), местами замещает магнетит. Описанию ильванта посвящена отдельная статья (Горбунов и Корнилов, 1954 г.). Наш минерал сходен с ильвантом, описанным А. Д. Генкиным (1951 г.) из Норильска. Формула ильванта, согласно А. Г. Бетехтину (1950а), $\text{CaFe}_2^{++}\text{Fe}^{+++}\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})$.

Сидерит, кварц и хлорит присутствуют в сплошных рудах в количестве до 3—4 %. Они занимают промежутки между зернами сульфидов и являются наиболее поздними минералами. Сидерит, кроме того, нередко замещает пирротин. Хлорит выделяется среди пирротина в виде игольчатых агрегатов, ориентированных параллельно полосатости.

На выходах оруденелой зоны на поверхность сплошные руды окислены. Отмечается замещение пентландит вторичным сульфидным минералом

серого цвета, псевдоморфозы которого резко выделяются на фоне слегка окисленной, но ясно мелкозернистой массы пирротина. По трещинам

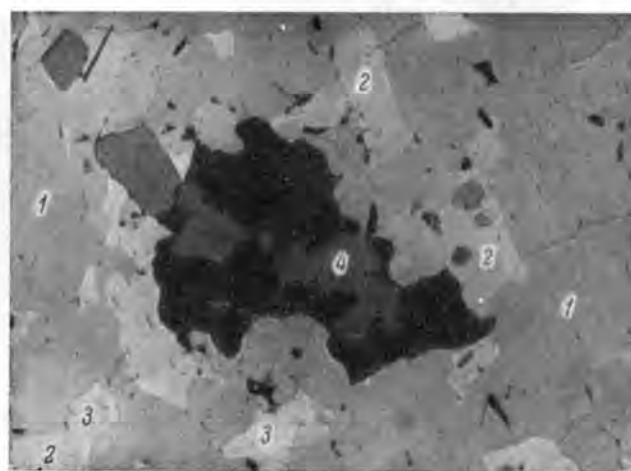


Рис. 81. Выделение ильваита (черное) в сплошной сульфидной руде. Отраженный свет, $\times 165$.

1 — пирротин; 2 — халькопирит; 3 — пентландит; 4 — магнетит.

отдельности и направлениям спайности отмечаются также землистые скопления вторичных сульфатов никеля и железа. Халькопирит в большей части замещен малахитом, азуритом и гидроокислями железа.

Оруденелые серпентиниты (серые руды)

Оруденелые серпентиниты являются главным типом руды.

Подавляющее количество оруденелых серпентинитов расположено в ви-
сячем боку оруденелой тектонической зоны, так как последняя на значи-
тельном расстоянии проходит вдоль нижнего контакта интрузии изме-
ненных ультраосновных пород. Но там, где зона пересекает интрузию,
вкрашенное оруденение в серпентинитах распространяется также и в ле-
жащем боку зоны — вплоть до ее нижнего контакта с филлитами. Серпен-
тиниты явились весьма благоприятными для рудоотложения породами,
и они играют very важную роль в строении участка.

Как показывает название, руда представляет собой серпентинит (из-
мененный перидотит), интенсивно оталькованный и хлоритизированный,
со скоплениями, прожилками и вкрашенностью рудообразующих мине-
ралов. По внешнему виду это массивная тонкозернистая порода от зеле-
новато-черного до темно-серого и серого цвета с макроскопически види-
мой вкрашенностью и нередко прожилками сульфидов.

Главные рудообразующие минералы — пирротин, пентландит, халь-
копирит, магнетит; реже встречаются сфалерит, ширил, виоларит. Не-
рудные — тальк, хлорит, серпентин, карбонаты, роговая обманка, био-
тит; очень редко пироксен и кварц.

Количественные соотношения между рудными инерудными минералами
чрезвычайно изменчивы. Неравномерность густоты вкрашенности яв-
ляется характерной чертой оруденелых серпентинитов.

По интенсивности сульфидной вкрашенности и по содержанию ни-
келя оруденелые серпентиниты в практике геологической службы

принято подразделять на три сорта: 1) сильно оруденелые серпентиниты; 2) средне оруденелые серпентиниты, 3) слабо оруденелые серпентиниты.

Пространственное положение всех трех сортов руды вполне закономерное. Сильно оруденелые серпентиниты, содержащие, помимо очень густой вкрапленности, прожилки сульфидов, располагаются в непосредственной близости к крупным тектоническим зонам. Средне оруденелые серпентиниты располагаются несколько дальше от Главной зоны — к центру интрузии, и, наконец, слабо оруденелые и почти безрудные серпентиниты слагают верхние наиболее удаленные от зоны части интрузии и, кроме того, встречаются в виде удлиненных тел параллельно бокам интрузии.

Сульфидное оруденение в серпентинитах повсеместно сопровождается гидротермальными изменениями пород — хлоритизацией, оталькованием и карбонатизацией. Устанавливается прямая зависимость между степенью оруденения и интенсивностью гидротермального метаморфизма. Так же как и сульфидное оруденение, гидротермальные изменения в породах наиболее интенсивны вблизи оруденелой тектонической зоны и постепенно затухают кверху и книзу от зоны.

В безрудных или почти безрудных серпентинитах висячего бока интрузии, вдали от оруденелой тектонической зоны, можно видеть начальную стадию гидротермального изменения пород, выражющуюся в хлоритизации и частичном отальковании. Хлорит замещает хризотиловые жилки, секущие псевдоморфозы серпентина по оливину и тонкими каемками опоясывает псевдоморфозы по периферии. Волокна хлорита располагаются перпендикулярно стенкам жилки. Хлорит обладает полихроизмом от голубовато-зеленого цвета по *Ng* до оранжево-желтого по *Nr*. Иногда окраска его светло-зеленая без полихроизма. Пироксен замещается бесцветным и светло-коричневым амфиболом и тальком. Цвет пород зелено-вато-черный, текстура массивная, структура реликтовая, пойкилитовая.

При приближении к тектонической зоне, в слабо и средне оруденелых серпентинитах, слагающих центральную часть интрузии, наблюдается дальнейшая стадия гидротермального изменения пород, которая выражается в интенсивном их отальковании и оруденении. Первоначальный зеленовато-черный цвет пород меняется на темно-серый, породы становятся жирными на ощупь, вкрапленность сульфидов заметна простым глазом, размер ее увеличивается. Главными минералами являются хлорит, тальк и серпентин, второстепенными — сульфиды, карбонат, tremolit, биотит. Псевдоморфозы по оливину выполнены хлоритом, тальком и серпентином, причем тальк преимущественно располагается в центральных частях псевдоморфоз. Пироксен полностью замещен мелкочешуйчатым агрегатом талька, хлорита, tremolita и рудными минералами. Обращает внимание наличие хлоритов с аномальной интерференционной окраской: чернильно-синей, фиолетовой, золотисто-желтой и тусклозеленой.

В сильно оруденелых породах, вблизи тектонической зоны, мы видим завершающую стадию гидротермального метаморфизма, характеризующуюся почти полной хлоритизацией и оталькованием пород. Главными минералами являются тальк, хлорит, сульфиды и магнетит. Серпентин почти нацело замещен хлоритом и тальком. Псевдоморфозы по оливину часто имеют концентрически скрлуповатое строение, выражющееся в чередовании оболочек хлорита, талька и рудных минералов. Псевдоморфозы хлорита и талька по пироксену замещены сульфидами.

устанавливаются соотношения между тальком и карбонатом. Карбонат замещает тальк в псевдоморфозах по оливину, при этом окружные формы оливина сохраняются. По данным Б. И. Папушис (1951 г.), карбонаты представлены в большинстве случаев кальцитом ($Nm = 1.660 - 1.678$), нередко магнезитом ($Nm = 1.698 - 1.700$) и в одном случае ферродоломитом ($Nm = 1.760$). Карбонат и руда выделялись в большей части одновременно.

Несмотря на интенсивные изменения, в большинстве случаев сохраняется реликтовая первично-магматическая пойкилитовая структура перidotитов (рис. 82).



Рис. 83. Ориентированное расположение пластинок хлорита (черное) вдоль направлений спайности моноклинного пироксена (а) и амфиболя (б) в сильно оруденелом серпентините. Светло-серое — пирротин, белое — пентландит. На обоих снимках хорошо видно, что тонкие пластинки пентландита среди пирротиновой массы ориентированы параллельно главному направлению иголочек хлорита. Отраженный свет, $\times 201$.

Однако не всегда в оруденелых породах сохраняется реликтовая структура. Вблизи тектонических зон и в обломках оруденелой тектонической брекчи ультраосновные породы всегда рассланцованны, хлоритизированы, оталькованы и оруденели. Текстура их сланцеватая, структура в соответствии с ориентированным расположением игольчатых и пластинчатых агрегатов хлорита и талька лепидобластическая. Иные формы имеет здесь и сульфидное оруденение.

В оруденелых серпентинитах выделяются две основные формы сульфидного оруденения: 1) вкрашенная и 2) жилы и прожилки сульфидов, иногда с карбонатом и магнетитом, которые по времени образования являются более поздними, наложенными на основное вкрашенное оруденение и которые обусловили большое разнообразие текстурных рисунков в руде.

Вкрашенная форма оруденения является преобладающей. С ней связана главная масса сульфидов в оруденелых серпентинитах. Форма рудной вкрашенности определяется составом и структурой породы, удаленностью ее от рудоподводящих трещин и, естественно, интенсивностью оруденения.

Различается несколько форм сульфидной вкрашенности.

В некоторых шлифах можно видеть, как в мелкую чешуйку хлорита заходит тальк, иногда тальк пересекает поперек пластинки хлорита и частично замещает его. Это свидетельствует о том, что оталькование произошло несколько позднее хлоритизации. Если в слабо и средне оруденелых

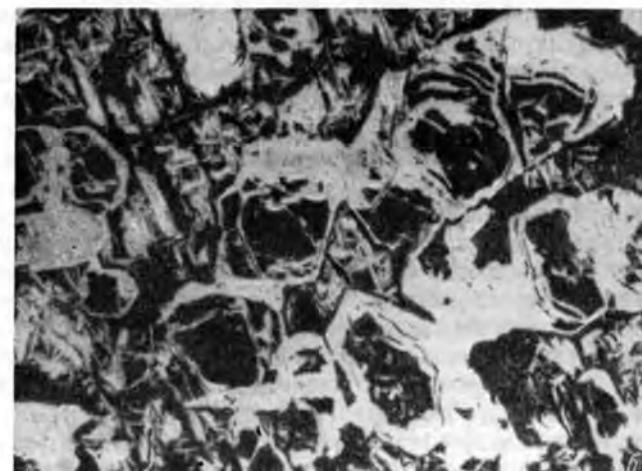
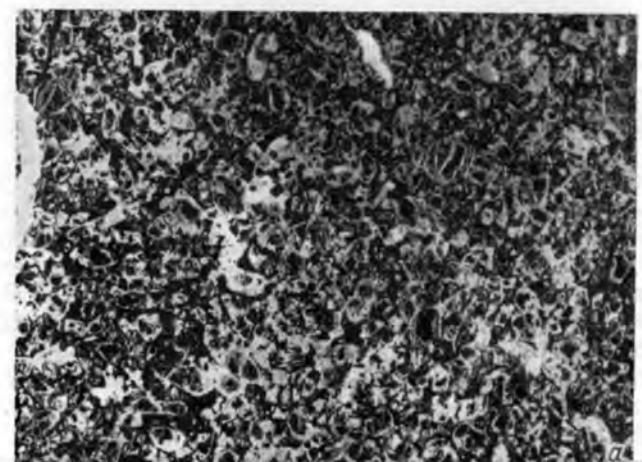


Рис. 82. Сильно оруденелый серпентинит с реликтовой пойкилитовой структурой. Сульфиды (черное) полностью заместили крупные зерна пироксена. Каркас псевдоморф по оливину сложен тальком и хлоритом (белое), в центре — сульфиды. При одном ник., $\times 10$ (а), $\times 80$ (б).

серпентинитах соотношения между тальком и сульфидами указывают иногда на раннее образование талька и замещение его сульфидами, то в сильно оруденелых породах соотношения между тальком и сульфидами не всегда ясные. Здесь можно видеть, как в одних случаях сульфиды замещают тальк, развившийся по пироксену, а в других они выполняют псевдоморфозы по оливину почти одновременно. Более определенно

1. Наиболее распространенной формой являются рудно-силикатные псевдоморфозы по пироксену и оливину. Такая вкрапленность хорошо наблюдается в породах с сохранившейся реликтовой пойкилитовой структурой, когда в крупных кристаллах пироксена пойкилитически включены



Рис. 84. Скорлуповато-концентрическая форма рудно-силикатных псевдоморфоз по оливину в сильно орудненном серпентините.

а — в проходящем свете при одном николе, черное — руда, белое — хлорит, $\times 80$; б — тот же шлиф в отраженном свете, белое — сульфиды, серое — магнетит, черное — хлорит, $\times 86$.

мелкие зерна оливина. В начальную стадию оруденения сульфиды и магнетит метасоматически замещают псевдоморфозы талька, хлорита и амфиболя по пироксену, не затрагивая псевдоморфоз серпентина, хлорита и талька по оливину, что придает руде даже макроскопически хорошо заметное пойкилитовое строение. При этом одновременно с сульфидами выделяется тонкоигольчатый бесцветный хлорит. Обращает внимание вполне закономерное расположение иголочек хлорита в сульфидной

массе, соответствующее двум направлениям спайности в моноклинном пироксене (рис. 83, а).

В случае, изображенном на рис. 83, б, вероятнее предположить, что сульфиды и хлорит замещали амфибол.

В сильно оруденелых серпентинитах рудный метасоматоз не ограничивается замещением только псевдоморфоз по пироксену, а обычно затрагивает также и псевдоморфозы талька, карбоната, хлорита и серпентина по оливину, причем в последних сульфиды располагаются преимущественно в их центральных частях, не нарушая формы кристаллов оливина.

Как правильно подметила Алешунина (1948 г.), в богатых вкрапленных рудах выделяются две морфологические разновидности рудно-силикатных псевдоморфоз по оливину:

а) псевдоморфозы, рассеченные несколькими трещинами, выполненными хлоритом и магнетитом, в секторах между жилками находится тальк, замещенный сульфидами. В начальной стадии сульфиды замещают часть талькового сектора, а позднее замещают его полностью и от псевдоморфоз, по оливину остается только один каркас (рис. 82);

б) псевдоморфозы со скорлуповато-концентрическим строением (рис. 84), в которых наружные оболочки сложены хлоритом с различной ориентировкой пластинок, а между ними располагаются концентрические скорлуповатые слои или густая вкрапленность сульфидов и магнетита. Центральное ядро псевдоморфоз также выполнено сульфидами и нередко магнетитом.

Пентландит в псевдоморфозах по оливину часто располагается в периферических частях зерна (рис. 85), иногда в виде лепестков в пирротине. Редко одна псевдоморфоза целиком слагается пентландитом или халькопиритом. В сульфидных псевдоморфозах по пироксену пентландит выделяется в пирротиновой массе исключительно в виде пластинок, вытянутых параллельно главному направлению спайности моноклинного пироксена, выраженному ориентированным расположением пластинок бесцветного хлорита (рис. 83).

2. Широко распространенной формой рудной вкрапленности является выделение сульфидов и магнетита в тесном сплетении с войлоком бесцветного игольчатого и радиально-лучистого хлорита в промежутках между рудно-силикатными псевдоморфозами по оливину. Из сульфидов здесь преобладает халькопирит. Соотношение между халькопиритом и магнетитом свидетельствует об одновременном их выделении.

3. В рассланцованных оруденелых хлорито-талльковых породах сульфиды находятся в виде удлиненных по сланцеватости скоплений размером 0,05—1 мм в попечнике и до 2—6 мм в длину. Обращает внимание почти полное отсутствие среди сульфидов пластинок хлорита.



Рис. 85. Выделение пентландита (белое) в периферических частях сульфидно-силикатных псевдоморфоз по оливину. Серое — пирротин и халькопирит. Темно-серое — магнетит, черное — хлорит. Отраженный свет, $\times 86$.

4. В верхних частях оруденелой интрузии, вблизи контакта с вмещающими туфогенно-осадочными породами, встречена еще одна форма сульфидной вкрапленности — крупные линзовидные вкрапленники пирротина, пентландита и халькопирита размером до 1—2 см в амфиболово-хлоритовой породе.

Пирротин — главный рудообразующий минерал, встречается во всех формах вкрапленности.

Халькопирит, как уже отмечалось, охотнее выделяется в тесном сплетении с войлоком бесцветного хлорита в промежутках между псевдоморфозами по оливину, очень часто образует мелкую самостоятельную вкрапленность размером 0.02—0.3 мм. В тесной ассоциации с ним находится

сфалерит, который выделяется среди халькопирита в виде неправильных зерен размером 0.04—0.07 мм. Обогащение вкрапленности халькопиритом отмечается вблизи секущих халькопиритовых жилок.

Магнетит в оруденелых серпентинитах трех генераций. Более ранняя его генерация представлена зональными кристаллами размером 0.16—20.4 мм, причем внутреннее ядро кристалла имеет более темную окраску. Этот магнетит с периферии замещается сульфидами. Встречен он в оруденелых серпентинитах вблизи магнитной зоны.

Ко второй генерации можно отнести жилообразные выделения магнетита вдоль мелких трещин в псевдоморфозах

Рис. 86. Выполнение сульфидами (белое), магнетитом (серое) и серпентином (черное) системы трещин скальвания в сильно оруденелом серпентините. Белые рельефные зерна среди серпентина — доломит. Полированный штуф.

хлорита и серпентина по оливину и возникшие в процессе серпентинизации перidotитов. Третья генерация магнетита имеет более широкое распространение. Магнетит выделяется почти одновременно с сульфидами и позднее в виде неправильных, иногда губчатых тонкозернистых агрегатов в тесном сплетении с войлоком хлорита и халькопиритом.

Обратимся теперь к рассмотрению жильной формы оруденения. Как показало изучение деталей строения рудного тела и текстурных особенностей оруденелых серпентинитов в забоях горных выработок и на приполированных ориентированных штуфах, эта форма оруденения пространственно тяготеет к оруденелым тектоническим зонам и связана с заполнением рудой различных трещин, возникших в период тектонических движений в процессе формирования рудного тела.

Различается несколько форм жильных образований.

1. Заполнение сульфидами трещин скальвания. Такие жилы имеют сравнительно прямолинейные очертания. Примером таких жил может служить фотография полированного штуфа (рис. 86), где отчетливо видны



три серии жил, сложенные сульфидами, магнетитом, серпентином и доломитом. Вблизи жил в руде заметно сгущение вкрапленности магнетита.

Вдоль трещин скальвания, выполненных сульфидами, нередко отмечается смещение пород, жилы серпофита пересекаются и смещаются трещинами, выполненными пирротином, пентландитом и халькопиритом, среди которых отмечаются округлые обломки серпофита и оруденелых боковых пород. Последовательность процессов, вероятно, была такова: основное вкрапленное оруденение, образование жилы серпофита, возникновение трещин скальвания и заполнение их сульфидами.

2. Выполнение сульфидами трещин разрыва. Эти жилы в отличие от жил, приуроченных к трещинам скальвания, имеют неправильные очертания, непостоянную мощность и незначительную протяженность и выполнены преимущественно халькопиритом, менее пирротином и пентландитом. Они также моложе серпофитовых жил и основного вкрапленного оруденения (рис. 87).

3. Выполнение сульфидами перистых трещин. Сульфидные жилы, приуроченные к перистым трещинам, отмечены в оруденелых серпентинитах вдоль тектонических контактов и трещин скальвания со следами перемещения пород.

4. К числу жильных образований относятся прожилки серпентина с поперечно-волокнистым строением, пропитанные по волокнистости сульфидами. Жилы имеют шелковистый блеск, пересекаются более поздними прожилками сплошных сульфидов и образовались, очевидно, одновременно с основной вкрапленностью сульфидов.

Количество сульфидных жилок в рудном теле заметно увеличивается при приближении к крупным оруденелым тектоническим зонам, что хорошо иллюстрируется зарисовками деталей строения рудного тела. В непосредственной близости к зонам оруденелые серпентиниты настолько часто разбиты пересекающимися между собой прожилками, которые сопровождаются также попутным метасоматозом серпентинитов, что местами возникает типичная петельчатая текстура руды. В этих местах можно наблюдать также все переходные разновидности между текстурой разлома, петельчатой и брекчевой текстурами.

Оруденелые филлиты

Сульфидное оруденение в филлитах и туфогенно-осадочных породах отмечено в обоих боках оруденелой тектонической зоны. Оруденелые филлиты сопровождают Главную оруденелую тектоническую зону

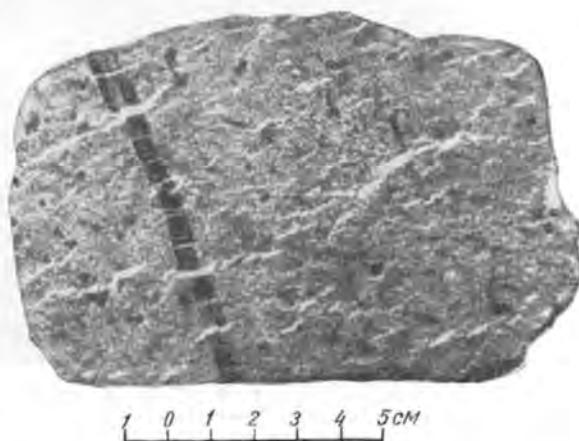


Рис. 87. Серия халькопиритовых прожилков (белое) по трещинам разрыва в сильно оруденелом серпентините. Чёрное — жила серпофита. Полированный штук.

на всем протяжении как по простиранию, так и по падению на глубину. Они отмечены также вдоль более мелких тектонических зон.

Макроскопически руда представляет собой филлит с вкрапленностью, скоплениями и прожилками сульфидов, главным образом пирротина, халькопирита и пентландита. Интенсивность оруденения постепенно уменьшается при удалении от тектонических зон.

Вкрапленная форма оруденения имеет значительное распространение. Вкрапленность сульфидов приурочена к более грубозернистым прослойям филлитов, песчаников и туффитов. Пелитовые филлиты содержат очень незначительное количество сульфидной вкрапленности. Сульфиды отложились путем замещения силикатных минералов, главным образом

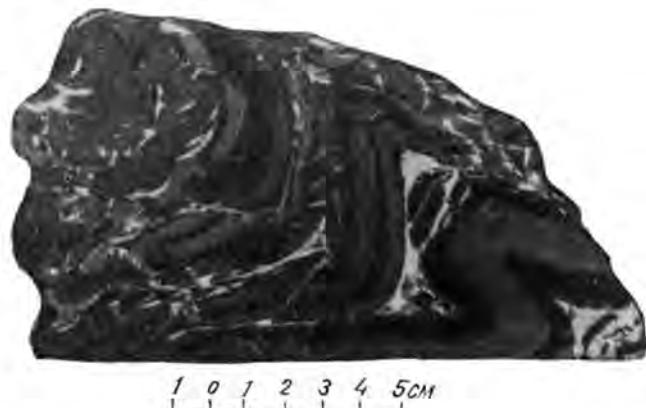


Рис. 88. Оруденевые плойчатые филлиты. Сульфиды (белое) располагаются в породе по слоистости. Мощность сульфидных скоплений заметно увеличивается в замках микроскладок. Сульфиды выполнили также секущие трещины и микросбросы. Фото полированного штупфа.

хлорита, и располагаются в породе по слоистости. В оруденелых песчаниках порода напоминает сплошную полосатую сульфидную руду. Размер сульфидной вкрапленности в филлитах 0,016—1,6 мм в поперечнике.

Однако более обычной формой сульфидного оруденения в филлитах являются прослои, прожилки и гнезда сульфидов неправильной формы, ориентированные вдоль слоистости. В плойчатых филлитах прослои и скопления сульфидов повторяют изгибы слоев, образуя раздувы в замках складок. Одновременно сульфидами выполнены секущие трещины, микросбросы и разрывы сплошности слоев (рис. 88). Нередко прожилки и линзы сульфидов в породе располагаются по двум системам трещин — первичной и вторичной сланцеватости (рис. 89).

Вблизи тектонических зон интенсивность оруденения увеличивается благодаря большой смятости и раздробленности пород. Руда приобретает типичную петельчатую текстуру, которая, согласно А. Г. Бетехтину (1937), возникает при заполнении сульфидами густой сети пересекающихся трещин и сопровождается попутным метасоматозом. Размеры сульфидных линз и прожилков колеблются от долей миллиметра до 2 см.

Рудная часть в оруденелых филлитах состоит из пирротина, халькопирита и из пентландита. В небольших количествах встречаются сфа-



Рис. 89. Сетчатая текстура в оруденелом филлите, обусловленная выполнением сульфидами (белое) двух систем трещин. Горизонтальные — трещины отслаивания, крутонахионные — вторичная сланцеватость.

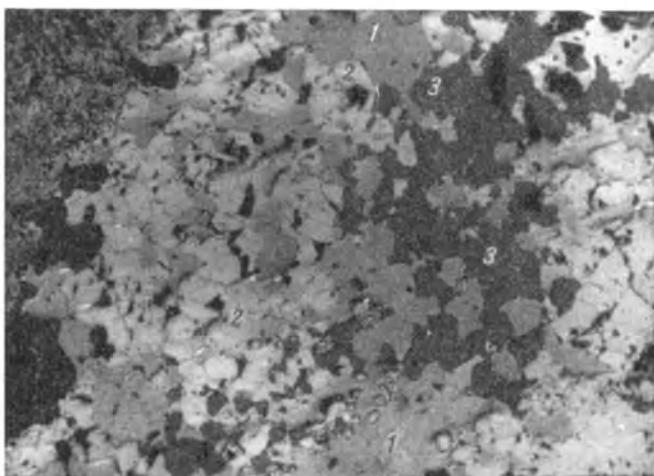


Рис. 90. Аллотриоморфозернистая структура агрегата пирротина (1), пентландита (2), сфалерита (3), кварца (черное) и пирита (белые рельефные зерна в правой части снимка) в сульфидном прожилке из оруденелого филлита. Отраженный свет, $\times 85$.

лерит, пирит, виоларит, марказит, магнетит, хлоантит и галенит. Жильные представлены кварцем, сидеритом, кальцитом, хлоритом и альбитом.

Пирротин иногда образует почти мономинеральный агрегат аллотриоморфозернистой структуры с размером зерен 0.02—2 мм, заполняющий трещины и полости отслаивания в замках складок. В большинстве случаев между зернами пирротина находятся узкие выделения халькопирита, пентландита, сфалерита или нерудных минералов, главным образом кварца, реже кальциита. Пирротином сложена основная масса вкрапленности в породе. На верхних горизонтах пирротин частично замещается пиритом и сидеритом.

Пентландит обычно выделяется в тех же формах, что и в брекчиивидных рудах (рис. 90)—в виде правильных зерен размером 0.04—0.7 мм

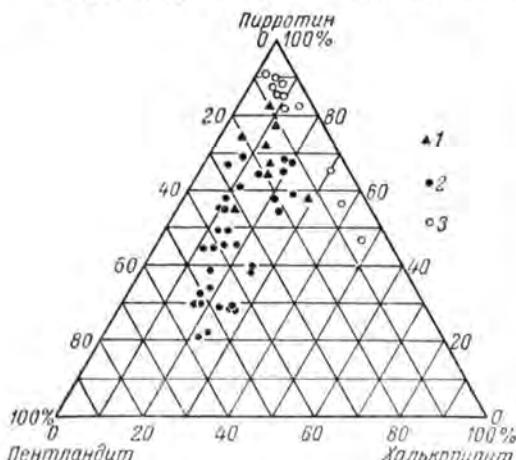


Рис. 91. Диаграмма минералогического состава сульфидных руд.

1 — оруденелая тектоническая брекчия и сплошные руды; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — оруденелые филлиты.

Халькопиритовых жилках присутствуют отдельные зерна пирротина, сфалерита, магнетита, валлерита и нерудных — хлорита, кальциита и кварца.

Сфалерит в оруденелых филлитах встречается сравнительно часто. Количество его здесь больше, чем в любом другом типе руд.

Так же, как и в серпентинитах, сульфидное оруденение в филлитах сопровождается гидротермальными изменениями пород: интенсивной хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией. Однако интенсивность сульфидного оруденения и гидротермальных метаморфических изменений туфогенно-осадочных пород в значительной степени уступает интенсивности изменений ультраосновных пород. Туфогенно-осадочные породы являлись менее благоприятными для рудного метасоматоза и, как видно из изложенного, главная масса сульфидов образовалась в них путем выполнения трещин и полостей отслаивания.

На рис. 91 приведена сводная диаграмма минералогического состава сульфидных руд, составленная по данным химических анализов и подсчета минералов под микроскопом. Максимальное относительное содержание пентландита отмечается для оруденелых серпентинитов, минимальное — для оруденелых филлитов. Брекчиивидные и сплошные руды занимают промежуточное положение.

или перистых вростков в зернах пирротина. Любопытно отметить, что в оруденелых филлитах на верхних горизонтах наблюдается почти повсеместно замещение пентландита виоларитом, при этом чем дальше от тектонической зоны, тем интенсивнее замещение, однако полное замещение пентландита виоларитом нигде не отмечено. В ассоциации с виоларитом находятся сидерит и пирит, которые метасоматически замещают пирротин.

Халькопирит распределен в руде неравномерно. Встречается он в виде самостоятельных линз, прожилков и секущих жил, которые сопровождаются метасоматозом боковых пород тем же халькопиритом. В халькопиритах

брекчиивидных и сплошных рудах, а также в оруденелых серпентинитах и филлитах, кроме халькопирита, присутствуют отдельные зерна пирротина, сфалерита, магнетита, валлерита и нерудных — хлорита, кальциита и кварца.

Глава 17

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В СЛАБО ИЗМЕНЕННЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Геологическое строение участка

Рудопроявления в слабо измененных интрузивных породах наблюдаются на участке Пильгуярви. Площадь участка сложена породами центральной части печенгской формации (см. схему, рис. 92). В северной части этой площади развиты спилитовые диабазы и связанные с ними прослойки аггломератовых туфов, относимые Н. А. Курьялевой к третьему эфузивному покрову. На этих диабазах залегает туфогенно-осадочная толща с мощными интрузиями основных и ультраосновных пород, которая в свою очередь перекрывается диабазами центральной глыбы (четвертый эфузивный покров).

Породы туфогенно-осадочной толщи претерпели интенсивные тектонические воздействия, выразившиеся в сложной складчатости. С подстилающими диабазами туфогенно-осадочная толща имеет нормальный стратиграфический контакт. Контакт диабазов центральной глыбы со сланцевой толщей тектонический и проходит по зоне надвига небольшой амплитуды.

Вблизи контактов с основными и ультраосновными интрузивными породами туффиты и филлиты часто претерпевают контактные изменения.

Участок характеризуется общим северо-западным простиранием и юго-западным падением пород под углом 40—50°. Залегание туфогенно-осадочной толщи осложнено мелкими складками, оси которых погружаются в юго-западном направлении.

Интузивные тела ультраосновных и основных пород залегают в туфогенно-осадочной толще, в грубых чертах, согласно. Форма интузивных тел удлиненно-линовидная. Интузии, как правило, отчетливо дифференцированы от оливинитов до габбро.

На участке (рис. 92) известно четыре крупных интузивных тела основных и ультраосновных пород и несколько более мелких.

Соотношения между структурой пластовых интузивных тел и структурой вмещающих сланцев согласные. Контакты интузивных тел с вмещающими породами, как правило, интузивные, и лишь в отдельных участках наблюдаются вторичные зоны рассланцевания.

Наряду с дифференцированными интузиями, сложенными основными и ультраосновными породами, известно несколько пластовых тел порфировидных и офитовых габбро, залегающих согласно с вмещающими породами и являющихся более древними, чем ультраосновные массивы.

Наиболее детально изучен Главный массив, сложенный в лежачем боку пироксеновыми оливинитами и серпентинизированными перидотитами, а в висячем боку сассюритизированным оливиноносодержащим и эссецитовым габбро. Между перидотитами и габбро залегают пироксениты.

Все эти разновидности пород представляют собой своеобразные слои течения. Структуры течения отчетливо наблюдаются во всех частях массива и выражаются в неравномерном распределении темноцветных компонентов в габбро, в чередовании перидотитов и метаморфизованных оливиновых пироксенитов в средней части тела, в чередовании крупнозернистых и мелкозернистых перидотитов и т. д. Направление полосатости и линейности согласно с общим падением интузивного тела к югу.

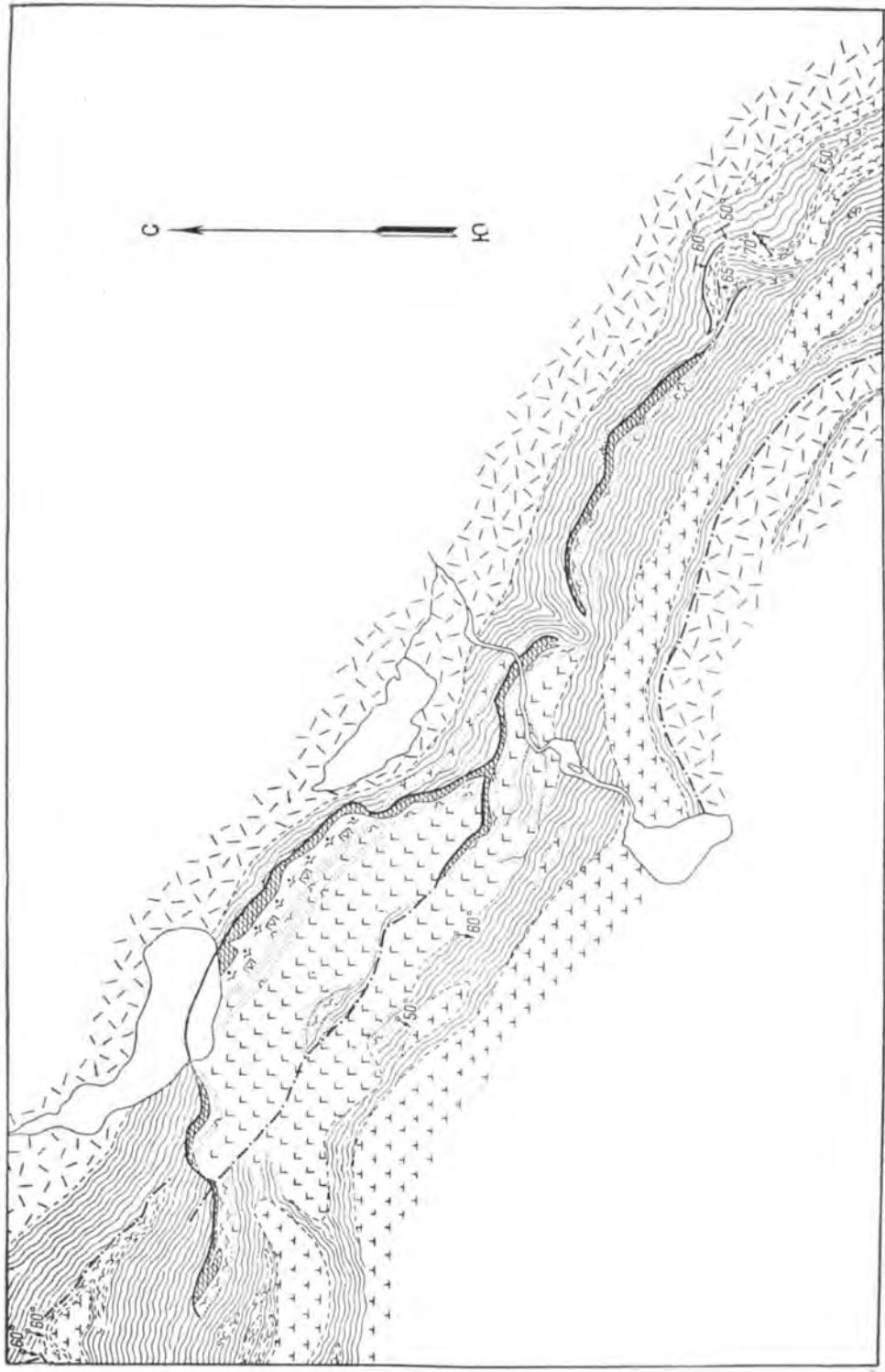


Рис. 92. Схема строения участка рудопроявления в слабо измененных интрузивных породах.
Условные обозначения те же, что на рис. 2а.

Переходы от измененных оливинитов и перидотитов к пироксенитам резкие, в то время как переход от пироксенитов к габбро более или менее постепенный.

Мощность различных пород, слагающих Главный массив, характеризуется следующими средними данными: габбро 360 м (65%), пироксениты 30 м (5%) и серпентинизированные перидотиты 160 м (30%).

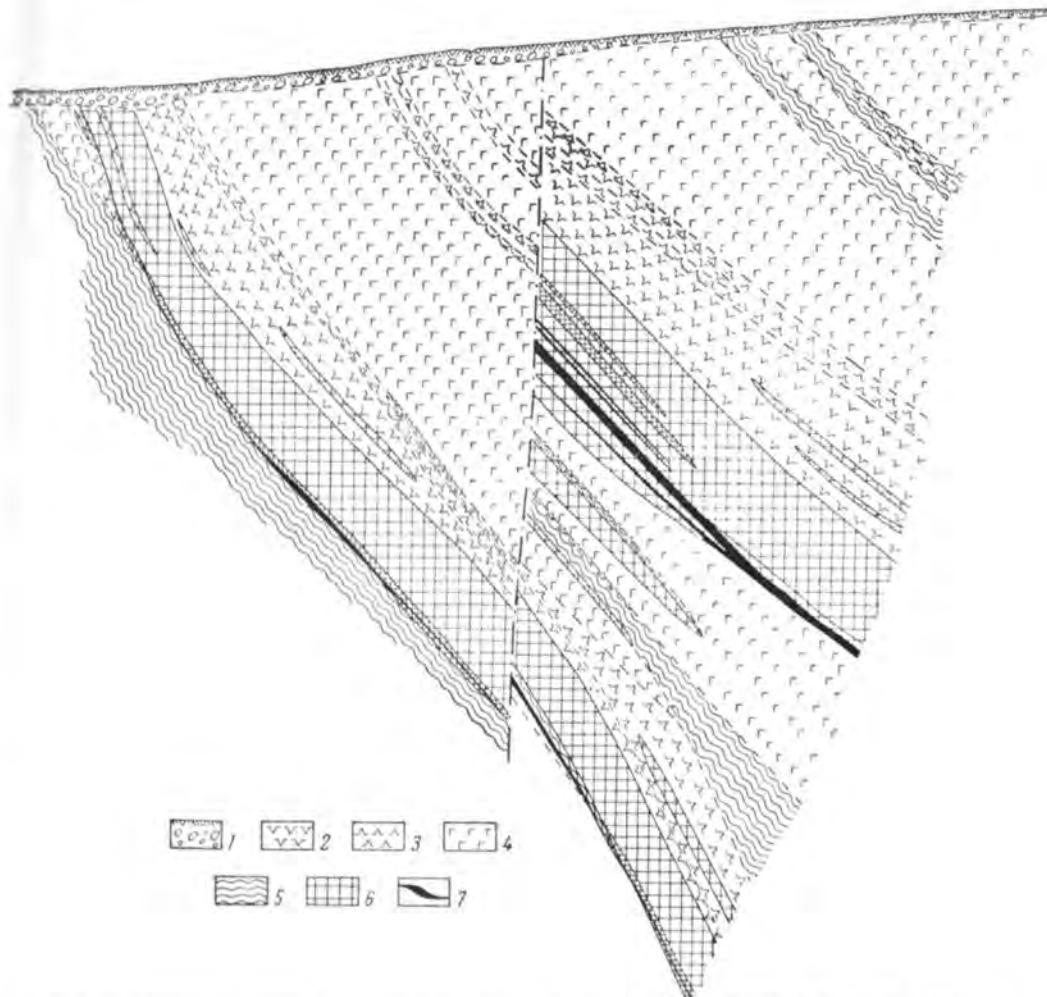


Рис. 95. Схематический геологический разрез через западную часть Главного массива.
1 — морена; 2 — серпентинизированные перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — филлиты и туфиты; 6 — гидротермально измененные ультраосновные оруденелые породы; 7 — оруденелая тектоническая брекчин.

Особенностью Главного массива является наличие в пироксеновых оливинитах и плагиоклазовых перидотитах отдельных гнезд крупнозернистых габбро-пегматитов.

В переходной зоне от перидотитов к габбро отмечается значительное количество титаномагнетита, причем эта вкрапленность прослеживается как довольно четкий горизонт вдоль стратификации. Среди габбро до-

вольно часто встречаются пегматоидные участки неправильной формы с крупными кристаллами пироксена и плагиоклаза.

На схеме и серии разрезов (рис. 93—98) видны первичные структурные элементы интрузивных массивов, а также различные наложенные структуры и, кроме того, роль тех и других в локализации сульфидного медно-никелевого оруденения.

Первичные структурные элементы. Первичные структурные элементы в интрузивных массивах выражены расслоенностью их и развитием первично-полосатых текстур течения. Как видно из разрезов (рис. 93—98),

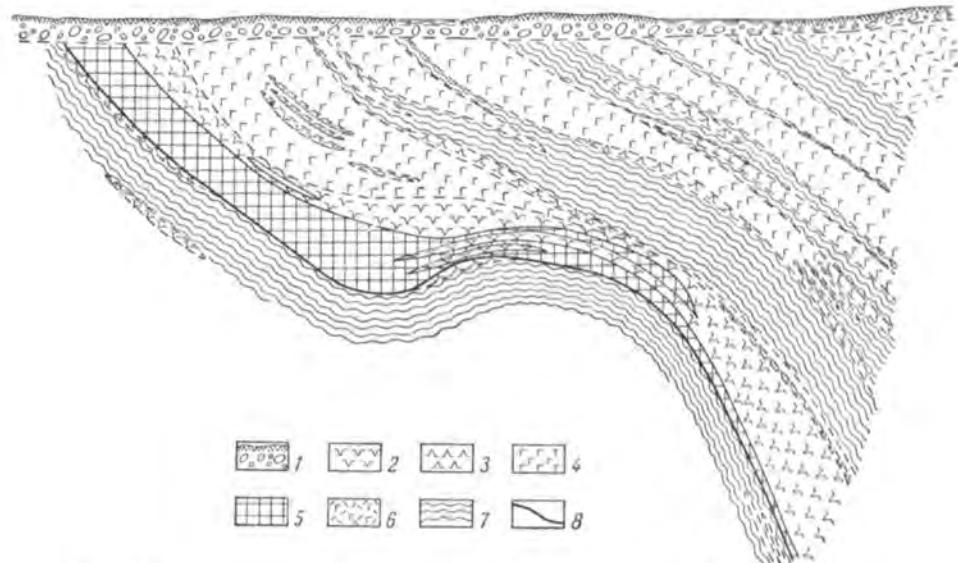


Рис. 96. Схематический геологический разрез через Верхний массив.

1 — морена; 2 — серпентинизированные перidotиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — гидротермально измененные оруденельные ультраосновные породы; 6 — габбро-диабазы; 7 — филлиты и туфы; 8 — оруденелая тектоническая брекчия.

расслоенность всех массивов выдержана в одном плане: нижние части их сложены перidotитами, а верхние — габбро; между перidotитами и габбро располагается сравнительно маломощный слой пироксенитов. В результате возникает типичное для Печенги асимметричное анизотропное строение интрузий.

Первично-полосатые текстуры течения как в перidotитовой части массивов, так и в габбро выражены послойным чередованием пород различного петрографического состава. Для примера на рис. 99 представлены колонки, из которых видно, что серпентинизированные пойкилитовые перidotиты чередуются с плагиоклазовыми перidotитами, серпентинизированными пироксеновыми оливинитами, серпентинитами; среди габбро выделяются разновидности меланократовые, мезократовые и лейкократовые, а также крупно-, средне- и мелкозернистые. Мощность отдельных слоев, отличающихся друг от друга по составу, структуре и крупности зерна, колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

В габбро, кроме чередования слоев различного состава, первичная полосатость представлена отчетливо выраженной трахитоидностью — закономерной ориентированной удлиненных призматических кристаллов

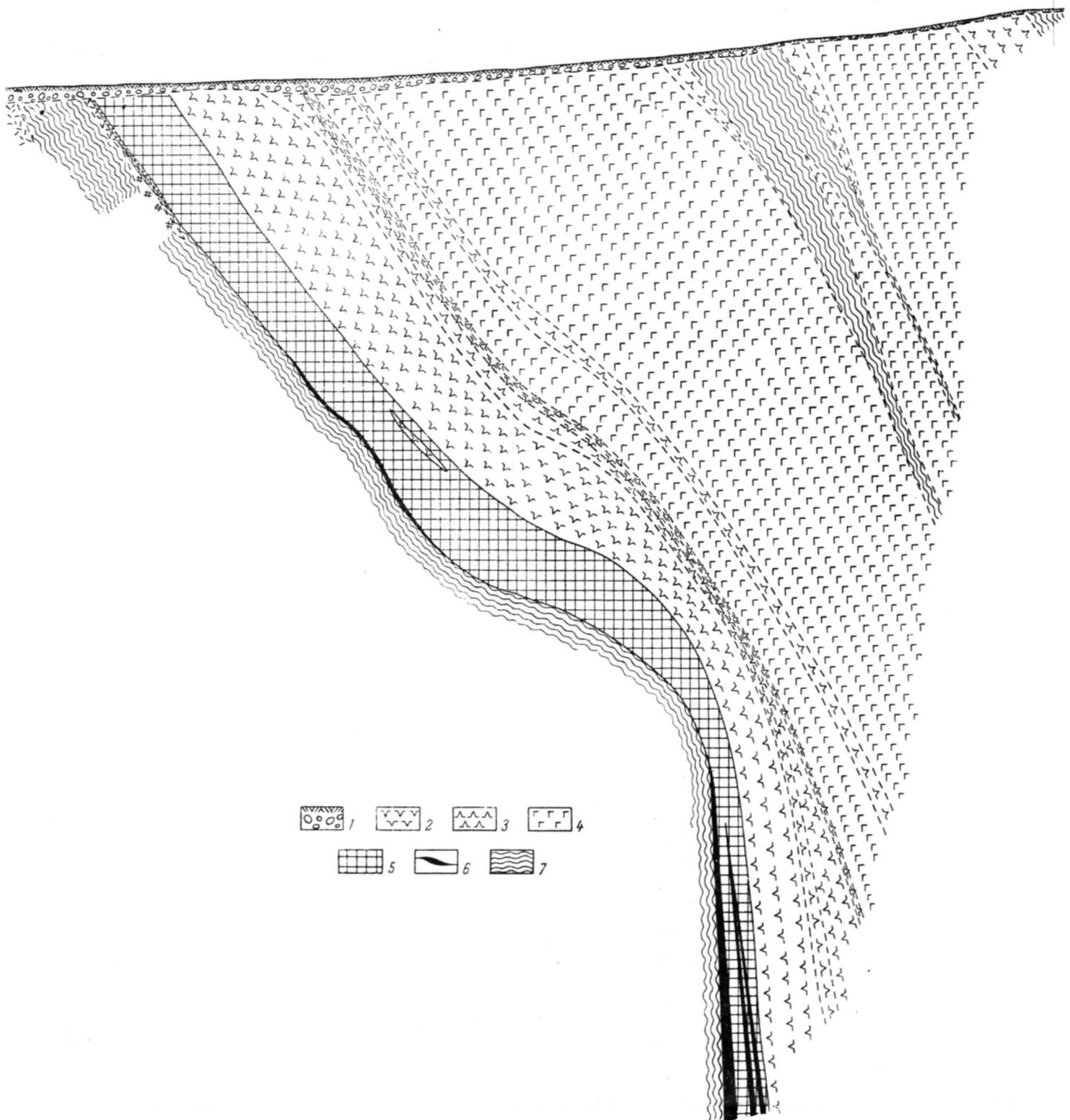


Рис. 93. Схематический геологический разрез через Центральный массив

1 — морена; 2 — серпентинизированные перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — гидротермально измененные оруденелые серпентиниты и перидотиты; 6 — оруденелая тектоническая брекчия; 7 — филлиты и туффиты.

пироксена в одной плоскости, залегающей согласно с поверхностью слоев течения. Очень часто в плоскости трахитоидности заметно линейно-параллельное расположение кристаллов пироксена в направлении падения плоскостей параллельных структур интрузивных массивов.

Исследования Н. А. Елисеева и Б. И. Папуши (1952) показали, что первично-полосатые и линейные структуры возникли в fazu течения жидких или пластических магматических масс в период заполнения магмой зон

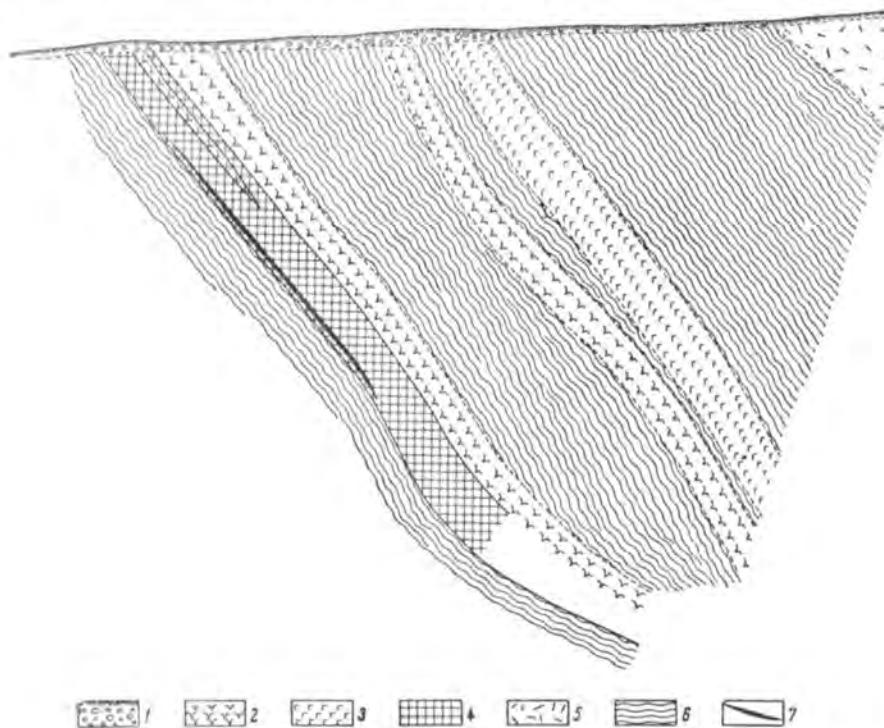


Рис. 97. Схематический геологический разрез через Малый массив.

1 — морена; 2 — серпентинизированные перidotиты; 3 — габбро; 4 — гидротермально измененные оруденелые ультраосновные породы; 5 — диабазы; 6 — филзиты и туффиты;
7 — оруденелая тектоническая зона.

разлома, а расслоенность интрузий обусловлена процессами гравитационно-кинетической дифференциации магмы.

К некоторым слоям течения в перidotитах приурочена сидеронитовая вкрапленность сульфидов.

Наложенные структуры. К наложенным структурам, возникшим после затвердевания интрузивных массивов, относятся: тектонические зоны разломов, проходящие преимущественно вдоль нижних контактов интрузивных массивов с вмещающей толщей; зоны рассланцевания интрузивных пород внутри массивов; трещины, частично выполненные серией гидротермальных жилок.

Тектонические зоны, проходящие вдоль нижних контактов интрузивных массивов, являются главным структурным элементом, контролирующим локализацию сульфидных руд. Наиболее протяженная тектоническая зона, протягивающаяся через весь участок, располагается

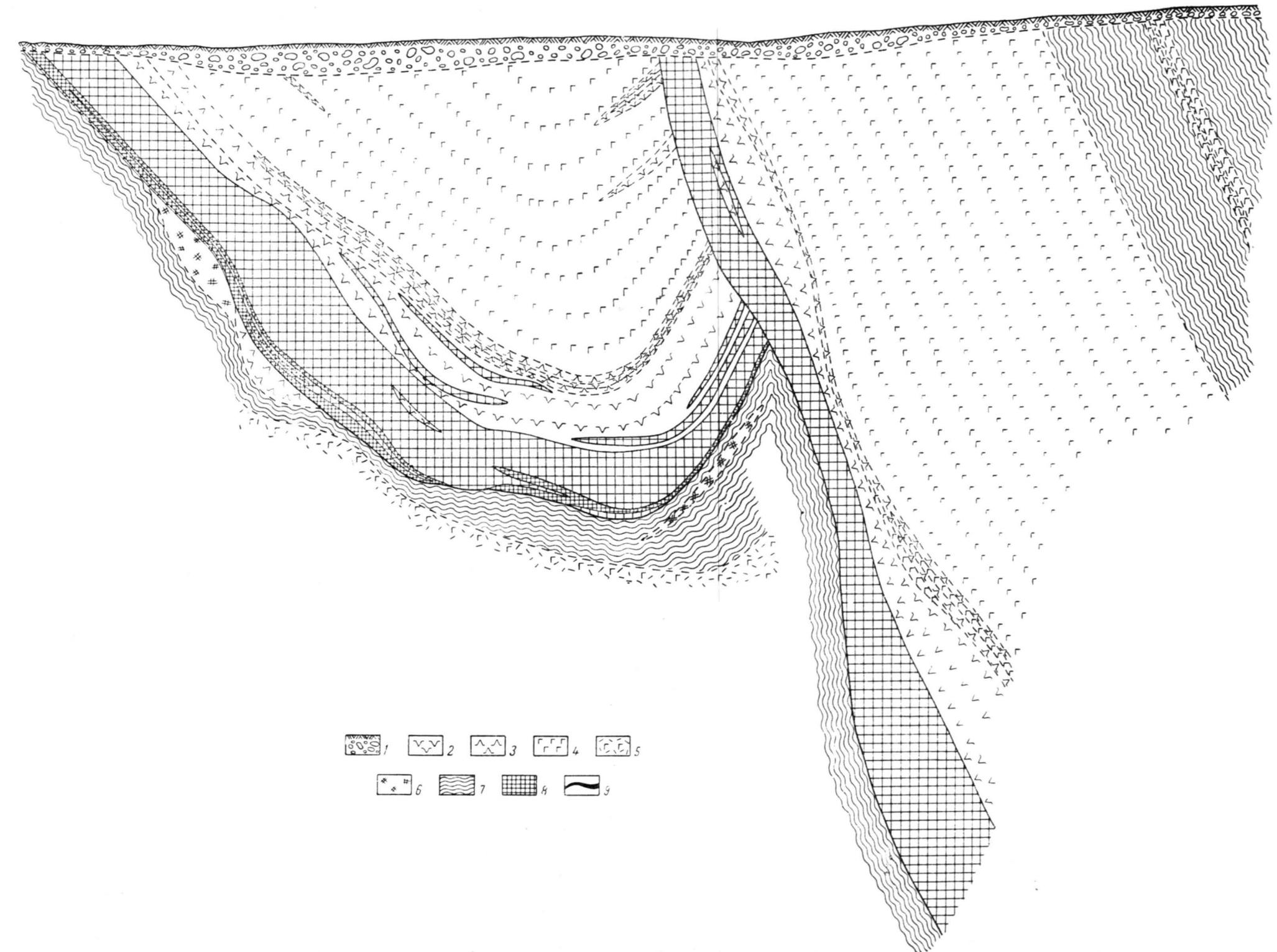


Рис. 94. Схематический геологический разрез через восточную часть Главного массива.

1 — морена; 2 — серпентинизированные перidotиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — габбро-диабазы и порфировидное габбро; 6 — адинолы; 7 — филлиты и туффиты; 8 — гидротермально измененные оруденелые ультраосновные породы; 9 — оруденелая тектоническая зона.

у подошвы Главного массива, продолжаясь за его пределами как на северо-запад, так и на юго-восток, вдоль нижних контактов Верхнего и Южного массивов. Общее простирание этой зоны северо-западное, с падением на юго-запад под различными углами (как это видно на серии разрезов, рис. 93—98). Вторая тектоническая зона ответвляется от первой у восточного окончания Главного массива и, проходя в северо-западном направлении вдоль нижнего контакта Верхнего массива, отделяет эти интрузивные тела друг от друга. Элементы залегания второй тектонической зоны в общем такие же как и у первой зоны, т. е. северо-западное простирание и падение на юго-запад. Морфологически зоны разлома выражены брекчированием и сильной трещиноватостью пород, на некоторых участках — рассланцеванием.

На тех участках тектонических зон, которые соприкасаются с ультраосновными породами, слагающими нижние части интрузивных массивов, интенсивно развиваются процессы сульфидного медно-никелевого оруденения. Сульфиды образуют рудный цемент тектонической брекции; кроме того, оруденению подвергаются прилегающие к тектонической зоне участки ультраосновных пород с образованием метасоматических вкрашенных руд. Наряду с этим те участки тектонических зон, которые прохо-

дят в туфогенно-осадочной толще или в габбро, либо совершенно безрудны, либо подвергаются безникелевому пирротиновому оруденению, локализующемуся только в тектонической зоне, без широкого развития

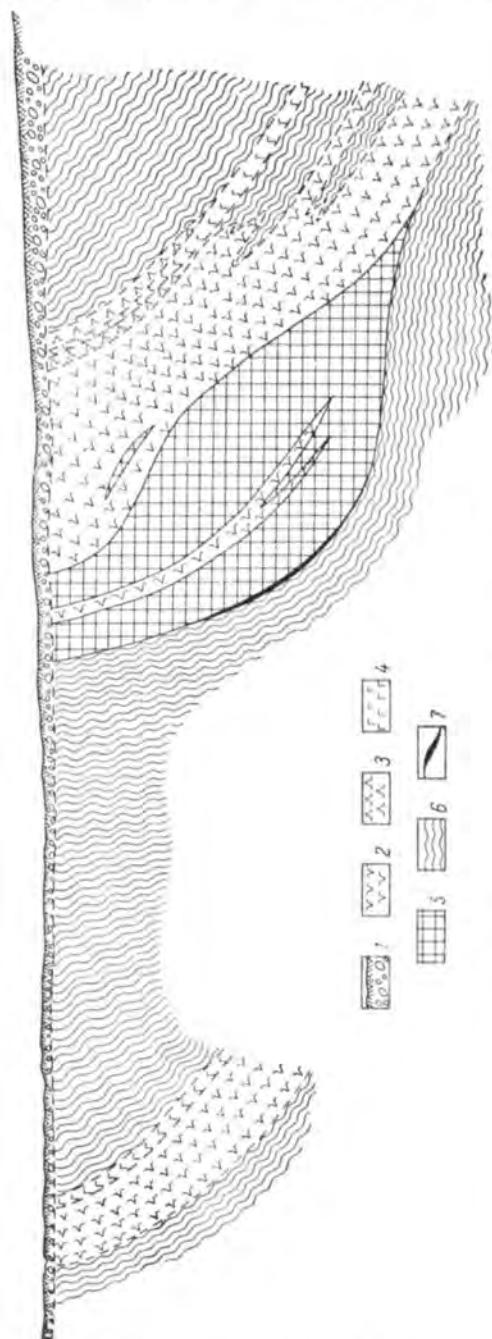


Рис. 98. Геологический разрез через край Верхнего массива.
1 — морена; 2 — спиральнопротяженные перидотиты; 3 — никроксениты; 4 — габбро; 5 — туфы и туфиты; 6 — фильтры; 7 — оруденелая тектоническая зона.

рудного метасоматоза во вмещающих сланцах или габбро. Таким образом, размещение сульфидного оруденения контролируется двумя факторами: 1) тектоническими зонами и 2) наличием ультраосновных пород, являющихся благоприятной средой для развития процессов рудоотложения.

Зоны рассланцевания ультраосновных пород, наблюдающиеся иногда в нижних частях интрузивных массивов, связаны своим происхождением, по-видимому, с теми же движениями, которые привели к образованию брекчий вдоль нижних контактов интрузий. Рассланцованные зоны залегают согласно с зонами брекчий (и те и другие в общем параллельно контактовой поверхности массивов); мощность их обычно измеряется несколькими метрами, но иногда достигает нескольких десятков метров. Рассланцевание ультраосновных пород сопровождается гидротермальным изменением их — амфиболизацией, оталькованием, карбонатизацией, а также переотложением сульфидной вкрапленности, присутствующей в породе до рассланцевания и метаморфизма; о всех этих явлениях будет подробнее сказано при описании руд.

Трещиноватость интрузивных пород наблюдается повсеместно; часто трещины выполнены многочисленными и разнообразными по составу гидротермальными жилками. Ориентировку трещин в пространстве по кернам установить невозможно; немногочисленные замеры в естественных обнажениях показывают, что, вероятно, частью они являются первичными трещинами отдельности, расположенным закономерно по отношению к первичным структурам течения в интрузивных массивах (продольные и поперечные трещины), а частью — более поздними, наложенными трещинами, пересекающими первичные.

Руды

Выделяются два основных типа медно-никелевых руд: а) вкрашенные руды; б) оруденевые тектонические брекчии.

Порода, содержащая рудную вкрапленность, представлена преимущественно серпентинизированным перидотитом.

Рудные минералы представлены: пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом, магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, хромитом.

Пересчет химического анализа рудной части породы на минералогический состав дает следующий результат: сумма сульфидов — 10 %, из них пирротин — 5.5 %, пентландит — 3.0 % и халькопирит — 1.5 %.

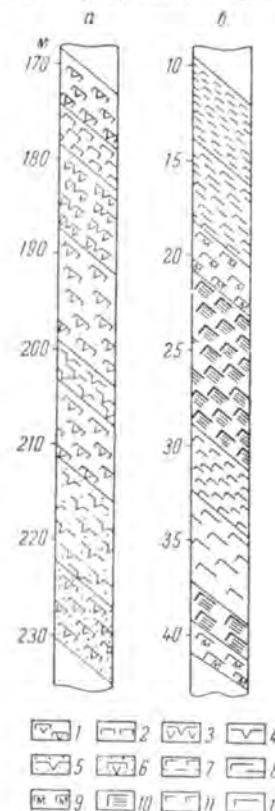


Рис. 99. Колонки — разрезы интрузивного тела.
а — 1 — серпентинизированный пойкилитовый перидотит; 2 — плагиоклазовый перидотит; 3 — серпентинизированный пироксеновый оливинит; 4 — серпентинит (по оливиниту); 5 — серпентинит с сидеритовой сульфидной вкрапленностью; 6 — серпентинизированный пойкилитовый перидотит с сульфидной вкрапленностью; 7 — мелкозернистое мезонаратовое габбро; 8 — среднезернистое мезонаратовое габбро; 9 — среднезернистое мезонаратовое монцонитовое габбро; 10 — крупнозернистое меланократовое габбро; 11 — мелкозернистое лейкократовое монцонитовое габбро; 12 — среднезернистое лейкократовое габбро.

Оруденелые тектонические брекчии состоят из обломков вмещающей породы, скрепленных сульфидами. Внутри оруденелых тектонических зон изредка встречаются участки сплошных массивных сульфидных руд, в которых количество обломков силикатных пород, различных макроскопически, ничтожно. При микроскопическом изучении в сульфидной массе сплошных руд обнаруживаются многочисленные мелкие включения силикатов, представляющие собой микробрекчию.

Форма обломков в брекчии овальная, чечевицеобразная и неправильной угловатой. Размер обломков от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в поперечнике.

В состав обломков входят следующие породы: рассланцованые и измененные (оталькованные и амфиболизированные) перidotиты и амфиболизированные пироксениты нижней контактной зоны, филлиты, туффиты.

Рудный цемент представлен следующими минералами (в убывающем порядке): пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; весьма редко наблюдаются сфалерит, пирит, хромит, кубанит, валлерит, виоларит (?), борнит и платиновый минерал.

В оруденелой брекчии с обломками филлитов и туффитов в рудном цементе часто присутствуют кварц и карбонаты, увеличивается содержание халькопирита и появляется пирит. Соотношение рудной и нерудной частей в оруденелых брекчиях непостоянное и колеблется в широких пределах.

На флангах рудного тела, с переходом тектонической зоны в туфогенно-осадочные породы меняется состав обломков и рудный цемент. В зависимости от пород, по которым проходит тектоническая зона, обломки представлены филлитами, туффитами или адиналами. Рудный цемент отличается присутствием значительного количества пирита и отсутствием пентландита.

Средние содержания кремнезема, глинозема, магнезии, извести, железа и серы для различных типов оруденения представлены в табл. 8.

Таблица 8

Средние содержания главнейших окислов в различных рудах и породах

Тип брудинения и породы	Средние содержания, вес. %					
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	S
Оруденелая брекчия	31.08	18.27	12.03	8.47	5.37	15.48
Вкрашенная руда	28.78	20.73	16.97	4.87	4.83	8.17
Вкрашенная руда	34.56	13.09	23.14	7.04	4.01	1.84
Бедная руда	35.78	15.04	25.68	3.42	5.07	1.56
Серпентинизированные перidotиты	25.09	28.50	19.73	—	—	—
Филлиты и туффиты	44.62	10.35	5.75	3.49	12.10	2.86

Типы руд

Как отмечено выше, медно-никелевые руды представлены двумя морфологическими разновидностями: а) вкрапленными рудами (которые по содержанию полезных компонентов подразделяются на бедные и богатые) и б) оруденелыми тектоническими брекчиями, с подчиненными сплошными рудами, представляющими собой рудный цемент брекчии, обособившийся в отдельные полости внутри тектонических зон.

Однако деление руд по перечисленным морфологическим разновидностям не охватывает всего разнообразия проявлений сульфидного медно-никелевого оруденения.

Так, вкрапленные руды по геологическому положению, отношению к структурным элементам вмещающего интрузивного массива, по своим морфологическим особенностям и времени выделения принадлежат к двум различным типам.

Первый тип руды отличают три признака: 1) приуроченность сульфидной вкрапленности к первичным структурам — слоям течения, располагающимся согласно первичной полосатости интрузивных массивов;¹ 2) сидеронитовая форма сульфидной вкрапленности; 3) более ранняя кристаллизация сульфидов по сравнению с вкрапленностью второго типа.

В дальнейшем изложении при описании руд и рудных минералов все эти признаки и особенности каждого типа руд будут рассмотрены подробно.

Второй тип — руды, приуроченные к наложенным структурам и связанные с наложенными явлениями метаморфизма. Они представлены сильно оруденелыми гидротермально измененными ультраосновными породами (амфиболизированными, оталькованными и карбонатизированными), располагающимися над тектонической брекчией и в зонах рассланцевания, преимущественно в приподошвенных частях интрузивных массивов.

Эти вкрапленные руды пространственно и генетически связаны с оруденелыми тектоническими брекчиями; последние по своему структурному положению относятся к тому же второму типу рудопроявлений.

По мере удаления от зоны оруденелой тектонической брекчии внутрь массива интенсивность оруденения и гидротермальных изменений ультраосновных пород постепенно уменьшается. При этом иногда амфиболизированные и оталькованные оруденелые породы встречаются изолированными участками, для которых непосредственная связь с наложенными структурными элементами массива геологическими данными не устанавливается и они могут располагаться согласно с первичной полосатостью интрузии. Однако по своим особенностям эти измененные и оруденелые породы совершенно аналогичны подобным же породам, для которых доказывается приуроченность к наложенным структурам. Отсюда вытекает, что согласно с первичной полосатостью интрузивного массива могут залегать как вкрапленные руды первого типа (сидеронитовая вкрапленность), так и вкрапленные руды второго типа (амфиболизированные и оталькованные оруденелые породы); следовательно, как отмечалось выше, этот структурный признак

¹ Взятый в отдельности, сам по себе этот признак не является решающим; подробнее об этом будет сказано несколько ниже.

в данном участке не является решающим для отнесения оруденения к тому или иному типу.

Оруденение обоих выделенных типов приурочено к толще измененных перidotитов, слагающих нижние части интрузивных массивов. Но, кроме того, редкая спорадическая сульфидная вкрапленность встречается и в пироксенитах, и в габбро, занимающих верхние части интрузивных массивов. По минералогическому составу эта вкрапленность отличается от вкрапленности в перidotитах почти полным отсутствием пентландита.

Наконец, оруденению подвергается также и туфогенно-осадочная толща, вмещающая интрузии. Оруденелые участки туфогенно-осадочных пород пространственно приурочены преимущественно к нижним контактным зонам интрузий, точнее к проходящим вдоль них зонам оруденелых тектонических брекчий. По морфологическим особенностям различаются: импреняционная сульфидная вкрапленность в филлитах и туффитах, мелкие секущие рудные жилки (с кварцем и кальцитом), оруденелые тектонические брекчии. Последние часто являются ответвлениями или продолжением оруденелых тектонических брекчий, располагающихся вдоль нижних контактов интрузивных массивов. Оруденение в туфогенно-осадочных породах отличается от оруденения в перidotитах вещественным составом, а именно, отсутствием никельсодержащего сульфида пентландита. Даже в оруденелой тектонической брекчии пентландит исчезает, как только она выходит за пределы интрузивных массивов на флангах рудных тел.

Таким образом, по морфологии и структурно-геологическому положению различаются следующие разновидности рудопроявлений, относящиеся к двум различным типам.

Первый тип — сидеронитовая сульфидная вкрапленность в перidotитах, располагающаяся согласно с первично-полосатыми структурами течения.

Второй тип — оруденение, приуроченное к наложенным структурам: а) оруденелые гидротермально изменившиеся (амфиболизированные и оталькованные) ультраосновные породы (вкрапленные руды); б) оруденелая тектоническая брекчия и связанные с нею сплошные сульфидные руды (богатые руды); в) сульфидная вкрапленность в пироксенитах и габбро; г) оруденение во вмещающих филлитах и туффитах (безникелевое оруденение).

Согласно приведенному делению двух типов рудопроявлений ниже следует описание выделенных разновидностей рудопроявлений.

Сульфидная сидеронитовая вкрапленность в перidotитах, располагающаяся согласно с первичными структурами течения

Геологическое положение оруденелых слоев

Нижние части интрузий, как уже говорилось выше, сложены неоднородной толщей ультраосновных пород, представленных преимущественно серпентинизированными пойкилитовыми перidotитами, чередующимися с плагиоклазовыми перidotитами, серпентинизированными пироксеновыми оливинитами, серпентинитами. Мощность отдельных слоев, отличающихся друг от друга по составу, структуре, крупности зерна и степени изменения варьирует в пределах от нескольких метров до 20—30 м.

Вся перидотитовая толща четко разделяется на две части: верхнюю, большую по мощности, сложенную менее измененными породами, подвергшимися только серпентинизации, и нижнюю, приподнявшую, часть, сложенную сильно гидротермально измененными и оруденелыми породами, представляющими собой вкрапленные руды. Описание последних будет приведено далее, а в настоящем разделе рассматриваются рудо-проявления в верхней части разреза перидотитовой толщи.

При просмотре керна устанавливается, что редкая, спорадическая сульфидная вкрапленность присутствует по всей этой толще и породы, слагающие ее, не являются совершенно безрудными. Это видно также по результатам химических анализов (опробования), которые показывают, что все без исключения ультраосновные породы в той или иной мере никеленосны и всегда содержат незначительные количества никеля и меди. В некоторых же слоях наблюдается скопление сульфидной вкрапленности и концентрация ее в количестве, приобретающем практическое значение.

Перидотитовая толща делится на две части — рудную и безрудную; характерно постоянное присутствие никеля и меди в «безрудных» породах, среди которых четко выделяются отдельные слои с повышенным содержанием сульфидов. Количество таких слоев в разрезе интрузивного массива непостоянно, в различных участках интрузии может присутствовать от одного до четырех-пяти оруденелых слоев, располагающихся на различных уровнях в толще безрудных перидотитов. Согласное залегание их с первичной стратификацией интрузивного массива и одинаковые с окружающими породами петрографические особенности слагающих их пород свидетельствуют о том, что слои, содержащие сульфидную вкрапленность, представляют собой слои течения.

Петрографическая характеристика оруденелых слоев

Сульфидная вкрапленность в оруденелых слоях течения макроскопически отчетливо заметна; распределяется она в породе равномерно, но в разных слоях с различной густотой. Вкрапленники обычно крупного размера (1—2.5 мм в поперечнике), с четкими, резкими границами. Количество рудных минералов варьирует.

Под микроскопом обнаруживается, что сульфидная вкрапленность приурочена к слоям оливинитов и перидотитов. Первичными породообразующими минералами этих пород являются оливин и моноклинный пироксен, иногда плагиоклаз, которые замещаются постериорными автометаморфическими минералами (керсунит, зеленая роговая обманка, биотит, серпентин, хлорит) и вторичными минералами, возникшими в результате процессов наложенного гидротермального метаморфизма (бесцветный tremolit, тальк, карбонат, хлорит). Метаморфические изменения печенгских горных пород описаны Н. А. Елисеевым и Б. И. Папупис (1952); остановимся подробнее на процессе серпентинизации, имеющем значение для понимания некоторых особенностей рудоотложения.

Рудные слои течения повсеместно подвергаются серпентинизации, причем замещается серпентином вначале только оливин, а пироксен сохраняется неизмененным. Чаще оливиновые зерна нацело замещены серпентином, но иногда в центральных частях их сохраняются реликты незамещенного оливина. Серпентин развивается по краям оливиновых зерен и по

трещинкам в них с образованием петельчатой микротекстуры. Серпентин представлен бесцветным тонковолокнистым хризотилом, причем волокна ориентированы всегда поперек микрожилочек и каемок (поперечно-волокнистый хризотил). Особенно наглядно эта разновидность серпентина наблюдается в сравнительно слабо серпентинизированных перидотитах, где в наиболее чистом виде устанавливается начальная стадия серпентинизации. В перидотитах с нацело серпентинизированным оливином, кроме поперечно-волокнистого хризотила, наблюдаются еще другие морфологические разновидности серпентина, а именно — промежутки между петлями хризотила выполнены беспорядочно ориентированным мелкочешуйчатым бесцветным антигоритом, или каждая ячейка заполнена выделением бесструктурного аморфного серпентина (серпофитом).

Количественные соотношения между тремя морфологическими разновидностями серпентина — меняющиеся, причем изменения эти происходят главным образом за счет увеличения количества мелкочешуйчатого антигорита. В тех участках породы, где антигорит является преобладающим, обычно серпентинизирован не только оливин, но и значительная доля пироксена, что сопровождается появлением здесь же слабо окрашенного хлорита. В таких участках можно наблюдать, что антигорит не только выполняет центральные части серпентиновых псевдоморфоз по оливину, но замещает также и пироксен, и, кроме того, развивается по хризотилу и бесструктурному серпентину, постепенно замещая их, вначале участками, а затем почти нацело. Таким образом, устанавливается, что антигорит является несколько более поздней разновидностью серпентина, частично образующейся путем перекристаллизации более ранних разновидностей — волокнистого хризотила и бесструктурного серпофита. Местами среди массы мелкочешуйчатого антигорита и хлорита наблюдаются мельчайшие точечные выделения сульфидов — главным образом халькопирита, редко — пирротина.

Серпентинизация оливина сопровождается выпадением магнетита, который образует либо цепочки мелких зерен в осевой части микрожилочек, либо мелкими точечными выделениями рассеян по всей массе серпентина. Образования карбоната при этом не наблюдается.

Последнее обстоятельство необходимо особо подчеркнуть, так как в некоторых отчетах отмечается, что серпентинизация якобы сопровождается выделением карбоната. Вместе с этим имеются и правильные заключения. Например, М. В. Денисова (1950 г.), разбирая возрастные соотношения между минералами в рудах, разделяет по времени образования серпентин и карбонат, относя первый к автометаморфической стадии, а второй — к более поздней гидротермальной стадии метаморфизма пород.

Характеристика сульфидной вкрапленности

Сульфидные выделения располагаются в промежутках между зернами оливина и пироксена, представляя собой морфологически типичные формы выполнения интерстиций. Они обычно изолированы друг от друга, но иногда соединены тонкими жилками — проводничками, проходящими вдоль границ зерен силикатов. Местами сульфиды проникают по трещинкам внутрь кристаллов оливина и пироксена и цементируют их обломки. Подобная структура рудных выделений по своим особенностям отвечает сидеронитовой структуре (рис. 100).

Для характеристики условий кристаллизации сульфидов важно отметить следующее обстоятельство: в ряде случаев наблюдается, что в рудной

массе с сидеронитовой структурой заключены зерна оливина, в значительной мере сохранившиеся незамещенными серпентином и лишь слегка



Рис. 100. Сидеронитовая вкрапленность сульфидов (черное) в серпентинизированном оливините. При одном ник., $\times 32$.

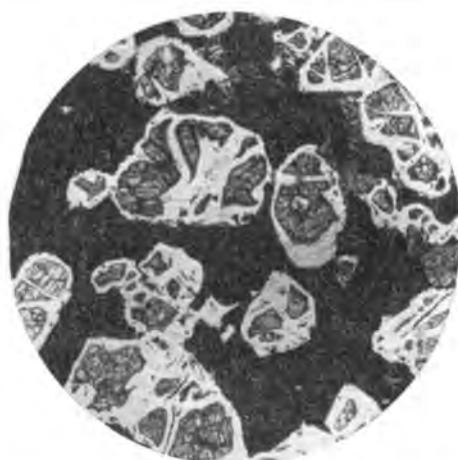


Рис. 101. Частично серпентинизированные кристаллы оливина, заключенные в сульфидах сидеронитовой вкрапленности. При одном ник., $\times 32$.

серпентинизированные в краях (рис. 101). В таких малоизмененных породах, затронутых незначительно развитой серпентинизацией оливина, наиболее отчетливо можно наблюдать сохранившиеся особенности состава и строения сидеронитовых рудных выделений, которые при наложении на породу более поздних процессов гидротермального изменения в значительной мере затушевываются и стираются.

Минералогический состав сидеронитовой вкрапленности характеризуется резким преобладанием среди остальных минералов пирротина, составляющего 70–80% объема рудной массы. Следующим по распространенности является пентландит, который присутствует в количестве 5–10% и образует идиоморфные зерна, располагающиеся среди пирротина (рис. 102); кроме того, пентландит встречается в виде мелких клинышков и пламеневидных вростков в пирротине. Подчиненное положение в сравнении с этими двумя минералами занимает халькопирит, выделяющийся после пирротина и пентландита и пересекающий их по трещинкам. Очень



Рис. 102. Кристаллы пентландита (*пн*) в пирротине (*по*) сидеронитового вкрапленника. Рельефная каемка по краям вкрапленника — магнетит. Отраженный свет, $\times 72$.

редко и в ничтожном количестве в халькопирите наблюдаются мелкие пластиночки кубанита и валлериита, еще реже — мелкие единичные

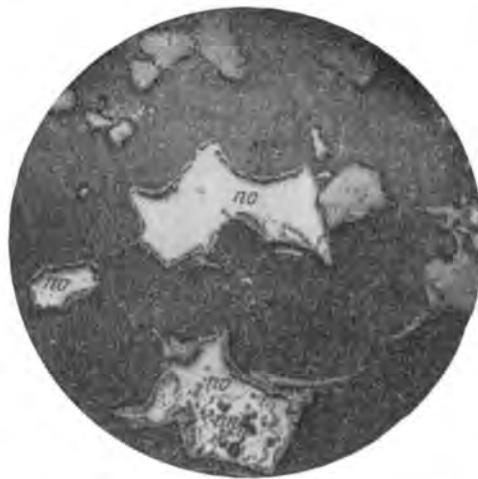


Рис. 103. Узкая каемка магнетита (*ме*) по краям сидеронитовых вкрапленников; *по* — пирротин; *ни* — пентландит. Серые рельефные зерна — кристаллы раннего магнетита. Отраженный свет, $\times 72$.

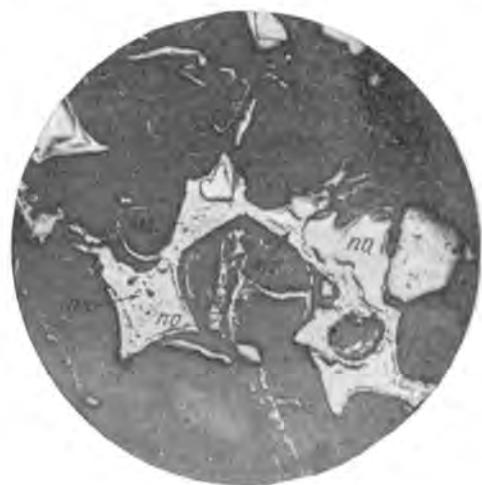


Рис. 104. Развитие магнетита (светло-серый, рельефный — *ме*) по пирротину сидеронитовых вкрапленников (*по*); *ни* — пентландит. Темно-серые рельефные зерна — ранний магнетит. Отраженный свет, $\times 72$.

зерна платинового минерала. М. В. Денисова отмечает, кроме того, присутствие единичных зерен борнита, а Г. В. Холмов и Д. А. Шильников — сульванита и сфалерита.



Рис. 105. Метасоматическое замещение пирротина сидеронитовых вкрапленников (белое) вторичным магнетитом (светло-серый). Тёмный фон — нерудные минералы. Отраженный свет, $\times 72$.

Своебразная и очень типичная особенность сидеронитовой вкрапленности заключается в частичном замещении ее вторичным магнетитом, метасоматически развивающимся по пирротину каемками вдоль границ зерен и микрожилочками по трещинкам. Процесс этот не всюду проявляется в одинаковой степени: местами наблюдаются только начальные стадии замещения пирротина магнетитом, количество которого очень невелико (рис. 103), в других участках значительная доля пирротина замещена магнетитом, развивающимся не только в краях вкрапленников, но и в центральных частях их (рис. 104 и 105). В соответствии с этим и количественное содержание магнетита варьирует от 5—6 до 20—25% и даже более (рис. 106).

Некоторые магнетитовые микрожилочки, пересекающие зерна пирротина, имеют ось из серпентина. Иногда вместе с серпентином в централь-

ных частях магнетитовых микрояилочек различаются мельчайшие точечные выделения халькопирита.

Одновременно с развитием магнетита по пирротину происходит частичное замещение пентландита сидеронитовых вкраплеников валлеритом, который выделяется обычно в непосредственной близости к вторичному магнетиту. Количество валлерита невелико и замещает он только незначительную часть пентландита, однако сам факт возникновения парагенетической ассоциации: вторичный магнетит + валлерит устанавливается почти в каждом аншилифе, приготовленном из рудных слоев течения.

Детали строения орудиенелых слоев (серпентино-магнетитовые микрояилочки)

Перидотиты с сидеронитовой вкрапленностью часто содержат большое количество чрезвычайно мелких секущих серпентиновых жилочек, имеющих мощность, измеряемую долями миллиметра (правильнее их называть микрояилочками). Когда жилочки пересекают перидотит с сохранившимися реликтами оливина, то в непосредственной близости к жилкам эти реликты исчезают и оливин полностью замещается серпентином. Выше отмечалось, что в серпентинизированных перидотитах пироксен обычно не подвергается замещению серпентином и остается свежим; однако вдоль зальбандов серпентиновых жилочек пироксен также серпентинизируется с одновременным выпадением магнетита, образующего мелкие червеобразные вростки, иногда сложно переплетающиеся.

Очень типично также появление в экзоконтактных зонах серпентиновых жилочек каемок «пылевидного» магнетита в виде скоплений чрезвычайно мелких точечных выделений в серпентине, который при этом часто переходит в хлорит — бесцветный, с аномальной интерференционной окраской в густых темно-фиолетовых тонах. Иногда подобный хлорит образует каемки вокруг серпентиновых псевдоморфоз по оливину.

Кроме микрояилочек, наблюдаются более крупные жилки мощностью от 2—3 до 5—6 мм, а изредка до сантиметра и даже более. Характеризуются они теми же особенностями, которые отмечены для микрояилочек и, кроме того, усложнены присутствием магнетита внутри самих жилочек. Количество магнетита непостоянно: иногда он образует лишь оторочки вдоль зальбандов серпентиновых жилок, иногда выделяется внутри жилок, местами эффектными кружевоподобными образованиями. Серпентин, слагающий микрояилки, неоднороден и представлен аморфной, волокнистой или тонкопластинчатой разновидностями.



Рис. 106. Почти полное замещение сидеронитового вкрапленика вторичным магнетитом (*mg*); белые участки — реликты пирротина (*po*). Отраженный свет. $\times 72$.

Нередко наблюдаются случаи пересечения серпентино-магнетитовыми жилками сидеронитовых сульфидных вкраплеников (рис. 107), пирротин которых при этом интенсивно замещается магнетитом. Вообще сидеронитовые вкраплениники вблизи серпентино-магнетитовых жилок замещаются магнетитом в большей степени, чем в участках породы, характеризующихся отсутствием подобных жилок.

Сравнительно редко наблюдаются случаи, когда в серпентино-магнетитовых жилках (в их осевой части) присутствуют выделения мелких зерен халькопирита.

Серпентино-магнетитовые жилки пересекаются более поздними сульфидными жилками, в которых, кроме сульфидов, присутствует tremolit, тальк, карбонат.

Наложенные явления метаморфизма

В некоторых слоях течения с сидеронитовой вкрапленностью наблюдаются следы тектонических воздействий, выраженные в слабом расланцевании пород, которые одновременно, помимо серпентинизации, подвергаются иному гидротермальному изменению — преимущественно амфиболизации (с развитием бесцветного tremolita) и в гораздо меньшей степени оталькованию и карбонатизации. Здесь же появляется некоторое количество сульфидов в виде мелких выделений, находящихся в срастании с постериорными минералами.

Иногда развитие этого специфического парагенетического комплекса: перечисленные гидротермальные минералы + сульфиды, происходит метасоматическим путем в ненарушенных породах, не затронутых тектоническими воздействиями. Если в одном и том же аншилифе присутствуют одновременно сидеронитовые вкраплениники и более поздние сульфиды, ассоциирующиеся с вторичными минералами, то разница между ними, помимо парагенезиса, устанавливается еще по следующему обстоятельству: сульфиды сидеронитовых вкраплеников частично замещены вторичным магнетитом, а более поздние сульфиды магнетитом не замещаются.

Рис. 107. Пересечение магнетитовой микрожилкой (расположена горизонтально в центре снимка) сидеронитовых сульфидных вкраплеников, пирротин которых интенсивно замещается вторичным магнетитом и сохраняется лишь в виде реликтовых участков (светлые мелкие участки). Темный фон — перудные минералы. Отраженный свет, $\times 72$.

соматическим путем в ненарушенных породах, не затронутых тектоническими воздействиями. Если в одном и том же аншилифе присутствуют одновременно сидеронитовые вкраплениники и более поздние сульфиды, ассоциирующиеся с вторичными минералами, то разница между ними, помимо парагенезиса, устанавливается еще по следующему обстоятельству: сульфиды сидеронитовых вкраплеников частично замещены вторичным магнетитом, а более поздние сульфиды магнетитом не замещаются.

О генерациях сульфидных минералов в оруденелых слоях течения

Приведенные выше наблюдения позволяют выделить в рассматриваемых породах сульфиды двух генераций.

1. Более раннюю сидеронитовую вкрапленность, отличительными чертами которой являются: а) ассоциация сульфидов с сохранившимся незамещенным оливином, когда в сульфидах заключены лишь слегка серпентинизированные в краях зерна оливина; б) частичное замещение сульфидов вторичным магнетитом, метасоматически развивающимся преиму-



щественно по пирротину, с одновременным развитием валлерита по пентландиту; в) пересечение сидеронитовых вкраплеников серпентино-магнетитовыми жилками, что сопровождается более интенсивным замещением их вторичным магнетитом.

2. Более поздние сульфиды, ассоциирующиеся с комплексом вторичных гидротермальных минералов — тремолитом, тальком, карбонатом, — с которыми сульфиды находятся в тесном срастании, выделяясь совместно либо в жилах, секущих серпентино-магнетитовые жилки, либо в расланцованных участках породы, либо наконец метасоматически развивающаяся в участках, подвергающихся гидротермальному изменению. Эти более поздние сульфиды магнетитом не замещаются.

Следует еще раз подчеркнуть, что рассмотренные соотношения устанавливаются в слоях течения в верхней половине перидотитовой толщи. Нижние части перидотитовой толщи, как уже было отмечено, подвергались интенсивному гидротермальному изменению — амфиболизации, оталькованию, карбонатизации — вследствие чего границы отдельных слоев течения теряются, взаимоотношения между сульфидами и пордообразующими минералами значительно усложняются и характеризуются иными особенностями.

**Вкрапленность в гидротермально измененных ультраосновных породах,
приуроченных к наложенным структурам в нижних частях
интрузивных массивов**

Строение нижних приконтактовых частей интрузивных массивов

Прежде чем рассматривать сульфидное медно-никелевое оруденение в гидротермально измененных породах следует отметить некоторые черты строения приконтактовых частей интрузивных массивов.

Наложенные процессы гидротермального метаморфизма в нижних частях перидотитов затушевывают первичные структурные элементы интрузии, которые удается распознавать лишь только изредка, на небольших участках. Так, в некоторых местах устанавливаются черты первоначального строения приконтактовых частей интрузивных массивов. Оруденелая тектоническая брекчия в подошве интрузий развита не повсеместно: изредка встречаются участки интрузивных массивов, в нижних контактах которых слабо проявлены следы тектонических движений, или они совершенно отсутствуют (тектоническая брекчия проходит в стороне от массива, в филлитах). В таких участках наблюдаются нормальные интрузивные контакты ультраосновных пород с туфогенно-осадочной толщей и наиболее отчетливо видно строение приконтактной зоны интрузии, которая по наблюдениям керна ряда скважин характеризуется одними и теми же особенностями.

На рис. 108 представлены типичные примеры, иллюстрирующие строение контактных зон. Как видно из рис. 108, перидотиты на расстоянии нескольких метров от нижнего контакта интрузии переходят в породы контактной зоны — амфиболизированные пироксениты. Макроскопически они резко отличаются от перидотитов, как по составу, так и по структуре: сложены на 80% коротко призматическими зернами амфибала зеленого цвета (различных оттенков), промежутки между которыми выполнены тонкозернистой массой также серовато-зеленого цвета. Мощность контактной зоны, сложенной амфиболизированными пироксенитами, составляет обычно 4—5 м.

Очень характерны две особенности этих пород. Во-первых, закономерное изменение величины зерна в разрезе контактной зоны: непосредственный контакт сложен наиболее мелкозернистыми, иногда даже тонкозернистыми разновидностями, которые по мере удаления от контакта сменяются более крупнозернистыми разновидностями (рис. 108). Во-вторых, закономерное поведение сульфидной вкрапленности, которая

в средней части зоны контактных пород образует горизонт, резко обогащенный сульфидами (рис. 108). В пределах этого горизонта количество сульфидов достигает 60—65% объема породы; выделяются они в виде крупных вкрапленников, соединяющихся и сливающихся друг с другом.

Выше этого горизонта амфиболизированные породы контактной зоны также оруденели, но содержание сульфидов в них равно содержанию сульфидов в перидотитах. Ниже обогащенного сульфидами горизонта мелкозернистые амфиболизированные пироксениты не содержат сульфидной вкрапленности, и, таким образом, зона непосредственного эндоконтакта интрузии является безрудной. Правда, часто она содержит мелкие секущие сульфидные жилочки, но количество последних в случае ненарушенности интрузивного контакта весьма незначительно.

Под микроскопом видно, что контактная интрузивная порода сложена на 80% бесцветным амфиболом, образующим коротко призматические зерна с оптическими константами tremolita: 1) шлиф 436—334: $2V = -86^\circ$, $cNg = 18^\circ$, $Ng - Np = 0.024$; 2) шлиф 441—91: $2V = -88^\circ$, $cNg = 17^\circ$, $Ng - Np = 0.024$. Иногда встречаются зерна зонального строения, в которых центральная часть сложена светло-коричневым амфиболом, а края — бесцветным tremolitom; изредка между этими двумя разновидностями амфиболя наблюдаются каемки и участки светло-зеленого

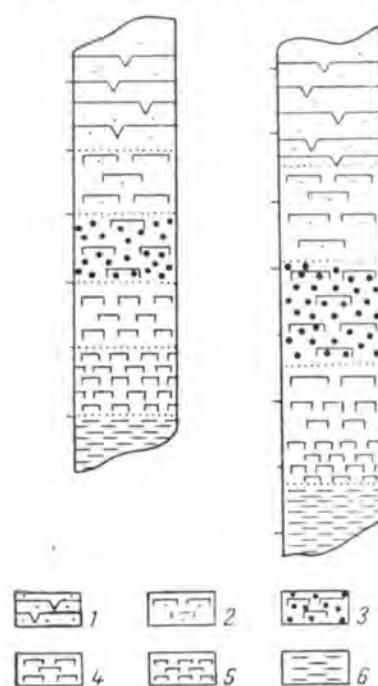
Рис. 108. Строение нижней контактной зоны интрузивного массива

1 — слабо оруденелые измененные перидотиты; 2 — слабо оруденелые среднезернистые амфиболизированные пироксениты контактной зоны; 3 — горизонт сильно оруденелых среднезернистых амфиболизированных пироксенитов контактной зоны; 4 — мелкозернистые бесрудные амфиболизированные пироксениты контактной зоны; 5 — тонкозернистые амфиболизированные пироксениты у непосредственного контакта с фyllитами; 6 — фyllиты.

амфибола. Размеры зерен амфиболя варьируют от 0.5—0.8 мм в мелкозернистых разновидностях и до 2—3 мм в крупнозернистых.

В мезостазисе — мелкопластинчатый tremolit, хлорит (бесцветный, с густой аномальной интерференционной окраской, синий или красновато-фиолетовой), мелкопластинчатый биотит (густоокрашенный в коричневые тона, замутненный), мелкие зернышки сфена, выделения рудных минералов — титаномагнетита (обрастающего каемками сфена) и сульфидов. Сульфиды находятся в тесном срастании с мелкопластинчатым амфиболом.

Структура амфиболизированных пироксенитов (амфиболитов) контактной зоны гипидиоморфнозернистая, напоминает структуру мелко-



зернистых пироксенитов и резко отличается от пойкилитовой структуры перидотитов.

Иногда в более крупнозернистых породах верхних участков контактной зоны, где они переходят в перидотиты, можно наблюдать сохранившиеся черты пойкилитовой структуры: в крупных псевдоморфозах тремолита по пироксену присутствуют пойкилитические включенные округлые выделения того же тремолита иной ориентировки, или агрегаты мелких чешуйек тремолита, представляющие собой псевдоморфозы по ранее существовавшему серпентинизированному оливину. Еще выше по разрезу в породах наблюдаются реликтовые участки зерен пироксена, не полностью замещенных амфиболом. Эти факты, указывающие на образование тремолита по первичным минералам (главным образом по пироксену), позволяют считать, что породы контактной зоны первоначально представляли пироксениты, которые затем подвергались процессам метаморфизма, в результате чего пироксен оказался замещенным амфиболом, а мезостазис — амфиболом + хлоритом. Таким образом, контактная порода является амфиболизированным, возможно, плагиоклазовым пироксенитом.

Развитие тонко- и мелкозернистых разновидностей у самого контакта указывает на быструю кристаллизацию породы, более раннюю по сравнению с кристаллизацией внутренних частей интрузии.

Сульфидная вкрашенность, образующая в амфиболизированных пироксенитах оруденелый горизонт (в участках массива с интрузивными контактами, не нарушенными тектоникой), под микроскопом выглядит следующим образом. Сульфиды образуют две морфологические разновидности выделений.

1. Крупные вкрашенники (до 3—4 мм в поперечнике) с неправильными контурами и извилистыми, зубчатыми границами сложены агрегатами изометричных зерен пирротина (до 0,2 мм), среди которых встречаются довольно большом количестве крупные (до 0,2 мм) идиоморфные зерна пентландита (рис. 109) и мелкие идиоморфные и изометрические кристаллники магнетита (более раннего, чем пирротин). В очень незначительных количествах присутствует халькопирит, он мелкими выделениями неправильной формы располагается между зернами пирротина. Развития вторичного магнетита по пирротину не наблюдается. Вместо этого сульфидные вкрашенники пронизываются (обычно в краевых частях) иглами амфиболя и пластинками хлорита, что придает извилистость их границам.

2. Вторая разновидность сульфидных выделений — очень мелкие (сотые доли миллиметра) угловатые вкрашенички, рассеянные по всей массе мезостазиса породы, в промежутках между чешуйками амфиболя и хлорита. Сложены они преимущественно пирротином, реже халькопиритом.



Рис. 109. Вкрашенник сульфидов не замещенный вторичным магнетитом; *по* — пирротин, *пн* — пентландит. Отраженный свет, $\times 36$.

Геологическое положение зон гидротермально измененных оруденелых ультраосновных пород

Гидротермально метаморфизованные и оруденелые горные породы залегают над оруденелой тектонической брекчей; интенсивность гидротермальных изменений и оруденения наибольшая вблизи брекции постепенно затухает по мере удаления от нее вверху.

Гидротермально измененные породы описаны Н. А. Елисеевым и Б. И. Папушис (1952), которыми впервые было установлено наложение гидротермального метаморфизма на автометаморфизм и локальная приуроченность гидротермального метаморфизма к тектоническим зонам. Ими же подчеркнута связь гидротермальных изменений с процессами рудообразования, что проливает свет на важные особенности генезиса сульфидного никелевого оруденения Печенги. По данным предыдущих исследователей, сульфиды кристаллизуются после образования амфиболя, хлорита и талька. Однако последовательность замещения вторичными продуктами ряниих минералов, как указывает Н. А. Елисеев (1952а), не всегда ясна и, по-видимому, не везде одинаковая.

В массивах Пильгуйярви гидротермальные изменения ультраосновных пород выражены в том, что серпентинизированные перидотиты подвергаются амфиболизации, оталькованию, хлоритизации и карбонатизации. Эти процессы, наложенные на серпентинизацию, сопровождаются выделением тонкой метасоматической вкрапленности сульфидов, развивающихся совместно с вторичными гидротермальными минералами и образующих с ними тонкие срастания.

Макроскопически гидротермально измененные перидотиты отличаются от серпентинизированных перидотитов своей окраской. Серпентинизированные перидотиты — породы черного цвета, с жириным блеском в свежем изломе; амфиболизированные, оталькованные и карбонатизированные перидотиты — породы серого цвета, матовые в свежем изломе. Осветление серпентинизированных перидотитов является признаком их изменения.

Наибольшая измененность пород наблюдается в приподошвенных частях интрузии, в непосредственной близости к оруденелой тектонической брекции. Верхняя граница зоны измененных пород располагается на разных уровнях внутри интрузивного массива (в 40—70 м от подошвы интрузии) и характеризуется постепенными переходами к серпентинизированным перидотитам. Обычно наблюдается полосатая зона, представленная чередующимися слоями более измененных осветленных пород и менее измененных серпентинизированных пород. Мощность отдельных слоев варьирует от долей сантиметра до нескольких сантиметров, иногда до метра и более. По направлению к нижним частям массива густота и мощность измененных слоев постепенно возрастают, пока отдельные полосы не сливаются друг с другом в однородную измененную толщу.

Гидротермальный метаморфизм в одних участках интрузивных массивов происходит метасоматическим путем без изменения текстуры и структуры пород, которая остается массивной и не нарушенной тектоническими воздействиями. В других участках тектонические воздействия проявляются очень отчетливо и гидротермальному изменению подвергаются рассланцованные ультраосновные породы с превращением их в tremolитовые или тальковые сланцы (с карбонатом и хлоритом). Рассланцованые зоны мощностью от долей метра до нескольких десят-

ков метров располагаются согласно залеганию зоны оруденелой тектонической брекции, т. е. согласно нижней контактной поверхности интрузивных массивов. Как будет видно ниже, рассланцованные зоны по характеру метаморфизма и по особенностям поведения сульфидов в них не отличаются от нерассланцовых измененных пород.

Петрографическая характеристика гидротермально измененных оруденелых пород

Отличие гидротермально измененных перидотитов от серпентинизированных перидотитов отчетливо устанавливается под микроскопом. Измененные породы сложены в основном комплексом вторичных гидротермальных минералов — tremolитом, тальком, хлоритом, карбонатом, — которые замещают как первичные пордообразующие минералы — оливин, пироксен и плагиоклаз (причем реликтов оливина и плагиоклаза в измененных породах не сохраняется), так и постериорные автометаморфические минералы — серпентин, керсит, зеленую роговую обманку, биотит. Постоянными спутниками вторичных минералов являются сульфиды.

Таким образом, в породе встречаются: реликты первичных пордообразующих минералов (пироксен), реликты постериорных автометаморфических минералов, комплекс вторичных гидротермальных минералов, рудные минералы — магнетит и сульфиды.

Количественные соотношения между вторичными гидротермальными минералами варьируют. Местами преобладает tremolит, местами — тальк; хлорит и карбонат присутствуют обычно в подчиненных количествах.

Tremolit ($cNg=16^\circ$; $2V=-86^\circ$; $Ng - Np=0.024$) развивается совместно с хлоритом в виде мелкочештоватых и игольчатых агрегатов, занимающих промежутки между зернами серпентинизированного оливина и пироксена. Часто нарастает на пироксен и замещает его по трещинкам, иногда почти нацело, образуя гомоосевые псевдоморфозы. Очень типично замещение tremolитом серпентина, слагающего псевдоморфозы по оливину. Этот процесс особенно четко устанавливается при наблюдении над зернами серпентинизированного оливина, пойкилитически включенными в крупных кристаллах пироксена, как это видно, например, на рис. 110.

В парагенезисе с tremolитом всегда находятся сульфиды, мелкими выделениями располагающиеся совместно с иголочками tremolita в основной ткани породы, по тем же трещинкам в крупных кристаллах пироксена, по которым развивается tremolit, и в серпентиновых псевдоморфозах по оливину, которые замещаются tremolитом.



Рис. 110. Замещение tremolитом (иголочки) и сульфидами (черное) серпентина, слагающего псевдоморфозу по оливину. Минерал со спайностью — пироксен. При одном ник., $\times 60$.

Мелкочешуйчатые агрегаты талька замещают пироксен с сохранением контуров первоначальных крупных кристаллов его, от которых обычно остаются реликтовые участки в центральных частях. Кроме того, тальк совместно с хлоритом и сульфидами развивается по серпентину, заместившему оливин. При этом любопытно, что шнурочки магнетита внутри серпентиновой псевдоморфозы по оливину сохраняются, хотя и пересекаются сульфидными микрожилочками.

Хлорит развивается в большом количестве вместе с тремолитом и тальком. Представлен чешуйчатой разновидностью, бесцветной, золотисто-желтоватой или слегка зеленоватой, с аномальной интерференционной окраской — голубой и фиолетовой. Хлорит развивается преимущественно по серпентину и в меньшей степени по сохранившимся при серпентинизации участкам пироксеновых зерен, непосредственно замещая пироксен по трещинкам.

Очень характерно развитие хлорита по крупным сульфидным вкрапленникам (сидеронитовым), ранее частично замещенным магнетитом.

Карбонат является постоянным спутником перечисленных вторичных минералов и сопровождающих их сульфидов. В наибольшем количестве выделяется совместно с тальком (в виде мелких точечных выделений), в меньших количествах — с амфиболом и с хлоритом.

Структура гидротермально измененных пород различна в различных участках интрузивных массивов. При начальных стадиях гидротермального метаморфизма сохраняются черты первичной пойкилитовой структуры, местами последняя затушевывается и сохраняется реликтами среди вторичных бластических структур, характеризующихся развитием вторичных минералов. В случаях, когда гидротермальное изменение сопровождается рассланцеванием пород, последние приобретают сланцеватую текстуру и лепидобластическую структуру.

Характеристика сульфидной вкрапленности

В амфиболизированных и оталькованных перидотитах (не подвергшихся рассланцеванию) различается несколько морфологических разновидностей сульфидной вкрапленности.

1. Первая разновидность представлена реликтами сидеронитовых вкрапленников. Крупных, с четкими границами, сидеронитовых вкрапленников здесь нет, а они постепенно, вначале с краев, а затем в центральных частях пронизываются и замещаются мелкими чешуйками и пластинками хлорита, вследствие чего теряют четкие контуры и превращаются в тонкие срастания хлорита с сохранившимися сульфидами. Границы вкрапленников становятся извилистыми, зазубренными, нечеткими. Магнетит, развившийся ранее по пирротину сидеронитовых вкрапленников, не поддается замещению хлоритом и сохраняется. Местами замещение вкрапленников хлоритом идет настолько далеко, что сульфидов почти не остается, но контуры бывшего сидеронитового вкрапленника все же сохраняются, очерченные каемкой магнетита (рис. 111, 112).

2. Тонкие срастания сульфидов с вторичными силикатами — тремолитом, хлоритом, в которых не наблюдается предшествующего частичного замещения сульфидов магнетитом (рис. 113).

3. В гидротермально измененных породах всегда присутствует тонкораспыленная сульфидная вкрапленность в форме чрезвычайно мелких, точечных выделений среди игольчатого тремолита, хлорита и талька. Часто размеры этой вкрапленности настолько малы, что макроскопически

присутствие ее обнаруживается лишь по слабому металлическому мерцанию на поверхности излома породы, которая кажется слабо оруденелой.



Рис. 111. Растворение и замещение силикатами сидеронитовых вкраплеников. Магнетит при этом сохраняется (серый), сульфиды присутствуют в виде реликтов (светлые пятнышки). Отраженный свет, $\times 72$.

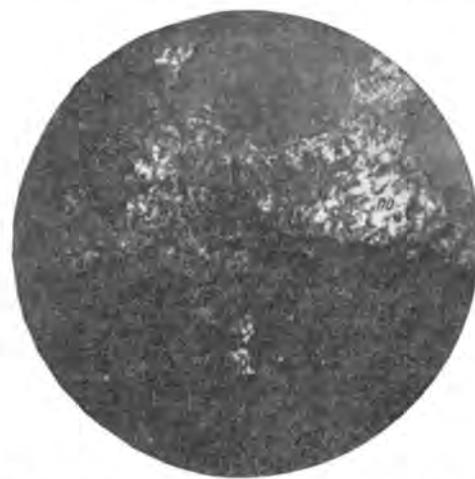


Рис. 112. Реликты сидеронитового вкрапленика, почти полностью растворенного, контуры которого очерчиваются сохранившимися от замещения мелкими выделениями вторичного магнетита (серое); светлые пятна — реликты пирротина (*no*). Отраженный свет, $\times 72$.

В действительности же такие породы обильно насыщены сульфидами и являются рудами с повышенным содержанием никеля и меди.

4. Следующая морфологическая разновидность сульфидной вкрапленности — рудно-силикатные псевдоморфозы. Они образуются по зернам серпентинизированного оливина. В участках пород, подвергшихся гидротермальному метаморфизму, серпентин таких зерен постепенно, вначале частично, а затем полностью замещается преимущественно бесцветным tremolитом, в меньшей степени — тальком и хлоритом. Все эти вторичные минералы всегда сопровождаются сульфидами (главным образом пирротином, меньше — пентландитом и халькопиритом), выпадающими вместе с ними внутри псевдоморфоз. При замещении серпентина комплексом вторичных минералов, сопровождающимся сульфидами, магнетит, присутствующий в серпентине в виде мелких зерен (образованных одновременно с серпентином за счет оливина при серпентинизации последнего), не замещается и остается неизмененным. Таким образом, рудно-силикатные



Рис. 113. Тонкое срастание сульфидов с вторичными силикатами — tremолитом, хлоритом. Отраженный свет, $\times 72$.

псевдоморфозы по серпентинизированным зернам оливина слагаются комплексом вторичных гидротермальных минералов (тремолит, тальк, хлорит, карбонат) + сульфиды + магнетит. Изредка в них еще присутствует серпентин, сохранившийся незамещенным вторичными минералами.

5. В приподошвенной части интрузии, вблизи от оруденелой тектонической брекции, где степень измененности породы и насыщенность ее сульфидами достигает максимума, часто образуются мелкие секущие жилочки, сложенные сульфидами в сопровождении небольших количеств тех же гидротермальных минералов: тремолита, талька, хлорита, карбоната. Иногда эти жилки, ориентированные в различных направлениях, пересекаются друг с другом, в результате чего возникает своеобразный сетеподобный рисунок распределения сульфидов. В местах пересечения нескольких жилок сульфиды нередко образуют гнездообразные выделения до нескольких миллиметров в поперечнике.

По мере удаления от оруденелой тектонической брекции количество сульфидных жилочек постепенно уменьшается и в главной по объему массе гидротермально измененных пород эта морфологическая разновидность сульфидных выделений занимает резко подчиненное положение по сравнению с другими формами, преобладающими из которых являются тонкорассеянная пылевидная вкрапленность и рудно-силикатные псевдоморфозы.

Минерalogический состав всех перечисленных морфологических разновидностей сульфидных выделений одинаков. Здесь присутствуют главные минералы руд — пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит; в очень незначительных количествах встречаются второстепенные минералы — мельчайшие единичные зерна платинового (?) минерала и сфalerита.

Следует подчеркнуть наиболее важные особенности описываемого типа сульфидного медно-никелевого оруденения. К числу их относятся следующие:

1) очень наглядно и ясно устанавливаемая связь оруденения с гидротермальными процессами изменения ультраосновных пород, прослеженная на глубину;

2) легкость растворения и переотложения сульфидов в гидротермальных условиях; с этой особенностью их связано и явление замещения вторичными силикатами сульфидов сидеронитовой вкрапленности.

Поведение сульфидов в рассланцовых зонах измененных пород

В некоторых местах наглядно устанавливается связь гидротермального изменения перидотитов с зонами рассланцевания, которые проходят в мощной толще однородных серпентинизированных перидотитов с сидеронитовой сульфидной вкрапленностью. Перидотит, подвергаясь рассланцеванию, одновременно изменяется и превращается в светло-серый тальковый сланец (с карбонатом). При этом сидеронитовая вкрапленность, присутствующая в серпентинизированных перидотитах и отчетливо заметная макроскопически, в рассланцовых породах исчезает, вместо нее появляется вкрапленность в виде тончайшей сульфидной «пыли», едва заметной, а чаще совершенно незаметной макроскопически.

Химический анализ такого, внешне почти безрудного измененного перидотита, показывает, что порода по содержанию в ней никеля и меди является медно-никелевой рудой. Следовательно, процесс гидротер-

мального метаморфизма ультраосновных пород в зонах рассланцевания не влечет за собой выноса никеля и меди, а обуславливает лишь переотложение сульфидов, присутствовавших в породе до метаморфизма, а кроме того, приводит к обогащению таких измененных участков сульфидами, ассоциирующимися с вторичными гидротермальными минералами и, очевидно, привнесенными растворами, вызвавшими метаморфизм и образование этих минералов.

О генерациях сульфидных минералов в гидротермально измененных оруденелых породах

Изложенные выше данные свидетельствуют о присутствии в гидротермально измененных породах сульфидных выделений двух генераций.

1. Ранняя генерация сульфидов представлена реликтами сидеронитовых вкраплеников, которые в процессе гидротермального метаморфизма замещаются хлоритом; в рассланцованных зонах сидеронитовые вкрапленники уничтожаются совершенно.

2. Более поздняя генерация сульфидов представлена морфологически разнообразными выделениями: срастаниями с вторичными силикатами, тонкой «пылевидной» рассеянной вкрапленностью, рудно-силикатными псевдоморфозами, микрокристаллами. Наиболее важной особенностью этих выделений является их тесная связь с комплексом вторичных гидротермальных минералов (тремолит, тальк, карбонат, хлорит), с которыми сульфиды образуют единую парагенетическую ассоциацию. Структурные соотношения между сульфидами и вторичными нерудными минералами показывают, что главная масса сульфидов кристаллизовалась после образования тремолита, талька, карбоната и хлорита (о чем свидетельствуют гипидиоморфные структуры и явления замещения сульфидами перечисленных минералов) и лишь частично — одновременно с ними (тонкие срастания сульфидов с тремолитом, тальком и хлоритом).

Описание рудных минералов вкрапленных сульфидных руд

Рассмотренные выше вкрапленные руды двух типов, представленные слоями течения с сидеронитовой вкрапленностью и оруденелыми гидротермально измененными породами, отличаются друг от друга (помимо геологического положения внутри интрузивных массивов), морфологией рудных выделений, соотношениями между слагающими их рудными минералами, парагенетическими ассоциациями сопутствующих силикатных минералов. Сами же рудные минералы в тех и других рудах одни и те же. Главными из них, слагающими основную массу рудных выделений, являются: пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит; в резко подчиненных количествах присутствуют: валлерит, кубанит, платиновый минерал, сфалерит, борнит, сульванит (?).

Вследствие того, что рудные выделения большей частью чрезвычайно малы по размерам и находятся в тонком срастании с силикатами, а более крупные сидеронитовые вкрапленники сложены несколькими минералами, также сраставшимися друг с другом — выделение из вкрапленных руд мономинеральных фракций очень затруднительно и до настоящего времени не было осуществлено. Поэтому химических анализов рудных минералов из вкрапленных руд не имеется и они остались химически совершенно неизученными. Анализы, выполненные в институте Гипроникель и

Таблица 9

Интенсивность линий при спектральном анализе рудных минералов Пильгуйяри

	Пиритин	Центланцит	Халькопирит	Пирит	Диорит	Магнетит	Титаномагнетит	Титаномагнетит
Fe	Сильная. Следы.	Сильная. Следы.	Сильная. Следы.	Сильная. —	Сильная. —	Сильная. —	Сильная. —	Сильная. Средний.
Ti	Следы.	Следы.	Слабая.	Следы.	Слабая.	Следы.	Следы.	—
Cr	—	Слабая.	Сильная.	—	—	—	Слабая.	Слабая.
Zn	—	—	—	—	—	—	Средняя.	Средняя.
V	—	—	—	—	—	—	Слабая.	Слабая.
Ca	—	Сильная. Средняя. Сильная.	Сильная. Средняя. Сильная.	Сильная. —	Средняя. Следы.	Следы.	Следы.	Следы.
Co	—	Сильная. Сильная.	Сильная. Сильная.	Сильная. —	Слабая. —	Следы.	Следы.	Следы.
Ni	—	Сильная.	Сильная.	—	—	—	—	—
Pd	—	Сильная.	Сильная.	—	Следы.	Следы.	Следы.	Следы.
Ag	—	Следы.	Следы.	—	Следы.	Следы.	Следы.	—
As	—	Следы.	—	Следы.	Следы.	Следы.	Следы.	—
Sb	—	—	—	Сильная. Средняя.	Сильная. Средняя.	Сильная. Средняя.	Сильная. Средняя.	Следы.
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—
Si	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—

Приимечание. Анализы проводились в институте Гипроникель. Аналитик Д. М. Шварц (прочерки означают отсутствие элемента).

приведенные в отчете Г. В. Холмова и Д. А. Шильникова (1952 г.), нельзя принимать во внимание, потому что анализировались не минералы, а сростки их, так как «пирротин», например, показал содержание меди 5.85% и никеля 11.45%, «пентландит» содержал 4% меди, а «халькопирит» — 7.53% никеля. Спектральные анализы рудных минералов, выполненные также в институте Гипроникель, собраны в табл. 9, но и к их оценке нужно подходить с осторожностью, так как загрязнение анализируемого материала неизбежно, что продемонстрировано только что приведенными данными химических анализов.

До сих пор главным методом исследования рудных минералов Пильгуйяри являлось микроскопическое изучение их.

Приводимое ниже описание рудных минералов дается не по типам руд и не по морфологическим разновидностям рудных выделений, а по генерациям минералов, которые удается выделить во вкрашенных рудах.²

Магнетит. Магнетит является постоянным спутником сульфидов и одним из главных минералов рассматриваемых руд. По количеству он зани-

² Титаномагнетит (и ильменит), образующие раннемагматические сегрегационные скопления, приуроченные к слою пироксенитов, здесь не описываются, так как они не связаны непосредственно с сульфидным медно-никелевым оруденением.

валлеритом. Наблюдаются все стадии этого процесса: от начальных, когда валлерит развивается в очень незначительных количествах, до почти полного замещения пентландита мелкочешуйчатыми агрегатами валлерита.

Кроме пентландита сидеронитовых вкрапленников, представляющего ранние генерации его, существуют более поздние выделения пентландита, ассоциирующегося с пирротином третьей генерации и комплексом вторичных гидротермальных минералов, развивающихся в гидротермально измененных оруденелых породах. Высокое содержание никеля в таких породах (по данным химических анализов) предопределяет значительное содержание в них пентландита. Под микроскопом видно, что наряду с тонко распыленными точечными выделениями пирротина в них содержатся такие же по морфологии выделения и пентландита. Относительно источника этого пентландита справедливо все то, что сказано по этому поводу о пирротине третьей генерации, т. е., по-видимому, часть пентландита оруденелых гидротермально измененных пород является привнесенной метаморфизующими растворами, а часть является переотложенным пентландитом сидеронитовых вкрапленников.

Халькопирит. Наряду с пирротином и пентландитом халькопирит является одним из главных рудных минералов вкрапленных руд. Количество его непостоянно и варьирует от долей процента до нескольких процентов от общего количества рудных минералов. Различаются три генерации халькопирита.

Первая генерация выделяется совместно с пирротином и пентландитом в сидеронитовых вкрапленниках, причем халькопирит является более поздним, чем первые два минерала (пересекает их жилками). Халькопирит чаще, чем пирротин, слагает проводники — прожилки, соединяющие вкрапленники друг с другом.

Халькопирит второй генерации в ничтожных количествах в виде мельчайших точечных зернышек выделяется в некоторых серпентиновых микрожилочках, пересекающих сидеронитовую вкрапленность. Своим происхождением эти жилочки связаны с процессом серпентинизации перидитов. О присутствии в серпентинизирующих растворах сульфидов меди свидетельствует еще факт замещения пентландита сидеронитовых вкрапленников валлеритом. Процесс этот сопровождает замещение пирротина магнетитом, которое происходило одновременно с процессом серпентинизации.

Халькопирит третьей генерации ассоциируется с комплексом вторичных гидротермальных минералов (тремолит, тальк, карбонат, хлорит) и сопровождает пирротин и пентландит, выделяющиеся в участках ультраосновных пород, подвергшихся наложенному гидротермальному метаморфизму. Как и пирротин, халькопирит образует рассеянную тонкую вкрапленность во вторичных силикатах, принимает участие в строении рудно-силикатных псевдоморфоз по серпентинизированному оливину и выделяется совместно с вторичными силикатами и карбонатом в микрожилочках, секущих сидеронитовую вкрапленность и магнетито-серпентиновые жилки. Подобно пирротину и пентландиту халькопирит третьей генерации имеет, вероятно, двойственное происхождение, являясь частично переотложенным, частично привнесенным.

Второстепенные рудные минералы. В аллериите присутствует в сидеронитовых вкрапленниках; преимущественно развивается по пентландиту (одновременно с замещением пирротина магнетитом), в очень незначительных количествах выделяется в халькопирите в виде мелких

маеет второе место среди рудных минералов, уступая лишь пирротину и составляя местами до 35—40% всего объема рудных выделений. Различается много морфологических разновидностей магнетита, среди которых, вероятно, существует несколько генераций, однако с достоверностью распознать их в ряде случаев невозможно. В настоящее время с уверенностью можно говорить лишь о двух генерациях магнетита.

Магнетит ранней генерации — идиоморфные изометрические зерна внутри сидеронитовых сульфидных вкраплеников. Характерно зональное строение этих зерен: центральная часть их имеет темно-серый цвет и наиболее низкую отражательную способность; за ней следует зона более светлая и с более высокой отражательной способностью; периферические части зерен обладают наивысшей отражательной способностью. Иногда наблюдаются только две зоны: внутренняя и наружная, с резкими границами между ними. Кристаллизация зерен магнетита происходила до кристаллизации сульфидов, так как последние пересекают его жилочками и частично растворяют, вследствие чего кристаллы его приобретают округлые, слаженные контуры.

По периферии зерен магнетита этой генерации нередко наблюдаются венчикоподобные оторочки более позднего магнетита.

К досульфидной генерации относится также часть магнетита, образованного при серпентинизации оливина, в самых начальных стадиях этого процесса, протекающих до кристаллизации сульфидов сидеронитовой вкрапленности. При описании последней отмечались случаи, когда в сидеронитовых вкраплениках включены зерна оливина, лишь частично серпентинизированные в краях, по-видимому, еще до кристаллизации сульфидов. Каемки серпентина содержат мелкие точечные выделения магнетита, образующегося одновременно с серпентином за счет оливина.

Магнетит более поздней генерации связан также с процессом серпентинизации, но со стадиями, протекавшими после кристаллизации сидеронитовой вкрапленности. Магнетит повсюду сопровождает серпентин, развивающийся как по оливину, так и по пироксену. При замещении оливина магнетит либо выпадает мелкими точечными выделениями, рассеянными в массе серпентина, либо образует шнурочки в центральных частях серпентиновых микрожилочек, секущих зерна оливина, либо наконец совместно с серпентином образует скрлуповато-концентрические псевдоморфозы по оливину. При замещении пироксена магнетит вместе с серпентином образует сеть переплетающихся метасоматических жилок, развивающихся в кристаллах пироксена.

Серпентинизация перidotитов сопровождается образованием магнетито-серпентиновых микрожилочек, пересекающих сидеронитовую сульфидную вкрапленность. При этом происходит интенсивное метасоматическое замещение сульфидов магнетитом, который развивается не только вдоль зальбандов серпентиновых микрожилочек, но и вне видимой связи с последними замещает периферические части сидеронитовых вкраплеников (образуя каемки) и проникает внутрь вкраплеников, развиваясь (иногда вместе с серпентином) по трещинкам и по границам между зернами сульфидов, преимущественно пирротина. Таким образом, развитие магнетита по сульфидам сидеронитовых вкраплеников связано с процессами серпентинизации перidotитов, которые в значительной доле протекают после кристаллизации сидеронитовой вкрапленности. Следовательно, магнетит, метасоматически образующийся по сульфидам сидеронитовых вкраплеников, и значительная доля магне-

тита, развивающегося за счет оливина и пироксена при их серпентинизации, — образования одновозрастные.

Пирротин. Пирротин — преобладающий по количеству минерал вкрапленных руд обоих типов, слагает главную массу вкрапленников всех форм. Различается несколько генераций пирротина.

Первая генерация — округлые мелкие включения пирротина в пироксene оруденелых слоев течения; встречаются редко и в малом количестве.

Пирротин второй генерации слагает до 85% объема сидеронитовых вкрапленников, занимающих промежутки между кристаллами оливина и пироксена. Внутреннее строение сидеронитовых вкрапленников сложное: пирротин образует агрегаты зерен неправильной формы размерами от 0.01 до 0.2 мм. Большинство зерен характеризуется наличием неравномерно пластинчатых и клиновидных двойниковых сростков (вероятно, α - и β -пирротина); кроме того, пирротин часто содержит мельчайшие клиновидные вrostки пентландита. Присутствующий в сидеронитовых вкрапленниках халькопирит пересекает жилочки зерна пирротина, который, таким образом, является более ранним. Однако внутри самого халькопирита иногда наблюдаются мелкие прожилкообразные выделения более позднего пирротина, образующегося, возможно, в результате распада твердого раствора пирротина в халькопирите. Выделения эти не выходят за пределы зерен халькопирита и не содержат клиновидных вростков пентландита. Наконец, в сидеронитовых вкрапленниках встречается еще одна разновидность пирротина — цепочки мелких зерен вдоль границ соприкасающихся зерен пентландита и халькопирита.

Сидеронитовая вкрапленность встречается в слоях течения в верхней половине перidotитовой толщи и в гидротермально измененных, амфиболизированных и оталькованных породах нижней половины перidotитов, но в том и другом случае несколько различается по своим особенностям.

В слоях течения наименее измененных автометаморфическими и гидротермальными процессами пирротин сидеронитовой вкрапленности включает зерна сохранившегося оливина, лишь частично серпентинизированного в краях и по трещинкам.

В более измененных, нацело серпентинизированных слоях и гидротермально измененных породах пирротин сидеронитовой вкрапленности частично метасоматически замещен магнетитом, развивающимся с краев пирротиновых выделений и по трещинкам в них.

В амфиболизированных и оталькованных породах нижних частей интрузии пирротин сидеронитовой вкрапленности, сохранившийся от замещения магнетитом, подвергается замещению хлоритом, местами почти нацело, так что от сидеронитовых вкрапленников остаются лишь реликты, а первоначальные очертания их обрисовываются каймой магнетита, не замещаемого хлоритом.

Пирротин третьей генерации ассоциируется с комплексом вторичных гидротермальных минералов — tremolитом, тальком, карбонатом, хлоритом. Морфологически он представлен выделениями трех видов.

1. Очень мелкие (0.01—0.005 мм) тонко распыленные вкрапленники, выделяющиеся в парагенезисе с перечисленными вторичными минералами и образующие с ними (преимущественно с tremolитом) тонкие срастания. В отчетах геологоразведочной партии и фондовых материалах такая вкрапленность неправильно называется «эмульсионной». В наибольшем количестве пирротин этой генерации выделяется в гидротермально измененных породах нижних частей интрузии, независимо от того, сопровождались ли процессы наложенного гидротермального метаморфизма рассланцеванием

чешуек, возникающих, очевидно, в результате распада твердого раствора.

Кубанит в очень незначительных количествах выделяется среди халькопирита в форме мелких пластинок и зерен неправильной формы. Образуется, по-видимому, в результате распада твердого раствора.

Несколько известный платиновый минерал встречается чрезвычайно редко (единичные случаи) в виде мелких изометрических зерен белого цвета, с высокой отражательной способностью; реагенты на него не действуют. Включен в халькопирит и в пирротин.

Сфалерит — очень редок. Наблюдался Г. В. Ходмовым и Д. А. Шильниковым (1951) в виде мелких зерен, включенных в пирротин и халькопирит сидеронитовых вкралиеников.

Сульванит отмечается Г. В. Ходмовым и Д. А. Шильниковым (1951 г.) в сидеронитовых вкралиениках в виде мелких (0,05—0,1 мм) неправильных зерен совместно с халькопиритом и пирротином. В анишлифах в отраженном свете желтовато-белый. Пленкообразующие реагенты не действуют. Микрохимическая реакция на ванадий, медь и серу дает положительные результаты. Присутствует в очень незначительных количествах.

Борнит отмечается М. В. Денисовой (1952) в виде единичных мелких зерен в халькопирите.

Сравнение сульфидной вкралиности оруденелых слоев течения в перidotитах с вкралиностью в гидротермально измененных породах

В табл. 10 приводится сопоставление двух рассмотренных выше типов вкралиенных руд. Из этого сопоставления видно, что в обоих типах руд присутствуют сульфидные выделения двух генераций, но количественные соотношения между ними в том и другом случае различны. В оруденелых слоях течения преобладают сульфиды ранней генерации, представленные сидеронитовыми выделениями, а сульфиды поздней генерации, ассоциирующиеся с комплексом вторичных гидротермальных минералов, занимают подчиненное положение, развиваясь лишь в участках, подвергшихся наложенному гидротермальному метаморфизму.

Вкралиность в гидротермально измененных породах, наоборот, представлена преимущественно разнообразными по морфологии выделениями сульфидов поздней генерации, а сидеронитовая вкралиность сохраняется лишь в виде реликтов в нерассланцованных измененных породах.

Сульфиды ранней генерации (сидеронитовая вкралиность) кристаллизуются до тектонических подвижек, вызывающих рассланцевание и связанных с ними явлений наложенного метаморфизма ультраосновных пород; сульфиды поздней генерации кристаллизуются после тектонических подвижек и непосредственно связаны с образованием вторичных гидротермальных минералов, выделяясь в основном после них. Следовательно, выявленные генерации сульфидов разделены межминерализационными тектоническими движениями, сопровождающимися гидротермальным метаморфизмом ультраосновных пород.

Кроме того, сульфиды ранней генерации (сидеронитовые образования) подвергаются частичному замещению магнетитом, тогда как сульфиды, ассоциирующиеся с вторичными гидротермальными минералами, магнетитом не замещаются. Случай, когда сложные по составу сульфидные жилочки с tremolитом, тальком и карбонатом пересекают сидеронитовые

пород или происходили в ненарушенных породах. И в том и другом случае тонкая вкрапленность пирротина третьей генерации является преобладающей формой выделения сульфидов в этих породах. В верхних частях перидотитов, в менее измененных оруденелых слоях течения тонкая вкрапленность пирротина в сопровождении комплекса вторичных гидротермальных силикатов появляется лишь участками (как в рассланцованных, так и ненарушенных породах) и занимает резко подчиненное положение по сравнению с сидеронитовой вкрапленностью.

Особенностью пирротина этой генерации является то, что он совершенно не замещается магнетитом (подобно сидеронитовой вкрапленности); это свидетельствует о более поздней кристаллизации пирротина, происходящей после того, как сидеронитовая вкрапленность подверглась частичному метасоматическому замещению магнетитом.

2. Вторая разновидность пирротина третьей генерации — мелкие выделения внутри рудно-силикатных псевдоморфоз — зерен серпентинизированного оливина, замещенных той же парагенетической ассоциацией: tremolit + тальк + карбонат + хлорит + сульфиды. При этом наиболее часто и в наибольшем количестве развиваются tremolит и пирротин, а остальные минералы образуются в меньших количествах и наблюдаются в рудно-силикатных псевдоморфозах реже.

3. К этой же генерации пирротина можно отнести мелкие выделения пирротина в микрожилочках, сложенных опять-таки тем же комплексом гидротермальных минералов: tremolитом, тальком, карбонатом, хлоритом. Жилочки эти секут сидеронитовую вкрапленность, подвергшуюся частичному замещению магнетитом и пересекают серпентино-магнетитовые микрожилочки, наблюдаемые в рудных слоях течения.

Очень сложен вопрос об источнике пирротина третьей генерации. С одной стороны, пространственная и генетическая связь наложенного гидротермального метаморфизма и сопутствующего ему оруденения с тектоническими зонами свидетельствует о том, что некоторая часть сульфидов может быть привнесенной; с другой стороны, приведенные выше наблюдения о растворении сидеронитовой вкрапленности в гидротермально измененных породах и явления переотложения сидеронитовой вкрапленности в рассланцовых зонах свидетельствуют о том, что тонкая распыленная вкрапленность частично возникла за счет переотложения более ранней сидеронитовой вкрапленности. Вероятнее всего, оба эти источника играли роль в процессе оруденения гидротермально измененных пород, однако в настоящее время нет данных, которые позволили бы установить количественные соотношения между привнесенным и переотложенным пирротином третьей генерации.

Пентландит. По сравнению с пирротином, пентландит содержится в рудах в резко подчиненных количествах, составляя от 2—3 до 10 % от общего количества рудных минералов. Соотношения пентландита с другими рудными минералами наиболее четко наблюдаются в сидеронитовых вкрапленниках. Здесь различаются две генерации пентландита. Первая — идиоморфные зерна, размером до 0,4 мм в поперечнике, включенные в пирротин; по времени выделения они являются более ранними, чем пирротин, так как пересекаются жилками последнего. Вторая генерация пентландита представлена мельчайшими клиновидными вростками в пирротине. М. В. Денисова наблюдала мелкие включения пентландита в халькопирите, которые она считает возникшими при распаде твердого раствора пентландита в халькопирите. При замещении пирротина сидеронитовых вкрапленников магнетитом происходит одновременное замещение пентландита

Таблица 10

**Сравнение сульфидной вкрапленности и оруденелых слоях течения
(в перidotитах) с вкрапленностью в гидротермально измененных породах**

Сравниваемые особенности	Вкрапленность в оруденелых слоях течения	Вкрапленность в гидротермально измененных породах
Геологическое положение пород с сульфидной вкрапленностью.	Слои течения, согласные с первичной полосатостью и интрузивных массивов.	Зоны гидротермально измененных пород, приуроченные к наложенным структурным элементам — тектоно-пластическим зонам, брекчированиям и зонам рассланцевания, преимущественно в приподошвенных частях интрузивных массивов.
Характеристика пород, содержащих сульфидную вкрапленность.	Серпентинизированные перidotиты, иногда с сохранившимися реликтами оливина, заключенного в сидеронитовых рудных выделениях. (В отдельных участках слоев течения породы иногда подвергаются наложенному гидротермальному метаморфизму — амфиболизации, оталькованию, карбонатизации, хлоритизации).	Гидротермально измененные ультраосновные породы, характеризующиеся развитием парагенетической ассоциации вторичных минералов — tremolит + тальк + карбонат + хлорит.
Морфология сульфидных выделений.	<p>а) Округлые включения в кристаллах пироксена (очень незначительное количество).</p> <p>б) Преобладающая форма — сидеронитовая вкрапленность (с четкими границами), выполняющая промежутки между кристаллами серпентинизированного оливина и пироксена.</p> <p>в) В участках, подвергшихся гидротермальному метаморфизму, — тонко рассеянная вкрапленность в срастании с вторичными силикатами.</p>	<p>а) Преобладающие формы — тонко рассеянная пылевидная вкрапленность в срастании с вторичными силикатами; сростки с вторичными силикатами; рудно-силикатные псевдоморфозы по зернам серпентинизированного оливина; микрозилки.</p> <p>б) Иногда реликты сидеронитовой вкрапленности, с изрезанными, нечеткими границами следствие прорастания вкрапленников вторичными силикатами — tremolитом, хлоритом.</p>
Характерные особенности соотношений минералов друг с другом.	Пирротин сидеронитовой вкрапленности частично метасоматически замещен магнетитом; одновременно пентландит замещается валлеритом. (Пирротин и пентландит тонко рассеянной, мелкой вкрапленности в гидротермально измененных участках не подвергаются замещению).	В реликтах сидеронитовой вкрапленности пирротин, сохранившийся от замещения магнетитом, прорастается tremolитом и хлоритом. Сульфиды тонко рассеянной вкрапленности, рудно-силикатных псевдоморфоз и микрозилок замещению не подвергаются.

Таблица 10 (продолжение)

Сравниаемые особенности	Вкрапленность в орудицелых слоях течения	Вкрапленность в гидротермально измененных породах
Структурные особенности пород с сульфидной вкрапленностью.	Сохраняются первичные структуры магматических пород. (В участках, подвергшихся наложенному гидротермальному метаморфизму, развиваются бластические структуры).	Широко развиты бластические и лепидобластические структуры, затушевываются первичные магматические структуры, реликты которых сохраняются лишь в отдельных участках.
Отношение сульфидов к тектоническим движениям.	Сидеронитовая вкрапленность кристаллизуется в неизмененных породах, не подвергшихся тектоническим воздействиям.	В рассланцеванных изменившихся породах сидеронитовая вкрапленность исчезает. Тонко рассеянная, пылевидная вкрапленность, отлагающаяся в рассланцеванных зонах, кристаллизуется после тектонических подвижек, вызвавших рассланцевание пород.

образования, уже подвергшиеся частичному замещению магнетитом, свидетельствуют не только о более позднем развитии этого комплекса (сульфиды + вторичные минералы) по сравнению с сидеронитовыми выделениями, но и о том, что между ранней и поздней генерациями сульфидов происходит образование магнетита, метасоматически развивающегося по сульфидам ранней генерации.

При описании руд отмечалось, что процесс этот протекал одновременно с главной стадией серпентинизации перidotитов и возникновение магнетита тесно связано с образованием серпентина; оба минерала постоянно сопровождаются друг друга, образуя единую парагенетическую ассоциацию. Таким образом, ранняя и поздняя генерации сульфидов разделены друг от друга особой стадией минерализации, характеризующейся определенным парагенезисом минералов: магнетит + серпентин. Это обстоятельство представляет интерес с генетической точки зрения, так как сравнение двух, последовательно образующихся парагенетических ассоциаций минералов — 1) магнетит + серпентин и 2) сульфиды (пирротин, пентландит, халькопирит) + tremolит + тальк + хлорит + карбонат — позволяет характеризовать некоторые генетические особенности процесса рудообразования.

1. В составе магнетита, сопровождающего серпентин, присутствует значительное количество (от всего количества вещества магнетита) железа в виде трехвалентного катиона Fe^{+++} . В составе минералов второй парагенетической ассоциации все железо присутствует в виде двухвалентного катиона Fe^{++} (в сульфидах и в карбонате).³ Таким образом, очевидно, что образование магнетита и серпентина происходит в более окислительных условиях по сравнению с условиями образования сульфидов и сопровождающих их минералов.

2. При серпентинизации оливина, сопровождающейся переходом за-кислого железа в окисное с образованием магнетита (первая парагенети-

³ По указанию А. Г. Бетехтина (1954 г.) в составе пирротина может присутствовать трехвалентное железо, но в таком ничтожном количестве, что практически этим можно пренебречь.

ческая ассоциация минералов), углекислота не входит в состав образующихся минералов и не проявляет непосредственно свое участие в этом процессе. Считается (Н. Соболев, 1955; Коржинский, 1953), что роль углекислоты при серпентинизации ультраосновных пород выражается лишь в диссоциации CO_2 на CO и O , чем и обусловливается высокий окислительный потенциал среди минералообразования.

В рассматриваемой нами второй парагенетической ассоциации минералов (сульфиды + вторичные минералы) углекислота непосредственно участвует в процессе минералообразования, вступая в реакции в виде аниона CO_3^{2-} , связывающегося в нейтральные соли Mg и Ca , представленные карбонатом.

Следовательно, поведение углекислоты при образовании той и другой парагенетической ассоциации различно.

3. Вторичные гидротермальные минералы, сопровождающие сульфиды поздней генерации, содержат в своем составе меньшие количества H_2O , чем серпентин, по которому преимущественно эти минералы развиваются. Так, содержание H_2O в tremolite составляет 2.8–3%, в тальке — 4.8–5%, в карбонате — 0%, а в серпентине — 13%. Только в хлорите содержание воды приблизительно такое же, как в серпентине (от 11 до 14%), но в измененных породах Пильгуярви хлорит находится в резко подчиненных количествах по сравнению с tremolитом и тальком.

Следовательно, метаморфическое преобразование серпентинита в tremolito-тальковую породу (с карбонатом) сопровождается освобождением некоторого количества воды, т. е. является процессом частичной дегидратации исходного серпентинита. Это наглядно иллюстрируется данными химических анализов серпентинизированных перidotитов, с одной стороны, и оталькованных и амфиболизированных оруденелых ультраосновных пород, с другой стороны. Подобная особенность процесса метаморфизма свидетельствует о большой химической активности растворов, вызывающих амфиболизацию, оталькование, хлоритизацию и оруденение серпентинитов.

Оруденелая тектоническая брекчия с подчиненными сплошными сульфидными рудами

Зоны оруденелой тектонической брекчии, как уже отмечалось, проходят обычно по контакту между подошвой интрузивных массивов и вмещающими туфогенно-осадочными породами. Значительно реже они расположены внутри массивов близ лежачего бока и еще реже — внутри туфогенно-осадочной толщи. Количество сульфидов в них в различных участках неодинаково: местами сульфиды образуют лишь тощайшую пленку между прижатыми друг к другу обломками, а иногда выделяются сплошными массами, выполняющими промежутки между разобщенными обломками. Обломки чаще всего представлены сильно измененными, амфиболизированными пироксенитами контактной зоны интрузии. Изменение выражается, во-первых, в рассланцевании пород, вследствие чего первичная структура их обычно исчезает и меняется на лепидобластическую, а во-вторых — в развитии комплекса вторичных минералов, из которых преобладающими являются хлорит, тальк и амфиболы. В случае, когда брекчия проходит в филлитах, обломки представлены филлитами. Одновременное присутствие в брекчии обломков тех и других пород наблюдается редко. Размеры обломков варьируют от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в длину, наиболее

обычны 3—4 см. Как правило, обломки имеют округлую форму и сплюснуты параллельно контактам тектонической зоны; часто форма их удлиненная, обычно длинные оси обломков совпадают с направлением падения тектонической зоны, но иногда наблюдаются случаи, когда длинные оси обломков расположены косо под углом к направлению падения тектонической зоны. Нередко можно видеть S-образные изгибы тонких окончаний сплюснутых обломков; возникшие при этом трещинки выполнены сульфидами, которые проникают и внутрь обломков, замещая слагающие их силикаты. Очень часто обломки окружены тонкой сланцеватой оболочкой из пластинок талька, располагающихся параллельно контурам обломков.

Из минералов новообразований, развивающихся в обломках, на первом месте стоит тальк. В некоторых случаях хорошо видно, как по краям обломков развиваются агрегаты пластинок талька, в то время как внутри обломков сохраняется серпентин. Совместно с тальком часто образуется карбонат и хлорит. Сравнительно редко и в небольшом количестве встречается tremolit. Процессы рудоотложения сопровождались гидротермальным изменением не только обломков брекчии, но и вмещающих пород висячего бока брекчированной зоны.

Выделение сульфидов в оруденелой тектонической брекчии происходило двумя способами: 1) путем отложения в полостях между обломками; 2) путем метасоматического замещения минералов в обломках пород.

Первым способом отлагается цемент брекчии, макроскопически представляющий собой сплошную сульфидную массу, в которой под микроскопом обнаруживается подчиненное количество мелких включений, представленных хлоритом, тальком, карбонатом и мелкими обломками измененных ультраосновных пород. В случае, когда зона брекчии проходит в туфогенно-осадочной толще и обломки представлены филлитами и туфами, среди перудных минералов цемента появляются кварц, серпентит и увеличивается количество карбоната.

Особенностью рудного цемента брекчии является его тонкозернистость: размеры зерен сульфидов не превышают десятых долей миллиметра, передко они измеряются сотыми долями миллиметра. По структуре различаются равномернозернистые сульфидные массы и порфировидные разновидности, в которых присутствуют более крупные выделения пентландита, заключенные в мелкозернистом пирротине.

На участке Пильгуярви по минералогическому составу выделяются три разновидности силошных сульфидных выделений: 1) преимущественно пирротиновые с пентландитом и подчиненным количеством всех остальных минералов (кроме пирита) — наиболее распространенная разновидность, представляющая главную массу рудного цемента и сплошных сульфидных руд; 2) пирротино-пиритовые разновидности без пентландита — цемент брекчии в туфогенно-осадочной толще; 3) преимущественно хальконириевые, с подчиненным количеством пирротина, пентландита, магнетита, сфалерита, виоларита и мелких зерен неопределенных минералов — платиновых и мышьяковых (Денисова, 1952). Эта разновидность выполняет обычно небольшие участки между обломками брекчии и прожилки, отходящие от зоны брекчии как в сторону ультраосновных пород, так и в филлиты.

Внутри обломков силикатных пород тектонической брекчии сульфиды замещают слагающие их минералы. При этом образуются тонкие срастания сульфидов с вторичными гидротермальными минералами — тальком, хлоритом.

Связанные с оруденелыми тектоническими брекчиями выделения сплошных сульфидных масс в Пильгуярви имеют незначительное развитие. Они встречаются в нескольких пунктах, где выполняют полости в висячем боку брекчированной зоны, а также образуют прожилки и жилы, приуроченные к трещинам скальвания и перистым трещинам. Макроскопически выглядят сплошными рудными массами, но под микроскопом в них обнаруживаются многочисленные мелкие включения нерудных минералов (амфиболы, карбонат, тальк, хлорит) и обломков силикатных пород. По минералогическому составу и структурным особенностям сплошные руды не отличаются от рудного цемента тектонической брекчии и по существу являются тем же цементом, обособившимся в полостях, возникших в связи с брекчированными зонами.

Встречающиеся в некоторых случаях полосатые текстуры сплошных сульфидных руд, возможно, возникли вследствие пластических деформаций руды, но движения эти были слабыми и не везде проявились.

Сульфидная вкрапленность в габбро

В габбро, слагающем верхние части интрузивных массивов Пильгуярви, мелкие спорадические выделения сульфидов в виде редкой рассеянной вкрапленности присутствуют повсеместно, но иногда встречаются отдельные участки, обогащенные сульфидами, количество которых достигает 3—4% объема породы. Выделения сульфидов характеризуются следующими особенностями.

1. Вкрапленники располагаются в промежутках между зернами пироксена и плагиоклаза, обычно в ассоциации с хлоритом, часто — с карбонатом.

2. Сульфиды развиваются по трещинкам, пересекающим зерна пироксена и плагиоклаза, образуя микрожилочки, в которых, кроме рудных минералов, присутствуют хлорит и карбонат. Эти микрожилочки секут также апатит и псевдоморфозы лейкоксена с ильменитом по титаномагнетиту.

3. Часто наблюдается метасоматическое развитие сульфидов по плагиоклазу, причем по границам рудных выделений плагиоклаз обычно очищен от мелких включений вторичных сульфидов в нем образуется светлая

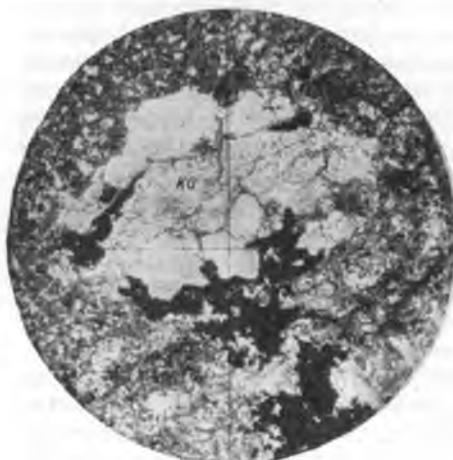


Рис. 114. Развитие сульфидов (черное) по границам между зернами карбоната (ка). При одном ник., $\times 65$.

продуктов, вследствие чего вокруг каемка.

4. Развиваясь в промежутках между кристаллами пироксена и по трещинкам в них, сульфиды иногда включают идиоморфные иголочки tremolита или актинолита — наиболее позднего автометаморфического амфибола. Часто наблюдается пересечение этих иголочек сульфидами.

5. В результате автометаморфических процессов в габбро местами образуются мелкие хлорито-карбонатные выделения (размером от 0,3

до 2.5 мм в поперечнике), располагающиеся в промежутках между кристаллами пироксена, иногда на месте разложенного плагиоклаза. Кое-где



Рис. 115. Каемка сульфидов (черное) вокруг зерна карбоната. При одном ник., $\times 95$.

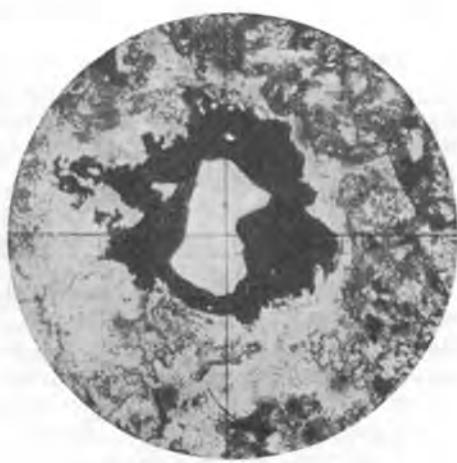


Рис. 116. Разрастание каемки сульфидов (черное) путем замещения зерна карбоната. При одном ник., $\times 95$.

совместно с карбонатом присутствуют мельчайшие зернышки кварца. Эти образования замещаются сульфидами, причем устанавливаются все стадии процесса: вначале сульфиды развиваются по границам между зернами карбоната, а также по границам между зернами карбоната и кварца (рис. 114); затем, развиваясь по краям карбонатных гнезд, сульфиды образуют каемочки вокруг них — сначала неполные (рис. 115), потом — полные; при дальнейшем постепенном замещении карбоната каемочки становятся все шире и шире (рис. 116), вследствие чего от гнезд остаются лишь реликтовые участки, наконец встречаются случаи почти полного замещения карбоната в гнездах сульфидами (рис. 117). Здесь же отчетливо наблюдается процесс избирательного замещения: карбонат замещается, а зерна кварца (присутствующего вместе с карбонатом), будучи более устойчивыми, не поддаются замещению и остаются включенными в сульфиды (рис. 114, 117).

Таким образом, устанавливается, что сульфиды, присутствующие в габбро, находятся в парагенезисе с комплексом постериорных минералов (тремолит, хлорит, карбонат), образованных в последние, низко-



Рис. 117. Почти полное замещение гнезда карбоната сульфидами (черное). При одном ник., $\times 95$.

температурные гидротермальные стадии автометаморфизма. Структурные соотношения сульфидов с окружающими минералами свидетельствуют о том, что кристаллизация рудных масс происходила в еще более поздние стадии, после образования тремолита, хлорита и карбоната.

Минералогический состав сульфидных вкрапленников простой: сложены они преимущественно пирротином; в резко подчиненном количестве присутствует халькопирит; пентландит встречается чрезвычайно редко и в ничтожных количествах, главным образом в виде включений в пирротине.

Сульфидная вкрапленность в пироксенитах

Как уже отмечалось выше, в состав пироксенитов входят: титанавгит — очень свежий, местами обрастающий бесцветным амфиболом; плагиоклаз — почти нацело замещенный хлоритом; титаномагнетит, разложенный на ильменит и лейкоксен; биотит; изредка встречающиеся зерна оливина, нацело замещенные серпентином, хлоритом, амфиболом и рудными минералами. Вкрапленность сульфидов в пироксенитах более густая, чем в габбро: по количественно-минералогическим подсчетам она составляет 3,5—5% объема породы.

Морфологически выделяются три разновидности вкрапленников: 1) округлые мелкие зерна, включенные в кристаллы пироксена; 2) неправильной формы мелкие выделения в промежутках между кристаллами пироксена и титаномагнетита, обычно в ассоциации с хлоритом, развивающимся по плагиоклазу, иногда от них отходят жилки — по трещинкам в кристаллах пироксена; 3) мелкие выделения, метасоматически развивающиеся: а) по лейкоксенизированному титаномагнетиту, также в сопровождении хлорита (причем замещению подвергается только лейкоксен, а ильменит либо сохраняется в виде решетки мелких пластинок, включенных уже в сульфиды, либо переотлагается здесь же округлыми зернами по периферии бывшего кристалла титаномагнетита); б) в псевдоморфозах по оливину, причем всегда сульфиды сопровождаются тремолитом, замещающим серпентин.

Минералогический состав сульфидных вкрапленников в пироксенитах более разнообразен, чем в габбро. Преобладающим минералом является пирротин; кроме него, содержится пентландит в виде изометрических и идиоморфных зерен, включенных в пирротин, и в виде клиновидных вrostков в пирротине; халькопирит; в ничтожных количествах встречаются валлериит (развивающийся по пентландиту) и сульванит (по данным Г. В. Холмова и Д. А. Шильникова). Вместе с сульфидами присутствует ничтожное количество магнетита, метасоматически развивающегося по пирротину, в виде цепочек мельчайших зерен. Характерен парагенезис сульфидов с хлоритом и вторичным амфиболом.

В одном случае в ассоциации с сульфидами и сопровождающими его вторичными силикатами встречен ильвант, выделяющийся мелкими зернами неправильной формы, в промежутках между кристаллами пироксена и титаномагнетита, а также в рудно-силикатных псевдоморфозах по оливину.

Глава 18

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ С ИНТЕНСИВНОЙ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЕЙ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

На участке Каммикиви среди сильно дислоцированной толщи осадочно-туфогенных пород залегают ультраосновные породы. Интрузия имеет небольшую мощность (около 50 м) и в восточной части обнаруживает четкую тенденцию к выклиниванию.

Геологический разрез на участке рудопроявлений относительно простой. Под интрузивными ультраосновными породами залегают филлиты; над интрузией — также филлиты, чередующиеся с эфузивными породами (диабазами и спилитами, а также с туфами и туффитами). Филлито-туфогенно-эфузивная толща висячего бока интрузии Каммикиви перекрывается диабазами четвертого покрова. Филлиты лежачего бока интрузий, как и все породы на участке, имеют моноклинальное залегание с падением на юго-восток под углом 30—35°. Контакты между ультраосновными породами и филлитами на этом участке тектонические.

Мощность серпентинитов около 70—90 м. Верхняя часть интрузии состояла из габбро (мощностью в 20 м) и пироксенитов (мощностью в 4—5 м); причем узкая полоса пироксенитов располагалась между серпентинитами и габбро.

В самой верхней части разреза в центре, над серпентинитами, залегают филлиты и эфузивные породы, среди которых отмечаются отдельные дайки пироксенитов и среднезернистых диабазов.

Толща пород филлито-эфузивно-туфитового состава перекрывается мощной пачкой более полого залегающих филлитов. Верхний контакт серпентинитов с вмещающими породами тектонический.

В западной части участка имеют распространение измененные диабазы, причем в нижней части залегает мелкозернистая приконтактовая порода (эфузивный миндалекаменный диабаз). Выше по уступу — более крупнозернистый измененный диабаз.

В центральной части филлито-эфузивно-туфитовая толща представлена тонко чередующимися филлитами и алевролитами, туфитами и крупнообломочными туфами. Спилиты были встречены и в виде обломков среди туфов, а также в виде более крупного плохо оконтуренного образования.

В восточной части участка в тектоническом контакте с филлитами залегают оталькованные серпентиниты, заметно рассланцованные.

Дайковые породы представлены мелкозернистыми габбро и пироксенитами.

Среди филлито-туфитовых пород отмечена дайка пироксенитового состава мощностью около 40 см. Дайка имеет северо-восточное, почти меридиональное простирание и прослежена на 4—5 м. Пироксенит, слагающий дайку, свежий, лишь частично хлоритизированный.

В этом районе были встречены дайковые породы и другого состава — фурчиты, порфириты, мончикиты (Папушис, 1952).

Морфология рудопроявлений

Представление о структуре оруденелых участков можно составить по схематическому геологическому плану (рис. 118 и 119, составлены Э. Н. Елисеевым и Е. Н. Пановым). Схематический геологический план

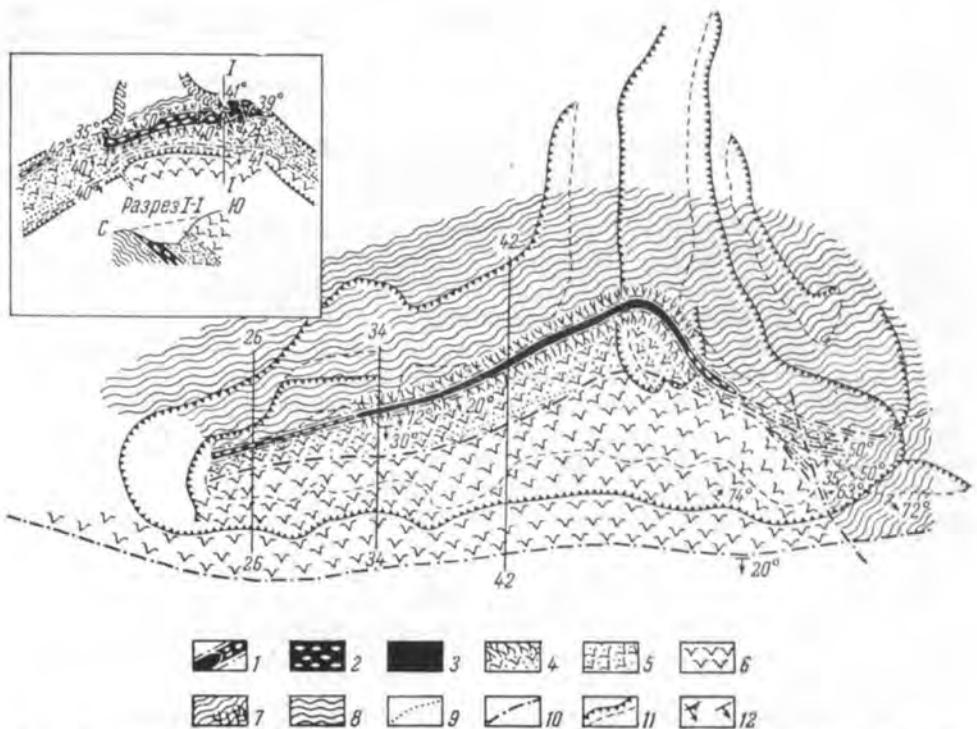


Рис. 118. Схематический геологический план оруденелого участка с сильно пёдрекристаллизованными минералами. В рамке по Г. И. Горбунову.

1 — переход оруденелой брекции в сплошные руды; 2 — оруденелая тектоническая брекция; 3 — массивные мелкозернистые сульфидные руды; 4 — сильно оруденелые серпентиниты с прожилками сульфидов; 5 — сильно оруденелые серпентиниты; 6 — серпентиниты; 7 — фильтры с сульфидными прожилками; 8 — фильтры и алевролиты; 9 — граница постепенных переходов сильно оруденелых серпентинитов в серпентиниты с сульфидной вкрапленностью; 10 — тектонические контакты и нарушения; 11 — контуры уступов карьера; 12 — элементы залегания пород, руд и трещин.

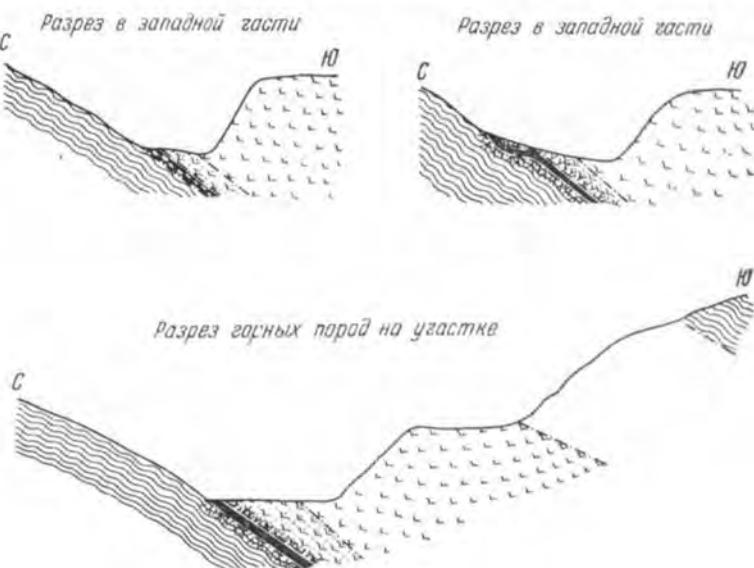


Рис. 119. Разрезы горных пород на участке.
Обозначения те же, что на рис. 118.

участка (рис. 120, *a*) и разрез вмещающих пород (рис. 120, *b*) заимствованы у Г. И. Горбунова (1959). Схематический разрез пород на глубину (рис. 120, *в*) сделан по данным местных организаций.

Рудопроявления (рис. 119, 120) приурочены к контакту серпентинитов с подстилающими филлитами и имеют форму линзы. По простиранию отмечается заметный изгиб линзы. Наибольшую мощность оруденелая зона имеет в северо-восточной части, т. е. в замке складки во вмещающих филлитах. В этом же участке наибольшую мощность имеют и серпентиниты.

Простирание оруденелой зоны в общем почти широтное с падением на юг под углом 30—40°. С глубиной оруденелая зона выполаживается,

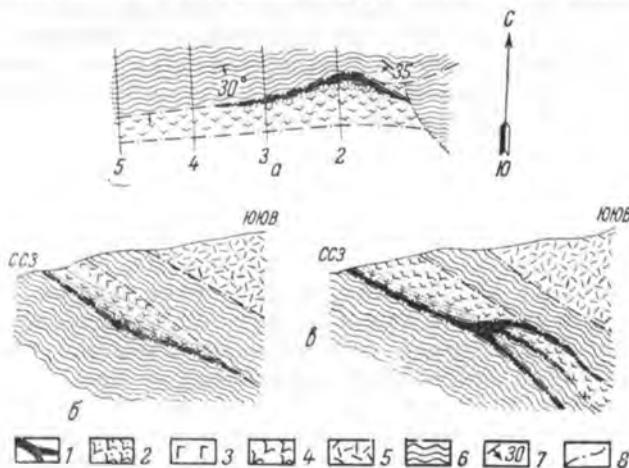


Рис. 120. Схематический геологический план участка рудопроявления (*а*) и разрез толщи вмещающих пород (*б*), по Г. И. Горбунову (1959), а также схематический разрез на глубину по линиям 3—4 (*в*), по данным местной организации.

1 — руда; 2 — оруденелые серпентиниты; 3 — габбро; 4 — серпентиниты; 5 — диабазы; 6 — филлиты; 7 — простирание и падение; 8 — тектонические нарушения.

однако в различных частях по простираннию она имеет различные углы падения. Восточное крыло залегает более круто, тогда как западное крыло имеет меньший угол падения (20—30°).

В отдельных частях форма оруденелой зоны усложнена изгибами. Так, в разрезе (рис. 119) отмечен уступ подошвы оруденелой зоны. Мощность ее резко сокращается.

При детальных работах было подтверждено указание Г. И. Горбунова о погружении верхней границы западного крыла рудного тела на запад под углом 70°, т. е. «склонение» оруденелой зоны на запад.

В последние годы установлено, что форма оруденелой зоны с глубиной усложняется. Она разветвляется, причем одна ветвь прослеживается по контакту серпентинитов с подстилающими филлитами, другая уходит в филлиты, третья ответвляется кверху и располагается по контакту серпентинитов с перекрывающими филлитами (рис. 120, *в*). Разветвление отмечается только в центральной части зоны (в разрезах 3 и 4, рис. 120, *а*). В разрезах по линиям 2 и 5, составленных на флангах участка, встречено одно неразветвляющееся рудное тело (рис. 120, *б*).

Зона сложена различными типами руд: сплошными сульфидными рудами, оруденелой тектонической брекчияй, серпентинитами с различной интенсивностью оруденения и оруденелыми филлитами; причем оруденелые филлиты по сравнению с другими типами руд имеют значительное распространение.

Форма оруденелой зоны усложнена послерудными тектоническими подвижками. Верхний контакт ее — контакт сильно оруденелых серпентинитов с безрудными серпентинитами почти на всем его протяжении тектонический (рис. 119).

В тектонической зоне присутствует глинка трения, среди которой отмечаются обломки серпентинитов, кальцитовых прожилков и сильно оруденелых серпентинитов. На поверхности в этой зоне присутствуют окислы железа. Послерудное тектоническое нарушение в центральной части зоны заходит в слабо оруденелые серпентиниты. В таких участках сохраняется постепенный переход от сильно оруденелых серпентинитов («серых руд») к слабо оруденелым серпентинитам.

Разрезы оруденелой зоны

В центральной части оруденелой зоны отмечается следующее чередование пород и руд: филлиты—сплошные сульфидные руды—сильно оруденелые серпентиниты—слабо оруденелые серпентиниты. На флангах: филлиты—оруденелая тектоническая брекчия—сильно оруденелые серпентиниты—слабо оруденелые серпентиниты. Приведем описание разрезов, типичных для центральной и краевой частей зоны.

В разрезе (рис. 119) лежачий бок представлен оруденелыми филлитами. Среди филлитов отмечаются прожилки рудных минералов (пирротина, халькопирита, пентландита, магнетита). Помимо прожилковатых выделений, рудные минералы развиваются по всей породе, местами почти нацело замещая филлиты. Рудные минералы развиваются в породе совместно с зеленой слюдкой, которая образует поперечноволокнистые агрегаты.

С оруденелыми филлитами контактируют массивные сульфидные руды. На контакте с филлитами среди сульфидов в отдельных участках сохранились реликты крупнокристаллического (крупнозернистого) пирротина. Крупнозернистый пирротин сохранился в виде линзовидных выделений, мощность которых в отдельных участках достигает 10—20 см. Контакт крупнозернистой пирротиновой руды с мелкозернистой сульфидной рудой резкий.

В 0,4 м выше контакта с массивными рудами сильно оруденелые серпентиниты имеют существенно пирротиновый состав. В существенно пирротиновых рудах отмечается почти полное отсутствие карбонатов.

В верхних частях зоны сильно оруденелые серпентиниты постепенно обедняются сульфидами. При этом сильно оруденелые серпентиниты постепенно переходят в серпентиниты с бедной сульфидной вкрапленностью (например, на участке разреза, рис. 119).

Разрез краевой части (рис. 119) отличается от разреза центральной части участка. Лежачий бок слагают филлиты. Выше филлитов по разрезу залегает оруденелая тектоническая брекчия. В оруденелой тектонической брекчии среди обломков пород присутствуют как серпентиниты без сульфидной вкрапленности, так и сильно оруденелые серпентиниты. Выше оруденелой тектонической брекчии располагаются сильно оруде-

нелые серпентиниты. Контакт между рудной брекчии и оруденелыми серпентинитами резкий (четкий) — сливной. Участками оруденелые серпентиниты около контакта пронизаны большим числом ветвящихся сульфидных прожилков, что создает впечатление брекчии, составленной из обломков сильно оруденелых серпентинитов, скементированных сульфидами.

Среди сильно оруденелых серпентинитов в отдельных участках пятнами встречаются слабо оруденелые серпентиниты. На других участках серпентиниты настолько сильно оруденелые, что по внешнему виду очень похожи на сплошные сульфидные руды. Все это говорит за неравномерность развития сульфидного оруденения в серпентинитах.

В верхней части рудного тела сильно оруденелые серпентиниты постепенно обедняются сульфидами. Сульфидные вкраплениники становятся более редкими, хотя и крупнее размерами. Оруденелые серпентиниты контактируют с безрудными серпентинитами. Контакт между ними тектонический.

На участке разрезов наблюдается сопряжение оруденелой тектонической брекчии и сплошных сульфидных руд. Над филлитами располагается оруденелая тектоническая брекчия, выше брекчии — массивные руды и сильно оруденелые серпентиниты. Оруденелая тектоническая брекчия по мере ее прослеживания с запада на восток становится менее мощной и целиком сменяется сплошными сульфидными рудами.

Описание руд

Медно-никелевое сульфидное оруденение участка Каммикиви представлено различными типами руд (рис. 119). Описание руд Каммикиви приводится в работах Вейринена (Väyrynen, 1938), Г. И. Горбунова (1952, 1959) и других исследователей.

Отличительной особенностью руд Каммикиви, по мнению Г. И. Горбунова (1959), является то, что среди них наибольшее распространение имеют оруденелые серпентиниты и сплошные сульфидные руды, тогда как брекчийидные и оруденелые филлиты играют подчиненную роль.

В дальнейшем были вскрыты значительные проявления оруденелой тектонической брекчии на флангах оруденелого участка.

В центральной части зоны разрез не изменился (филлиты, выше — сплошные сульфидные руды с незначительным количеством обломков силикатных пород, еще выше сильно оруденелые серпентиниты).

Во флангах зоны отмечается иное строение. Вместо массивных сульфидных руд, типичных для центральной части, получает распространение оруденелая тектоническая брекчия. Оруденелая тектоническая брекчия из фланговых частей участка Каммикиви по составу и строению аналогична брекчии Каулы.

Оруденелые филлиты

Оруденелые филлиты имеют распространение в лежачем боку рудной зоны Каммикиви. На контакте со сплошными сульфидными рудами филлиты нередко раздроблены и скементированы сульфидами.

В филлитах присутствуют прожилки сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита). Около прожилков отмечается обогащение филлитов сульфидной вкрапленностью. Филлиты рассланцованны и перемяты, плоскость рассланцевания располагается параллельно контакту филлитов с рудным телом. Вдоль плоскостей рассланцевания филлитов нередко развиваются жилки сульфидов и карбонатов. Пентландит в таких жилках представлен в виде удлиненных зерен пластинчатой и даже игольчатой формы (в сечениях). Удлиненные кристаллы (зерна) пентландита концентрируются вокруг обломков силикатных пород и нередко образуют цепочки зерен пентландита, у которых длинные оси кристаллов расположены перпендикулярно вытянутости цепочек пентландитового состава.

Сильно оруденелые серпентиниты и серпентиниты с сульфидной вкрапленностью

Серпентиниты с сульфидным оруденением слагают верхнюю часть оруденелой зоны Каммикиви. Сильно оруденелые серпентиниты, судя по сохранившейся реликтовой структуре, представляют измененные перидотиты, очень богатые оливином. Псевдоморфозы по оливину выполнены преимущественно никелистым вермикулитом, в меньшей степени — тальком и сульфидами. Реликты неизмененного оливина в серпентинитах в пределах рудного тела не были обнаружены. Сульфиды замещают главным образом псевдоморфозы хлорита по пироксену. Только в случаях интенсивного развития сульфидных минералов в сильно оруденелых серпентинитах сульфиды замещают также и псевдоморфозы талька и серпентина по оливину (рис. 121).

В образцах отмечается развитие никелистого вермикулита, причем в верхних горизонтах в большом количестве. Никелистый вермикулит развивается в интерстициях в виде паточных (коломорфных) образований.

Развитие рудных минералов в рудном теле сопровождается кристаллизацией хлорита, карбонатов, причем хлорит и карбонат присутствуют не только в сильно оруденелых серпентинитах, но и в жилках, рассекающих эти руды. В зависимости от состава рудного минерала в жилках присутствует тот или иной постериорный минерал. Жилки пирротинового состава сопровождаются главным образом хлоритом, тогда как в более поздних халькопиритовых прожилках присутствуют четко выраженные прорастания сульфидов с карбонатом.

Сильно оруденелые серпентиниты в значительной степени оталькованы. Вверх по разрезу степень оталькования убывает (уменьшается и содержание сульфидов в породе). В 6.5 м выше контакта со сплошными сульфидными рудами, серпентиниты уже слабо оталькованы, причем среди серпентинитов участками хорошо сохраняется реликтовая структура интрузивных перидотитов.

В сильно оруденелых серпентинитах нередко присутствуют крупные сульфидные вкрапленники. В отдельных случаях эти вкрапленники закономерно (линейно-параллельно) ориентированы и располагаются длинными осями косо к поверхности контакта сплошных сульфидных руд с оруденелыми серпентинитами (используя перистые трещины, развивающиеся вдоль контакта с сульфидной рудой).

В сильно оруденелых серпентинитах («серых рудах»), расположенных в непосредственной близости с массивными рудами, пирротин почти на-

цело замещен халькопиритом. В этих же рудах серпентин и тальк, а иногда хлорит замещены карбонатами.

В оруденелых серпентинитах, где имеет место интенсивное развитие халькопирита, сохраняется очень небольшое количество реликтов сер-

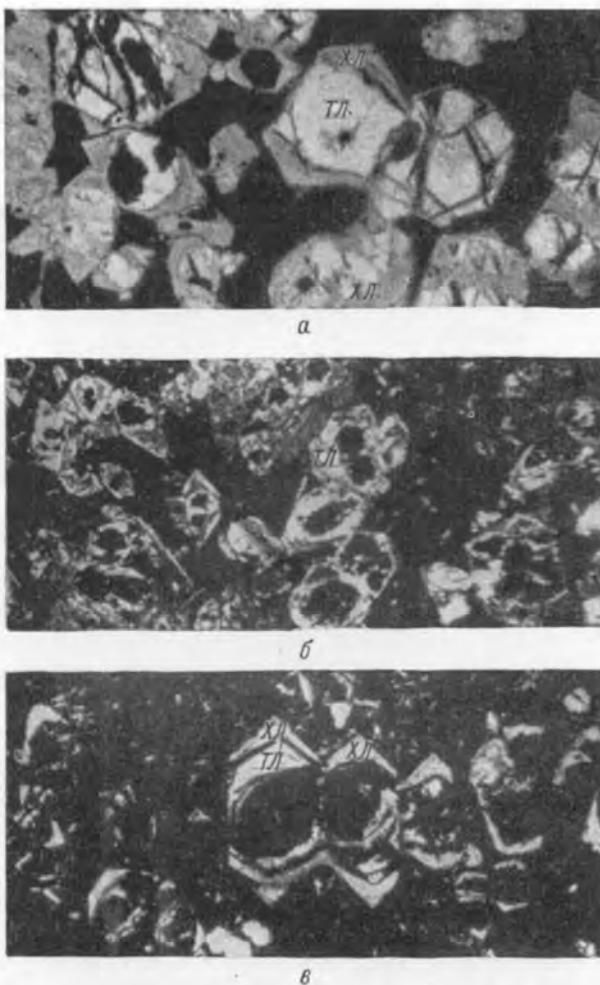


Рис. 121. Различные стадии замещения сульфидами (черное) псевдоморфоз хлорита (*хл.*) и талька (*тл.*) по оливину в сильно оруденелом серпентините от менее измененных (*a*) к наиболее интенсивно изменившим породам (*b*, *c*). При одном ник., $\times 80$. Микрофотографии Г. И. Горбунова.

пентина и талька, незамещенных карбонатами. На участке развития халькопирита отмечается замещение одного рудного минерала другим (пирротина — халькопиритом), которое сопровождается перекристаллизацией сульфидной руды, в результате чего руда приобретает мелкозернистый облик.

Сплошные сульфидные руды

Эти руды имеют распространение в центральной части зоны оруденелых пород.

В мелкозернистой руде довольно четко выражена полосатая текстура. В таких рудах прослой пирротинового состава чередуются с прослойми, обогащенными халькопиритом и пентландитом (рис. 122). Полосатое строение мелкозернистых руд Каммикиви особенно четко видно на окисленных поверхностях скола и трещин отдельности. В мелкозернистой массивной сульфидной руде в значительном количестве присутствуют карбонаты (как в виде мелких зерен, так и в виде крупных желваков до 3—4 см

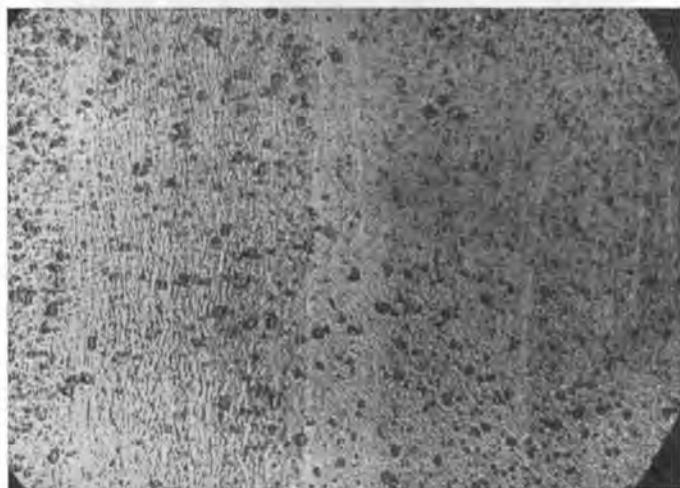


Рис. 122. Полосатая сплошная руда. Полосатость обусловлена чередованием полос, обогащенных халькопиритом, пентландитом (светло-серое) и магнетитом (мелкие рельефные зерна темно-серого цвета). Отраженный свет, $\times 6$.
Микрофотография Г. И. Горбунова.

в поперечнике). В руде присутствуют также обломки пород, которые нередко замещены карбонатом и tremolитом. Карбонаты присутствуют почти во всех типах руд по разрезу, однако наибольшее количество карбоната отмечается в участках развития халькопирита. Халькопирит образует почти мономинеральные выделения на контакте массивных руд с расположенным выше этих руд сильно оруденелыми серпентинитами. Контакт сплошных сульфидных руд с сильно оруденелыми серпентинитами резкий.

Иногда, например в западной части оруденелой зоны, ультраосновные породы у контакта со сплошной рудой обогащены магнетитом (рис. 123). Зона обогащения магнетитом имеет мощность 10—15 см.

Сплошные сульфидные руды такого же мелкозернистого облика, какие встречались в более верхних частях зоны, сохранились на контакте интрузии с филлитами, местами с реликтами крупнозернистой руды, сложенной главным образом пирротином. В мелкозернистом милонитизированном пирротине присутствуют пластинчатые

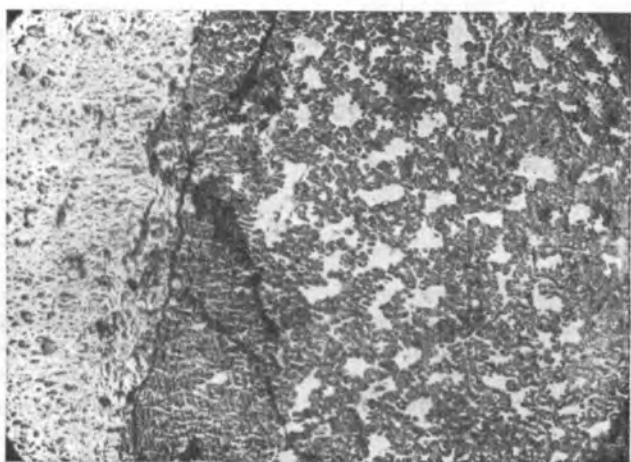


Рис. 123. Контакт между сплошными сульфидными рудами (светло-серое слева) и оруденелыми серпентинитами (справа), которые вблизи контакта обогащены магнетитом (темно-серое). Чёрное — хлорит, белое — сульфиды. Отраженный свет, $\times 6$.

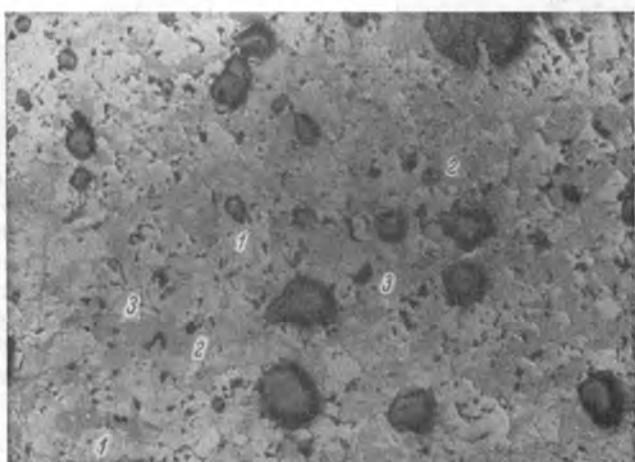


Рис. 124. Аллотриоморфнозернистая структура сплошной сульфидной руды.
1 — пентландит; 2 — пирротин; 3 — халькопирит. Темно-серые рельефные зерна — магнетит. Отраженный свет, $\times 40$.

зерна пентландита, которые ориентированы параллельно контакту с крупнозернистым пирротином.

Крупнозернистая пирротиновая руда имеет аллотриоморфнозернистую структуру (рис. 124) и содержит никеля гораздо меньше, чем мелкозернистая милонитизированная руда.

При образовании рудного тела большую роль играли тектонические нарушения. Тектонические движения продолжались и после выполнения сплошными сульфидами более поздней полости. Эти движения приводили к милонитизации сплошной сульфидной руды, при которой происходила перекристаллизация сульфидных руд с образованием руд тонкозернистого сложения.

Оруденелая тектоническая брекчия и соотношение ее со сплошными сульфидными рудами

Значительный интерес представляет соотношение сплошных сульфидных руд с оруденелой тектонической брекчиею.

Типичные брекчиевидные руды на фланге рудопроявления Каммикиви до 1954 г. не были известны. Г. И. Горбунов подчеркивает две характерные особенности строения сплошных сульфидных руд Каммикиви: тонкозернистость сложения и полосатое чередование слоев, обогащенных халькопиритом, пирротином, пентландитом и магнетитом.

Среди сплошных сульфидных руд Каммикиви имеют распространение не только тонко, но и крупнозернистые руды, преимущественно пирротинового состава.

Тонкозернистые руды местами имеют отчетливо выраженное полосатое сложение. Полосатость этих руд ориентирована секуще по отношению к крупнозернистым рудам, что указывает на более позднее образование мелкозернистых руд.

В восточных и западных частях оруденелой зоны сплошные сульфидные руды сменяются оруденелой тектонической брекчиею. Контакты между этими типами руд

Рис. 125. Фото приподнявшего штуфа из контакта брекчиевидных (внизу) и сплошных полосчатых сульфидных руд оруденелой зоны Каммикиви. Чёрное — обломки боковых пород, серое — сульфиды, темно-серые полосы на контакте — пирротин.

четкие и резкие (рис. 125, 126). Апофизы сплошных сульфидных руд вклиниваются в оруденелую тектоническую брекчию, причем сплошные сульфидные руды в отдельных участках присутствуют как на контакте оруденелой тектонической брекчии с филлитами (рис. 126), так и среди рудной брекчии (рис. 127), и по контакту рудной брекчии



с сильно оруденелыми серпентинитами. В массивных рудах, расположенных на контакте с оруденелой тектонической брекчии, местами встречаются ксенолиты оруденелой тектонической брекчии. Контакт таких ксенолитов со сплошными мелкозернистыми рудами резкий. Ксенолиты оруденелой тектонической брекчии деформированы.

Рудная брекчия состоит из обломков силикатных пород и сульфидного цемента (рис. 128).

Сульфидный цемент оруденелой тектонической брекчии составляет примерно половину объема руды. Минералогический состав характеризуется значительным преобладанием в них пирротина; в меньшем количестве присутствует пентландит, халькопирит и магнетит.

В рудной брекчии обычно отчетливо выражена сланцеватость, параллельная контактам рудной брекчии с вмещающими породами. Обломки силикатных пород окатаны, имеют округлую форму и сплюснуты параллельно сланцеватости. Нередко отчетливо обнаруживается удлиненная форма обломков. В таких случаях длинные оси обломков примерно совпадают с падением сланцеватости рудной брекчии. Характерной особенностью рудной брекчии рудопроявлений является удивительное постоянство пространственной ориентировки сланцеватых и линейных текстур в пределах рудного тела.

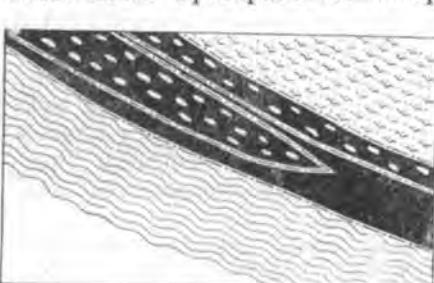


Рис. 127. Соотношение оруденелой тектонической брекчии со сплошными сульфидными рудами.

обозначения те же, что на рис. 126.

части участка. Именно в этой части (разветвление) рудного тела.

Из рассмотренных выше структурных соотношений можно заключить, что образование руд здесь происходило по крайней мере в две фазы оруденения.

Первая фаза оруденения происходила непосредственно вслед за образованием тектонической зоны, переполненной окатанными обломками силикатных пород, и привела к образованию оруденелой

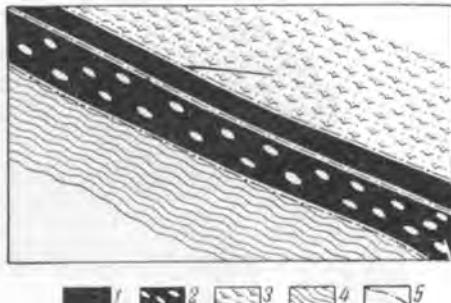


Рис. 126. Соотношение оруденелой тектонической брекчии со сплошными мелкозернистыми сульфидными рудами.

1 — мелкозернистые сплошные сульфидные руды; 2 — оруденелая тектоническая брекчия; 3 — сильно оруденелые серпентиниты; 4 — филлиты; 5 — тектонические контакты.

Ксенолиты рудной брекчии изгибаются, закручиваются и цементируются тонкозернистой сульфидной рудой. Таким образом, устанавливается разновременность в образовании оруденелой тектонической брекчии и сплошных сульфидных руд Каммикви. Секущие соотношения между рудной брекчией и сплошными сульфидными рудами были установлены нами и закартированы на участке взаимного перехода этих руд (рис. 127 и 128).

Сплошные сульфидные руды тонкозернистого сложения имеют распространение только в центральной части на глубине подсечено раздвоение

(разветвление) рудного тела.

тектонической брекции, тогда как вторая, несколько более поздняя, фаза внедрения рудного раствора привела к возникновению сплошных



Рис. 128. Брекчиевидная руда на участке Каммииви. Приполированый штуф. Чёрное — обломки фyllитов и серпентинитов, серое — сульфидный цемент.

сульфидных руд, бедных обломками силикатных пород и слагающих центральную часть оруденелой зоны Каммииви.

Глава 19

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ НЕОБЫЧНОГО СОСТАВА (УЧАСТОК КИЕРДЖИПОР) Структура участка

Сульфидное медно-никелевое оруденение участка контролируется двумя широтными тектоническими зонами, проходящими вдоль нижних контактов и третьей сверху интрузии серпентинитов. Вдоль обеих зон происходило смещение пород, благодаря чему обе интрузии приведены в соприкосновение друг с другом. Рудные тела сложены в основном вкрапленными рудами в серпентинитах. Отмечены брекчиевидные и сплошные сульфидные руды, а также оруденелые фyllиты.

В центре нижней интрузии пересечена зона вкрапленных руд в серпентинитах, залегающая параллельно ее лежачему боку. Сульфидное медно-никелевое оруденение и здесь, по-видимому, контролируется тектоническими трещинами, ибо во всех случаях в местах сгущения сульфидной вкрапленности отмечаются жилки сплошных сульфидов, зеркала скольжения с примазками растертых сульфидов и жилы кальцита и талька также с вкрапленностью халькопирита, пирротина и пентландита.

В серпентинитах были найдены следующие гидротермальные жилы (в порядке возрастной последовательности): хризотило-асбестовые и магнетито-хризотило-асбестовые, магнетитовые, серофитовые, иногда с сульфидами, кальцитовые с сульфидами, кальцито-серпентиновые с сульфидами, кальцито-тальковые с сульфидами, тальковые и сульфидные.

Во вмещающих рудные тела серпентинитах макроскопически и химическими анализами отмечается постоянное присутствие сульфидов никеля и меди.

Описание руд
Брекчевидные руды

Брекчевидные руды встречены во всех рудных телах за исключением зоны вкрапленного оруденения внутри серпентинитового массива. Они выполняют тектонические зоны, проходящие преимущественно вдоль

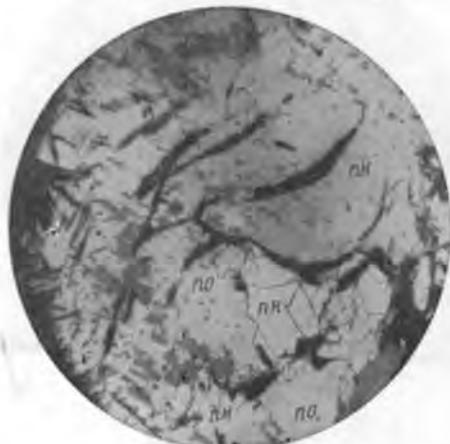


Рис. 129. Замещение пирротина (*по*) поздним магнетитом (серая крапь) в псевдоморфозе по оливину. Среди пирротина и пентландита (*pm*) видны реликты жилок талька (черное) и вторичного магнетита (темно-серое в центре жилок). Шлиф, 1993, $\times 201$.

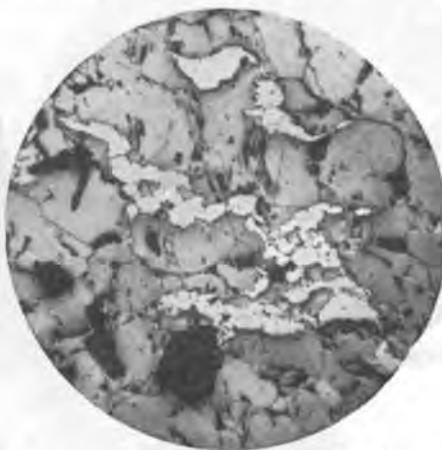


Рис. 130. Замещение пирротина пиритом (белое). Чёрное — нерудные и выбоины, $\times 86$.

контактов серпентинитов с филлитами, реже целиком в серпентинитах или филлитах.

Минералогический состав сульфидного цемента в брекчевидной руде обычный и выражается в среднем: пирротин — 75—90%, пентландит — 10—15%; халькопирит — около 10%, кальцит и другие жильные минералы — 5%, от этих средних содержаний имеются большие отклонения.

Сплошные руды

Порфировидные зерна размером до 3—4 мм представлены пентландитом. Основная сульфидная масса имеет аллотриоморфнозернистую структуру и сложена главным образом зернистыми агрегатами пирротина, по периферии зерен которого и реже по трещинкам в нем располагаются мелкие удлиненные выделения пентландита размером в сотые доли миллиметра. По пирротину метасоматическим путем развивается шириллит (рис. 130) в виде зерен, слагающих неправильные удлиненные участки.

Оруденелые серпентиниты

Оруденелые серпентиниты являются главным типом руды. Они располагаются в непосредственной близости к оруденелым тектоническим зонам. Серпентиниты вблизи тектонических зон сильно хлоритизированы и оталькованы; состоят из талька, серпентина, хлорита, реликтов пироксена, tremolита, сульфидов, магнетита и ильменита.

Количество ильменита и первичного магнетита не превышает 1%. Ильменит встречается в виде удлиненных выделений в промежутках

между зернами оливина (рис. 131), нередко в срастании с халькопиритом. Отмечается явление замещения ильменита халькопиритом. Ранний



Рис. 131. Ильменит (*пл*) и халькопирит (*хп*) в слабо оруденелом серпентините. Халькопирит частично замещает ильменит, $\times 86$.



Рис. 132. Ранний магнетит (*мт-І*); поздний (*мт-ІІ*), более светлого оттенка, развивается метасоматическим путем, по пирротину (*по*) и пентландиту (*ph*), $\times 201$.

магнетит присутствует в виде рассеянных идиоморфных зерен в промежутках между оливином, зачастую с сульфидами. Поздний магнетит развивается метасоматически по пирротину (рис. 132).



Рис. 133. Интенсивное замещение пентландита и виоларита (белое) магнетитом (серое) по периферии зерна и по трещинкам. Чёрное — серпентин, $\times 201$.

пирротина и пентландита. Более крупные вкрапленники состоят из агрегата пирротина, пентландита, халькопирита, магнетита и

Сульфидная вкрапленность состоит из пирротина, пентландита и халькопирита. Широкое развитие имеет поздний магнетит, замещающий пирротин и пентландит (рис. 133). Количество позднего магнетита иногда значительно. Особенно велико содержание магнетита в оруденелой приконтактовой разновидности серпентинитов. В других случаях отчетливо наблюдается явление замещения сульфидами раннего зонального магнетита, преимущественно его наружной более светлой оболочки (рис. 134).

Размер сульфидной вкрапленности варьирует от 0.01 до 1 мм. Мелкие вкрапления обычно мономинеральны: состоят или из пирротина, или из халькопирита, реже из

хлорита. Отмечены вкрапленники пентландита размером 0.3 мм, которые также пронизаны розетками и пучками игольчатого хлорита.

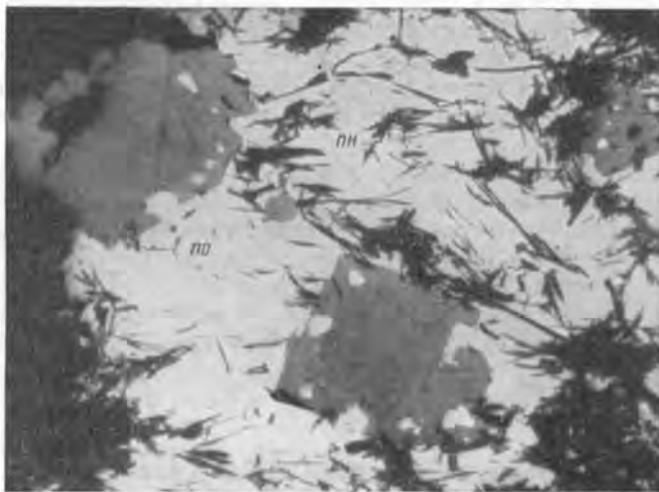


Рис. 134. Выделение пирротина (*но*), пентландита (*пн*) и халькопирита с игольчатым хлоритом (черное) в оруденелом серпентините. Сульфиды замещают ранний зональный магнетит, преимущественно наружную более светлую зону,
×460.

Беспирротиновые вкрапленные руды в серпентинитах

При изучении состава вкрапленных руд впервые в районе встречена разновидность оруденелых черных серпентинитов с иной парагенетической ассоциацией рудных минералов, в которых отсутствует пирротин и присутствуют халькопирит, пентландит, борнит, магнетит и ильменит.

Под микроскопом в отраженном свете устанавливается три вида вкрапленников:

1) идиоморфные и неправильные зерна и агрегаты зерен магнетита и ильменита размером от 0.03 до 0.2 мм; среди них преобладают неправильной формы зерна сильно анизотропного ильменита;

2) тончайшие прожилки магнетита, нередко переходящие в тонкую сырь в виде цепочек мельчайших зерен; такая вкрапленность приурочена к псевдоморфозам серпентина по оливину, но отмечается также и по пироксену;

3) сульфидно-магнетитовые вкрапленники неправильной формы, содержащие игольчатый хлорит; располагаются преимущественно в промежутках между псевдоморфозами серпентина по оливину.

Сульфидно-магнетитовые вкрапленники обычно состоят из магнетита, халькопирита с включением борнита, пентландита. При этом сульфиды всегда располагаются в центре вкрапленника, а магнетит — по периферии. Пентландит выделяется исключительно в виде изометрических, нередко

правильных квадратных зерен среди халькопирита, иногда с магнетитом. Отсутствуют пластинчатые выделения пентландита.

Борнит (Cu_5FeS_4) встречен в Печенге в такой ассоциации и в данном типе руд впервые. Обычно это округлые или неправильные выделения среди халькопирита или в ассоциации с ним по границам зерен пентландита. В тонких прожилках халькопирита борнит слагает их окончания.

Химический анализ борнита, выполненный С. И. Смирновой, показал: меди — 59.87 %, железа — 10.86 %, серы — 24—25 %, нерастворимого остатка — 4.96 %.

В свете изложенного становятся понятными кривые содержаний никеля и меди во вкрашенных рудах. На графиках в слабо оруденелых серпентинитах висячего бока кривые содержаний никеля и меди более или менее параллельны, они выражают довольно устойчивое соотношение содержания никеля и меди, равное примерно 14 : 1. Но как только мы вступаем в зону беспротиновых халькопирито-пентландитовых с борнитом руд, кривые содержаний меди резко поднимаются вверх, пересекают кривую содержаний никеля и на всю мощность этих руд мы имеем обратное соотношение содержаний никеля и меди, равное примерно 1 : 2.

Вкрашенные руды в филлитах

Вкрашенные руды в филлитах имеют незначительное распространение в лежачем боку северной оруденелой тектонической зоны, они сопровождают брекчиивидные руды. Наряду с вкрашенностью и прожилками



Рис. 135. Выделение валлерита (*вз*) среди халькопирита (*хн*), черное — кальцит, $\times 460$.

сульфидов в филлитах почти постоянно отмечаются кварцево-кальцитовые жилки с халькопиритом, пирротином, пентландитом, сфалеритом, пиритом, валлеритом, галенитом, хлаонитом. В этих жилках кальцит более молодой и цементирует раздробленные зерна кварца.

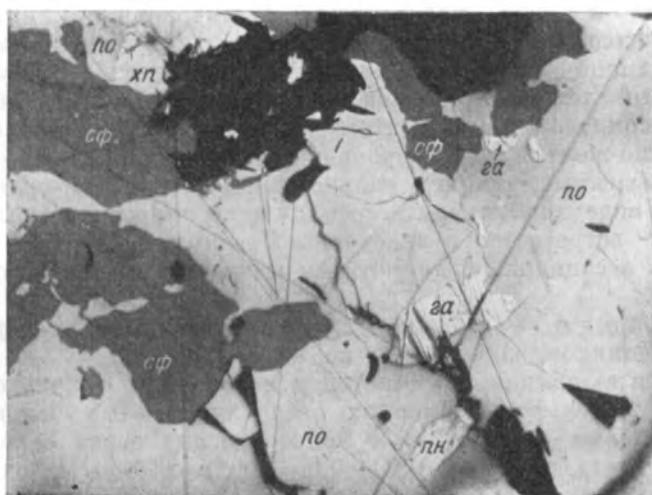


Рис. 136. Выделение сфалерита (*cph*), галенита (*га*), пентландита (*пн*) и халькопирита (*хп*) в пирротине (*по*);
черное — нерудные и выбоины, $\times 195$.

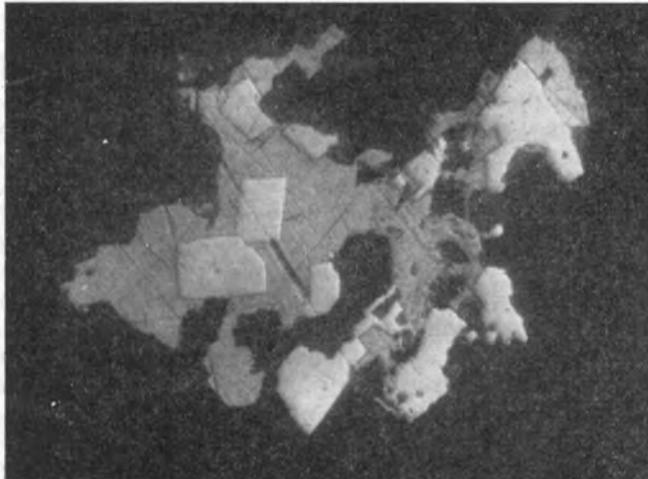


Рис. 137. Выделение белого изотропного минерала (хлорантит?) в халькопирите $\times 460$.

Валлерит ($\text{Cu}_2\text{Fe}_4\text{S}_7$ или $\text{Cu}_2\text{S}-2\text{Fe}_2\text{S}_3$) встречается среди халькопирита в виде удлиненных шестиугранников или тонких, иногда коленообразных пластинок (рис. 135), толщиной 0,008—0,016 мм и длиной 0,3—0,4 мм с хорошей спайностью. В отраженном свете цвет кремовый, темнее пирротина. Очень резко выражены явления двутражения, сопровождаемые цветным эффектом: R_0 (параллельно удлинению) — светло-желтый, R_e (перпендикулярно удлинению) — тускло-серый. В скрещенных николях сильно анизотропен. Нередко валлерит выделяется в виде узкой каемки по границе зерен пирротина и халькопирита.

Пирит встречается в виде червеобразных извилистых рельефных выделений в ассоциации с пирротином и халькопиритом, местами среди кварца.

Пентландит — очень редкие изометричные зерна среди сульфидных вкраплеников, совершенно не изменен.

Галенит обычно встречается в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом в сульфидных жилах среди оруденелых боковых пород. Форма выделений — округлые и линзообразные зерна белого и синевато-белого цвета размером 0,03—0,05 мм (рис. 136). В одном случае в галените обнаружено мельчайшее микроскопическое включение очень светлого с желтоватым оттенком минерала, по всей вероятности, самородного серебра. После того как галенит был обнаружен и определен в образцах из участка Киерджипор, при внимательном вторичном пересмотре коллекций шлифов он был обнаружен также и в других участках.

Сфалерит выделяется в виде мелких зерен размером 0,02 мм.

Хлоантит (?) встречен среди халькопирита, а также в кальците (рис. 137). По сравнению с халькопиритом кажется светлым с розовым оттенком. Размер зерен 0,01—0,02 мм. Форма зерен — усеченные трапеции, параллелограммы, иногда прямоугольники, квадраты и многоугольники. Травится азотной кислотой (1 : 1) с выявлением зональной структуры. По оптическим и физическим свойствам и кристаллографическим особенностям его можно отнести к группе арсенидов никеля и кобальта: хлоантиту (NiAs_2) — смальтину (CoAs_2). В связи с мелкими размерами зерен пока не удалось выделить этот минерал для рентгенометрического и химического анализов и произвести более точное его определение.

Таким образом, по составу рудообразующих минералов руды участка Киерджипор разделяются на два типа: 1) обычные пирротино-пентландито-халькопиритовые руды с магнетитом, ильменитом, виоларитом, галенитом, сфалеритом, пиритом, валлеритом, хлоантитом, которые слагают рудные тела южной зоны, а также брекчииевые и сплошные руды северной зоны; 2) халькопирито-пентландито-магнетитовые руды с борнитом и ильменитом; это новая для Печенгских месторождений парагенетическая ассоциация минералов, где место пирротина занимает борнит.

Характерной особенностью минерального состава руд является повышенное содержание магнетита и ильменита.

ЧАСТЬ VI

СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ ПЕЧЕНГИ

Глава 20

ТИПЫ РУД

Из приведенного выше описания видно, что сульфидные медно-никелевые руды везде представлены в общем одинаковыми типами и разновидностями, которые на любом участке характеризуются аналогичными главными особенностями морфологии и состава. В большинстве месторождений встречаются схожие по своим особенностям одни и те же разновидности руд.

Наибольшее разнообразие руд наблюдается в двух участках Кауле и Пильгуярви, где встречаются все типы и разновидности, известные для Печенги.

Руды Каулы описывались неоднократно, однако при этом отдельные исследователи по-разному разделяли их. В табл. 11 приводится сопоставление различных типов руд Каулы, выделенных в разное время.

Таблица 11

Типы руд горы Каула (по разным делениям)

Вейринен (Уугупунен, 1938)	Хаапала (1939)	Коллектив «Союзникель-оловопроект» (1945 г.)	Г. И. Горбунов (1947 г.)
Основной тип — серая мелкозернистая масса тонко сросшихся сульфидов и силикатов.	Вкрапленность в серпентинитах.	«Серая» руда.	Оруденелые серпентиниты.
Импренъации в серпентинитах.	Сетчатые и бедные руды.	Оруденелые серпентиниты.	
Импренъации в сланцах.	Филлитовые руды.	Оруденелые филлиты.	Оруденелые филлиты.
Порфировый тип.	Жирные руды.	Массивная руда.	Сплошные сульфидные руды.
Сланцевая брекчия. Брекчевая руда.	Брекчированные.	Брекчевые руды.	Оруденелая тектоническая брекчия.

Табл. 11 показывает, что при разделении руд на типы использовались различные классификационные признаки, на основании которых выделялся тот или иной тип руды (текстурные и морфологические особенности руд, их

структурой, генетические особенности, промышленная ценность руды, характер вмещающей породы и др.). При этом в каждом делении смешивались несколько классификационных признаков; кроме того, одни и те же руды назывались по-разному, в зависимости от того, какой признак принимается за определяющий. Например, сплошные сульфидные руды, по делению Г. И. Горбунова (определяющим для них является состав), ранее назывались массивными (по текстуре), жирными (?), порфировыми (по структуре).

В наиболее полной классификации Г. И. Горбунова четыре главнейшие типа руд отличаются друг от друга по способу отложения, вещественному составу, текстурным особенностям и пространственному положению в рудном теле. Таким образом, здесь также принимаются во внимание различные классификационные признаки. Генетической систематики руд Каулы в настоящее время не существует.

На участке Пильгуярви, как было сказано выше, выделяются два морфологических типа медно-никелевых руд: 1) вкрапленные руды; 2) оруденелые тектонические брекчи с подчиненными сплошными сульфидами рудами. Проведенное за последние годы изучение вкрапленных руд показало, что среди них выделяется два генетических типа, отличающихся друг от друга по своему происхождению: а) серпентинизированные перidotиты с сидеронитовой вкрапленностью; б) оруденелые гидротермально измененные (амфиболизированные, оталькованные и хлоритизированные) ультраосновные породы с разнообразной по морфологии и происхождению вкрапленностью (реликтами сидеронитовой вкрапленности и переотложенной, частью метасоматической вкрапленностью).

Кроме того, на участке Пильгуярви, так же как и на Кауле, развиты оруденелые туфогенно-осадочные породы, которые должны быть выделены в особый тип, противопоставляемый ранее перечисленным рудам, приуроченным к интрузивным ультраосновным никеленосным массивам.

В табл. 12 приведено сопоставление типов руд Каулы и участка Пильгуярви, в котором наглядно выявляется деление их по морфологическим и генетическим признакам. Из табл. 12 видно, что выделяются следующие типы сульфидных медно-никелевых руд.

Вкрапленные руды представлены двумя генетическими типами.

1. Серпентинизированные перidotиты с сидеронитовой вкрапленностью. Развиты на участке Пильгуярви; на Кауле не выделяются, так как серпентиниты Каулы сильно изменены наложенными гидротермальными процессами (оталькование, хлоритизация).¹ Морфологически представляют собой вкрапленные руды с крупной сидеронитовой вкрапленностью. Особенностями их являются: приуроченность к слоям течения; присутствие сидеронитовых выделений сульфидов в наименее измененных перidotитах, подвергшихся только серпентинизации, иногда неполной, с сохранением реликтов оливина; ранняя кристаллизация сульфидов сидеронитовых вкрапленников (по сравнению с вкрапленностью второго типа, связанной с наложенными процессами гидротермального метаморфизма); растворение сульфидов сидеронитовых вкрапленников в зонах, подвергающихся рассланцеванию и гидротермальному метаморфизму.

2. Оруденелые гидротермально измененные ультраосновные породы. Развиты на Кауле, Пильгуярви и во всех других участках. Геологически приурочены к наложенным структурам, располагаясь над зонами

¹ См. сноски к табл. 15.

Таблица 12

Сравнение типов руд горы Каулы и участка Пильгуярви

Пильгуярви	Каула
Серпентинизированные перидотиты с сидеронитовой вкрапленностью. Оруденелые гидротермально измененные ультраосновные породы: а) слабо оруденелые, б) сильно оруденелые, в) — ²	— ² Оруденелые интенсивно оталькованные и хлоритизированные серпентиниты (т. е. гидротермально измененные породы): а) слабо оруденелые, б) рядовые руды, в) «серые» руды (метасоматиты).
Оруденелая тектоническая брекчия (брекчевая руда).	Оруденелая тектоническая брекчия: а) оруденелые брекчевые руды, б) оруденелые брекчиевидные руды.
Сплошные сульфидные руды: а) массивные пирротино-пентландитовые (с порфировидной структурой), б) халькопиритовые.	Сплошные сульфидные руды: а) массивные мелкозернистые, б) массивные с порфировидной структурой, в) полосатые руды.
Оруденелые туфогенно-осадочные породы.	Оруденелые филлиты.

оруденелых тектонических брекчий. Отличительными чертами этих руд являются: парагенетическая ассоциация сульфидов с комплексом вторичных гидротермальных минералов (тремолитом, тальком, хлоритом, карбонатом), развивающихся за счет серпентина и пироксена серпентинизированных перидотитов; разнообразные морфологические формы выделения сульфидов, отлагающихся преимущественно путем замещения и метасоматоза по нерудным минералам (с образованием рудно-силикатных псевдоморфоз по серпентинизированному оливину и пироксену и тонких срастаний с вторичными минералами), явления переотложения сульфидов при процессах гидротермального метаморфизма ультраосновных пород.

Важной особенностью этих руд является также неравномерное развитие процессов оруденения и связанного с ним гидротермального метаморфизма, устанавливаемое как в пределах каждого отдельного участка, так и при сравнении различных участков. В наибольшей степени эти процессы протекают в непосредственной близости к зонам оруденелых тектонических брекчий и постепенно уменьшаются при удалении от них. Этим обстоятельством обусловливается деление вкрапленных руд данного типа на разновидности.

² Возможно, что к этому типу руд относится горизонт убого вкрапленного оруденения в Главной интрузии Каулы, располагающийся согласно с первичной полосатостью интрузивных пород. Однако интенсивно развитые здесь процессы гидротермального метаморфизма затрудняют определение генетического типа сульфидной вкрапленности.

³ Оруденелые гидротермально измененные породы Пильгуярви местами похожи на «серые» руды Каулы, но содержание никеля в них не достигает таких значений, как на Кауле, где процессы гидротермального метаморфизма и связанного с ним рудного метасоматоза развиты более интенсивно.

При сравнении руд Каулы и Пильгуярви устанавливается, что интрузивные породы Каулы вообще сильнее метаморфизованы — перидотиты не только нацело изменены в серпентиниты (без сохранения реликтов оливина), но и повсеместно подвергаются наложенному гидротермальному метаморфизму — очень интенсивно развитым оталькованию и хлоритизации, сопровождающихся рудным метасоматозом. Вблизи тектонических зон исходные ультраосновные породы подвергаются полной переработке с образованием своеобразных метасоматитов — «серых» руд. В Пильгуярви перидотиты местами подвергаются лишь частичной серпентинизации и содержат реликты сохранившегося неизмененного оливина. Наложенные процессы гидротермального метаморфизма развиты не повсеместно и несколько отличаются от аналогичных на Кауле, а именно: в удалении от зоны тектонической брекции они выражены преимущественно развитием tremolита по серпентину и первичным минералам перидотитов, и только непосредственно над оруденелой тектонической зоной наряду с образованием tremolита наблюдается развитие талька, хлорита и карбоната. При этом интенсивность гидротермального изменения пород и оруденения не достигает такой высокой степени как на Кауле, поэтому в Пильгуярви отсутствуют такие полностью переработанные метасоматиты как «серые» руды.

3. Оруденелые тектонические брекции и связанные с ними сплошные сульфидные руды представляют собой иной морфологический тип, чем вкрашенные руды.

Оруденелые тектонические брекции развиты во всех оруденелых участках, но мощность их и степень брекчирования пород не одинаковы. Наиболее мощная брекция наблюдается на Кауле, где от главной сдвиговой зоны ответвляется несколько ветвей оруденелых брекций, проходящих как внутри интрузивного тела, так и местами по его висячему боку.

На участке Пильгуярви зоны оруденелых тектонических брекций менее мощные и ветвление их не происходит (за исключением участка непосредственного соприкосновения Главного и Юго-восточного массивов, разделенных тектонической зоной, отходящей от Главной зоны, которая таким образом здесь раздваивается). Количество сульфидного цемента в оруденелой брекции непостоянно: иногда он составляет более 50% всего объема брекции, иногда же сульфиды образуют лишь узкую пленку между тесно прижатыми друг к другу обломками.

Наиболее богатая сульфидами оруденелая брекция развита на Кауле, на Пильгуярви она, как правило, менее богатая, и местами тектоническая зона морфологически представлена здесь не типичной брекцией, а зоной интенсивной трещиноватости пород.

На Кауле оруденелая тектоническая брекция по морфологическим особенностям делится на две разновидности (табл. 12): а) брекчевые руды; б) брекчиевидные руды.

Сплошные сульфидные руды тесно связаны с оруденелыми тектоническими брекциями, представляя собой рудный цемент последних, обособившийся в отдельные полости. На Кауле по текстурным и структурным особенностям сплошные сульфидные руды делятся на три разновидности: а) массивные мелкозернистые (правильнее сказать равномернозернистые); б) массивные с порфировидной структурой; в) полосатые руды. На участке Пильгуярви сплошные руды разделяли по составу на пирротино-пентландитовые (массивные, с порфировидной структурой) и халькопиритовые.

чены главным образом к контакту сульфидов с ксенолитами вмещающих пород (в оруденелой тектонической брекчии).

Небольшие обособления матовых руд пирротинового и халькопиритового состава были обнаружены и в более верхних горизонтах. Матовые прожилки встречены среди интрузии Каулы (в сульфидной жиле, приуроченной к тектоническому нарушению меридионального простирания в сульфидной жиле, приуроченной к меридиональному сбрую). Особенности минералогического состава и строения необычных руд заслуживает специального изучения.

Строение участков, сложенных матовыми рудами

Разрез участка руд с послерудными тектоническими нарушениями представлен оруденелой тектонической брекчией; вмещающие породы — филлиты. Мощность рудного тела в этой камере в несколько раз меньше, чем в других местах. В лежачем боку оруденелой тектонической брекции вскрыты небольшие апофизы почти вертикального залегания, сложенные сульфидами. Среди сульфидов параллельно контактам апофиз располагаются полоски матовых руд. Мощность отдельных полосок — несколько сантиметров. Полоски матовых руд пространственно приурочены к трещинкам, причем поверхности этих трещин представляют зеркала скольжения. Четкие борозды зеркал скольжения в сульфидах имеют горизонтальное направление, т. е. эти борозды располагаются параллельно простиранию оруденелой тектонической брекции в месторождении.

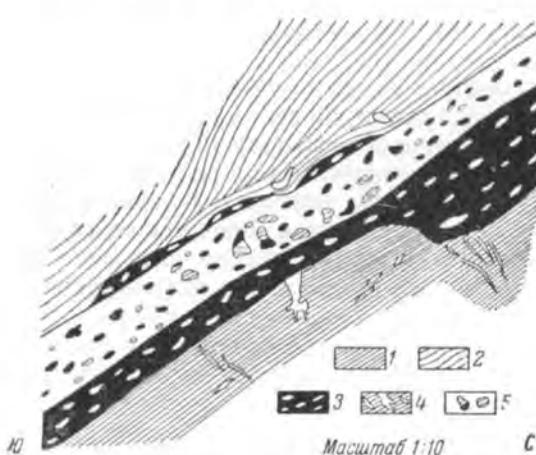


Рис. 138. Послерудное тектоническое нарушение, приуроченное к оруденелой тектонической брекчии.

1 — туффиты; 2 — филлиты; 3 — оруденелая тектоническая брекчия; 4 — карбонатные прожилки в туффитах; 5 — глинистая трещина с обломками пород и сульфидов.

ления, происходившими после кристаллизации минералов в месторождении. Для данного примера направление пострудных нарушений совпадает с направлением дорудных тектонических подвижек.

Дорудные тектонические подвижки привели к образованию окатанных обломков силикатных пород (Н. Елисеев, 1952б). Послерудные нарушения (подвижки) послужили причиной образования окатанных обломков руды (сульфидов) среди глинистого трения (рис. 138, 139).

На другом участке Каулы среди сульфидных руд отмечается полосчатое распределение участков, сложенных матовыми рудами (рис. 140).

Послерудные подвижки (судя по бороздкам зеркал скольжения) были обусловлены горизонтальными подвижками широтного направления.

4. Оруденелые туфогенно-осадочные породы выделяются в особый тип руд, противопоставляемый всем другим рудам, приуроченным к интрузивным породам. На Кауле туфогенно-осадочные породы в наибольшей степени подвергаются оруденению с образованием медноникелевых руд, залегающих ниже оруденелой тектонической зоны. Мощность их по сравнению с мощностью оруденелых серпентинитов, залегающих выше тектонической зоны, сравнительно невелика. Филлиты подвергаются как рудному метасоматозу, так и содержат импренъяции сульфидов в виде вкрапленности и сплошных выделений в мелких полостях отслаивания.

На участке Пильгуярви туфогенно-осадочная толща подвергается оруденению в гораздо меньшей степени, чем на Кауле. Кроме того, оруденелые филлиты и туффиты Пильгуярви отличаются полным отсутствием никельсодержащего сульфида — пентландита.

Глава 21

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ПЕЧЕНГИ

Все медно-никелевые рудопроявления Печенгского пояса приурочены к первично расслоенным дифференцированным интрузиям ультраосновных и основных пород, вдоль нижних контактов которых проходят тектонические зоны разломов сдвигового характера, выраженные преимущественно брекчированием как интрузивных пород, так и вмещающих их туфогенно-осадочных пород. Эти тектонические зоны, ориентированные в общем в широтном направлении, с падением в южных румбах, являются главными рудоконтролирующими структурами.

В условиях крайне неоднородной по литологическому и петрографическому составу слоистой туфогенно-осадочной толщи с пластовыми интрузиями ультраосновных пород сдвиговые движения осуществлялись прежде всего вдоль контактовых поверхностей различных по механическим свойствам пород. Такими поверхностями явились контакты интрузивных тел ультраосновных и основных пород, габбро-диабазов и эфузивных диабазов с филлитами. Как мы видели, почти все отмеченные оруденелые межпластовые сдвиговые тектонические зоны проходят вдоль контактов или вблизи них, срезая мелкие и крутие изгибы пластов и повторяя очертания больших складок.

Геологическое картирование показало также, что межпластовые тектонические зоны располагаются с большей или меньшей равномерностью по всей туфогенно-осадочной толще как по простиранию, так и вкрест простирания. Некоторые близко расположенные зоны по простиранию соединяются между собой посредством ветвей или апофиз.

Прослеживание оруденелых межпластовых тектонических зон показывает, что они непрерывно протягиваются на большое расстояние.

Иную роль в локализации оруденения играют поперечные (меридиональные) тектонические нарушения — взбросы. Поперечные взбросы непосредственно не вмещают сульфидные руды, но при пересечении межпластовых зон резко улучшают в них структурные условия для рудоотложения. Следовательно, участки пересечения межпластовых зон с по-

перечными взбросами следует относить к весьма перспективным для нахождения новых рудных тел.

Важную роль в локализации медно-никелевого оруденения играют ультраосновные породы — серпентиниты. В пределах тектонической зоны рудные тела обычно располагаются в тех участках, где зона идет по контакту или еще лучше пересекает интрузию. Над зонами оруденелых тектонических брекчий, в лежачем боку интрузивных тел, развиваются процессы гидротермального метаморфизма ультраосновных пород, сопровождающиеся их оруденением и превращением во вкрашенные метасоматические сульфидные руды. Интенсивность гидротермальных изменений ультраосновных пород (амфиболизация, оталькование, хлоритизация и карбонатизация), так же как и интенсивность оруденения (и рудного метасоматоза) достигают максимальной степени в непосредственной близости к оруденелой тектонической зоне и постепенно уменьшаются по мере удаления от нее кверху. Таким образом, наиболее богатые вкрашенные метасоматические руды залегают около самой брекции и становятся все более и более бедными в удалении от нее.

При отклонении тектонической зоны от интрузивного тела в филлиты происходит постепенное, но быстрое уменьшение мощности рудного тела вплоть до полного выклинивания сульфидно-никелевых руд и замены их рудой пирротинового состава.

Подчеркивая эту особенность локализации медно-никелевых руд в ультраосновных и основных интрузиях над тектоническими зонами, мы должны далее отметить, что значительная концентрация сульфидов никеля и меди наблюдается только в том случае, если интрузивные породы представлены измененными перidotитами — серпентинитами или их разновидностями. Если же тектоническая зона проходит не по контакту с серпентинитами, а по контакту с габбро, то в ней и в боковых породах или не содержится совсем сульфидов, или же присутствует только один пирротин. При этом не имеет значения, по какому контакту интрузивного тела проходит тектоническая зона — по верхнему или нижнему.

Если интрузия дифференцирована, то практический интерес представляет только ее нижний тектонический контакт серпентинитов с туфогенно-осадочными породами и сами серпентиниты, в которые нередко заходят перистые и сколовые трещины, сопровождающие тектонические зоны и обусловливающие их дробление и мощное вкрашенное оруденение. Если же интрузивное тело не дифференцировано и сложено полностью серпентинитами, то в случае прохождения тектонической зоны по любому из его контактов как сама зона, так и интрузия подвергаются сульфидному медно-никелевому оруденению. Вот почему маломощные серпентинитовые пластовые тела, если они залегают на вероятном продолжении тектонических зон, приходится изучать более внимательно. Иное дело интрузии габбро-диабазов и габбро, которые также встречаются в рудном поле. Они неблагоприятны для локализации вкрашенных медно-никелевых руд; тектонические зоны, проходящие вдоль контактов интрузий габбро-диабазов и габбро, как правило, безрудные.

Процессы гидротермального метаморфизма и оруденения во вмещающих туфогенно-осадочных породах, залегающих ниже тектонических зон, как правило, не имеют широкого развития и только в некоторых случаях распространяются на незначительное расстояние под оруденелой брекцией. Эти обстоятельства обуславливают асимметричное строение рудных тел относительно питающих их зон оруденелых тектонических брекций.

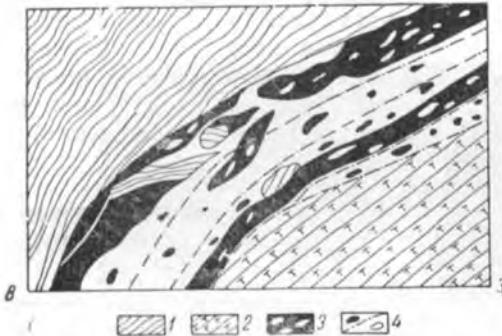


Рис. 139. Строение сульфидной жилы. Зарисовка вертикальной стенки.

1 — филлиты; 2 — туффиты; 3 — сульфиды с обломками породы; 4 — глинистая трещина с обломками породы и сульфидов.

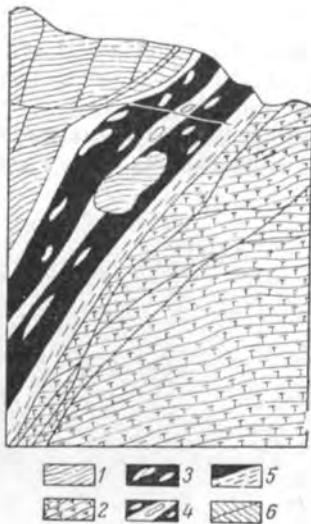


Рис. 140. Строение жилы сплошных сульфидов на участке развития послерудных тектонических нарушений.

1 — филлиты; 2 — туффиты; 3 — ксенолиты силикатных пород в сульфидах; 4 — зоны матовых руд в сульфидах; 5 — глинистая трещина в полости послерудной трещины; 6 — тектонические нарушения во вмещающих породах.



Рис. 141. Струйчатое распространение матовых полосок в андезите.

Темное — ксенолиты вмещающих силикатных пород; серое — полоски, в которых под микроскопом обнаруживаются скопления мелких кристаллов пирита.

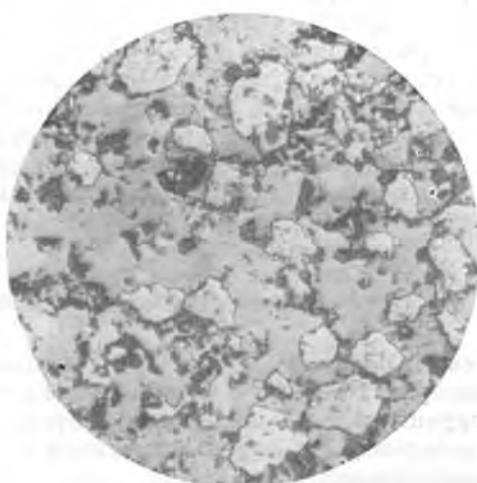


Рис. 142. Развитие вторичного пирита в «матовых» пирротиновых рудах. Серое — пирротин; белое — пирит; черное — ксенолиты силикатных пород, $\times 180$.

Оруденение вдоль тектонической зоны за пределами интрузии, в туф-филлитовой толще также наблюдается лишь на небольшом протяжении и вскоре затухает. Рудные выделения в филлитах, как правило, являются по составу пирито-пирротиновыми, совершенно не содержат никеля и изредка содержат небольшое количество меди.

В расположении вкрашенного сульфидного оруденения внутри никеленосных интрузий, пространственно не связанного с крупными орудененными тектоническими зонами, подмечены следующие закономерности:

а) редкая рассеянная вкрашенность сульфидов встречается во всех без исключения интрузивных телах; между тем сколь-либо существенное вкрашенное сульфидное оруденение отмечено только в отдельных дифференцированных интрузиях; наиболее отчетливо его особенности выступают на участке Пильгуярви;

б) в пределах этих интрузий сгущение вкрашенности сульфидов приурочено к определенным горизонтам — слоям течения в серпентинизированных перидотитах;

в) морфологически сульфидная вкрашенность данного типа представлена сидеронитовой вкрашенностью, кристаллизующейся раньше сульфидов, связанных с гидротермальными процессами, развивающимися вдоль тектонических зон.

Однаковое геологическое положение всех оруденелых участков и развитие аналогичных типов руд в различных участках свидетельствует о том, что все они принадлежат к одному генетическому типу. Структурный контроль в размещении рудных тел определяется их приуроченностью к тектоническим зонам разломов; химический контроль в локализации сульфидных руд определяется связью оруденения с процессами гидротермального изменения и приуроченностью оруденения к ультраосновным породам, легко подвергающимся гидротермальному метаморфизму, сопровождающему оруденение.

Глава 22

О ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУДАХ (МАТОВЫЕ РУДЫ)

Матовые руды местами содержат значительные количества мелких включений пирита. На участках развития пирита пирротиновые руды перекристаллизованы, причем при перекристаллизации у пирротина заметно повышается содержание серы (примерно на 1,5 весового процента). Присутствие в перекристаллизованных рудах пирита и пирротина с повышенным содержанием серы объясняет заметное ухудшение качества файнштейнов из руд нижних горизонтов Каула.

Распространенность перекристаллизованных руд на участке Каула

Участки развития перекристаллизованных руд (матовых руд) обычно приурочены к тектоническим нарушениям, проходящим непосредственно по сульфидам. Такие матовые руды были встречены среди участков сплошных сульфидных руд. На Кауле подобные образования приуро-

Согласно с залеганием этих полос располагается и послерудная тектоническая зона. Мощность зоны 40—50 см, выполнена она глинкой и обломками сульфидов.

Зоны послерудных нарушений в одних случаях проходят по контакту сульфидных жил с вмещающими породами (рис. 138, 139), в других — в центральных частях сульфидных жил (рис. 140). Поверхности сульфидных жил, контактирующие с глинкой трения всегда имеют четкие борозды скольжения (горизонтального расположения).

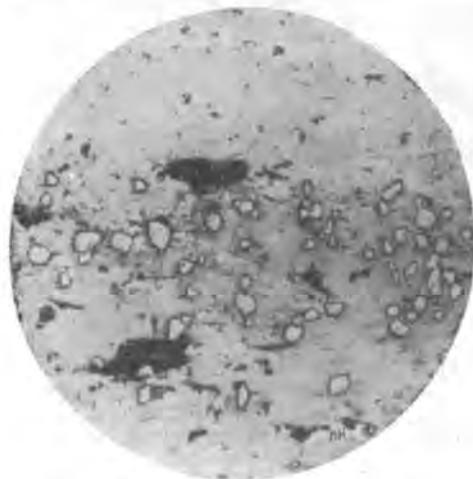


Рис. 143. Полосатое скопление мелких зерен пирита в «матовых» рудах. У пирротина четко выражена кристаллобластическая структура, $\times 60$.

пирит, виолорит, бравоит. Содержание пирита в отдельных участках достигает 30—40% (рис. 142). В рудах четко выражено полосатое распределение матовых участков (рис. 141, 143). Матовые полосы как бы обтекают обломки силикатных пород. При микроскопическом изучении этих руд хорошо заметны полосатые скопления зерен пирита (рис. 143) и четкое удлинение кристаллобластов пирротина (рис. 144 и 145). Полосатое распределение кристаллобластов пирротина возникает при позднейших перегруппировках вещества в сульфидных рудах.

О причинах образования матовых руд

В своей работе Т. Н. Шадлун (1953) отмечает, что в относительно мягких минералах в связи с динамическим воздействием чаще всего возникает три группы преобразований: а) катаклиз или дробление; б) пластические деформации в форме трансляций или скольжения и двойникования; в) перекристаллизация.

Эти формы проявления механических воздействий обычно тесно связаны между собой, однако одна из этих форм нередко имеет преимущественное развитие, что свидетельствует о различной интенсивности и длительности динамических воздействий.

Образование «рудных бластомилонитов» в рудах Мончегорской тундры, как показал В. А. Масленников (1953), произошло под влиянием милонитиза-

Минералогический состав и строение матовых руд

Минералогическое изучение матовых руд устанавливает присутствие в них тех же рудных минералов (пирротина, пентландита, халькоширида, магнетита), которые встречаются в обычных для месторождения Каула рудах. Соотношения между главнейшими рудными минералами примерно такие же, как и в обычных — неперекристаллизованных сплошных сульфидных рудах Каулы. Кроме того, в матовых рудах присутствует

ции и катаклаза, которым сопутствовала перекристаллизация сульфидов.

Возникновение матовых руд Каулы происходило также под влиянием тектонического воздействия, однако катаклаз и милонитизация сульфидов в этих рудах проявлялись неравномерно, менее интенсивно, чем в «рудных бластомилонитах» Монче-тундры.



Рис. 144. Кристаллобластическая структура позднего пирротина на участках развития позднего пирита. Светлое рельефное — пирит; светлое менее рельефное — халькопирит; серое (общий фон) — пирротин; темно-серое — поздний пирротин, $\times 60$.

В матовых рудах Каулы интенсивно проявляется перекристаллизация сульфидов; пирротин образует вытянутые (кристаллобластические) скопления; пентландит располагается цепочками, ориентированными параллельно зеркалам скольжения. Кристаллы пентландита в непосредственной близости к зеркалам скольжения имеют удлиненные очертания; причем длинные оси зерен пентландита располагаются поперек простирания пентландитовых цепочек. Поперечное расположение удлинен-

ных кристаллов пентландита в матовых рудах отражает более позднее образование пентландита. Ориентированное расположение удлиненных зерен пентландита среди матовых руд обусловлено процессами позд-

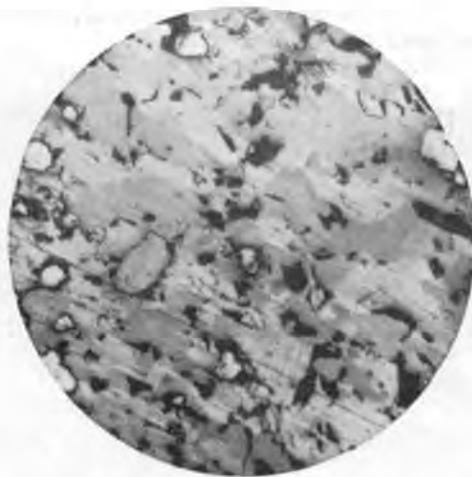


Рис. 145. Матовая руда, структура перекристаллизованного пирротина при большем увеличении, $\times 180$. Рельефные белые зерна — пирит; со слабым рельефом светлое — пентландит; черное — обломки силикатных пород и постериорные силикатные минералы.

нейших перегруппировок вещества в сульфидных медно-никелевых рудах Каулы. Образование кристаллобластических структур пирротина в матовых рудах происходило одновременно с образованием (вторичного по отношению к пирротину) пирита.

Глава 23

О ФОРМАХ ПОРФИРОВИДНЫХ ЗЕРЕН ПЕНТЛАНДИТА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ ОРИЕНТИРОВКЕ В ЖИЛАХ И О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПИРРОТИНА И ПЕНТЛАНДИТА В РУДАХ

Описывая формы развития пентландита среди сульфидных руд, А. Г. Бетехтин отмечает наличие двух генераций пентландита в пирротино-халькокоритовых рудах, а именно, первой — в виде крупных порфировидных зерен, идиоморфных по отношению к пирротину, и второй — в виде мелких пластиначатых пламеневидных, клиновидных и петельчатых образований, возникших в пирротиновых массах как продукт распада твердого раствора.

В отношении порфировидных выделений пентландита там же отмечается, что они большей частью рассеяны в пирротиновой массе спорадически; иногда располагаются в виде цепочки вдоль контактов жил с боковыми породами.

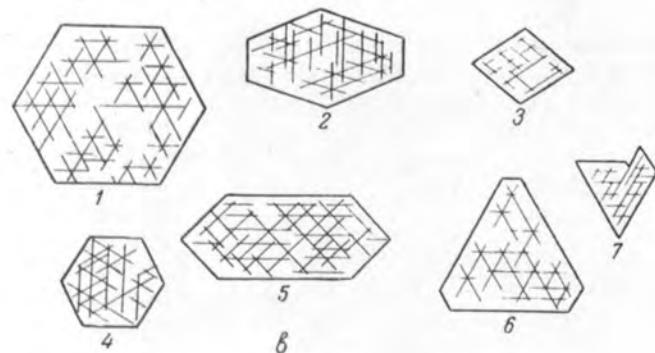
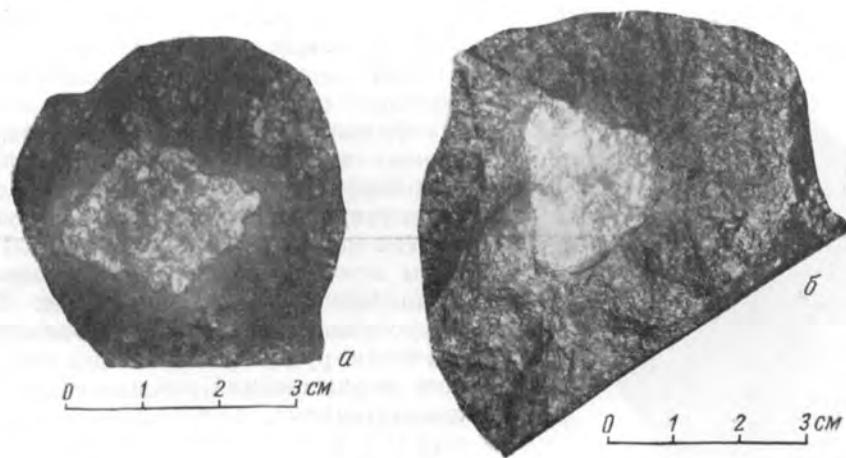


Рис. 146. Кристаллы пентландита с хорошей огранкой.
 а, б — фотографии крупных кристаллов (светлое — пентландит);
 в — схематическое изображение встречаенных в рудах форм сечения
 кристаллов пентландита (штрихи — спайность минералов).

О формах порфировидных зерен пентландита

Порфировидные выделения пентландита шаровидной формы (до 2—3 см в поперечнике) среди сплошных сульфидных руд Ниттис-Кумужъя впервые отметил И. Н. Чирков (1940).

При внимательном рассмотрении сколов и полированных поверхностей сульфидных медно-никелевых руд из разных интрузий Печенги, содержащих порфировидные выделения пентландита, у этих зерен нередко обнаруживаются многоугольные очертания. Границы зерен пентландита с пирротином часто четкие и прямолинейные. При микроскопическом и макроскопическом изучении руд были выявлены следующие формы сечений зерен пентландита: шестиугольные, пятиугольные, а также зерна в виде ромбов и треугольников (рис. 146, а, б, в).

Как видно на рис. 146, а порфировидные кристаллы пентландита имеют ограниченные очертания и достигают 2—3 см в поперечнике.

Ограниченные кристаллы пентландита были встречены в сплошных сульфидных рудах Печенги и Монче-тундры (размер отдельных зерен до 3—5 см в поперечнике) и в оруднелой тектонической брекчии Каулы (размер зерен от 0.5 до 1 см), а также во вкрапленных сульфидах медно-никелевых и титаномагнетитовых с сульфидами рудах района Цага (размер зерен максимально до 0.2—1 мм в поперечнике).

Встречаются различные случаи соотношений оканки кристаллов (очертания зерен) с направлением спайности пентландита. На фотографии, приводимой Рамдором (Ramdohr, 1950, рис. 234), идиоморфное зерно пентландита имеет довольно четкие шестиугольные очертания; направления спайности параллельны очертаниям (оканке) зерна пентландита (образец из Бушвельда).



Рис. 147. Удлиненные зерна пентландита различной формы сечения.

а — пластинчатая эллипсоидальная форма; б — линзовидная форма. Светлое — пентландит; серое — пирротин.

На фотографии, приводимой Рамдором (Ramdohr, 1950, рис. 234), идиоморфное зерно пентландита имеет довольно четкие шестиугольные очертания; направления спайности параллельны очертаниям (оканке) зерна пентландита (образец из Бушвельда).

Встречаются и иные соотношения, когда направления спайности не совпадают с очертаниями порфировидных зерен пентландита.

Порфировидные выделения пентландита часто представляют моно-кристаллы, однако в отдельных случаях зерна составлены из двух-трех сросшихся кристалликов.

Помимо зерен пентландита с многоугольными очертаниями, в сульфидных медно-никелевых рудах Мончे-тундры и Печенги нередко встречаются удлиненные зерна. О размерах удлиненных зерен пентландита можно составить представление по рис. 147.

Удлиненные порфировидные кристаллы пентландита имеют различную форму. На полированных поверхностях и на плоскостях скола у образцов сульфидной руды удлиненные кристаллы пентландита в одних случаях обладают (147, а) пластинчатыми очертаниями, в других (147, б) линзовидными.

В отдельных случаях порфировидные зерна пентландита обладают более сложными очертаниями.

О приуроченности зерен пентландита к ксенолитам горных пород в сульфидных жилах

Порфировидные зерна пентландита нередко образуют скопления около ксенолитов силикатных горных пород (рис. 148). На контакте сульфидных жил с вмещающими горными породами зерна пентландита нередко располагаются в виде цепочек, причем на своем продолжении

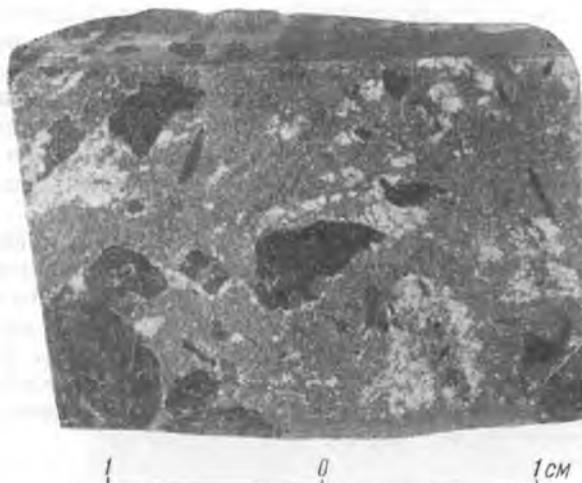


Рис. 148. Приуроченность зерен пентландита к ксенолитам вмещающих горных пород. Темное — ксенолиты серпентинитов; серое — пирротин; светлые зерна — пентландит.

пентландитовые цепочки (жилки) окаймляют ксенолиты пород, находящиеся среди сульфидов вблизи контактов жилы.

Зерна пентландита, приуроченные к ксенолитам силикатных пород, нередко сливаются в одну цепочку — жилку. Такие жилки, состоящие из зерен пентландита, довольно часто встречаются в пирротино-пентлан-

дитовых рудах и нередко прослеживаются на расстояния до 2 м и более как по падению, так и по простиранию рудных тел. Пентландитовые цепочки (жилки) часто содержат карбонаты (кальцит), а иногда и хлорит. Пентландито-карбонатные жилки на своем продолжении, так же, как пентландитовые цепочки у контактов рудных тел окаймляют ксенолиты силикатных пород (рис. 148). Пентландитовые и пентландито-карбонатные цепочки располагаются как параллельно, так и под углом к контакту сульфидных жил с вмещающими породами.

Полосатые текстуры в пирротино-пентландитовых рудах

В сплошных сульфидных рудах рудопроявлений Ниттис-Кумужъя (Монче-тундра), Каула, Каммикиви и Пильгуярви (Печенга), а также в оруденелой тектонической брекции Каулы и Каммикиви обнаружены полосатые текстуры руд.

Полосатость сульфидных медно-никелевых руд в разных случаях проявляется по-разному:

а) послойным чередованием полос пирротинового состава с полосами, обогащенными порфировидными (приближительно изометрическими) кристаллами пентландита;

б) чередованием полос пирротинового состава с полосами, обогащенными пентландитом, пентландит в этом случае представлен удлиненными зернами, ориентированными осьми косо по отношению к направлению полосатости руды;

в) присутствием среди пирротина пентландитовых цепочек, составленных из удлиненных (идиоморфных по отношению к пирротину) зерен пентландита, расположенных перпендикулярно полосатости руды.

Примеры полосатых текстур сульфидных медно-никелевых руд приводятся на рис. 149, а, в. Как видно на рис. 149, а, в рудах с послойным чередованием полос различного состава (пирротинового и пентландитового) в отдельных участках изометрические зерна пентландита обладают ограниченными очертаниями.

В одной из жилок пирротино-пентландитового состава мощностью 2—3 см пентландит приурочен к одному из контактов жилки с филлитами. Пентландит в этой жилке составляет около 40% от общего объема жилки и представлен удлиненными зернами, ориентированными длинными осьми косо по отношению к направлению стенки жилки (рис. 150). В другой сульфидной жилке удлиненные кристаллы пентландита приурочены к слегка волнистой поверхности, расположенной в центральной части пирротиновой жилы (рис. 149, б).

Полосатые пирротино-пентландитовые руды с почти изометрическими зернами пентландита на продолжении одной и той же жилы переходят в полосатые руды, с удлиненными зернами пентландита ориентированными косо по отношению к полосатости руды.

Среди сплошных сульфидных руд, в которых отмечаются полосатые текстуры, полосы, обогащенные зернами пентландита, часто располагаются согласно направлению контактов жилы. Однако в некоторых случаях такие полосы ориентированы косо к kontaktам жилы. Косое расположение полосок, обогащенных зернами пентландита, по отношению к стенкам жилы наиболее часто встречается в местах раздузов или пережимов жил. В этих же участках жил встречаются случаи раздвоения полосок, состоящих из зерен пентландита.

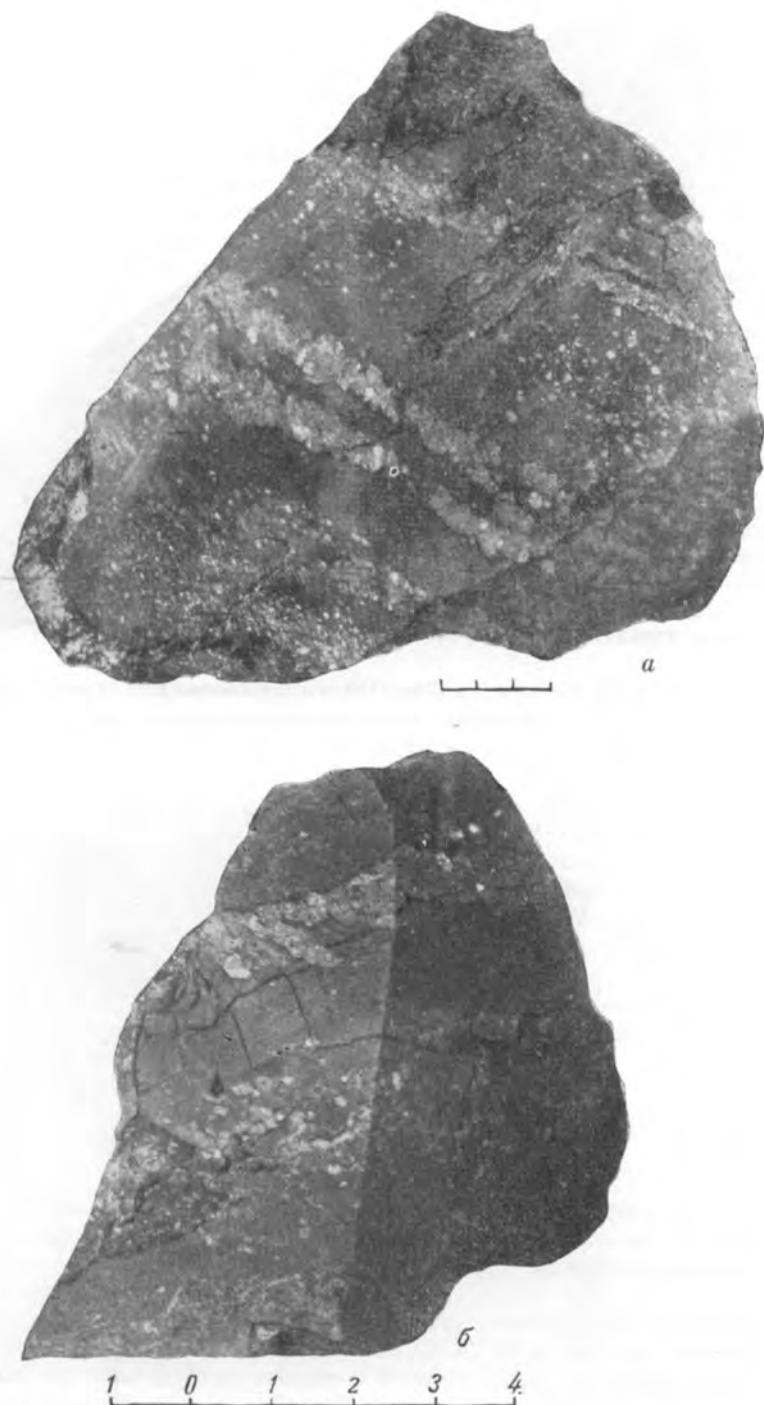


Рис. 149. Полосатые текстуры в пирротино-пентландитовых рудах.
 а — послойное чередование полос пирротинового состава (серое) с полосами, обогащенными порфировидными кристаллами пентландита (светлое); б — чередование полос пирротинового и пентландитового составов с удлиненными кристаллами пентландита, ориентированного косо к направлению полосатости руды; в — гребенчатая структура в жилах пентландита среди пирротина.



Рис. 149. (продолжение).

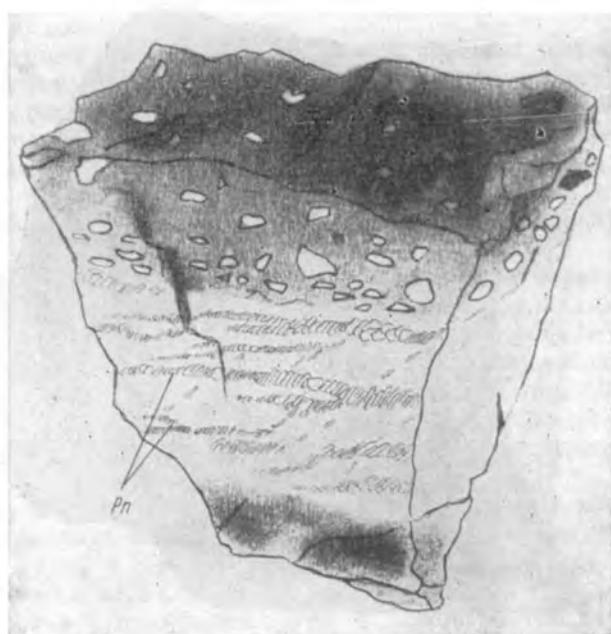


Рис. 150. Формы выделения зерен пентландита в мелкозернистой и крупнозернистой (темно-серое) пирротиновой руде, расположенной на контакте сильно оруденелых серпентинитов с оруденелой тектонической брекчией.

Значительный интерес представляют сплошные сульфидные руды, в которых удлиненные зерна пентландита (идиоморфные по отношению к пирротину) расположены перпендикулярно к полосатости руды (рис. 149). В последнем случае, когда удлиненные кристаллы пентландита располагаются перпендикулярно к полосатости руды, руда обладает гребенчатой структурой. Кристаллы пентландита вдаются в пирротин в обе стороны от центра цепочки зерен пентландита на разную для каждого зерна глубину. В центральных частях гребенчатых цепочек зерен пентландита присутствуют зерна карбонатов и хлорита. Цепочки зерен пентландита гребенчатого строения, развивающиеся среди пирротина, в отдельных случаях разветвляются (рис. 149, в) и представляют жилки пентландитового состава, рассекающие пирротин.

Пентландитовые жилки гребенчатого строения встречаются как среди крупнозернистого пирротина, так и в мелкозернистом милонитизированном пирротине.

Выше отмечались различные случаи проявления полосатости в пирротино-пентландитовых рудах. Однако полосатые текстуры встречаются также и в рудах, содержащих значительные количества халькопирита.

Полосатые текстуры в халькопирито-пирротино-пентландитовых рудах

Полосатость в халькопирито-пирротино-пентландитовых рудах Каулы выражена чередованием полос пирротинового состава с полосами, состоящими из халькопирита. Зерна пентландита приурочены главным образом к пирротиновым полосам (рис. 150, 151). В пирротиновых полосках встречаются цепочки зерен пентландита гребенчатого строения. В этих рудах пирротин метасоматически замещается халькопиритом, однако пентландитовые зерна остаются незамещенными. Халькопирит зубцами вдается в пирротино-пентландитовую руду. В случаях, когда такие зубцы имеют значительную протяженность, между халькопиритовыми и пирротиновыми полосами наблюдаются почти параллельные и прямолинейные границы.

Своебразную текстуру, напоминающую трахитоидную текстуру горных пород, можно было наблюдать в мелкозернистой милонитизированной и перекристаллизованной руде на Каммикиви (рис. 152).

Линейные текстуры пирротино-пентландитовых руд

Выше отмечалось, что среди пирротино-пентландитовых руд нередко встречаются порфировидные зерна пентландита с удлиненными очертаниями. Удлиненные кристаллы пентландита имеют эллипсоидальные, линзовидные и пластинчатые очертания.

Длинные оси удлиненных зерен (кристаллов) пентландита располагаются различным образом в сульфидных жилах: а) параллельно стенкам сульфидных жил; б) косо по отношению к стенкам жил; в) перпендикулярно к контактам жил.

Различные способы ориентировки удлиненных зерен пентландита в сульфидных рудах изображены на рис. 153.

Линейная ориентировка имеется не только у отдельных удлиненных зерен пентландита, в жилах нередко ориентировано располагаются сростки из двух-трех зерен пентландита.



Рис. 151. Полосатые текстуры в халькопирит-пентландит-пиротиновых рудах. Халькопирит (светло-серое) зубцами вдается в пирротино-пентландитовую руду. Пирротин (темно-серое) метасоматически замещается халькопиритом, пентландит (светлые серые зерна) присутствует среди пирротиновых полосок в виде цепочек зерен поперечно-шестоватого строения.



Рис. 152. Пластинчатые зерна пентландита в мелкозернистой (миллонитизированной) руде.

Удлиненные зерна пентландита имеют различную форму:

- а) кристаллы (зерна) пентландита, расположющиеся параллельно общему простиранию сульфидных жил, имеют линзовидную или пластинчатую форму;
- б) кристаллы пентландита, расположенные длинными осями косо по отношению к контактам жил, обладают эллипсоидальными или линзовидными очертаниями;
- в) в случаях, когда кристаллы пентландита составляют цепочки с гребенчатой текстурой, зерна пентландита по виду напоминают столбики.

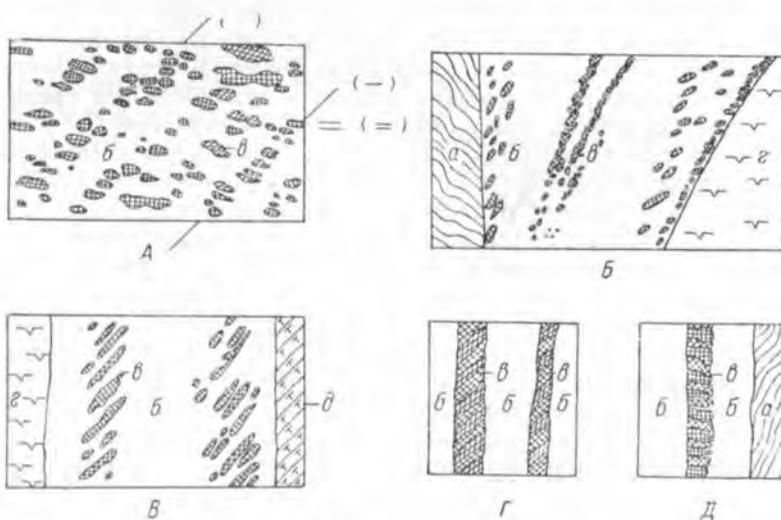


Рис. 153. Линейные текстуры в пирротино-пентландитовых рудах. Различные случаи ориентировки удлиненных зерен пентландита в жилах.

A — удлинение зерна пентландита параллельно стенам жил; *B, В, Г* — косое расположение вытянутых зерен пентландита по отношению к стенкам жил и к полосам, обогащенным зернами пентландита; *Д* — удлинение вытянутых зерен пентландита, расположенных поперек простирации жил, *а* — филлиты; *б* — пирротин; *в* — пентландит; *г* — серпентиниты; *д* — туффиты.

Пластинчатые кристаллы пентландита имеют размеры до 1 см в длину и 0,1 см в толщину.

Такие сравнительно крупные кристаллы пентландита встречаются среди мелкозернистых милонитизированных пирротинохалькопиритовых руд, причем пластинчатые кристаллы своим удлинением располагаются параллельно плоскости милонитизации.

Удлиненные кристаллы пентландита вытянуты параллельно плоскости спайности (111) минерала, что особенно отчетливо выражено у пластинчатых кристаллов. Направления спайности и у линзовидных и эллипсоидальных зерен также параллельно их удлинению. Кристаллографическое направление, по которому удлинены такие зерна пентландита, хорошо определяется по характеру отблесков от шлифованной поверхности пирротиновой руды, содержащей порфировидные удлиненные кристаллы пентландита. Направление удлинения кристаллов пентландита совпадает с одним из ребер октаэдра (110), (101) и (011).

Выводы из наблюдений над формами развития пентландита в сульфидных рудах

Морфология кристаллов пентландита

В противоположность существующему мнению об отсутствии ограниченных кристаллов пентландита в сульфидных рудах, наши исследования установили наличие хорошо выраженных кристаллов с разнообразными кристаллографическими формами этого минерала. Выше отмечалось, что в одних случаях огранка кристаллов пентландита параллельна спайности минерала, в других — грани располагаются косо по отношению к спайности. В первом случае наиболее вероятная форма кристаллов пентландита октаэдр. При косом расположении граней к спайности эти грани имеют более сложные символы, чем у октаэдрической спайности.

Отсутствие самостоятельных вне пирротиновой руды ограниченных кристаллов пентландита не позволило применить оптический гониометр для исследования морфологии ограниченных кристаллов пентландита. Тем не менее у пентландита, так же как и у других рудных минералов, редко образующих самостоятельные выделения, представляется возможным выявить морфологию кристаллов. Для этой цели может быть применен рентгенометрический метод определения морфологически важных граней кристаллов, предложенный В. И. Михеевым и И. И. Шафрановским (1949). Согласно этому методу, главнейшими в морфологическом отношении являются те грани, плоские сетки которых дают наиболее интенсивные линии на рентгенограммах порошка. При этом порядок важности граней соответствует убыванию величины межплоскостного расстояния (d^*/n).

Применяя этот метод к пентландиту можно выявить, что важнейшими в морфологическом отношении являются грани: (311), (111), (331), (511), (110). Наиболее важными гранями у пентландита, обладающего симметрией $Fm\bar{3}m$, являются тригонтриоктаэдр (311) и октаэдр (111).

Грани порфировидных кристаллов пентландита, располагающиеся косо по отношению к спайности, по всей вероятности, представляют грани многогранника (311). Грани, располагающиеся параллельно спайности, принадлежат октаэдру.

Генезис некоторых полосатых и линейных текстур в сульфидных рудах

Обнаружение полосатости и линейности в сульфидных пентландит-содержащих рудах Монче-тундры и Печенги в первый момент приводило к мысли, что среди пентландито-пирротиновых руд мы находим те же структуры, какие характерны для изверженных горных пород. На основании внешнего сходства со структурами течения горных пород послойное чередование слоев пирротинового и пентландитового состава в сульфидных жилах предполагалось объяснить кристаллизацией сульфидов во время движения рудного расплава (Масленников, 1956).

Более детальное рассмотрение пирротино-пентландитовых жил показывает, что руды, слагающие эти жилы, обладают текстурами, отличными от текстур изверженных и метаморфических горных пород.

В случаях, когда удлиненные кристаллы пентландита располагаются косо к стенкам жил, ориентировка таких кристаллов в жилах совпадает с направлением перистых трещин во вмещающих горных породах.

На рис. 149 приводится случай, когда кристаллы растут, используя систему мелких трещин, ответвляющихся от более крупной волнистой трещины, расположенной в центре жилы пирротинового состава. В другой жиле удлиненные кристаллы пентландита растут от контакта сульфидной жилы с филлитами, используя, как и в первом случае, систему перистых трещин.

В образовании линейно-ориентированного расположения зерен пентландита большую роль играли тектонические подвижки, приводившие к образованию перистых трещин в пирротине, которые выполнялись пентландитом. Однако тектонические движения (подвижки), происходившие в период кристаллизации пентландита, были слабыми и обычно не приводили к милонитизации руды. Такие подвижки приводили лишь к образованию трещин в пирротине. Об использовании пентландитом трещинок среди пирротина говорит наличие в рудах разветвляющихся цепочек (жилок), состоящих из зерен пентландита (рис. 154).

При образовании цепочек (жилок) зерен пентландита с гребенчатым строением также имели большое значение тектонические нарушения в пирротине, так как и здесь кристаллы пентландита во время своего роста использовали трещины в пирротине. Рост кристаллов пентландита в обе стороны от трещины на разную глубину в направлении, перпендикулярном к трещине, свидетельствует о том, что в данном случае мы имеем дело со своеобразными структурами метасоматического роста пентландита, развивающегося за счет пирротина.

Как в случаях использования пентландитом перистых трещин в пирротине, так и в жилках гребенчатого строения пентландит образуется позже пирротина путем выполнения трещинок и метасоматического замещения пирротина. Таким образом, полосатость в сульфидных (пирротино-пентландитовых) рудах возникла не во время отложения руд, а в более поздние этапы формирования сульфидных жил.

Закономерно ориентированные текстуры руд (полосатые и линейные), описанные выше, можно разделить на текстуры выполнения и текстуры метасоматического замещения.

К текстурам выполнения относятся такие, которые возникают при кристаллизации крупных кристаллов пентландита в перистых трещинах среди пирротина. Закономерно ориентированные перистые трещины служили путями циркуляции растворов, из которых кристаллизовались закономерно ориентированные линейно-параллельные кристаллы пентландита. При выполнении перистых трещин частично происходило и метасоматическое замещение пирротина пентландитом.

Изучение перистых трещин имеет большое значение для решения вопросов минерального парагенезиса в нетрологии (Полканов, 1950). Рис. 147 и 149, б хорошо иллюстрируют роль перистых трещин при формировании сульфидных медно-никелевых руд.

К текстурам метасоматического замещения относятся полосатые текстуры с гребенчатой формой развития призматических кристаллов пентландита, растущих поперек к трещинке. Такая форма развития полосатых текстур с линейно ориентированным расположением кристаллов пентландита, растущих за счет метасоматического замещения пирротина, интересна с двух точек зрения. Во-первых, она является примером ориентированных узоров, возникающих при метасоматическом замещении. Как известно, «узоры метасоматического замещения» имеют атектонитовое строение (Н. Елисеев, 1953а). В данном же случае трещинка, вдоль которой разрастались гребенчатые жилки пентландита, оказывала ориенти-



a

0 1 2 3 4 5



б

0 1 2 3 4 5

Рис. 154. *а* — разветвляющиеся жилы (цепочки зерен) пентландита — светлое, среди пирротина — серое; *б* — другой образец, около обломков вмещающих пород, кроме жил, наблюдаются пентландитовые оторочки.

рующее влияние. Кристаллы пентландита росли поперек трещинки, образуя своеобразные узоры роста. Во-вторых, гребенчатые жилки пентландита представляют очень хороший пример метасоматических жил (Коржинский, 1953).

Природа крупных порфировидных с хорошей огранкой кристаллов пентландита в сульфидных рудах

По первому впечатлению крупные, хорошо ограненные кристаллы пентландита (рис. 146) можно принять за порфировидные выделения пентландита, минерала, который кристаллизовался из рудного расплава или раствора ранее пирротина и приобрел вследствие этого идiomорфные формы по отношению к зернам пирротина. Такого мнения и придерживаются А. Г. Бетехтии и А. Д. Генкин (1951). Однако, как было показано выше, крупные порфировидные кристаллы пентландита выполняют перистые трещины в пирротине и в этом случае устанавливается иная последовательность кристаллизации сульфидных минералов: формирование пирротиновой руды → возникновение перистых трещин → кристаллизация пентландита.

Удлиненные призматические кристаллы пентландита, растущие в обе стороны от трещинок перпендикулярно по отношению к ним (рис. 149, 6, 150), возникают при метасоматическом замещении пирротина пентландитом. И в этом случае идiomорфные кристаллы пентландита кристаллизуются позднее пирротина.

Изображенные на рис. 149, а примеры правильного послойного расположения округлых (нередко ограненных) кристаллов пентландита также нельзя рассматривать в качестве первичных (кристаллизовавшихся из расплава или раствора) кристаллов. Так же как и крупные кристаллы в гребенчатых жилах, так и изометрические кристаллы кристаллизовались позднее пирротина. Об этом говорит то, что на продолжении одних и тех же полос, обогащенных кристаллами пентландита и расположенных среди пирротина, встречаются кристаллы, приуроченные к перистым трещинам в пирротине, и кристаллы с огранеными очертаниями. Кристаллы с хорошей огранкой иногда через несколько сантиметров сменяются удлиненными зернами пентландита. Отсюда следует, что ограненные кристаллы пентландита представляют более поздние, чем пирротин, образования, возникшие метасоматическим путем. Последнее указывает на то, что порфировидные кристаллы пентландита представляют собой метакристаллы.

Таким образом, кристаллизация порфировидных зерен пентландита происходила не ранее и даже не одновременно с пирротином, а несколько позднее пирротина, при более поздней перекристаллизации сульфидных руд и метасоматическом замещении пирротина пентландитом. Поэтому правильнее называть крупные кристаллы пентландита не порфировидными выделениями, а порфиробластами.

В пирротине нередко встречаются пластинчатые и пламеневидные включения пентландита, закономерно ориентированные по отношению к структуре пирротина и детально описанные А. Д. Генкиным (1955). Рассмотрение особенностей таких структур будет сделано в главе 24.

Последовательность кристаллизации пирротина и пентландита и влияние тектонических нарушений (деформаций) на перекристаллизацию руд

Основным критерием для суждения о последовательности образования минералов в рудах служат структурные соотношения между минералами. Однако на основании неполных данных различными исследователями

одни и те же структурные взаимоотношения между минералами объясняются по-разному.

При изучении медно-никелевых руд на первом этапе структурные соотношения пирротина и пентландита истолковывались как результат последовательного выделения этих минералов из раствора, причем пентландит, согласно этому представлению, выделялся после пирротина (Campbell a. Knight, 1907; Uglow, 1911; Tolman a. Rogers, 1916; Wandke a. Hoffman, 1924, и др.); некоторые авторы отмечали случаи замещения пирротина пентландитом. По Баддингтону (Buddington, 1924), пентландит кристаллизовался частично одновременно с пирротином, частично после пирротина.

Шнейдерхен и Рамдор (Schneiderhöpp a. Ramdohr, 1931) выделили две генерации пентландита — «независимый» и возникший при распаде твердого раствора в пирротине. Шнейдерхен указывает на первичное, но более позднее, чем пирротин, образование самостоятельных зерен пентландита.

В более позднее время исследователи (Чирков, 1940 г.; Бетехтин, 1940; Бетехтин и Генкин, 1951, и др.) склоняются в пользу более раннего образования пентландита, отмечая большой идиоморфизм самостоятельных выделений пентландита и отсутствие позднейших перегруппировок вещества в сульфидных пентландитсодержащих рудах.

Распространенное в настоящее время представление о наличии в сульфидных рудах двух генераций пентландита рядом авторов оспаривается. По их мнению, все многообразие форм развития этого минерала является результатом одного процесса: по Эдвардсу (Edwards, 1947), — распада твердого раствора, или, по Камерону (Cameron, 1943), — метасоматоза пирротиновых агрегатов никеленосными растворами.

Интересно отметить, что Рамдор (Ramdohr, 1955) пламеневидные вrostки пентландита в пирротине относит к структурам, возникающим при повторном нагревании руды. Эта идея впервые в 1952 г. была высказана Холли и Хьюиттом. В более ранних высказываниях Рамдор подобные структуры относил к продуктам распада твердого раствора.

Приведенные новые данные (стр. 255) говорят о формах развития порфиробластов пентландита, а также о структурных соотношениях между пентландитом и пирротином. Эти примеры указывают на то, что степень идиоморфизма минералов не всегда отвечает последовательности образования минералов. Идиоморфные порфировидные кристаллы пентландита (иногда с ограниченными очертаниями) образуются позднее пирротина, что особенно четко видно на жилках (цепочках) зерен пентландита с гребенчатой структурой.

При формировании кристаллов пентландита большую роль играли тектонические нарушения (деформации) в пирротиновой руде. При микроструктурном изучении сульфидных рудопроявлений (Н. Елисеев, 1953б) было установлено, что такие минералы, как кварц и альбит, присутствующие среди руд, не носят следов деформаций. Отсюда было установлено, что сначала возникла тектоническая зона, а затем в спокойной обстановке при отсутствии сильных тектонических движений происходило рудоотложение.

Данные, приведенные в настоящем разделе, свидетельствуют о том, что тектонические движения, хотя и незначительной интенсивности, продолжались и во время рудоотложения. Тектонические нарушения среди пирротина служили путями, по которым происходило отложение пентландита и метасоматическое замещение пирротина пентландитом.

Глава 24

ОБ УСЛОВИЯХ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ
В РУДАХ

Физико-химические условия образования минералов в рудах

Нередко при объяснении генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений ссылаются на работу Г. Г. Уразова и Н. А. Филина (1938), при этом указывая на некоторое несовпадение природных процессов кристаллизации сульфидов с процессами кристаллизации искусственных минералов в системе железо—никель—серы.

Образование порфировидных зерен пентландита, как указывают А. Г. Бетехтий и А. Д. Генкин (1951), не может быть объяснено при помощи диаграммы бинарной системы $\text{FeS}-\text{Ni}_3\text{S}_2$, предложенной Г. Г. Уразовым и Н. А. Филиным (1938) на основании экспериментальных исследований (рис. 155).

В самом деле диаграмма этой системы показывает, что пентландит занимает промежуточное положение между никелистым пирротином (с содержанием никеля до 3%) и Ni_2S_3 , т. е. иными словами являются двойным химическим соединением в системе троилит—хизлевудит. Для того чтобы из расплава кристаллизовались зерна (самостоятельные) пентландита в качестве продуктов первой кристаллизации, необходимо, чтобы расплав содержал не менее 30% никеля, в то время как в природных условиях самостоятельные «порфировидные» зерна пентландита образуются в рудах с содержанием никеля в 5–6%.

Согласно экспериментальным данным, из раствора с таким содержанием никеля кристаллизация начнется с выделения никелистого пирротина примерно при температуре 1150° С, далее по мере падения температуры будут кристаллизоваться зерна никелистого пирротина с изменяющимся составом (с повышением содержания изоморфного никеля). При температуре 870° С наступает инконгруэнтное превращение, появляется третья фаза — твердые кристаллы пентландитового состава. При этой температуре равновесие инвариантное, пока не исчезнет одна из трех фаз: никелистый пирротин, расплав или пентландитовая твердая фаза. При содержании никеля в исходном расплаве в 5–6% реакция между выделившимися кристаллами никелистого пирротина и расплавом, обогащенным никелем (на фазовой диаграмме расплав содержит до 42% никеля), закончится с образованием агрегатов зерен никелистого пирротина в количестве 82% и зерен пентландита — 18%, располагающихся в промежутках между зернами никелистого пирротина. Никаких порфировидных зерен пентландита, согласно экспериментальным данным, образовываться не может.

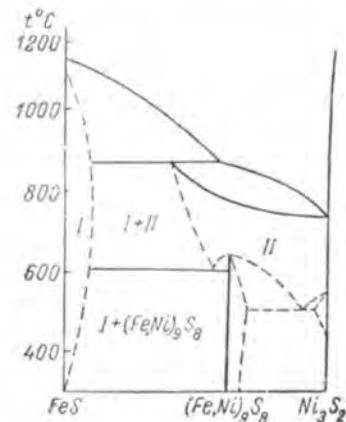


Рис. 155. Бинарная система $\text{FeS}-\text{Ni}_3\text{S}_2$ (по данным Г. Г. Уразова и Н. А. Филина, 1938).

I — твердые растворы никеля в FeS ; II — область твердого раствора, богатого никелем; I+II — область несмесимости твердых растворов.

Чтобы как-то увязать противоречие результатов кристаллизации сульфидного расплава с наблюдаемыми в природе процессами кристаллизации рудных минералов, А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин делают поправку на содержание летучих веществ, главным образом воды, в природных гидротермальных растворах. Такое допущение как будто бы приближает изученную систему троилит-хизлевудит к природным условиям, тем более, что при такой поправке должна значительно понизиться температура кристаллизации твердых фаз. А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин (1951) делают другое допущение, основанное на опыте экспериментальной петрографии; они предполагают, что прибавление воды не только понижает температуру кристаллизации твердых фаз, но и сдвигает эвтектическую точку (пирротин+пентландит) влево, т. е. в область с меньшим содержанием никеля.

Противоречия остаются даже при двух допущениях, указанных выше. Дело в том, что если обратиться к диаграмме бинарной системы троилит—хизлевудит, то видно, что при кристаллизации из расплава кристаллизоваться может пентландит лишь с резко повышенным содержанием железа. По мере падения температуры растворимость железа в пентландите понижается, что неизбежно должно было приводить к возникновению структур распада с вростками пирротина в пентландите, чего на самом деле никогда в природных рудах не наблюдалось. Таким образом, диаграмма кристаллизации сульфидных расплавов указывает на то, что при кристаллизации из расплава должны были скорее образоваться структуры распада твердого раствора в пентландите, чем даже в пирротине.

Но самое главное еще не в этом. Рассматривая диаграмму плавкости сульфидов, нетрудно заметить, что наиболее высокотемпературным сульфидом железа является троилит, более сернистые пирротины образуются при значительно пониженных температурах. Так, троилит, согласно диаграмме Г. Г. Уразова и Н. А. Филина (1938), кристаллизуется при температуре 1150° С, тогда как никелистый пирротин (в природе обычно более сернистый) при более низких температурах — вплоть до 870° С. Имея в виду, вероятно, именно такую зависимость состава пирротина от температуры кристаллизации, А. Г. Бетехтин (1953) высказывает предположение, что по отсутствию в рудах троилита можно судить о температуре начала кристаллизации сульфидов, которая едва ли превышала 300° С, что соответствует допускаемым температурам образования обычных гидротермальных месторождений.

При кристаллизации из расплавов наличие серы резко снижает температуру кристаллизации, поэтому неудивительно, что из сульфидного расплава очень трудно получить троилит. Так, из расплава, содержащего избыток железа (до 35 % по отношению к сульфиду железа), кристаллизуется не троилит, а пирротин со значительным избытком серы. Для получения троилита, как отмечали Веселовский и Л. Г. Ченцова в 1938 г., необходим неоднократный отжиг сульфида железа и повышенная температура.

Совсем иные результаты дают эксперименты при изучении зависимости состава пирротина от температуры кристаллизации из раствора (Э. Елисеев, 1958а). На основании экспериментальных данных устанавливается, что предельное насыщение пирротина серой повышается с увеличением температуры раствора. Так, при 300° С не может кристаллизоваться пирротин с большим содержанием серы, чем Fe_2S_8 . При 565° С не более, чем у Fe_5S_8 , а при 650° С — не более, чем у Fe_4S_5 .

Из раствора значительно труднее получить твердую фазу с дефектной кристаллической решеткой, причем более дефектная структура твердой

фазы (т. е. с большим избытком серы) может быть образована лишь при повышенных температурах. Отсюда следует, что троилит в гидротермальных условиях является наиболее низкотемпературным сульфидом железа. Поэтому отсутствие троилита в рудах никак не может явиться косвенным указанием на низкую температуру кристаллизации сульфидов в медно-никелевых месторождениях, как это указывает А. Г. Бетехтин.

Таким образом, рассмотрение диаграммы кристаллизации расплавов в системе $FeS-Ni_3S_2$ приводит к заключению о неприменимости диаграммы к объяснению природных процессов кристаллизации сульфидных минералов в медно-никелевых месторождениях.

Экспериментальные исследования Г. Г. Уразова и Н. А. Филина (1938), Я. И. Ольшанского (1950) и других далеки от природных условий и не позволяют проводить аналогии между экспериментальными данными и природными процессами рудообразования. Об этом убедительно свидетельствует различная тенденция к насыщению серой пирротинов, кристаллизовавшихся из расплавов и растворов. Необходимо приблизить условия, в которых производится эксперимент к природным условиям.

О парагенезисах минералов в рудах

А. Г. Бетехтин (1953) подчеркивает, что в изучении геохимических особенностей процессов рудообразования большую помощь оказывает метод парагенетического анализа, разработанный Д. С. Коржинским. Изучение равновесных ассоциаций, т. е. групп совместно образовавшихся минералов, отвечающих определенным стадиям развития процессов минералообразования, оказалось весьма плодотворным и открыло новые пути в исследовании руд (Бетехтин, 1951).

По А. Г. Бетехтину, парагенезис — совместное образование, а не просто соприкосновение минералов. В каждую парагенетическую группу следует включать только те минералы, которые возникли на определенной стадии минералообразования.

Среди сульфидов Печенгских рудопроявлений нередко в графическом прорастании присутствуют постериорные силикатные минералы. Такие срастания рудных инеральных минералов имеют место как во вкрашенных, так и в сплошных сульфидных рудах.

Исходя из приведенного выше определения парагенезисов, рудные минералы и постериорные силикатные минералы и карбонаты сульфидных медно-никелевых рудопроявлений Печенги мы должны рассматривать в качестве парагенетических ассоциаций.

В рудах Печенги выделяются различные парагенетические равновесные ассоциации сульфидов и гидротермальных (постериорных) минералов: например, пирротина (1) с хлоритом и ассоциации пирротина (2) с карбонатом (табл. 13). Об этом свидетельствует своеобразная рудная брекчия, в обломках которой присутствует пирротин с графическими прорастаниями хлорита, а цементом рудной брекчии служит кальцит и пирротин иного (чем в обломках) состава и облика. Как будет показано ниже, пирротин из обломков и из цемента представляет различные генерации этого минерала, имеющие разный состав.

Учитывая различия в температурах образования для пирротина и вместе с ним — для жильных сульфидных образований, можно установить продолжительный температурный интервал кристаллизации хлорита и кальцита (см. главу 36).

Таблица 13

Генерации пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах

Генерация пирротина	Парагенезис данной генерации	Содержание серы (в атомн. %)	В каких месторождениях отмечено его присутствие (отдельные примеры)
1	Пирротин + хлорит.	54.35	Каула, жильное оруденение (Печенга).
2	Пирротин + карбонат.	53.28	Там же.
3	Пирротин из сплошных сульфидных жил.	52.1; 52.5	Различные руды Печенги и Мончегорска.
<i>Кристаллизация халькопирита в рудах</i>			
4	Пирротин из жилочек, рассекающих халькопирит.	52.50	Мончегорск (глубинное медное оруденение). Такой же пирротин имеется и в Норильске.
<i>Перекристаллизация и милонитизация (на поздних этапах рудообразования)</i>			
5	{ Пирротин + пирит. Пирротин без пирита.	53.14 —	Каула (Печенга), Нитти-Кумужъя (Мончегорск). Каммикиви (Печенга).

Парагенезисы сульфидов с постериорными минералами наблюдаются не только в Печенге, но и в Мончегорске и Норильске. Постоянный парагенезис сульфидов с биотитом в норильских рудах отмечен М. Н. Годлевским. В Мончегорске для сульфидных медно-никелевых вкрапленных руд Э. И. Елисеев (1953а) отмечает следующие парагенезисы:

Активолитовая роговая обманка + магнезит
 Активолитовая роговая обманка + сульфиды (пирротин + пентландит)
 Хлорит + магнетит
 Сульфиды + тальк
 Сульфиды + хлорит
 Сульфиды + карбонаты

В. А. Масленниковым для участка Нитти-Кумужъя было показано, что мощность зон околоврудных изменений значительно превышает мощность сульфидных жил.

Точные сведения о парагенетических ассоциациях минералов в сульфидных медно-никелевых рудах не могут быть получены без учета последовательности выделения минералов в рудах и наличия различных генераций, минералов, особенно рудных. Поэтому следует остановиться на этих вопросах.

О генерациях рудных минералов

Хорошим примером наличия в рудах нескольких генераций пирротина служат руды Каулы, где наличие обломков пирротина среди кальцито-пирротиновых жилок неоспоримо указывает на существование двух ранних генераций пирротина. В этом же участке интрузии Каула отмечается разновозрастность в образовании оруденелой тектонической брекчии и сплошных сульфидных жил. Если оруденелая брекчия в значительных ко-

личествах содержит примесь хлорита и карбонатов, то в более поздних по времени образования сплошных сульфидных жилах отмечается ничтожное количество этих минералов.

Из этих наблюдений следует, что сплошные сульфиды без постериорных минералов могут быть выделены в особую парагенетическую группу, а пирротин сплошных сульфидов следует выделять в виде иной генерации, чем пирротин оруденелой тектонической брекции (об этом свидетельствуют секущие структурные соотношения этих различных типов руд). Во всех указанных выше случаях пирротин более ранний минерал, чем халькопирит. Иные соотношения между халькопиритом и пирротином наблюдаются в рудах глубинного медного оруденения Монче-тундры, расположенного в промежутке между донной залежью массива Ниттис-Кумужьей-Травяной и залегающими в верхних частях массива сплошными сульфидными жилами Ниттис-Кумужье).

В глубинном медном оруденении преобладающую роль играет халькопирит, пирротин и пентландит присутствуют в ничтожно малом количестве. Среди почти мономинеральных халькопиритовых выделений отмечаются необычные прожилки пирротина. Такой же, более поздний, чем халькопирит, пирротин встречается и в халькопиритовых рудах Норильска.

Выше отмечалось, что геологическая история сульфидной медно-никелевой минерализации процессом формирования руд не заканчивалась. После кристаллизации руды нередко подвергались милонитизации и перекристаллизации (см. главу 22). Пирротин перекристаллизованных руд следует относить к наиболее поздней генерации этого минерала (табл. 13). Здесь следует добавить, что в сульфидных рудах среди вкрапленных руд отмечаются прожилки тех же сульфидов. Определение состава пирротина, о чём будет сказано особо, помогает уточнить одновременность или разновозрастность образования сульфидов в жилках и во вкрапленности.

Так, гнездовые выделения сульфидов железа, никеля и меди и окружающие их вкрапленники сульфидов, по-видимому, развивались одновременно. Об этом свидетельствуют не только постепенные переходы от сплошных сульфидов к вкрапленности, но и идентичность состава пирротина в этих различных формах развития. Приведем несколько примеров.

Гнездовые руды южной террасы горы Нюд в сплошных сульфидных выделениях содержат пирротин 52.58 ± 0.21 атом.-% серы, а пирротин из вкрапленников — 52.58 ± 0.13 атом.-% серы. Другой пример — сульфидное медно-никелевое рудопроявление Федоровой тундры. В породах присутствуют как гнездовые, так и вкрапленные сульфиды. Пирротин из вкрапленных сульфидов содержит 52.7 ± 0.2 атом.-% серы, а из гнезд 52.4 ± 0.2 атом.-% серы.

Имеются примеры, когда пирротин в форме вкрапленников образуется несколько раньше, чем рассекающие вкрапленные руды сульфидные (пирротиновые) прожилки. Метасоматические руды Каулы (сильно оруденелые серпентиниты) содержат более высокое содержание серы в пирротинах, чем прожилки, рассекающие серпентиниты. Пирротин метасоматической вкрапленности в контактовых роговиках южного контакта Хибинского массива содержит 52.36 ± 0.02 атом.-% серы, тогда как пирротиновые прожилки, рассекающие эту вкрапленность, содержат 50.80 ± 0.5 атом.-% серы. Большая разница в содержании серы в пирротинах из различных форм развития сульфидов свидетельствует о том, что эти формы сульфидов образовывались из другого раствора с различной концентрацией серы.

Значительные колебания в составе пирротина отмечаются в сульфидных рудах из различных месторождений (Монче-тундра, Печенга,

район р. Цага и др.), однако этим рудам свойственна общая закономерность: вкрашенные руды (как наиболее ранние образования) содержат наибольшее количество серы в пирротине, гнездовые руды имеют менее сернистый пирротин, а в жильных рудах в подавляющей массе присутствует пирротин с наименьшим содержанием серы. Среди продуктов первичной кристаллизации в сульфидных сульфидах первым выделяется пирротин с более высоким содержанием серы, чем пирротин более поздних генераций.

Характерной особенностью состава сульфидных медно-никелевых руд, отмечает А. Г. Бетехтин, является удивительно отчетливо выраженная во всех месторождениях мира парагенетическая ассоциация главных минералов: пирротин + пентландит + халькопирит + магнетит. В рудопроявлениях, расположенных вблизи поверхности, эта ассоциация сменяется более низкотемпературными (никелистый пирит, виоларит, миллерит; виоларит, миллерит, борнит и др.; Бетехтин и Генкин, 1951). Такая смена парагенетических ассоциаций, по мнению этих исследователей, обусловлена изменением концентрации серы в остаточных растворах.

Разграничение ассоциаций рудных минералов, осуществленное А. Г. Бетехтиным и А. Д. Генкиным, явилось важным вкладом для изучения рудообразующих процессов. Тем не менее выделение только единой парагенетической ассоциации рудных минералов пирротин + пентландит + халькопирит + магнетит не учитывает наличия в рудах различных генераций пирротина. В свете новых данных выявляется более сложное образование сульфидных медно-никелевых рудопроявлений (Каммикви, Каула в Печенге), а также присутствие в рудах среди этих образований нескольких генераций рудных минералов. Все эти данные позволяют уточнить характер равновесных сочетаний различных минералов, возникших в разные стадии рудообразования.

О последовательности выделения минералов в рудах

По первому впечатлению крупные, местами хорошо ограниченные кристаллы пентландита можно действительно принять за порфировидные выделения пентландита, минерала, который кристаллизовался из рудного расплава или раствора раньше пирротина и приобрел вследствие этого идиоморфные формы по отношению к зернам пирротина. Однако в сульфидных рудах Печенги крупные порфировидные кристаллы пентландита выполняют и залечивают перистые трещины в пирротине, нередко образуют цепочки зерен, рассекающих пирротин. Аналогичное явление имеет место и в рудах Монче-тундры. В этом случае последовательность кристаллизации первичных сульфидов была следующая: формирование (в основном) пирротиновой руды → возникновение перистых трещин → кристаллизация пентландита. Вдоль зальбандов жил нередко образуются скопления так называемых порфировидных зерен пентландита. В этих скоплениях удлиненные призматические кристаллы пентландита растут в обе стороны в направлении, перпендикулярном по отношению к пентландитовой полоске. Такой рост зерен пентландита происходил вследствие метасоматического замещения пирротина пентландитом (метасоматические жилы). И в этом случае идиоморфные кристаллы пентландита кристаллизовались позднее пирротина в результате метасоматического замещения.

Образование халькопирита в рудах Печенги происходило также позднее пирротина, что и видно на примере руд Каулы. При этом значительную роль играло метасоматическое замещение пирротина халькопиритом. Очень

интересными являются полосатые халькопирито-пирротиновые руды Каулы с четким чередованием полос пирротинового состава с полосами, состоящими из халькопирита. На продолжении этих руд установлен переход пирротиновых руд в халькопиритовые. Халькопирит здесь зубцами вдается в пирротиновую руду, замещая при этом пирротин.

Среди пирротиновых руд той же жилья встречаются порфировидные зерна пентландита. При замещении пирротина халькопиритом пентландит сохраняется незамещенным, перераспределяясь в цепочки. Таким образом, за счет метасоматического развития халькопирита по пирротину пирротиновые руды с порфировидными зернами пентландита превращаются в халькопирито-пентландитовые.

Процесс замещения пирротина халькопиритом, вероятно, значительно интенсивнее осуществлялся в жильных рудах Сибирской платформы (Норильск), где крупные зерна пентландита встречаются главным образом среди халькопиритовых руд. Таким образом, в первый этап формирования руды — полного выполнения жил главнейшими рудными минералами (пирротином, пентландитом и халькопиритом) — играла роль не только кристаллизации минералов из жидкой фазы, как отмечает В. А. Масленников, но и меньшее значение имело метасоматическое замещение одних сульфидов другими. А отсюда следует, что минералы: магнетит, пирротин, пентландит и халькопирит не могут быть отнесены к единой равновесной парагенетической ассоциации.

Случаи замещения ранней генерации магнетита пирротином (по В. А. Масленникову) и пирротина пентландитом являются результатом неравновесных соотношений между этими минералами во время формирования руд. Однако в другие моменты при формировании руд в виде иных форм выделения образовались равновесные ассоциации этих же минералов.

Генезис графических вростков пентландита и магнетита в пирротине

Обычно считается, что это результат распада твердого раствора в пирротине. В подтверждение такого заключения нередко ссылаются на данные экспериментов. Распад твердого раствора происходит при понижении температуры. Такое объяснение находится в соответствии с точкой зрения ортомагматической кристаллизацией сульфидов.

В последнее время было доказано, как отмечалось выше, что даже во вкрашенных рудах сульфиды кристаллизовались после затвердевания вмещающей породы в гидротермальную стадию минералообразования. Отсюда температура образования сульфидов значительно ниже той температуры, при которой, согласно экспериментальным данным, может образоваться твердый раствор пирротин-пентландитового состава.

Наличие закономерных вростков пентландита в пирротине расценивается как свидетельство высоких температур кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд.

Наличие несоответствие низкотемпературных условий кристаллизации сульфидов в природных месторождениях с чрезмерно высокими температурами, на которые указывают эксперименты.

Для руд Печанги Г. И. Горбунов (1959) отмечает полное отсутствие графических вростков пентландита в пирротине, что, по его мнению, согласуется с низкотемпературной геологической обстановкой, в которой происходило оруденение в Печангских рудопроявлениях. Однако микроскопические

Глава 25

ПЕНТЛАНДИТ

**Исследование химического состава пентландитов
Кольского полуострова**

Пентландит является одним из главнейших рудных минералов сульфидных медно-никелевых месторождений. Около 90% всей мировой продукции металлического никеля извлекается из пентландитов содержащих сульфидных руд.

Анализы пентландита приведены в работах Делтера и Лейтмайера (Dölter, Leitmeier, 1926), И. Н. Чиркова (1940), Баддингтона (Buddington, 1924), у Дж. Д. Дэна и др. (1950). Всего в минералогической литературе, исключая печенгские пентландиты, имеется около 30 химических анализов этого минерала. Как было показано (Э. Елисеев, 1953б, 1955), часть этих анализов является недоброкачественной из-за значительной примеси пирротина, которая влияет не только на соотношение элементов, но и на величину удельного веса.

Например, анализ пентландита из интрузии Пильгуярви, проведенный сотрудниками института Гипроникель, показывает заниженное содержание никеля. Ниже делается попытка выяснить особенности химического состава пентландитов различных месторождений Мончегорской тундры, Печенги, района р. Цага.

Материал для исследования

Образцы пентландита одновременно подвергались химическому и рентгенометрическому исследованию. Параллельно производились определения удельного веса минерала. Всего было проанализировано 10 образцов пентландита: 4 образца из интрузии ультраосновных пород Каулы, по одному образцу из Каммикиви и Пильгуярви, а также для сравнения 4 образца из Ниттис-Кумужье (Мончегорская тундра). Для всех изученных нами образцов пентландита, кроме содержания никеля, кобальта, железа, меди и серы, были определены размеры элементарной ячейки и величины удельных весов.

Первые данные о химическом составе печенгских пентландитов были получены вскоре после Великой Отечественной войны 1941—1945 гг. при исследовании мономинеральных фракций (Запихин, 1948 г.). Е. В. Запихин (табл. 14) приводит данные о содержании никеля, кобальта, железа и серы в пентландитах из оруденелых серпентинитов, серых руд, оруденелых сланцев и рудной брекции. Выделение пентландитовой фракции произошло на столике Вильфлея при крупности материала 1 мм. Материал для сепарации брался в количестве 13 кг. Полученный концентрат измельчался до 100 меш и далее подвергался магнитной сепарации на трубке Дэвиса (при силе тока 5 мА). В немагнитной фракции оставался пентландит, в магнитную перешел пирротин. Немагнитная фракция подвергалась обработке однонормальным раствором соляной кислоты при температуре 100° С в течение 12 часов. При обработке соляной кислотой полностью растворялся пирротин, находящийся в сростках с пентландитом. На этом предварительная обработка с целью обогащения фракции пентландитом заканчивалась. Дальнейшими определениями являлось установление содержания серы, никеля и железа в этой фракции.

наблюдения руд из Печенги показывают, что в пирротине довольно часто присутствуют вrostки пентландита, причем по форме эти вrostки такие же, какие имеют место в пирротине из Норильска (Генкин, 1955) и Монче-тундры.

Камерон (Cameron, 1943) ставит вопрос: как же будет обстоять дело в случае, когда сульфиды вводятся в породу после ее застывания гидротермальным путем? Объяснение структур прорастания пентландита в пирротине Камерон видит в метасоматическом замещении пирротина никеленосными растворами, проезжающими сквозь пирротиновые агрегаты по контактам между зернами и вдоль спайности пирротина. В пользу доказательства метасоматического образования графических структур пентландита в пирротине Камерон указывает на замещение пирротина марказитом.

Существует и иная точка зрения на происхождение тех же графических вrostков пентландита в пирротине (Холли и Хьюит, 1950), как продукт диссоциации ранее выделившегося соединения под влиянием теплового воздействия, сопровождающего образование более поздних минералов (по их мнению, например, халькопирита). Таким образом, в минералогической литературе существуют различные мнения.

При описании взаимоотношений междурудными минералами (Н. Елисеев и др., 1956; Э. Елисеев, 1956) эти точки зрения разобраны подробно. На основании сопоставления экспериментальных данных о температурах кристаллизации сульфидов (около 1100° С) с вероятными температурами образования руд (ниже 400° С) и высокой температурой распада твердого раствора пентландит + пирротин (450° С), по Ньюхаузу (Newhouse, 1927), видно, что природные условия формирования месторождений не соответствуют тем температурам, при которых может осуществляться растворимость пентландита в пирротине.

Представление Камерона о метасоматическом происхождении вrostков пентландита в пирротине не соответствует микроскопическим наблюдениям. Пентландитовые вrostки располагаются поразительно закономерно. В случае метасоматического их возникновения, очевидно, имелись бы отклонения от строгого параллелизма их с плоскостью базозинаконда пирротина.

Э. Н. Елисеевым (1956) объясняются причины образования графических прорастаний пентландита в кристаллизующемся из гидротермальных растворов пирротине.

В пирротине, в графическом прорастании, находится не только пентландит, но и, как было описано А. Д. Генкиным (1950), магнетит. Закономерные срастания магнетита и пирротина, как справедливо отмечает Генкин, указывают на одновременное их образование. Сравнивая расположение графических прорастаний пентландита и магнетита в пирротине, можно заключить, что пентландитовые и магнетитовые включения в пирротине располагаются в той же плоскости (0001) параллельно друг другу.

Плоскости октаэдров в магнетите и пентландите, а также базозинаконид у пирротина являются плоскостями плотнейшей упаковки анионов. Плоскости плотнейшей упаковки являются основными плоскостями срастания в многочисленных типах двойников по шпинелевому, кальцитовому, слюдяному, рутиловому (коленчатые двойники) и другим законам. Плоскости срастания различных минералов, по мнению Н. В. Белова (1951), также являются плоскостями плотнейшей упаковки.

На примере включения диаспора в корунде Н. В. Белов показал, что врастание кристалликов внутрь более крупного кристалла-хозяина

превращает плоскости плотнейшей упаковки, параллельно которой располагаются включения кристаллов, в плоскости отдельности. Присутствие в пирротине включений уплощенных кристаллов пентландита и магнетита, располагающихся параллельно (0001), возможно, и в пирротине обуславливает появление по этому направлению резко выраженной отдельности. По крайней мере четкая отдельность в пирротине наблюдается в образцах, содержащих большое число вростков магнетита и пентландита, что особенно характерно для пирротина из Норильска.

В кристаллических решетках пентландита, магнетита и пирротина имеются: 1) ионы двухвалентного железа; 2) кристаллические плоскости (плоские сетки решеток), составленные только из одного вида ионов, — двухвалентного железа; кристаллические сетки (111) магнетита и пентландита, а также (0001) пирротина сходны в структурном отношении и имеют гексагональный мотив. Таким образом, имеется налицо двумерная структурная аналогия кристаллических решеток пирротина, пентландита и магнетита. Отсюда имеются все основания рассматривать закономерные графические прорастания магнетита и пентландита в пирротине как результат совместной кристаллизации из раствора.

Разница в расстояниях между ионами двухвалентного железа для магнетита по сравнению с пирротином гораздо большая, чем разница для пирротина и пентландита. Поэтому неудивительно, что закономерные срастания пентландита с пирротином встречаются гораздо чаще, чем срастания магнетита с пирротином.

В твердых растворах, концентрация которых изменяется в больших пределах, каждому составу раствора соответствует определенный состав твердой фазы. При кристаллизации твердой фазы с постоянным отношением атомов или с очень ограниченным пределом изменения состава, как у пентландита (Э. Елисеев, 1955), должен существовать определенный предел в концентрации каждого компонента в растворе, являющийся нижней границей образования кристаллов.

Концентрация никеля в рудных растворах была низкой, о чем ясно свидетельствует небольшое содержание никеля в рудах. Условия для полного заполнения узлов никеля в кристаллической решетке пентландита отсутствовали, и количество кристаллов пентландита было незначительным.

Кристаллизация пентландита в условиях заполнения сульфидами жил может происходить следующим образом. На некоторых участках поверхности растущих кристаллов пирротина благодаря местной, несколько повышенной концентрации никеля в рудном растворе могут образовываться мелкие кристаллы пентландита, закономерно нарастающие на поверхность кристалла пирротина. В процессе роста кристалла пирротина такие мелкие кристаллы пентландита могут оказаться внутри пирротина в виде мелких кристаллов, образующих графические срастания с пирротином (Э. Елисеев, 1956).

В ранние стадии формирования сульфидных медно-никелевых руд (при повышенных температурах) пирротин, таким образом, может образовывать равновесные ассоциации — графические прорастания — с магнетитом и пентландитом. В условиях же пониженных температур, в поздние стадии эти ассоциации являются неустойчивыми, поэтому пирротин замещается пентландитом (с образованием порфиробластов), а еще позже — магнетитом.

Таблица 14

Состав пентландита (в вес. %) из различных типов руд Каулы

Типы руд	Формула	Никель	Железо	Сера
Пентландит из оруденелых серпентинитов .	Fe _{4.75} Ni _{5.27} S ₈	33.62	35.45	30.93
Пентландит из оруденелых сланцев . . .	Fe _{4.78} Ni _{3.19} S ₈	37.56	25.90	36.54
Пентландит из серых руд	Fe _{4.49} Ni _{3.19} S ₈	36.30	28.32	35.38
Пентландит из рудной брекции	Fe _{4.27} Ni _{3.48} S ₈	35.57	27.86	36.57
Средний (из четырех анализов) состав пентландита	Fe _{4.50} Ni _{3.80} S ₈	36.00	29.00	35.00

При такой предварительной подготовке материала для большинства пород удавалось получить почти чистые пентландитовые фракции с примесью халькопирита, у которых сумма железа, меди, никеля и серы была 96—93 %. При расчете результатов химических определений было установлено, что немагнитная фракция, обработанная предварительно соляной кислотой, содержала от 21 до 64 % халькопирита и от 32 до 73 % пентландита.

При рассмотрении результатов химических анализов, выполненных институтом Механобр, выявляется искаженное соотношение железа к никелю (от 10 : 9.5 до 10 : 14.5), а также необычно высокие содержания серы для части анализов (до 36.6 вес. %). При расчете на формулу пентландита коэффициент, характеризующий количество атомов железа в кристаллической решетке минерала, имеет неправдоподобное значение — либо 5.25, либо 3.19—3.80. Тогда как согласно точным данным он может колебаться в пределах от 4.00 до 5.00 (Э. Елисеев, 1955).

Возникает вопрос, почему были получены такие результаты?

Обратимся сначала к методике анализа пентландита, которая использовалась Н. В. Зашихиным при отборе пентландита. Для отделения пентландита от пирротина мелкую фракцию подвергли обработке соляной кислотой при весьма высокой температуре и значительной продолжительности растворения. Растворимость различных соединений никеля разная и этим пользуются при фазовом анализе никелевых руд. При анализе пентландитовых фракций речь идет лишь о никеле сульфидов; никель сульфатов и никель силикатов в данном случае полностью отсутствуют.

Никель сульфидов, как было доказано Диксоном в 1904 г. и подтверждено для печенгских руд И. Н. Масленицким и П. И. Хомылевым (1947 г.), присутствует только в виде пентландита. Обычно считается, что пентландит в соляной кислоте при 60° С не растворяется, тогда как пирротин растворяется полностью. На этом основании и были построены схемы фазового анализа сульфидных медно-никелевых руд. Однако следует отметить, что ряд исследователей отмечает частичную растворимость пентландита в соляной кислоте. Так, Н. В. Зашихин (1948 г.) пишет, что при растворении пирротина могло происходить растворение части пентландита. Он отмечает, что при решении поставленной им задачи, это не имело значения.

ЧАСТЬ VII

МИНЕРАЛЫ

Изучение рудных минералов обычно проводится минераграфическим методом.

Следует заметить, что при анализе рудных минералов часто обнаруживается взаимное срастание минералов, и поэтому химические анализы не всегда могут дать достоверные сведения об их составе.

Разработанная в процессе проведения настоящего исследования методика рентгенометрического исследования главнейших рудных минералов — пентландита и пирротина, а также оливинов имеет универсальное применение как в области минералогии, так и в металлографии и при исследовании шлаков.

Основным достоинством этого метода является потребность для анализа ничтожно малых количеств материала при достаточной точности определений.

Первый довольно подробный список минералов, встречающихся в Печенге был составлен М. В. Денисовой и позднее дополнен Э. И. Елисеевым (1959). Список минералов, приводимый М. В. Денисовой, дополнен пропущенными; кроме того, в данный список помещено 3 новых для Печенги минерала — ретгерсит, низкотемпературный калиевый полевой шпат — адуляр и обнаруженный Н. А. Елисеевым — пумпелинит. Из списка исключены сульванит, никелин, хлоантин, требующие точного определения, а также номерные минералы М. В. Денисовой.

Самородные элементы: медь.

Сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, кубанит, ковеллин, виоларит, борнит, валлернит.

Оксиды: магнетит, титаномагнетит, ильменит, рутил, кварц, лимонит, халцедон, опал, лейкоксен.

Карбонаты: кальцит, доломит, анкерит, магнезит, мезитит, сидерит, ферросидерит, малахит, азурит.

Фосфаты: апатит.

Сульфаты: железисто-магнистый ретгерсит.

Силикаты: оливин, диопсид, титан-авгит, базальтическая роговая обманка, актинолит, tremolit, серпентин, понтронит, пренит, пумпелинит, адуляр, сфен, хризотил, хризотило-асбест, тальк, хлориты, никелистый хлорит, биотит, серицит, эпидото-циозит, ильвант, гранат, аксинит.

При рассмотрении химических составов минералов, руд, пород данные о содержании отдельных элементов приводятся в весовых процентах (%), за исключением случаев, когда оговаривается, что данные приводятся в атомных (атоми.%) или молекулярных (мол.%) процентах.

С. Ю. Файнберг (1953) в разделе «Фазовый анализ соединения никеля в рудах» указывает, что при обработке соляной кислотой пентландит частично растворяется, особенно разновидности его, бедные никелем. Бедные никелем разновидности пентландита фактически представляют смесь пентландита с пирротином, поэтому естественно, что по мере увеличения примеси пирротина растет растворимость общей навески (Э. Елисеев, 1955).

Для правильного представления о возможности фазового анализа методом растворения обратимся к результатам экспериментального изучения растворимости пентландита, проведенного совместно с С. И. Смирновой (Э. Елисеев и Смирнова, 1958б). Из рассмотрения растворимости будет ясно, почему Н. В. Запихиным были получены несколько необычные данные о составе пентландита.

О растворимости пентландита

Для исследования были взяты образцы из Монче-тундры (обр. Б-1) и из Печенги (обр. 101-ж). Выделенная под бинокулярной лупой мономинеральная фракция из крупных порфировидных выделений пентландита подвергалась химическому анализу; причем происходили параллельные определения в двух навесках, одна из которых подвергалась предварительному растворению в соляной кислоте, другая растворению не подвергалась.

При предварительном растворении в HCl, как видно из табл. 15, содержание серы остается постоянным. Несколько увеличивается содержание никеля и железа. Однако это увеличение происходит за счет частичного растворения в HCl кобальта, железа, никеля и серы; причем в значительных количествах растворяется кобальт (более половины имеющегося первоначально в минерале).

Всего за 108 часов растворилось 59.0 мг, что составляет 1.969% от общего веса исходной навески; причем 26 часов растворение проводилось при нагревании (60°C), оставшее время при 20°C .

Тот же образец (Б-1) за 108 часов в 5%-м растворе HCl при 20°C потерял в весе 9.0 мг минерала, т. е. 0.3% от исходной навески (3 г).

Отмечается заметная разница в удельном весе пентландита, обработанного при различных температурах. Так, образец Б-1 имел удельный вес 5.031. После обработки в 5%-м растворе HCl при 20°C удельный вес стал 4.968, а после обработки при 60°C — 4.936. Таким образом, по мере растворения пентландита уменьшается его удельный вес, а это в свою очередь указывает на некоторые конструктивные изменения в его составе. Как показывает анализ фильтра, в раствор переходит и сера, и железо, и никель, и кобальт. При температуре 60°C растворилось около 2% навески пентландита, причем в раствор перешло около половины кобальта.

Таблица 15
Растворимость пентландита в 5%-м растворе HCl при температурах 60°C
(исходная навеска — 3.0012 г
при 20°C)

Продолжительность растворения (в час.)	Температура раствора (в $^{\circ}\text{C}$)	Количество растворенного пентландита	
		(в мг)	(в вес. %)
6	60	11.0	0.367
4	60	1.2	0.039
8	60	4.9	0.167
8	60	1.2	0.039
8	20	20.4	0.680
15	20	—	—
7	20	2.6	0.087
48	20	10.3	0.343
4	20	7.4	0.247

При анализе фильтрата было установлено 14.66% серы, 34.97% железа и 37.88% никеля. Медь в фильтрате не была установлена.

При обычной температуре (около 20° С) растворилось в 5.5 раз меньше пентландита (около 0.3% от веса навески). В фильтрате качественно установлено присутствие железа, никеля и серы.

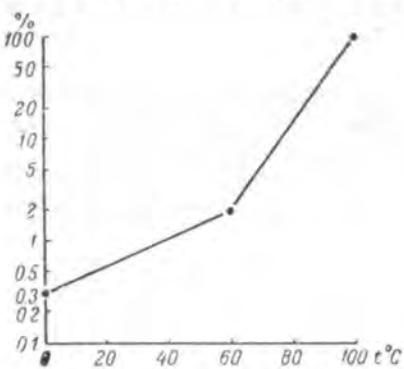


Рис. 156. Растворимость пентландита в 5%-м растворе соляной кислоты при различной температуре.

предварительно фракциях; 2) предварительное растворение в соляной кислоте приводит к резкому занижению количества кобальта в минерале; 3) растворение пентландита при сравнительно низкой температуре (около 60° С) приводит к выщелачиванию из минерала кобальта, железа и никеля, причем выщелачиванию подвергаются ионы металлов, находящиеся в октаэдрических пустотах решетки пентландита.

Последнее заключение основано на результатах рентгенометрического изучения пентландита, подвергшегося растворению в HCl. Рентгенограмма пентландита до и после растворения имеет одинаковый вид, что свидетельствует о том, что основной каркас кристаллической структуры пентландита, состоящий из цепочек ионных металлов тетраэдрической конфигурации, остается нетронутым.

Данные растворимости пирротина, содержащего примесь пентландита, по П. П. Соловьеву, И. Н. Масленицкому, А. В. Венковой и Н. А. Яблонской приведены в табл. 15. Из приведенных ими результатов следует, что скорости перехода в раствор у никеля и железа различные.

Такие же результаты были получены при растворении и других проб.

В процессе растворения соотношение между железом и никелем меняется (табл. 16). В первый час растворяется более половины (в одном случае 52.38%, а в другом — 80%) всего содержащегося в образце никеля. В то же время в раствор за час перешло 15.02—28.22% количества железа, которое полностью переходит в раствор после растворения на протяжении 9 ча-

Из этих данных можно сделать следующие практические выводы:

- 1) нельзя определить состав пентландита как минерала в обработанных

предварительно фракциях;

2) предварительное растворение в соляной кислоте приводит к резкому занижению количества кобальта в минерале;

3) растворение пентландита при сравнительно низкой температуре (около 60° С) приводит к выщелачиванию из минерала кобальта, железа и никеля, причем выщелачиванию подвергаются ионы металлов, находящиеся в октаэдрических пустотах решетки пентландита.

Таблица 16

Растворимость железа и никеля в сульфидных концентратах

Продолжительность обработки пробы (в час.)	Перешло в раствор (в вес. % от навески)	
	железо	никель
0.5	4.42	Следы.
1	5.61	0.11
1.5	18.96	0.17
2	25.35	0.17
3	34.05	0.19
6	36.42	0.21
9	37.35	0.21

сов. Из этого следует, что никель в раствор переходит значительно быстрее железа.

Железо в 2—3 раза медленнее растворяется, чем никель.

Об изменениях в составе пентландита при обработке его соляной кислотой

В табл. 17 приводятся результаты химических анализов образцов 101-ж (Каула) и Б-1 (Монче-тундра, Ниттис-Кумужъя), выполненных на навесках, подвергавшихся и неподвергавшихся обработке соляной кислотой.

Таблица 17

Химические анализы пентландита, подвергавшегося (анализы 2, 4) и не подвергавшегося (анализы 1 и 3) обработке 5% -м раствором HCl

Состав	Обр. 101-ж	Обр. 101-ж, обработанный в HCl	Обр. Б-1	Обр. Б-1, обработанный в HCl
Ni	35.83	35.60	35.08	35.13
Fe	29.82	30.48	30.13	30.20
Co	0.56	0.25	0.43	0.23
Cu	0.28	0.21	0.14	0.12
S	33.05	32.96	33.72	33.72
Нерастворимый осадок	0.55	0.60	0.49	0.49
Сумма	100.09	100.10	99.99	99.89
Удельный вес	4.98	4.97	5.031	4.936

Как видно из приведенных данных, в раствор переходят все элементы, содержащиеся в пентландите. Удельный вес пентландита при растворении несколько уменьшается, возможно, за счет выщелачивания кобальта из кристаллической решетки минерала.

Как отмечалось выше, в фильтрате после обработки пентландита HCl было обнаружено никеля 37.88%, железа 34.97% и серы 14.66%. В фильтрате содержится значительно больше металлов (в сумме — 72.85%), чем в пентландите (обычно в пентландите — 66.5%).

Из работ по химическому анализу сульфидных медио-никелевых руд известно, что при растворении сульфидов в раствор более легко извлекаются металлы, чем сера. При анализе пентландита отмечается такая же картина.

Химический состав печенгских пентландитов

В табл. 18 приведено 24 химических анализа пентландитов Печенги и Монче-тундры. Из них 10 новых анализов (см. табл. 20) выполнены С. И. Смирновой (Химико-аналитическая лаборатория Кольского филиала АН СССР). Рентгенограммы образца 8 и 10 расшифрованы А. П. Денисовым, остальные Э. Н. Елисеевым. В табл. 18а приводятся результаты пересчета данных химических анализов на 100%, а в табл. 19 — коэффициенты формул минерала. Данные химических анализов нанесены на

Таблица химических анализов пентландитов

Таблица 18

Таблица 18а

Химический состав пентландитов, пересчитанный на 100%

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	24
Ni	34.63	32.96	35.49	36.00	32.37	31.27	35.26	35.53	33.57	35.08	34.95
Fe	31.63	33.14	31.19	29.96	33.52	32.69	30.28	30.00	31.26	30.59	30.19
Co	0.36	0.36	0.35	0.56	0.32	0.51	0.43	0.10	1.33	0.77	0.56
Cu	0.18	0.91	0.16	0.28	0.02	1.54	0.14	0.00	0.17	0.02	—
S	33.34	32.63	32.90	30.20	33.77	33.99	33.89	34.37	33.67	33.54	34.30
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Fe:Ni	10; 10.96	10; 9.94	10; 11.40	10; 12	10; 9.64	10; 9.56	10; 11.63	10; 11.83	10; 10.73	10; 11.49	10; 11.57

Таблица 19

Коэффициенты формул пентландита согласно анализам, приведенным в таблице 21а

Состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe"	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ni"	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe'''	0.36	0.69	0.36	0.15	0.56	0.43	0.11	0.01	0.27	0.20
Ni'''	0.55	0.55	0.73	0.78	0.20	0.21	0.57	0.52	0.38	0.58
Co'''	0.05	0.05	0.04	0.07	0.04	0.06	0.05	0.01	0.16	0.10
x	0.96	1.29	1.13	1.00	0.80	0.70	0.73	0.55	0.81	0.88
Fe''' : Ni'''	0.666	1.32	0.455	0.192	2.20	1.61	0.32	0.758	0.758	0.406
r_{cp}	0.640	0.649	0.636	0.630	0.654	0.651	0.634	0.631	0.642	0.636

Таблица 20

Список анализированных образцов пентландита

№ анализа в табл. 21 и № образца	Место взятия образца	Исследователь	Аналитик
1 (114-г-1)	Печenga, Каула. (Из жилы сплошных сульфидов).	Новый анализа.	
2 (52-III)	Печenga, Каула, (Из сульфидной жилы).	То же.	
3 (65-е)	Печenga, Каула. (Из сульфидной апофизы, расположенной в лежачем боку рудного тела среди филлитов).	» »	
4 (101-ж)	Печenga, Каула. (Из сульфидной жилы, расположенной на контакте филлитов с ксенолитами диабазов).	» »	
5 (скв. 342)	Печenga, Пильгуярви (Из сульфидной жилы).	Новый анализ. (Образец передан для исследования В. А. Масленниковым).	С. И. Смирнова.
6 (91-к)	Печепга, Каммикиви, (Из сульфидного прожилка среди сильно оруденелых серпентинитов).	Новый анализ.	
7 (Б-1)	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из сульфидной жилы, приуроченной к габбро-негматитам).	То же.	
8 (Б)	Монче-тундра; Ниттис-Кумужье. (Из жилы, приуроченной к габбро-негматитам).	» »	
9 (220)	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье.	» »	
10 (321)	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье.	Новый анализ (образец передан К. К. Козловым).	
11	Каула, V горизонт. (Из сплошных сульфидов).	М. В. Денисова (1952 г.).	И. К. Пруха.
12	Печenga, Каула. (Из сплошных сульфидов среди филлитов).	М. В. Денисова (1952 г.).	Л. А. Таранова.
13	Печenga, Пильгуярви. (Из сульфидных халькоиритовых руд).	То же.	
14	Печenga, Пильгуярви. (Из сульфидных пиротито-пентландитовых руд с порфириовидными выделениями пентландита).	» »	С. И. Смирнова.
15, 16, 17	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из жилы).	И. Н. Чирков (1940).	
18	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из жилы).	То же.	
19, 20	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из жилы).	» »	
21	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из жилы).	» »	
22, 23	Монче-тундра, Ниттис-Кумужье. (Из жилы).	» »	
24	Печenga, Каммикиви. (Из массивных сплошных сульфидных руд с порфириовидной структурой).	Холмов Г. В. и Д. А. Шильников (1951 г.).	М. А. Капустина.

Анализы выполнены
химиками коллекционной
базы АН СССР Де-
дух, З. М. Гильевой,
Н. И. Сотоловой,
Е. И. Захаровой и
Н. И. Чирковым.

рис. 157. Из этих данных следует, что по мере увеличения содержания никеля в печенгских пентландитах убывает содержание железа. Пентландиты Каулы, Каммикиви, а также интрузии Пильгуярви имеют довольно низкое содержание кобальта — 0.5—0.7%. В этом их существенное отличие от пентланитов Мончегорской тундры.

Содержание железа в различных образцах пентландита Каулы колеблется от 29.96 до 33.44%, никеля от 36.00 до 32.96%, кобальта от 0.36 до 1.03%, серы от 32.63 до 34.36%.

Пентландиты Каулы имеют удельный вес 4.98—5.006. Отношение железа к никелю от 10 : 10.96 до 10 : 12. Размеры элементарной ячейки обычно колеблются в пределах 10.033—10.042 kX . Вычисленный средний радиус трехвалентного иона, имеющего шестерную координацию, равен 0.630—0.649.

Пентландиты Каммикиви имеют следующие содержания отдельных элементов: железа — 30.19—32.69%, никеля — 31.27—34.95%, кобальта — 0.51—0.56%, серы — 33.99—34.30%. Удельный вес пентландита из Каммикиви 5.045. Отношение железа к никелю колеблется от 10 : 9.56 до 10 : 11.57. Несколько заниженное содержание никеля в пентландите Каммикиви частично объясняется примесью халькопирита. Размер элементарной ячейки: $10.054 \pm 0.008 kX$. Средний (вычисленный) радиус трехвалентного иона, имеющего шестерную координацию, равен 0.636—0.651.

Пентландиты из интрузии Пильгуярви имеют следующий состав: железа от 30.29 до 33.52%, никеля от 32.37 до 34.40%, кобальта от 0.32 до 0.72%, серы от 33.77 до 34.05% (анализы, приведенные в работе М. В. Денисовой, содержат меди 1.22—0.57%). Удельный вес пентландита из руд интрузии Пильгуярви 5.051 (по анализам, приведенным М. В. Денисовой, удельный вес равен 4.83—4.93; некоторое понижение удельного веса происходит за счет примеси халькопирита). Размер элементарной ячейки: $10.052 \pm 0.005 kX$. Средний (вычисленный по химическому анализу) радиус трехвалентного иона с шестерной координацией — 0.654.

Пентландиты из различных печенгских пород характеризуются переменным в значительных пределах составом, причем изменяется не только соотношение металлических атомов (железо : никель), но и содержание серы в минерале. Изменения в составе полностью отвечают тем пределам колебаний в содержании отдельных элементов, которые были установлены раньше (Э. Елисеев, 1953а, 1955, 1956).

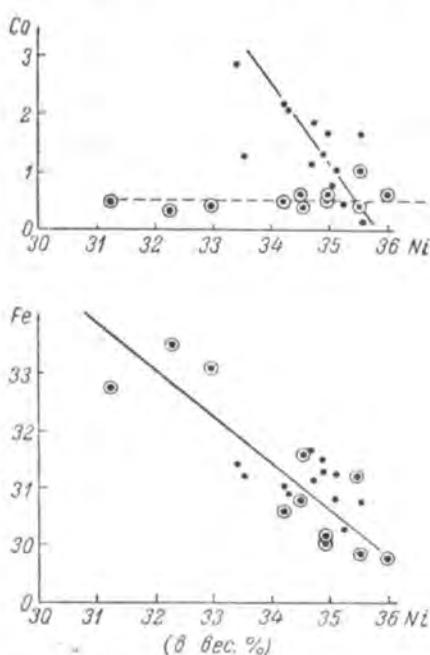


Рис. 157. Соотношение между никелем и кобальтом (верхний график) и между никелем и железом (нижний график) у пентландитов из различных рудо-проявлений. Маленькие кружки отображают результаты химических анализов мончегорских пентландитов, кружки с ободками — печенгские пентландиты.

Изоморфные замещения в пентландите

До недавнего времени имело большое распространение представление о переменном в широких пределах составе пентландита. Э. Н. Елисеев (1953а, 1955, 1956) показал, что состав пентландита от образца к образцу меняется в узких пределах.

Возникает вопрос, каковы пределы изменения состава у природных пентландитов и чем эти изменения обусловлены?

О соотношениях железа и никеля в пентландите

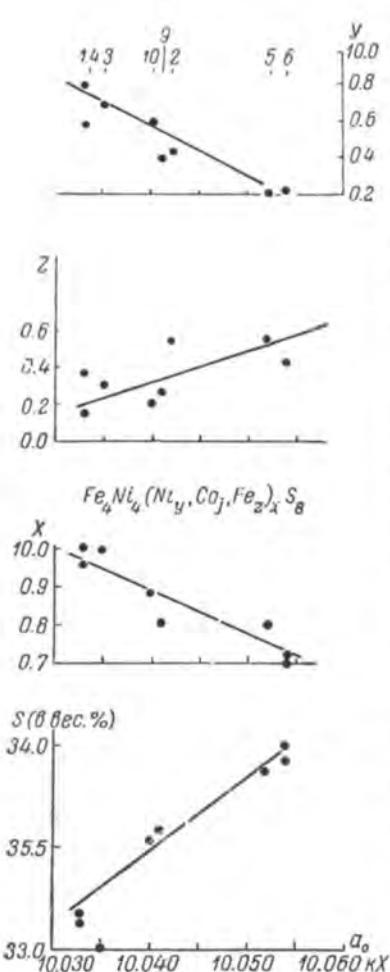


Рис. 158. Соотношение размеров элементарной ячейки с составом пентландита.

Согласно анализам пентландита из Монче-тундры — 9 анализов И. Н. Чиркова и 4 новых — соотношение (весовое, табл. 21) железа и никеля колеблется у этих пентландитов в пределах от 10 : 10.7 до 10.5, по данным И. Н. Чиркова, и от 10 : 11.5 до 10 : 11.8, — по новым данным. Пентландиты Монче-тундры (из Ниттис-Кумужья) характерны примерно постоянным содержанием железа, которое изменяется от 30.0 до 31.7%; причем данные новых анализов укладываются в те же пределы изменения состава минерала, которые отмечались И. Н. Чирковым (1940).

Пентландиты из Печенгских рудопроявлений в отличие от пентландитов Монче-тундры имеют значительно более сильно изменяющиеся пределы содержания железа, которые составляют 29.96—33.52%.

На рис. 157 приводится сопоставление содержания железа и никеля в пентландитах из рудопроявлений Печенги и Монче-тундры. Точки, отвечающие составам пентландита из Монче-тундры, располагаются примерно в одном узком поле, тогда как печенгские пентландиты показывают широкие вариации в соотношении железа и никеля. Отношение железа и никеля в пентландитах из рудопроявлений Каулы, Каммикиви и Пильгуярви колеблется в значительных пределах — от 10:9.6 до 10:12; причем по мере увеличения содержания железа в пентландите обнаруживается уменьшение количества никеля. Прямолинейная зависимость, существующая между содержаниями железа и никеля в минерале, убедительно говорит за существование изоморфного замещения железа и никеля в пентландите, особенно в пентландите из Печенгских рудопроявлений.

Как видно из табл. 18, изменения в составе пентландита происходят в пределах одного (из девяти) металлических атомов, присутствующих

в формуле минерала. Количество атомов железа в формуле меняется от 4.01 до 4.69, а для никеля от 4.78 до 4.20. По четыре атома железа и никеля находится в четверной координации и только один металлический атом с шестерной координацией может быть представлен либо никелем, либо железом или наконец кобальтом (Э. Елисеев, 1953а, 1955). Заполнение различными атомами (железа, никеля или кобальта) октаэдрической пустоты в кристаллической решетке пентландита приводит к тем изменениям в составе минерала и в соотношениях железа и никеля, которые мы наблюдаем у природных пентландитов.

Изменение состава атомов, имеющих тетраэдрическую координацию, сказывается на изменениях размеров элементарной ячейки пентландита. На рис. 158 приводятся данные, характеризующие изменение параметра a_0 в зависимости от состава атомов с шестерной координацией. По мере увеличения содержания более крупных атомов (атомов железа) возрастает параметр a_0 , растет объем элементарной ячейки.

Для каждого изученного образца вычислен средний радиус октаэдрического атома. Размер элементарной ячейки пентландита находится в прямой зависимости от среднего размера атомов, находящихся в октаэдрическом окружении серы. Эта зависимость представлена на рис. 157. С помощью этой диаграммы представляется возможным коррелировать состав и размеры элементарной ячейки у пентландита.

О соотношении никеля и кобальта

Для пентландитов из Монче-тундры ранее отмечалось (Э. Елисеев, 1953а) переменное соотношение никеля и кобальта, причем было установлено, что с увеличением содержания кобальта в пентландите соответственно убывает содержание никеля. На этом основании делались выводы об изоморфном замещении кобальтом никеля. На рис. 157 такое соотношение между кобальтом и никелем четко видно для образцов из Монче-тундры (маленькие точки).

При анализе пентландитов из Печенги было выявлено, что эти пентландиты, во-первых, отличаются сравнительно низким содержанием кобальта (в среднем 0.5—0.7 %), а во-вторых, различные образцы содержат примерно одинаковое количество кобальта. Отсутствие зависимости содержания кобальта от содержания никеля в печенгских пентландитах видно на рис. 157.

Из сказанного выше следует, что для пентландитов из рудопроявлений Печенги характерно изоморфное замещение железом никеля (при сравнительно постоянном содержании в минерале кобальта), тогда как для пентландита из Монче-тундры отмечается изоморфизм никеля и кобальта (при примерно постоянном содержании железа в минерале (табл. 18)).

О соотношении металлов и серы в пентландите

Изоморфное замещение железа никелем, а никеля кобальтом само по себе не приводит к изменению содержания серы в минерале. Так, если бы соотношение железа к никелю изменилось от 1 : 1 до 1 : 2, в этих пределах изоморфные замещения сопровождались бы изменением содержания серы от 33.23 до 33.42 %. Фактически же содержание серы изменяется в пентландите от 33.0 до 34.3 %. Изменения в содержании серы в исследованных образцах не вызваны примесями более сернистых минералов, например пирротина, так как удельный вес у этих образцов не обнаруживает замет-

ных изменений. Удельный вес пентландита близок к 5.00—5.05. В случае примеси пирротина он заметно бы понизился.

Изменения в содержании серы в различных образцах пентландита сопровождаются изменением соотношения суммы металлов к сере. Формула пентландита из разных интрузий Печенги и Монче-тундры изменяется от Mn_9S_8 до $Mn_{8.5}S_8$, (где под радикалом подразумевается сумма никеля, кобальта и железа).

Как видно на рис. 158, изменение в содержании серы находится в прямолинейной зависимости с размерами элементарной ячейки минерала. На размеры элементарной ячейки оказывают влияние изоморфизм никеля и железа, а также переменное соотношение суммы металлов и серы.

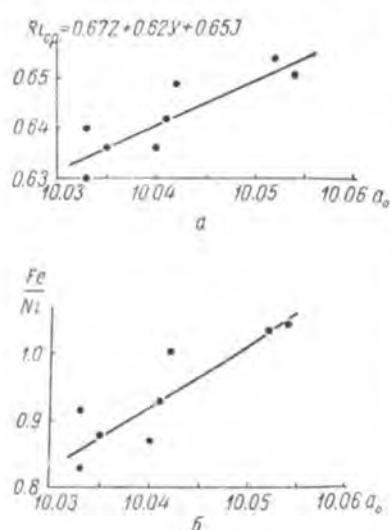


Рис. 158. *a* — зависимость параметра a_0 от среднего радиуса октаэдрических ионов в пентландите, *б* — зависимость параметра элементарной ячейки пентландита от отношения главных металлов, входящих в состав этого минерала.

Переменное соотношение суммы металлов и серы свидетельствует о дефектности кристаллической структуры пентландита. Формуле $Mn_{8.5}S_8$ должно соответствовать 66 атомов в элементарной ячейке, против обычных 68 атомов. При такой формуле в минерале должно содержаться 34.6%, фактически в образце, у которого формула $Mn_{8.5}S_8$, содержалось 34.4% серы.

Дефектность пентландита с формулой $Mn_{8.5}S_8$ по отношению к формуле, отражающей полное заполнение узлов кристаллической решетки пентландита, составляет 5.56% (незанятыми остаются 0.5 и 9 узлов металлов). По мере увеличения числа незамещенных мест в кристаллической решетке, а следовательно, и увеличения содержания серы должно было происходить уменьшение размеров элементарной ячейки.

На самом же деле у пентландита по мере увеличения содержания серы происходит увеличение размеров элементарной ячейки на $0.021 kX$ (при изменении серы от 33.2 до 34.0%).

По мере увеличения содержания серы растет и содержание железа в минерале. Из этого казалось можно было сделать вывод, что избыток серы и железа в пентландите вызван примесью пирротина. Однако следует подчеркнуть, что по мере увеличения содержания железа (рис. 158), а также отношения железа к никелю (рис. 159, *б*) и увеличения среднего размера октаэдрического атома металла (рис. 159, *а*) растет параметр a_0 пентландита. С увеличением количества трехвалентного железа, находящегося в октаэдрическом окружении атомов серы, растет объем элементарной ячейки. Таким образом, по мере увеличения избытка железа меняется объем ячейки кристаллической решетки пентландита. Отсюда следует, что увеличение содержания железа, обнаруживаемое при химических анализах, связано не с примесью посторонних минералов, а с изменением состава самого пентландита.

В анализе 8 (табл. 18а) обнаружено при химическом анализе 34.37% серы. Обычно в пентландитах Монче-тундры устанавливается примерно

33.2% серы. Если считать, что увеличение содержания серы произошло за счет примеси пирротина, должно одновременно повыситься содержание железа. В данном анализе этого не наблюдается (30.00% железа). С другой стороны, примесь пирротина должна была привести к уменьшению удельного веса исследуемого материала. Удельный вес пирротина с формулой Fe_9S_{10} равен 4.62, а судя по содержанию серы в пирротине могло присутствовать около 21% примеси пирротина, которую легко можно было обнаружить при микроскопическом просмотре отобранного материала; однако отобранный материал нацело состоял из пентландита. Примесь пирротина в количестве 21% безусловно понизила бы удельный вес минерала до 4.96. На самом же деле удельный вес пирротина с формулой $\text{Me}_{8.5}\text{S}_9$ — 5.032. Все это говорит за то, что в составе пентландита имеется переменное содержание серы.

В другом анализе (7) содержание серы также несколько повышенное и составляет 33.89%, что соответствует при пересчетах 12—13% примеси пирротина. Удельный вес также был бы понижен, однако по определениям равен 5.031.

При продолжительном (108 часов) растворении этого образца в 5%-й соляной кислоте растворилось 0.3% навески образца. Если бы избыток серы был вызван примесью пирротина, то при действии HCl в раствор перешло бы не 0.3%, а 12—13% от общего веса навески.

При растворении пентландита, содержащего примесь пирротина, происходят следующие изменения с навеской:

- навеска уменьшается в весе на величину примеси;
- содержание серы заметно уменьшается, поскольку пентландит обладает наименьшим содержанием серы среди других сульфидов железа, никеля и меди;
- удельный вес материала повышается, так как пентландит обладает меньшим удельным весом по сравнению с другими сульфидами никеля и меди.

При растворении пентландита, содержащего повышенное количество серы, уменьшение веса при обработке HCl происходит на ничтожно малую величину. Удельный вес не увеличивается, а уменьшается. Уменьшение удельного веса, как было показано выше, происходит за счет выщелачивания из пентландита части металлов, находящихся в тетраэдрическом окружении серы. Содержание серы в пентландите при растворении его в соляной кислоте практически остается постоянным (табл. 17).

Поведение пентландита при растворении показывает, что при воздействии на него HCl не обнаруживается примеси пирротина. Пентландит нередко имеет повышенное содержание серы по отношению к формуле Me_9S_8 . Фактически формула пентландита имеет общий вид $\text{Me}_{9-x}\text{S}_8$. Пентландит нередко обнаруживает неполное замещение металлических узлов кристаллической решетки, отсюда следует, что структура пентландита обнаруживает дефектность.

Новый метод определения состава пентландита

В разделе, посвященном изоморфным замещениям в пентландите, было показано, что в этом минерале отмечаются зависимости размеров элементарной ячейки от состава минерала. Более того, для пентландита наблюдается зависимость величины параметра a_0 от размеров среднего металлического иона с шестерной координацией. Кроме того, существует прямая связь между содержанием серы в пентландите и размерами элементарной

ячейки. На рис. 158 эти зависимости представлены в виде графиков, которыми удобно пользоваться для определения приблизительного состава пентландита.

Из формулы пентландита ясно видно, что переменными величинами являются ионы в шестерной координации, причем почти для всех коэффициентов (за исключением коэффициента, отражающего содержание никеля); на рис. 159 приводятся графические соотношения с параметром a_0 пентландита.

Преимущества нового метода заключаются в том, что для исследования требуется ничтожно малое количество материала.

Глава 26

ПИРРОТИН

Пирротин является наиболее распространенным рудным минералом среди рудопроявлений ультраосновных интрузий. В отчетах и других работах предыдущих исследователей имеется указание всего на два химических анализа пирротина из Печенги, причем один из них недоброкачественный (оба анализа приведены Холмовым и Шильниковым, 1951 г.).

О составе пирротина, как это будет специально разобрано ниже, можно судить не только по данным химических анализов, но и по результатам рентгенометрического изучения.

Рентгенометрическое исследование пирротина

Первая попытка объяснить природу пирротина с помощью рентгеноструктурного исследования была предпринята в 1925 г. Альсеном. Альсен показал, что пирротин относится к структурному аналогу арсенида никеля NiAs и предположил, что изменение состава пирротина и избыток серы в нем происходит вследствие замещения атомов железа атомами серы. При этом число атомов в элементарной ячейке минерала должно было оставаться постоянным. Однако позднее, в 1933 г., Хэгом и Зукдорфом была отмечена неправильность представления о строении пирротина как твердого раствора замещения. Хэг и Зукдорф показали, что изменение состава пирротина происходит за счет изменения числа атомов в элементарной ячейке с меньшим числом атомов железа при постоянном числе атомов серы.

При уменьшении числа атомов в элементарной ячейке часть октаэдрических пустот, предназначенных для железа, остается незанятыми. Пропорционально отирующему числу атомов железа часть атомов железа из двухвалентного переходит в трехвалентное состояние. Число атомов железа в структуре пирротина может изменяться от 2 до 1.6 (в элементарной ячейке пирротина, как аналога NiAs, должно содержаться $z=2$, что соответствует изменению формулы минерала от Fe_2S_3 до Fe_4S_5).

С увеличением дефектности решетки пирротина и числа более мелких трехвалентных атомов размеры элементарной ячейки сокращаются (Э. Елисеев и Денисов, 1957).

За последние 10—15 лет при детальном изучении пирротина с применением рентгеноструктурного анализа установлено несколько его полиморфных модификаций (Heraldson, 1941; Byström, 1945; Липшиц, 1946; Buenger, 1947).

В специальных работах по минералогии сульфидных месторождений, а также в справочной минералогической литературе (Дж. Д. Дэна и др.,

1950; Бетехтин, 1950а, Ramdohr, 1955, и др.) не приводится сведений о наличии у пирротина полиморфизма. Поэтому на этом вопросе необходимо остановиться несколько подробнее.

Полиморфизм в системе троилит—пирротин

В системе троилит—пирротин существует несколько структурных модификаций пирротина.

Первую наиболее полную фазовую диаграмму в системе троилит—пирротин, основанную на данных рентгеноструктурных исследований, привел Геральдсен (Heraldsen, 1941). Геральдсен отмечает существование трех фаз, равновесных при комнатной температуре: α' -пирротин с составом, близким к троилиту и имеющим усложненную гексагональную структуру («сверхструктура»); α'' -пирротин со структурой арсенида никеля (нормальная пирротиновая структура), но с парамагнитными свойствами; β -пирротин со структурой арсенида никеля и ферромагнитными свойствами. Кроме этих трех низкотемпературных фаз, Геральдсен отмечает существование двух более высокотемпературных фаз с парамагнитными свойствами — γ -пирротин, устойчивую в области температур 130—310°С при небольшом дефиците ионов железа в структуре (от 50 до 48 атомн. %) и другую фазу δ -пирротин, устойчивую для всех составов от 50 до 55.5 атомн. % серы при более высоких температурах — выше 310°С. $\alpha' - \alpha''$ -модификации пирротина содержат от 50 до 52 атомн. % серы и являются парамагнитными, тогда как β -ферромагнитная модификация пирротина появляется в пирротинах при значительно большем содержании серы, т. е. при большем, чем у $Fe_{12}S_{13}$. Пределы существования β -модификации пирротина согласуются с пределами существования у этого минерала ферромагнетизма.

Как впервые отметил Геральдсен, а позднее и Бюргер (Buerger, 1947), границы между парамагнитной и ферромагнитной (α и β) разновидностями пирротина не согласуются с границами существования сверхструктуры типа троилита и простой структуры типа арсенида никеля.

Примерно в это же время была открыта новая, не отмеченная Геральдсеном, моноклинная модификация пирротина.

Бистром (Byström, 1945), впервые исследовавший моноклинный пирротин, пришел к выводу, что между составом и симметрией структуры пирротина нет никакой зависимости. Однако позднее Перман (Perman, 1954) показал, что пирротины с моноклинной структурой обычно обладают большим содержанием серы, чем гексагональные пирротины. Бистром подчеркивает, что моноклинная модификация существует только в природных условиях, тогда как в условиях лабораторного эксперимента эта модификация не была получена. Из этого Бистром делает вывод о значительном различии условий при кристаллизации пирротина в экспериментах и в природе.

С обнаружением моноклинной модификации пирротина получила объяснение различная способность разных пирротинов к флотации (Byström, 1945).

Магнитная восприимчивость различных образцов моноклинного пирротина, по Перману, одинаковая. По данным Бистрома, у моноклинных пирротинов идентичны размеры элементарной ячейки, причем c_0 и a_0 не меняются при изменении состава моноклинного пирротина. Магнитная восприимчивость гексагональных пирротинов (по Перману) ничтожно мала. Магнитная характеристика природных пирротинов зависит от ко-

личественных соотношений присутствующих модификаций (сильно магнитной — моноклинной и очень слабо магнитной — гексагональной).

Данные Геральдсена (1941) подверглись уточнениям последующими исследователями (Бистром, Бюргер, Липин, Перман). На основании работ этих исследователей нами была уточнена фазовая диаграмма

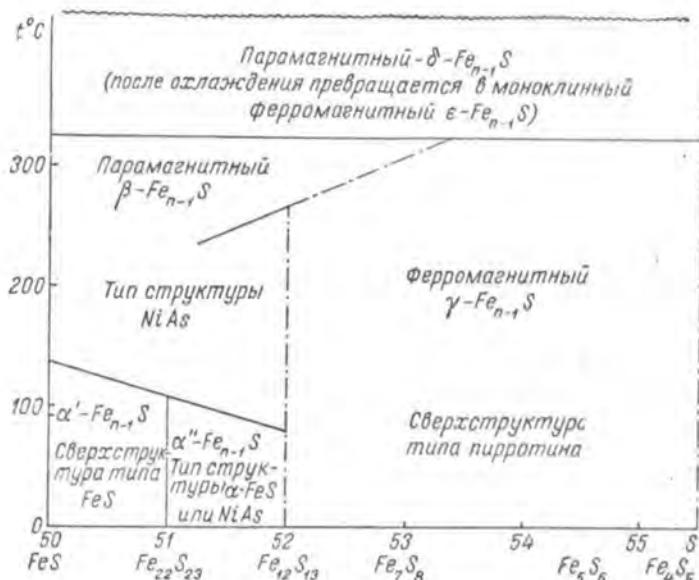


Рис. 160. Фазовая диаграмма системы троилит—пирротин.

Геральдсена, составленная для системы троилит—пирротин (рис. 160). В табл. 21 приводятся данные, характеризующие размеры элементарных ячеек разных модификаций пирротина.

Как было показано Э. Н. Елисеевым и А. П. Денисовым (1957), элементарная ячейка каждой из модификаций пирротина может быть выражена через элементы основной структуры (через $a_0 \sim 3.43 \text{ к}X$ и $c_0 \sim 5.68 \text{ к}X$). Это хорошо видно из данных, приведенных в табл. 21. Исходя из сопоставимости размеров элементарных ячеек различных модификаций пирротина, представляется возможным производить сравнение размеров у разных ячеек в пределах одной диаграммы, независимо от того, к какой модификации пирротин принадлежит.

Об определениях железа и серы в природных пирротинах по результатам химических анализов

До настоящего времени о соотношении железа и серы в пирротине можно было судить либо по результатам химического анализа минерала, либо по величине его удельного веса. Однако на результаты определений при химических анализах пирротина, а также при определении удельного веса сильное влияние оказывают постоянно присутствующие в образцах посторонние примеси. Присутствие даже в небольших количествах магнетита или пирита в пирротине заметно скажется при анализах на соотношение железа и серы. Для того чтобы составить представление о точности химических определений при анализе пирротинов, следует обратиться к хорошо известной работе С. В. Липина (1946) о пирротинах.

Размеры элементарных ячеек у различных модификаций пирротина

Интраузии Печентри	Моди- фикация пирро- тина	Название разновид- ности пирро- тина	Структура	Магнитность	Содержание серы (в атомн. %)	Размеры элементарной ячейки		Размеры яче- ек троилита и пирротина при «сверх- структуре»
						a_0	c_0	
	α'	Троилит.	Типа FeS (сверхстру- ктура).	Парамагнитный.	50—51	3.42—3.45	5.87—5.79	$a_0' = a_0\sqrt{3}$ $c_0' = 2c_0$
	α''	Пирротин.	Гексагональная типа NiAs.	То же.	51—52	3.45—3.44	5.79—5.75	—
	β	Сульфид железа.	Гексагональная высокотемпературная (устой- чивая при температу- рах 100—300°C).		50—52	При фазовом превраще- нии α -пирротина в β -пирротин; a_0 увели- чивается на 0.05 kX.	c_0 сокращается на 0.2 kX	—
	γ	Пирротин.	Гексагональная «пирро- тиновая»—дефектная.	Ферромагнитный.	от 52 до 54.5	от 3.44 до 3.42	от 5.75 до 5.65	$a_0' = 2a_0$ $c_0 = 4c_0$
	δ	Сульфид железа.	Гексагональная высокотемпературная (устой- чивая при температу- рах выше 310°C).	Парамагнитный.	50—56	Фазовый переход в δ - пирротин сопровож- дается увеличением a_0 на 0.15 kX.	Фазовый переход в β -пирротин сопро- вождается сокраще- нием c_0 на 0.30 kX.	—
	ϵ	Моноклин- ный пир- ротин.	Искаженная гексаго- нальная структура типа NiAs.	Очень сильно фер- ромагнитный.	54.5—56	$a_0 = a_0 \cdot 3$ $a_0 = 5.94$ $a_0 = 3.43$	$c = 5.68$ $\beta = 89^{\circ}34'$	—

В 20 анализах из 37, приведенных С. В. Липиным, отмечаются отклонения от 100.00% значительно большие, чем 0.5%, а в 12 анализах — более 1%.

Может быть, эти отклонения объясняются тем, что анализы в значительном большинстве старые (выполненные в прошлом веке), без тщательной магнитной сепарации. В этом случае новые анализы пирротина, выделенного из руды магнитной сепарацией, должны давать значительно

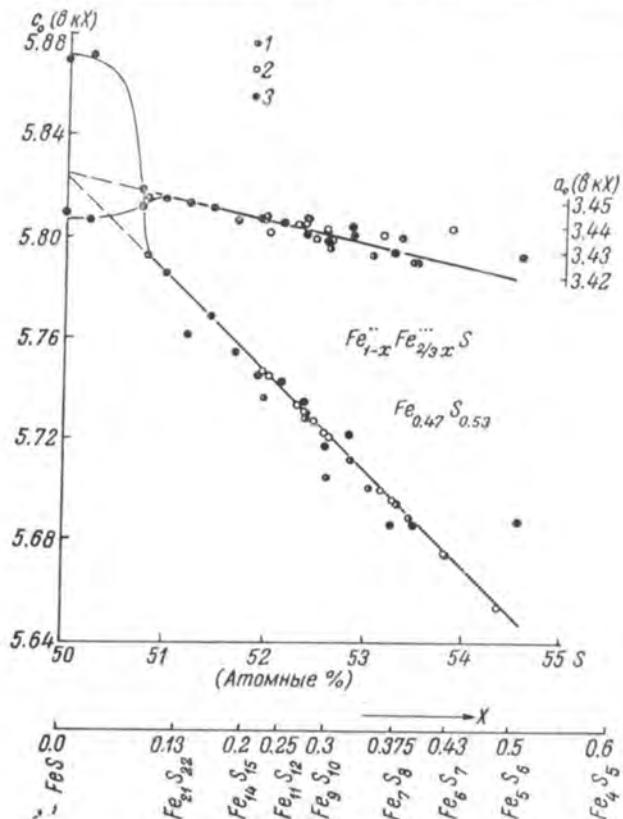


Рис. 161. Зависимость размеров элементарной ячейки от состава пирротина.

1 — пирротины, для которых имеются определения состава и удельного веса; 2 — пирротины, для которых состав определен по рентгенометрическим данным; 3 — искусственные сульфиды железа, по данным Геральдсена (Heraldson, 1941).

лучшие результаты. Обратимся к новым анализам, приведенным в работе С. В. Липина (1946). У пяти образцов сумма анализа была следующей, %: 98, 35, 99.07, 98.87, 98.59, 99.88. В последнем образце, имеющем сумму — 99.88%, было обнаружено 6.34% кремнезема.

При современном химическом анализе пирротинов и возможностях выделения мономинеральных фракций, как показывают приведенные выше данные, по результатам химических определений невозможно точно судить о составе пирротина.

С. В. Липин приводит данные о содержании двух- и трехвалентного железа в пирротине, однако эти определения не обладают большой точностью.

Если судить о формуле пирротина по результатам определения общего количества железа, или двух- или трехвалентного железа и серы, то получаются различные данные о формуле минерала. Содержание железа не соответствует содержанию серы. Судя по присутствующему количеству железа в пирротине при его анализе недоопределенено не менее 0.5 вес. % серы (т. е. более 1% по отношению к общему содержанию серы в пирротине).

Результаты химических анализов, а также значения удельных весов пирротинов (табл. 22) служат опорными данными при построении диаграммы состав—свойство для пирротинов (рис. 161). В табл. 23 приведены формулы, удельные веса и параметры пирротинов.

Химическим анализам были подвергнуты пирротины с содержанием серы (атомн. %): 50.20, 51.89, 51.95, 52.00, 52.85, 52.94, 53.13, 53.17, 53.17, 53.42, 53.55.

Рентгенометрическое изучение пирротинов производилось с помощью рентгеноструктурного анализа методом порошка. Большинство образцов снималось в камерах с эффективным диаметром 66 мм (съемка производилась по корпусу камер с диаметром кассет 57 мм). При съемке трубки с железным анодом нагружались напряжением 35 квт при силе тока 10—12 мА.

При вычислениях поправки вводились по дополнительному снимку с NaCl. Определение параметров a_0 и c_0 проводилось по наиболее четким и ярким линиям рентгенограмм порошка (отражения: 1010; 1011; 1012; 1012; 1013; 1013; 1120; 2020; 0004).

Э. Н. Елисеевым и А. П. Денисовым (1957) было обнаружено, что по мере увеличения дефицита железа в пирротине размеры элементарной ячейки уменьшаются. Особенно сильные изменения характерны для оси c_0 .

Размеры элементарных ячеек пирротинов хорошо согласуются с размерами ячеек искусственных сульфидов железа, изученных Геральдсеном.

Геральдсен (Heraldsen, 1941) на основании изучения искусственных пирротинов пришел к заключению, что для искусственных сульфидов железа размеры элементарной ячейки зависят от состава сульфида.

Следует отметить, что подобной зависимости для природных пирротинов никто не выводил.

Как видно на рис. 161, параметры a_0 и c_0 , а также отношение $c_0 : a_0$ и объем элементарных ячеек (Елисеев и Денисов, 1957) у пирротинов и искусственных сульфидов железа, имеющих одинаковый состав, идентичны. Зависимости рентгенометрических констант от состава, приведенные на рис. 161, одинаково справедливы и для природных и для искусственных сульфидов железа.

Диаграммы, характеризующие изменения параметров (особенно график для параметра c_0) в зависимости от состава пирротина, предлагается использовать для определения состава пирротина по рентгенометрическим данным.

Для образцов, у которых имеются химические анализы, отмечаются хорошие совпадения в определении состава как по химическим данным, так и по удельному весу и размерам элементарной ячейки.

Изученные пирротины (рис. 161) составляют почти непрерывный ряд твердых растворов в пределах от 51.96 до 54.35 атомн. % серы (т. е. от $\text{Fe}_{13}\text{S}_{14}$ до Fe_5S_6). Кроме того, был изучен образец с 50.8 атомн. % серы. Образцы пирротина в пределах 51.96—54.35 атомн. % представляют ферромагнитную модификацию пирротина (β -пирротин); образец с 50.8 атомн. % серы является парамагнитным α'' -пирротином.

Таблица 22

Результаты химических анализов пирротина

Состав	1	7	8	9	11	14	19	20	21	22	28	29	31
Fe	63.25	58.52	60.37	61.79	61.60	58.86	61.02	56.84	58.81	58.83	56.00	59.21	59.84
S	36.63	36.88	37.81	38.43	38.64	37.38	39.11	38.23	33.22	38.70	38.74	39.48	39.50
Co	Не обнаружено.	2.99 0.08	0.57 0.02	0.1 —	0.1 0.07	2.78 0.2—0.3	0.1 0.05	2.70 0.24	0.63 —	— 0.04	4.05 0.24	0.32 0.24	0.1 0.2
Cu	—	0.12	0.28	0.1	0.1	0.04	0.2—0.3	1.31	0.19	—	0.02	0.04	0.5
Нерастворимый остаток	—	1.49	0.89	—	—	1.15	—	—	6.91	0.42	1.55	1.10	—
Сумма . . .	99.88	100.08	99.94	100.22 99.96	100.24 99.95	100.28	100.13 99.89	99.13	100.00	97.95	100.40	100.39	99.89 99.96
Удельный вес . .	—	4.662	4.656	—	4.681	—	4.598	—	—	4.615	4.595	—	—
Формула . . .	Fe _{1.000} S	Fe _{0.925} S	Fe _{0.923} S	Fe _{0.921} S	Fe _{0.915} S	Fe _{0.918} S	Fe _{0.898} S	Fe _{0.898} S	Fe _{0.883} S	Fe _{0.880} S	Fe _{0.872} S	Fe _{0.867} S	—
Содержание серы (в атомн. %) . .	50.21	51.95	52.00	52.06	52.24	52.45	52.85	52.85	52.94	53.15	53.17	53.42	53.55
Параметр c_0 . . .	5.880	5.738	5.737	5.736	5.734	5.7295	5.712	5.708	5.713	5.709	5.696	5.690	5.680

Примечание. 1 — троилит из августиновского метеорита (из работы С. В. Липина, 1946). Пирротины из различных месторождений; 7 — Печенга, Каммикви, из крупнозернистой руды; 8 — район р. Цага из рудных габбро-анортозитов; 9 — B. valle in Setesdal (Gronvold a. Haraldsen, 1952); 11 — Setregruben Ostfold (Gronvold a. Haraldsen, 1952); 14 — Печенга, Каммикви, из крупнозернистой руды; 19 — Amdal Froland (Gronvold a. Haraldsen, 1952); 20 — то же интрузий и руд. Аналитик Н. А. Григорьева, обр. Г. В. Холмова и Д. А. Шаплинкова; 21 — район р. Цага, из рудных габбро-лабрадоритов (примеси Al_2O_3 — 0.60%; SiO_2 — 2.22%; TiO_2 — 0.01%; MgO — 1.14%); 22 — из одного уральского месторождения (из работы С. В. Липина, 1946), примесь — 0.42%; 28 — Печенга, Каула, из сплошных сульфидных руд; 29 — район р. Цага, из рудных габбро-лабрадоритов; 31 — Herzog Friedrich Crube, Koagsberg (Gronvold a. Haraldsen, 1952).

Таблица 23

Таблица формул составов, удельных весов и величин параметров пирротинов

Fe_nS_{n+1}	$Fe_{1-y}S$	$Fe_{1-x}^{++} - Fe_{1-x}^{++}S$	Содержание серы (в вес. %)	Содержание железа (в вес. %)			Атомное отношение S:Fe	S (в атомн. %)	x в формуле $Fe_{1-x}^{++}Fe_{1-x}^{++}S$	Число атомов в элементарной ячейке	Удельный вес	a_0	c_0
				Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺ + Fe ⁺⁺⁺							
Fe_4S_5	$Fe_{(1-0.200)}S$	$Fe_{0.400}^{++} Fe_{0.400}^{+++}S$	41.78	29.11	29.11	58.22	1.25	55.56	0.600	3.600	4.45	3.410	5.620
Fe_5S_6	$Fe_{(1-0.167)}S$	$Fe_{0.499}^{++} Fe_{0.334}^{+++}S$	40.80	35.53	23.67	59.20	1.20	54.54	0.501	3.666	4.52	3.418	5.650
Fe_6S_7	$Fe_{(1-0.143)}S$	$Fe_{0.471}^{++} Fe_{0.286}^{+++}S$	40.12	39.90	19.98	59.88	1.166	53.85	0.429	3.714	4.55	3.425	5.675
Fe_7S_8	$Fe_{(1-0.125)}S$	$Fe_{0.625}^{++} Fe_{0.250}^{+++}S$	39.62	43.13	17.25	60.38	1.142	53.33	0.375	3.750	4.57	3.430	5.695
Fe_8S_9	$Fe_{(1-0.111)}S$	$Fe_{0.667}^{++} Fe_{0.222}^{+++}S$	39.23	45.60	15.17	60.77	1.125	52.94	0.333	3.778	4.60	3.434	5.710
Fe_9S_{10}	$Fe_{(1-0.100)}S$	$Fe_{0.700}^{++} Fe_{0.200}^{+++}S$	38.95	47.48	13.57	61.05	1.111	52.63	0.300	3.800	4.62	3.436	5.720
$Fe_{10}S_{11}$	$Fe_{(1-0.091)}S$	$Fe_{0.727}^{++} Fe_{0.182}^{+++}S$	38.71	49.02	12.27	61.29	1.098	52.38	0.273	3.819	4.63	3.439	5.730
$Fe_{11}S_{12}$	$Fe_{(1-0.083)}S$	$Fe_{0.751}^{++} Fe_{0.166}^{+++}S$	38.51	50.36	11.13	61.46	1.091	52.17	0.249	3.834	4.64	3.441	5.737
$Fe_{12}S_{13}$	$Fe_{(1-0.077)}S$	$Fe_{0.769}^{++} Fe_{0.154}^{+++}S$	38.35	51.37	10.28	61.65	1.084	52.00	0.231	3.846	4.65	3.442	5.743
$Fe_{13}S_{14}$	$Fe_{(1-0.071)}S$	$Fe_{0.787}^{++} Fe_{0.142}^{+++}S$	38.20	52.37	9.45	61.80	1.079	51.85	0.213	3.858	4.66	3.443	5.748
$Fe_{14}S_{15}$	$Fe_{(1-0.067)}S$	$Fe_{0.799}^{++} Fe_{0.134}^{+++}S$	38.08	53.03	8.89	61.92	1.071	51.72	0.201	3.866	4.66	3.444	5.752
$Fe_{15}S_{16}$	$Fe_{(1-0.063)}S$	$Fe_{0.813}^{++} Fe_{0.125}^{+++}S$	37.98	53.75	8.27	62.02	1.067	51.61	0.188	3.874	4.67	3.444	5.756
$Fe_{16}S_{17}$	$Fe_{(1-0.059)}S$	$Fe_{0.823}^{++} Fe_{0.118}^{+++}S$	37.89	54.32	7.79	62.11	1.062	51.51	0.177	3.881	4.68	3.445	5.760
$Fe_{17}S_{18}$	$Fe_{(1-0.0556)}S$	$Fe_{0.832}^{++} Fe_{0.112}^{+++}S$	37.80	54.82	7.38	62.20	1.059	51.43	0.168	3.889	4.69	3.445	5.775
$Fe_{18}S_{19}$	$Fe_{(1-0.0526)}S$	$Fe_{0.841}^{++} Fe_{0.106}^{+++}S$	37.72	55.31	6.97	62.28	1.056	51.35	0.158	3.895	4.69	3.446	5.770
$Fe_{19}S_{20}$	$Fe_{(1-0.0476)}S$	$Fe_{0.856}^{++} Fe_{0.096}^{+++}S$	37.61	56.10	6.29	62.39	1.053	51.28	0.144	3.905	4.70	3.446	5.774
$Fe_{20}S_{21}$	$Fe_{(1-0.0455)}S$	$Fe_{0.863}^{++} Fe_{0.092}^{+++}S$	37.56	56.44	6.00	62.44	1.050	51.22	0.138	3.909	4.70	3.447	5.779
$Fe_{21}S_{22}$	$Fe_{(1-0.0435)}S$	$Fe_{0.869}^{++} Fe_{0.088}^{+++}S$	37.51	56.74	5.75	62.49	1.047	51.19	0.132	3.913	4.71	3.447	5.780
FeS	Fe _{1.00} S	Fe ⁺ S	36.48	63.52	0.00	63.52	1.000	50.00	0.000	4.000	4.79	3.440	5.872

Для всего ряда пирротинов, начиная от малосернистого паарамагнитного пирротина с низким, около 51 атомн. % серы, до многосернистого ферромагнитного пирротина (до 54.35 атомн. % серы), отмечается равномерное изменение размеров элементарной ячейки. По данным Геральдсена (1941), при 51 атомн. % серы наблюдается резкий перелом в прямолинейной зависимости параметров a_0 и c_0 от состава (рис. 161). У троилитов (от 50 до 51 атомн. % серы) существует иная зависимость параметров a_0 , c_0 и отношения $c_0 : a_0$ от содержания в них серы, чем у пирротинов, которые содержат более 51 атомн. % серы и обладают иными размерами элементарной ячейки.

У природных пирротинов отмечается значительно большее насыщение серой, чем у искусственных соединений серы и железа, полученных Геральдсеном при температуре 300° С. При этой температуре искусственные сульфиды железа могут иметь максимально 53.4 атомн. % серы, тогда как у природного пирротина нами обнаружено содержание серы, равное 54.35 атомн. %.

На рентгенограммах образцов пирротина из Каммикиви (Печенга) района р. Цаги и горы Нюд (Мончегорская тундра) и некоторых других месторождений обнаружено присутствие дополнительных линий, которые, по данным Бистрома (Byström, 1945), принадлежат моноклинной модификации пирротина.

О точности определения состава пирротина по рентгенометрическим данным

Точность определения состава минерала может быть повышена, если при рентгенометрических исследованиях съемку производить в камерах большого диаметра, например, 140 мм. В таком случае определение параметра возможно проводить с точностью $\pm 0.001 kX$, что соответствует 0.03—0.04 % серы или железа.

Исследование было подвергнуто образцы из различных рудопроявлений сульфидных медно-никелевых; титаномагнетитовых, связанных с габбролабрадоритами; кианитовых сланцев; контактовых роговиков; гранитных пегматитов.

При изучении пирротинов из медно-никелевых сульфидных рудопроявлений образцы брались не только из различных месторождений, но и из разных типов руд (сплошных сульфидных, гнездовых и вкрашенных).

Наибольшее содержание серы в пирротинах отмечается в образцах из медно-никелевых руд; наименьшее — в низкотемпературных образованиях (в контактовых роговиках Хибинского массива).

В сплошных сульфидных рудах из интрузий ультраосновных пород, не содержащих в своем составе пирита, обычно отмечается пирротин слабо насыщенный серой, т. е. содержащий 52—52.5 атомн. % серы. В рудах же, где присутствует первичный пирит, пирротин имеет иной состав, а именно: 53.5 атомн. % серы.

Содержание серы в пирротинах, изученных нами, изменяется на 4.55 %, т. е. колеблется от 50.8 до 54.35 атомн. % серы, что соответствует изменениям формулы минерала от Fe_5S_6 до $Fe_{22}S_{23}$.

Характерной особенностью пирротина является изменчивость его состава не только в пределах всего участка рудопроявлений, но и одного образца.

Об изменчивости состава пирротина

Пирротин в форме вкрашенности обычно образуется несколько раньше, чем рассекающие образцы сульфидные прожилки, также пирротинового состава. Как правило, ранний по времени образования пирротин, имеющий

распространение в виде сульфидной, нередко метасоматической, вкрапленности, содержит значительно большее количество серы, чем пирротиновые прожилки, более поздние по времени выделения.

Так, пирротин метасоматической вкрапленности в контактовых роговиках (табл. 24) содержит 52.36 ± 0.02 атомн.% серы, тогда как пирротиновые прожилки, рассекающие сульфидную вкрапленность этого же образца, содержат 50.80 ± 0.51 атомн.% серы. Разница в содержании серы в пирротинах из одного и того же образца, но имеющих различную форму развигия, составляет $1.1 - 1.5$ атомн.%.

Таблица 24

Содержание серы в пирротинах из различных геологических образований

Рудопроявление	Пределы изменения содержания серы (в атомн. %)
Орудевелые роговики из южного контакта Хибинского массива	50.8—52.4
Пегматиты Северной Карелии	51.96
Кианитовые сланцы Кейв	52.36—52.63
Гравититные пегматиты Ены	53.82
Титаномагнетитовые рудопроявления района р. Цаги	51.07—53.82
Различные медно-никелевые руды Мончегорска и Печорги	52.13—54.35

Пирротин среди кианитовых сланцев, развивающийся в виде мелкозернистой метасоматической вкрапленности, имеет 52.63 атомн.% серы, тогда как крупнозернистые прожилковые выделения пирротина из тех же кианитовых сланцев содержат 52.36 атомн.% серы.

Гнездовые выделения сульфидов и окружающие их вкрапленники сульфидов в медно-никелевых рудопроявлениях, по-видимому, развивались одновременно, так как пирротин, развивающийся в виде гнездового выделения сульфидов, содержал 52.58 ± 0.21 атомн.% серы, а вкрапленный пирротин, окружающий гнездовое скопление сульфидов, — $52.58 + 0.13$ атомн.% серы.

Интересно проследить, каково содержание серы в пирротинах разных генераций из одного и того же рудного тела. При изучении сульфидных медно-никелевых рудопроявлений нами было обнаружено несколько генераций пирротина. Наиболее ранней генерацией является пирротин, находящийся в графическом срастании с хлоритом. Пирротин с графическими срастаниями хлорита брекчируется, и обломки этого, более раннего, пирротина скементированы пирротином и кальцитом. Более ранний пирротин (из ассоциации пирротин + хлорит) содержит наибольшее количество серы из всех изученных нами образцов — 54.35 атомн.% серы, тогда как пирротин из ассоциации с карбонатом имеет заметно меньшее содержание серы — 53.28 атомн.%. Наиболее поздними являются выделения пирротина в виде сплошных сульфидных жил. Сплошные сульфидные жилы из четырех различных месторождений имеют примерно одинаковое содержание серы: 52.13, 52.30, 52.44 и 52.47 атомн.%, что является указанием на примерно одинаковые условия кристаллизации пирротина в различных медно-никелевых рудах.

В пределах одного и того же медно-никелевого сульфидного рудо-проявления отмечаются сильные изменения в составе пирротина.

Отмечаются изменения в составе пирротина не только на различных стадиях кристаллизации, но также при процессах более поздней перегруппировки рудного вещества. Около зон, где имеет развитие по пирротину вторичный пирит, пирротин перекристаллизован, причем при этом происходило заметное повышение содержания серы в пирротине. Пирротин сплошных сульфидных руд содержит 52.13—52.47 атомн.% серы; перекристаллизованный пирротин, находящийся в ассоциации с пиритом, — 53.14 ± 0.08 атомн.% серы.

Данные о составе пирротина пока немногочисленны, но убедительно свидетельствуют о том, что при процессах кристаллизации и перекристаллизации руд происходили сильные изменения в составе этого минерала.

Наиболее ранний по времени образования пирротин из Каулы, находящийся в графическом срастании с хлоритом обладает 54.35 атомн.% серы, более поздние пирротины содержат 52.47 атомн.% серы, т. е. разница в содержании серы составляет 1.88%. Примерно такие же пределы изменения в составе пирротина обнаружены и при химическом анализе пирротина из скоплений сульфидных минералов в различных горных породах, например, в сульфидной жиле в филлитах и сульфидной жиле среди серпентинитов. По химическим определениям разница в содержании серы в пирротине составляет 1.7 атомн.%.

Для состава пирротина характерно не только соотношение железа и серы, но также наличие различных примесей.

Примеси второстепенных элементов в пирротине

При анализе пирротина обычно обнаруживаются примеси никеля, меди, кремния, марганца, магния, алюминия, иногда бериллия, титана, ванадия и других элементов, что характерно для всех Печенгских интрузий (Каммикиви, Котельваара, Пильгуярви). Присутствие в пирротине этих элементов безусловно связано с примесями к анализируемому пирротину других минералов — рудных и силикатных. Как показывает опыт изучения второстепенных компонентов в пирротине из различных месторождений Японии, постоянное присутствие примеси мышьяка, магния, меди и кремния для этого минерала характерно. Мышьяк, магний, медь и кремний содержатся в пирротине независимо от типа месторождения. Другие элементы, как свинец, никель и титан полностью отсутствуют в пирротине из контактово-метасоматических месторождений. В то же время и медь, и свинец, и титан практически всегда сопутствуют пирротину в сульфидных медно-никелевых рудо-проявлениях, как Печенги, так и Мончे-Тундры. Из сказанного видно, что между наличием тех или иных второстепенных компонентов в пирротине и типом месторождения существует вполне определенная связь. Второстепенные примеси в пирротине отражают общий минералогический состав рудо-проявлений (примеси элементов создаются примесями минералов), поэтому на присутствие их в пирротине, а также и в других рудных минералах следует обращать особое внимание.

В пирротине из медно-никелевых месторождений Печенги при спектральном анализе постоянно обнаруживается присутствие «средних» и «выше средних» линий кобальта на спектограмме. Многие исследователи придерживаются мнения, что кобальт изоморфно включен в кристаллическую решетку пирротина. Такое представление высказывали Шнейдер-

хен (см. работу Вагнера, 1932), Сахама и Ранкама (Sahama a. Rankama, 1950) и ряд других исследователей. Кобальт, как показывает исследование химического состава пентландита, действительно изоморфно включен в пентландит; причем для пентландитов Монче-тундры установлена линейная зависимость содержания кобальта от количества никеля в минерале. Для печенгских пентландитов установлена примерно постоянная концентрация кобальта (около 0.5%). Отношение в атомных количествах кобальта и никеля у пирротина из ультраосновной интрузии Каулы равно 1 : 100, для пирротина 114-Г-II — 1 : 115. Для пентландита это отношение равно 1 : 102. Идентичное отношение кобальта и никеля в пирротине и пентландите указывает на то, что весь кобальт присутствует в пирротине в виде вростков пентландита. В сульфидных медно-никелевых рудопроявлениях Печенги по крайней мере подавляющая часть кобальта присутствует в пентландите и не входит изоморфно в пирротин.

Вопросы, связанные с изменением состава пирротина при перекристаллизации, разбираются в главе 22 (стр. 248).

Химический состав пирротина Каммикиви

Результаты химического анализа пирротина из Каммикиви приведены в работе Г. В. Холмова и Д. А. Шильникова (1951 г.). Материал, химически проанализированный, одновременно подвергался рентгенометрическому изучению. По результатам рентгенограммы порошка, приведенной в отчете института Гипроникель, нами были вычислены параметры элементарной ячейки пирротина из Каммикиви (табл. 21).

По химическому анализу, пирротин из Каммикиви содержит 52.65 атомн.% серы, по удельному весу — 52.90 атомн.% серы, а по рентгенометрическим данным — 53.00 атомн.% серы. Среднее из трех определений, выполненных различными методами, составляет 52.85 ± 0.17 атомн.% серы.

Для образца 129-ц нами были получены следующие данные о составе крупнозернистого пирротина. По химическим определениям — 51.87 атомн.%, по удельному весу — 52.25 атомн.%, по рентгенометрическим данным 52.44 атомн.% серы. В среднем в крупнозернистом пирротине содержится (судя по данным трех методов) — 52.15 ± 0.27 атомн.% серы.

В Каммикиви отмечается разновозрастность крупно- и мелкозернистых сульфидных руд (стр. 211).

Мелкозернистые руды образуются в результате перекристаллизации крупнозернистых пирротиновых агрегатов: перекристаллизация пирротина сопровождалась внедрением в руду рудных растворов, в результате чего руда сильно обогащалась никелем и медью с образованием пентландита и халькопирита. Контакт между мелкозернистой более поздней и крупнозернистой более ранней рудами резкий и четкий. Интересно было выяснить — изменяется ли при перекристаллизации руд состав пирротина. Однако прежде необходимо установить пределы изменения состава пирротина.

По рентгенометрическим данным, пирротин из Печенги имеет следующее содержание серы (табл. 25).

В образцах пирротина 83 (Каула) и 129-ц (Каммикиви) обнаружено присутствие в подчиненном количестве моноклинной (фазы) полиморфной модификации пирротина.

Таблица 25

Содержание серы в пирротине из Печенги по рентгенометрическим данным

№ образца	Место взятия образца	Содержание серы (атомн. %)
129-ц IX	Каммикиви. Силошные сульфидные руды	52.44
150-е-2	То же	52.85
83	" "	52.20
П-VI-4	Каула	52.47
100-а	Каула (в срастании с хлоритом)	53.14
100-б	То же	54.35
490	Каула (в кальцитовой жилке)	53.28
348	Пирротин Пильгуярви (силошные сульфидные руды)	53.84
		52.30

Перман (Pehrman, 1954) произвел исследование 13 образцов пирротина. В 9 образцах он обнаружил присутствие моноклинной модификации; причем исследованы были и пирротины с содержанием серы в 52.6—56.7 (?) атомн. %. Среди изученных Перманом образцов один был из Печенги. В этом образце также было обнаружено присутствие моноклинной модификации пирротина. Таким образом, наличие моноклинной модификации в печенгских рудах устанавливается Перманом и нами.

Формы развития пирротина в рудах и структурные соотношения с другими минералами

Пирротин обычно слагает мономинеральные агрегаты различно ориентированных зерен. Форма зерен обычно неправильная. Нередко встречаются срастания пирротина с другими сульфидными минералами. Размер зерен в различных типах руд разный и колеблется от десятых долей миллиметра до одного или нескольких сантиметров в поперечнике. В кристаллах пирротин встречается очень редко. Среди сульфидных медно-никелевых руд Печенги отмечен один случай ограниченных кристаллов пирротина — в кальцитовом прожилке среди сильно оруденелых серпентинитов.

Пирротин образует нередко равномернозернистые агрегаты, а иногда порфировидные зерна, которые рассекаются халькопиритом. Структурные соотношения между пирротином и халькопиритом в этих случаях свидетельствуют о том, что пирротин в основном начал кристаллизоваться несколько ранее халькопирита.

В отдельных случаях, однако, наблюдаются обратные структурные соотношения между пирротином и халькопиритом. А. Г. Бетехтин и П. Е. Воробьев (1940) отмечают, что наряду с идиоморфными зернами пирротина, образовавшимися явно ранее халькопирита, в сульфидных жилах Монче-тунды наблюдались прожилковатые выделения пирротина и по контактам между зернами халькопирита. В силошных сульфидных рудах Печенги иногда встречаются пересечения агрегатов халькопиритовых зерен пирротиновыми прожилками. Еще более сложные соотношения отмечаются в сильно оруденелых рудах Каулы, Каммикиви и других рудопроявлениях Печенги. Серпентиниты, пронизанные густой сетью вкраепленников халькопиритового состава, нередко рассекаются пирротиновыми прожилками. Подобные соотношения пирротина с халькопиритом указывают на существование в сульфидных рудах нескольких генераций пирротина.

О разновозрастности образования пирротина в этих рудах также свидетельствуют соотношения с постериорными силикатными и карбонатными минералами (хлоритом, тальком, карбонатами). В образцах из Каулы отмечены случаи, когда пирротин находится в очень тесном прорастании с хлоритом, причем хлорит составляет примерно половину всего образца. По химическому анализу обнаружено 18.52% серы по сравнению с обычным содержанием серы в пирротине около — 38%. В срастании с хлоритом находится не один пирротин, а ассоциация минералов — пирротин + пентландит + халькопирит.

Графические срастания сульфидных минералов с хлоритом, тальком и карбонатами довольно частое явление в медно-никелевых сульфидных рудах; причем они наблюдаются как в сплошных, так и во вкрапленных рудах и свидетельствуют о совместном образовании этих минералов (Э. Елисеев, 1953а), поэтому следует рассматривать парагенезисы рудных и постериорных минералов.

В отдельных образцах из Каулы отмечены случаи брекчирования пирротина, находящегося в тесном графическом срастании с хлоритом. Обломки этого пирротина скементированы кальцитом и пирротином. Из таких структурных соотношений следует, что ассоциация минералов (пирротин + хлорит) образовалась значительно ранее, чем ассоциация (пирротин + карбонат).

При микроскопическом изучении вкрапленных сульфидных руд одной из интрузий Каулы устанавливается несколько более раннее образование пирротина с хлоритом, чем пирротина без каких-либо включений. Нередко пирротин без включений рассекает или окаймляет зерна пирротина, содержащего включения хлорита.

Интересные соотношения пирротина из различных типов руд отмечаются для руд Каулы и Каммикиви. Оруденелая тектоническая брекчия, цемент которой представлен главным образом пирротином, срезается, а иногда и брекчируется сплошными сульфидными рудами, также преимущественно пирротинового состава. Значительный интерес представляют соотношения пирротина с пентландитом, а также пиритом.

О зависимости насыщения пирротина серой от физико-химических условий кристаллизации

Экспериментальные данные, характеризующие зависимость размеров элементарной ячейки искусственного сульфида железа от концентрации серы и железа в растворе, из которого кристаллизуется пирротин, привел Геральдсен (Geraldson, 1941). Он показал, что при наличии высокой концентрации железа из раствора кристаллизуется две фазы — троилит + железо. В то же время повышенная концентрация серы обуславливает образование других двух фаз — пирротина + пирита. Существование пирротиновой фазы с одной стороны ограничено троилитом, содержащим 50.0 атомн.% серы, тогда как другая граница области существования пирротиновой фазы меняется в зависимости от температуры. При более высоких температурах область существования одной пирротиновой фазы сдвигается в сторону большей концентрации серы, а это значит, что при более высоких температурах образуется пирротин с более высоким содержанием серы. Геральдсен нашел, что предельное насыщение серой пирротина при 300° С составляет 53.4 атомн.% серы. Для этой же температуры Робертс (Roberts, 1935) приводит 53.3 атомн.% серы. Как отмечает Геральдсен (Heraldson, 1941), несколько иные ре-

зультаты получили Юза и Блитц, которые кристаллизовали пирротин при медленном охлаждении раствора. После тщательного удаления примеси пирита они установили, что пирротин при 300° С может быть максимально 52.8 атомн. % серы.

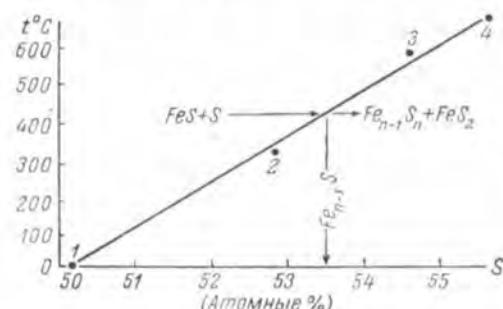


Рис. 162. Диаграмма предельного насыщения серой искусственного пирротина при различных температурах.

Составлено по данным: 1 — Г. С. Грицаенко и др. (1953); 2 — Геральдсена (Heraldson, 1941); 3 — Аллена и др. (Allen a. oth., 1912); 4 — Хэгга и Зуксдорфа (Hägg u. Sucksdorff, 1933). В верхней части диаграммы поле существования одной фазы — пирротина; в нижней — поле существования двух фаз — (пирротина+пирита).

Н. Н. Слудской и Н. К. Айдиньян (1953), Аллена и др. (Allen a. oth., 1912), Хэгга и Зуксдорфа (Hägg u. Sucksdorff, 1933). По рис. 162 можно судить о наименьшей температуре раствора, насыщенного серой, при которой может кристаллизоваться пирротин с тем или иным содержанием серы.

Значение изменчивости состава пирротина для парагенетического анализа ассоциации рудных минералов

Различная насыщенность серой пирротинов зависит от физико-химических условий, которые существовали при кристаллизации рудных минералов во время формирования рудопроявлений. Выше было показано, что в условиях эксперимента максимальное насыщение пирротина серой зависит от температуры раствора. В то же время на степень насыщения пирротина серой влияет также и концентрация серы в растворе. Так, Геральдсен при температуре 300° С получил полный ряд пирротинов с содержанием от 50.0 до 53.4 атомн. % серы.

На основании изучения химического состава природных пирротинов установлена сильная изменчивость состава пирротина в различных сульфидных месторождениях. Изменения в составе пирротина в пределах даже одного образца убедительно свидетельствуют о неравновесных условиях, существовавших при формировании рудопроявлений.

Несмотря на то что при образовании рудопроявлений имели место неравновесные условия, отмечается общая тенденция к снижению насыщения серой у более поздних по времени кристаллизации пирротинов. Более ранние, а следовательно, и несколько более высокотемпературные пирротины содержат значительно большие количества серы, чем низкотемпературные пирротины. Из этого следует, что при более высоких

температурах наступает кристаллизация пирротина с меньшим содержанием серы.

Если в дополнение к выше сказанному обратиться к работе Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудской и Н. К. Айдиньян (1953), в которой содержатся данные о кристаллизации сульфидов при комнатной температуре, то можно составить представление о границе существования насыщенной пирротиновой фазы при различных температурах.

На рис. 162 приведены данные исследований Г. С. Грицаенко, Гаральдсена (Heraldson, 1941), Аллена и др. (Allen a. oth., 1912), Хэгга и Зуксдорфа (Hägg u. Sucksdorff, 1933). В верхней части диаграммы поле существования одной фазы — пирротина; в нижней — поле существования двух фаз — (пирротина+пирита).

Таблица 26

Химический состав (в вес. %), размеры элементарной ячейки, формула и удельный вес халькопирита

№ п/п	Название образца	Формула	Fe	Cu	Ni	Co	S	Нерастворимый остаток	Сумма	Удельный вес	a_0	c_0
1	Халькопирит из мономинеральной жилки, Каула (обр. 520 из коллекции М. В. Денисовой)	$Cu_{1.01}Fe_{1.02}S_{2.00}$	30,55	34,40	0,15	0,00	34,36	0,20	99,66	4,152	2,272	Не опр.
2	Мелкозернистый матовый халькопирит из сульфидной жилки, Каула, меридиональная жила (обр. 119)	$Cu_{0,96}Fe_{0,97}S_{2.00}$	29,82	33,67	0,17	Следы	35,29	1,10	100,05	4,106	5,264	Не опр.
3	То же после растворения в 5-процентной HCl	$Cu_{0,98}Fe_{0,99}S_{2.00}$	30,15	33,39	0,09	Следы	34,95	1,23	99,81	4,117	—	—
4	Халькопирит из жилки сульфида в сильно оруденелых серпентинитах. Каммикиви (обр. А)	$Cu_{0,97}Fe_{1.01}S_{2.00}$	30,42	31,92	0,07	Следы	34,61	3,04	100,06	4,048	5,268	Не опр.
5	Халькопирит из Пильгуярви (по Денисовой, 1952)	$Cu_{0,97}Fe_{0,97}S_{2.00}$	30,91	33,74	Следы	—	35,20	—	99,85	4,160	5,270	Не опр.
6	Мономинеральная фракция 61 из вкрапленной руды в широксените (по Холмову и Шильникову, 1951 г.)	$Cu_{1,14}Fe_{1.06}S_{2.00}$	30,83	29,90	7,53	Не опр.	33,59	Не опр.	101,85	4,186	—	—
7	Теоретический состав халькопирита	$Cu_{1,00}Fe_{1,00}S_{2.00}$	30,54	34,57	—	—	34,89	—	100,00	4,283	5,240	10,30

Приложение. Анализ (№ п/п 1—5) выполнены аналитиком С. И. Смирновой (Химико-аналитическая лаборатория Кольского филиала АН СССР).

температурах существуют иные концентрации серы в растворе, чем при низких температурах.

При парагенетическом анализе ассоциаций рудных минералов обычно считается, что составы минералов не меняются, а поэтому предполагается, что диаграммы «состав—парагенезис» действительны для весьма широкого интервала температур.

Первая парагенетическая диаграмма системы рудных минералов, отражающая парагенетические соотношения пирротина с пиритом, магнетитом и гематитом, была предложена Д. С. Коржинским (1948). На примере ассоциаций рудных минералов Туринских медных руд Д. С. Коржинский разбирает соотношения в системе «железо—серы—кислород». Парагенетические соотношения в другой системе «железо—медь—серы» были разобраны Д. П. Григорьевым (1948) на примере сульфидов меди колчеданных месторождений Среднего Урала. Позднее для систем других рудных минералов диаграммы «состав—парагенезис» были составлены А. Г. Бетехтиным (1951, 1953). На фазовых диаграммах систем $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$, $\text{Fe}-\text{Cu}-\text{S}$, $\text{Fe}-\text{Cu}-\text{S}-\text{O}$, а также для систем $\text{Fe}-\text{As}-\text{S}$ и $\text{Fe}-\text{Sb}-\text{S}$ конноды проведены из расчета постоянного состава пирротина, соответствующего формуле FeS (троилита).

На диаграммах, отражающих парагенетические соотношения природных ассоциаций минералов в медно-никелевых сульфидных образованиях и рудах для пирротина приводится и иная формула Fe_6S_7 . Такая формула пирротина А. Г. Бетехтиным (1953) приведена в системах: $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}$; $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{Cu}-\text{S}$; $\text{Fe}-\text{Ni}-\text{S}-\text{O}$.

Для различных систем, относящихся к одним и тем же природным образованиям, даются различные формулы пирротина. Так, для системы $\text{Fe}-\text{Cu}-\text{S}$ приводится формула FeS (36.48 вес. % серы), тогда как в родственной системе $\text{Ni}-\text{Fe}-\text{S}$ пирротину соответствует формула Fe_6S_7 (40.12 вес. % серы в минерале). Таким образом, в родственных системах приводятся формулы пирротина, различающиеся по содержанию серы на 3.64 %. Такая разница в составе пирротина может оказаться на виде диаграмм «состав—парагенезис».

Ниже на примере систем $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ и $\text{Ni}-\text{Fe}-\text{S}$ демонстрируется характер влияния изменчивости состава пирротина на вид диаграмм «состав—парагенезис».

Система Cu—Fe—S

Согласно данным А. Г. Бетехтина (1953), диаграмма «состав—парагенезис» в системе $\text{Cu}-\text{Fe}-\text{S}$ включает следующие минералы: Cu_2S — халькозин; CuS — ковеллин; Cu_5FeS_4 — борнит; CuFeS_2 — халькопирит; CuFe_2S_3 — кубанит; $\text{FeS}-\text{Fe}_5\text{S}_6-\text{Fe}_{1-x}\text{Fe}_{2/3x}\text{S}$ — пирротин; FeS_2 — пирит.

Диаграмма «состав—парагенезис» системы «медь—железо—серы» была составлена А. Г. Бетехтиным применительно к условиям очень низкого парциального давления (концентрации) серы, т. е. для таких условий, при которых возможно образование только малосернистого пирротина—троилита (рис. 163). Однако, как показано выше, в природных условиях, при которых происходило образование сульфидных медно-никелевых руд, характерно было не понижение, а повышенное парциальное давление серы. Это следует из того, что пирротин из этих месторождений «насыщен» серой (в рудах имеет место пирротин с формулой $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}-\text{Fe}_5\text{S}_6$).

Диаграмма для низких парциальных давлений (концентраций) серы в растворе (существовавших при образовании твердой пирротиновой фазы), заимствованная из работы А. Г. Бетехтина (1953), дополнена коннодами для многосернистого пирротина (пунктирные линии на рис. 163, а).

Выше отмечалось, что в начальные стадии кристаллизации сульфидных руд из раствора выделялся пирротин сильно насыщенный серой (Fe_5S_6). При таком составе пирротина на диаграмме «состав—парагенезис» в системе Cu—Fe—S конноды «пирротин—халькопирит», «пирротин—борнит» и «пирротин—халькозин» становятся невозможными, а сама

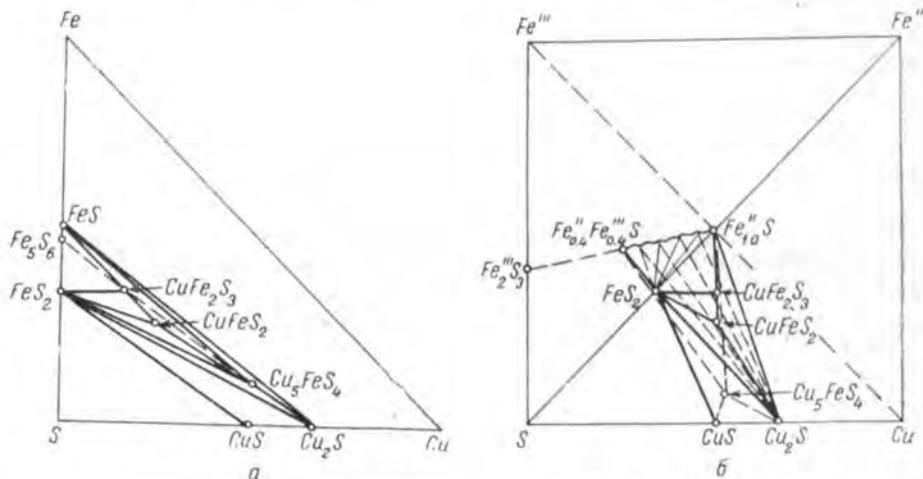


Рис. 163. Диаграммы состав—парагенезис в системе Fe—Cu—S.
а — по А. Г. Бетехтину (1953); б — в системе Fe^{II}—Fe^{III}—Cu—S, учитывающей изменения в составе пирротина. Объяснения в тексте.

диаграмма (рис. 163) приобретает иной вид (см. конноды, отмеченные пунктиром).

В сульфидных медно-никелевых рудах Печенги в среднем пирротин преобладает над халькопиритом. В сплошных сульфидных рудах таких образований меди содержится примерно в 15 раз меньше, чем железа. Из этого следует, что кристаллизация сульфидов из раствора, сильно обогащенного железом, будет проходить по лучу, пересекающему бинарный парагенезис: пирротин+кубанит.

В условиях повышенной концентрации серы в растворе при кристаллизации пирротина халькопирит и халькозин являются неустойчивыми твердыми фазами.

Судя по диаграмме (рис. 163), пирротин может находиться в равновесии и, следовательно, кристаллизоваться совместно с халькопиритом при относительно низком парциальном давлении серы в растворе, когда из раствора выделяется пирротин не обычного состава (Fe_5S_6 — $Fe_{10}S_{11}$), а сильно обедненный серой (троилит — FeS). Возможно, что мелкозернистый пирротин, развивающийся по контактам между более крупными кристаллами халькопирита и более поздний по времени выделения, чем халькопирит (Чирков, 1940) представляет именно такой сильно обедненный серой пирротин (троилит).

Диаграмма $\text{Fe}^{\text{II}}\text{—Fe}^{\text{III}}\text{—Ni—S}$ учитывает переменный в значительных пределах состав пирротина и пирита, а также колебания в составе пентландита.

На примере сульфидных медно-никелевых руд хорошо видно, что в условиях различной концентрации серы в растворе образуются не только разные ассоциации минералов, но и минералы различного состава. Изменения в составе пирротина отражают те изменения концентрации серы в рудных растворах, из которых кристаллизовались рудные минералы. На примере систем «железо—медь—серы» и «железо—никель—серы» показано, что выяснению условий, существовавших при рудоотложении, способствует изучение химического состава рудных минералов и особенно установление точного состава пирротина в различных типах руд.

Глава 27

ХАЛЬКОПИРИТ, ПИРИТ, ИЛЬМЕНИТ, МАГНЕТИТ

Халькопирит

Халькопирит, так же как пирротин и пентландит, присутствует практически повсеместно во всех типах руд и составляет значительную часть рудной массы. Содержание халькопирита от участка к участку рудного тела меняется, что приводит к колебаниям в соотношении меди и никеля в руде. Нередко встречаются участки с повышенным содержанием халькопирита и особенно участки, на которых медь превалирует над никелем. Существенно халькопиритовые руды имеют распространение на контактах рудных тел с вмещающими породами, а также и в филлитах.

Состав халькопирита из различных горных пород и руд Печенги отвечает теоретическому составу CuFeS_2 . Незначительные отклонения от эталонных данных отмечаются и у размеров элементарной ячейки исследованных образцов халькопирита. Данные химического и рентгенометрического исследования свидетельствуют о том, что состав халькопирита в различныхrudопроявлениях Печенги остается постоянным (табл. 26). Материал для анализа был отобран очень чистым (в анализированных образцах практически отсутствуют примеси пирротина и пентландита), тогда как обычно в рудах Каулы и Каммикиви он загрязнен всевозможными включениями (анализ 6, табл. 26). Часто среди халькопирита наблюдаются мелкие зерна магнетита и пирротина со следами резорбции. Халькопирит, выделяясь после магнетита, пирротина и пентландита обычно развивается по трещинкам и в интерстициях ранее выделившихся минералов. Использование систем параллельных трещинок в пирротине халькопиритом приводит к образованию своеобразных полосатых пирротино-халькопиритовых руд, которые особенно четко проявлены в верхней части интрузии Каулы.

Образование халькопирита нередко (например, в сплошных сульфидных рудах Каммикиви) сопровождается перекристаллизацией сульфидных руд.

Среди халькопиритовых руд присутствуют включения минералов белого и розового цвета (в отраженном свете), которые обладают повышенной твердостью. По данным М. В. Денисовой, в этих минералах обнаруживается повышенное содержание мышьяка. Образец халькопиритовых руд с такими минералами был проанализирован (аналитик С. И. Смирнова). Результаты анализа приведены в работе М. В. Денисовой (1952).

Диаграмма системы Cu—Fe—S (рис. 163, а) не учитывает присутствия в сульфидах двух- и трехвалентного железа. Однако приведенные выше соображения хорошо согласуются и с диаграммой «состав—парагенезис» системы Fe⁺⁺—Fe⁺⁺⁺—Cu—S (рис. 163, б). Последняя диаграмма учитывает переменный состав пирротина (волнистая коннода). На диаграмме, учитывающей присутствие двух- и трехвалентного железа, в равновесии с сульфидами меди может находиться пирротин с изменчивым составом, поэтому здесь вместо коннод приводятся пучки коннод.

Система Fe—Ni—S

А. Г. Бетехтин (1951, 1953) приводит диаграмму «состав—парагенезис» системы Fe—Ni—S (рис. 164, а), причем согласно составу пирротина (Fe_6S_7) эта диаграмма составлена для условий высокого парциального давления серы. На рис. 164, а точки, отвечающие составам пирротина, пентландита и хизлевудита, лежат на одной прямой линии. На этом основании А. Г. Бетехтин заключает, что хизлевудит не может встре-

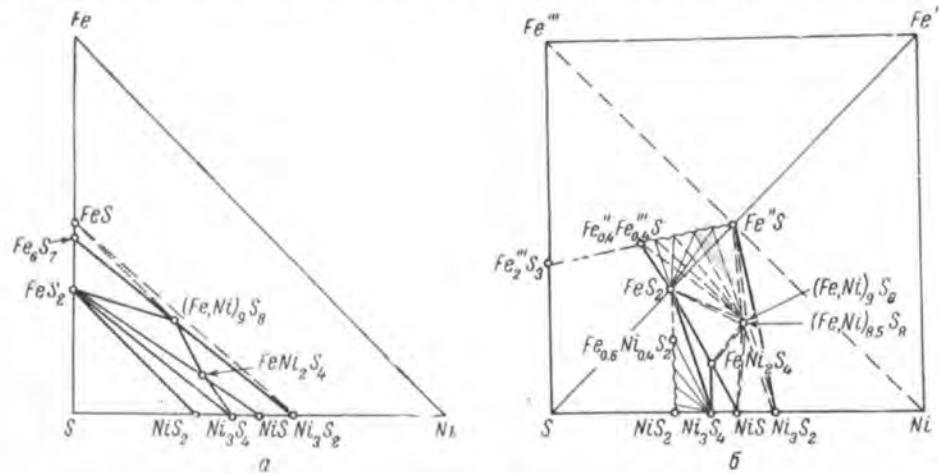


Рис. 164. Диаграммы состав—парагенезис в системе Fe—Ni—S. Ni_3S_4 — полидимит, $FeNi_2S_4$ — миллерит, Ni_3S_2 — хизлевудит.

а — по А. Г. Бетехтину с дополнениями автора; б — в системе $Fe''—Fe'''—Ni—S$, учитывающей изменения в концентрации серы в растворе при кристаллизации рудных минералов FeS_2 — пирит, $FeS—Fe_6S_7—Fe_1^{''''}xFe_{12}^{'''}S$ — пирротин, $(Fe, Ni)_{p-q, b}S_q$ — пентландит, $FeNiS$ — виоларит, NiS_2 — вазанит, Ni_3S_4 — полидимит, $FeNi_2S_4$ — миллерит, Ni_3S_2 — хизлевудит.

чаться в медно-никелевых рудах в парагенезисе с пирротином. По А. Г. Бетехтину, хизлевудит может находиться в богатых никелем чисто пентландитовых рудах, не содержащих пирротина, или в ассоциации с миллеритом.

В сплошных сульфидных медно-никелевых рудах наибольшее распространение имеет пирротин $Fe_6S_{10}—Fe_{12}S_{13}$, а не Fe_6S_7 . При таком составе пирротина точки пирротина, пентландита и хизлевудита не лежат на одной прямой, причем хизлевудит может находиться в равновесии с малосернистым пирротином.

На диаграмме $Fe''—Fe'''—Ni—S$ (рис. 164, б) особенно хорошо видно, что парагенезис «пирротин—хизлевудит» возможен при низких парциальных давлениях серы и в восстановительной среде, когда в растворе присутствует почти исключительно двухвалентное железо.

В анализированном образце отсутствуют какие-либо дисульфиды или диарсениды. Для минералов типа RS_2 , RAs_2 не хватает ни серы, ни мышьяка. Для анализированного образца не указано содержание магнетита, чем возможно и объясняется избыток железа и нехватка серы для диарсенидов или арсенопирита.

Пирит

Пирит в горных породах Каулы и Каммикиви является второстепенным минералом. В рудах он встречается значительно реже, чем пирротин, халькопирит или пентландит. Наблюдаются три типа выделений пирита в рудах.

Хорошо ограненные кристаллики величиной до 5 мм в поперечнике часто присутствуют среди филлитов, в трещинах среди оруденелой тектонической брекции и в послерудных глинках трения, рассекающих сплошные сульфидные руды. Ограненные кристаллы пирита часто встре-



Рис. 165. Желваки пирита среди алевролитов. Восточное Ортоайви.

чаются в филлитах вмещающих пород интрузии Каулы, в алевролитах Восточного Ортоайви. Пирит среди алевролитов Восточного Ортоайви встречается в виде желваков (рис. 165), скоплений кристалликов кубического и очень редко пентагон-додекаэдрического габитуса. Кристаллики пирита из филлитов Каулы в одних случаях имеют форму кубов, усложненных октаэдрическими гранями (рис. 165), а в других случаях — форму октаэдров.

М. В. Денисова (1954 г.) описала пирит из Котсельваары (из оруденелых филлитов, а также из оруденелых тектонических брекций, залегающих в филлитах и по контакту интрузивных тел с филлитами). В рудах Котсельваары, по данным М. В. Денисовой, пирит в преобладающем числе случаев имеет форму кубов, размер которых колеблется от 0.3 до 1.6 мм. В небольшом количестве отмечается примесь пирротина к пириту.

Выделения пирита второго типа представлены более мелкими ограненными кристалликами и идиоморфными зернами, выделяющимися совместно с кальцитом в трещинах среди сплошных сульфидных руд. Пирит из таких жилок имеет иной габитус, кристаллы его распространены преимущественно в виде пентагон-додекаэдров. Наибольшее развитие пирито-карбонатных жилок было встречено на участке сплошных

сульфидных выделений на Кауле. Кальцит в таких жилках нередко нарастает на грани пирита в виде скаленоэдрических кристаллов размеров до 0,5 мм в поперечнике.

Главная масса пирита среди сульфидных (сплошных и брекчиевидных) руд представлена вторичными образованиями, развивающимися по трещинкам и по контакту первичных сульфидных минералов под влиянием наложенных процессов. Мелкие зерна пирита в рудах обычно располагаются полосами и цепочками, которые параллельны трещинкам в руде. Содержание пирита в сплошных сульфидных рудах нередко довольно высокое (до 40% в отдельных участках). Вторичный пирит сопровождается перекристаллизованным более сернистым пирротином (глава 22, стр. 248). Выделения пирита третьего типа представлены мелкими (от тысячных до десятых долей миллиметра) изоморфными зернами.

Выше было отмечено, что кристаллы пирита в различных рудах и горных породах Печенги обладают различной огранкой — различным габитусом.

В. А. Кончик (1949), Г. К. Абдулаев (1957) и другие показали, что в пределах гидротермальных месторождений в различные стадии процесса устойчивы те или иные формы кристаллов. В высокотемпературные стадии преобладающее развитие имеют куб и октаэдр, тогда как пентагон-додекаэдр (210) и тетрагон-триоктаэдр (211) имеют второстепенное развитие. В среднетемпературные стадии преобладает пентагон-додекаэдр (210). У низкотемпературного пирита преобладает куб (100) и реже пентагон-додекаэдр (210).

Рассмотрение пирита из печенгских интрузий ультраосновных горных пород месторождений показывает, что наиболее низкотемпературные образования пирита в них также характеризуются формами куба и пентагон-додекаэдра (Восточное Ортоайви), а кроме того комбинациями куба и октаэдра (филлиты вмещающих пород интрузий Каулы и Каммикиви). Пирит из пирито-карбонатных жилок, рассекающих сплошные сульфидные руды, образовался при более высоких температурах, чем пирит в филлитах, о чем свидетельствует среднетемпературный габитус кристаллов пирита (210).

В минералогической литературе (Дж. Д. Дэна и др., 1950) указывается, что до сих пор неизвестны пределы изоморфной смесимости железа и никеля в никелистом пирите. Там же говорится о том, что, возможно, существует полная изоморфная серия от пирита FeS_2 до бравоита FeNiS_2 и даже до ваэсита NiS_2 .

В работе Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудской и Н. К. Айдиньян (1953) на основании рентгенометрического анализа высказывается предположение, что в условиях температур не выше 80° С существует разрыв в изоморфной смесимости FeS_2 и NiS_2 , определяющейся границей около $\text{Fe}_{0.4}\text{Ni}_{0.6}\text{S}_2$:

Э. Н. Елисеевым (1956) было показано, что у природных пиритов в интервале между пиритом Fe_2S и бравоитом $\text{Fe}_{0.5}\text{Ni}_{0.5}\text{S}_2$ изоморфная смесимость никеля и железа отсутствует, в результате чего в природных условиях не образуются пириты с промежуточным составом между пиритом и бравоитом.

В связи с этим значительный интерес представляют данные о химическом составе пирита из интрузии ультраосновных горных пород Печенги, тем более, что до настоящего времени имеется очень мало данных о химическом составе пирита из рудоуправлений Монче-тундры и Печенги.

Таблица 27

Химический состав пирита (в вес. %)

Состав	1	2	3	4	5
Fe	44.18	44.85	45.04	42.38	46.54
Ni	0.00	0.07	0.27	0.00	—
Co	Следы	Следы	Следы	Ничтожные следы.	—
Cu	0.02	0.04	0.19	—	—
S	51.22	52.25	51.70	47.16	53.54
Нерастворимый остаток	4.35	2.85	2.80	—	—
SiO ₂	—	—	—	4.70	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	1.32	—
Сумма	99.77	100.06	100.00	95.56	100.00
Удельный вес . .	4.915	4.963	—	4.80	5.02

За вычетом примесей и пересчета результатов на 100%

Fe	46.31	46.18	46.75	46.75	46.54
S	53.69	53.82	53.25	53.25	53.46

Величина ребра a_0 элементарной ячейки пирита

a_0 (в kX)	{	5.413	5.411	5.412	—	5.406*
		—	—	5.416	—	—

Приложение. 1 — из алевролитов Восточное Ортоайви; 2 — кристаллы из филлитов вмещающих пород интрузии ультраосновных пород Каулы (материал из коллекций М. В. Денисовой); 3 — из пирит-кальцитовых жилок, рассекающих сплошные сульфидные руды, Каулы; 4 — из контакта рудного тела с филлитами, Котсельваара (по М. В. Денисовой, 1954 г.); 5 — теоретический состав пирита; звездочкой отмечен размер элементарной ячейки пирита, по Керру (Kerr, 1945), для пирита из Колорадо.

Химическому анализу были подвергнуты пириты из вмещающих пород — из филлитов и алевролитов (анализы 1, 2, 4, табл. 27), а также пирита из пирито-кальцитовых прожилков, рассекающих сплошные сульфидные руды (анализ 3, табл. 27).

Удельный вес печенгских пиритов несколько занижен по отношению к теоретическому за счет примеси нерастворимых силикатных минералов.

В пирите из осадочно-метаморфизованных пород (филлитов и алевролитов) не обнаружено никеля. Малые количества никеля были обнаружены в пирите из пирито-кальцитовых жилок, хотя эти жилки рассекают сульфидные руды, которые содержат до 10% никеля. Такая сульфидная руда примерно на одну треть состоит из порфировидных зерен пентландита размером 0.5—1 см. Несмотря на то что пирит в этом случае образовывался среди богатых никелем руд, в нем присутствуют лишь ничтожные количества никеля (0.27%).

Сходные размеры элементарных ячеек пирита из филлитов, алевролитов и из сульфидных жил (табл. 27) указывают на то, что примесь никеля в пирите не является изоморфной и вызвана присутствием пентландита.

Результаты исследования печенгских пиритов свидетельствуют о том, что, во-первых, существует ограниченная смесимость никеля и железа в природных пиритах и, во-вторых, для образования никелистого пирита и бравоита необходимы значительно более высокие концентрации никеля в растворе, чем это имеет место в трещинках среди богатых пентландитом сульфидных руд.

Ильменит

Ильменит из различных интрузий Печенги, по данным исследований Денисовой, относится к числу акцессорных минералов горных пород. Согласно этим данным, ильменит в оруденелых серпентинитах, по-видимому, является «реликтовым минералом перidotитов» (Денисова, 1949 г.). В более поздних работах этот же автор отмечает две формы выделения ильменита: в виде самостоятельных зерен неправильной формы, расположенных в промежутках между зернами титаномагнетита, и в виде включений в титаномагнетите (как продукт распада твердого раствора). Эти две формы выделения ильменита относятся к двум генерациям ильменита. Размер зерен ильменита во всех случаях не превышает, по Денисовой, 0.4 мм (по данным 1949 г. — от 0.04 до 0.4 мм; 1952 г. — от 0.002 до 0.25 мм; 1954 г. — от 0.02 до 0.3 мм) в попечнике зерна. Таким образом, включения ильменита до сих пор были известны лишь микроскопических размеров, причем образование этого минерала относилось ко времени возникновения акцессорных минералов изверженных горных пород (до серпентинизации).

При изучении минералогии Печенгских интрузий ультраосновных пород нами среди оруденелых серпентинитов был встречен черный минерал со смолистым блеском. Минерал был обнаружен в сплошных сульфидных прожилках, рассекающих сильно оруденелые серпентиниты. Отдельные пластинки черного минерала достигали размеров до 5—6 мм. Пластинки эти в местах перекимов сульфидных прожилков оказались изогнутыми.

Обнаружение необычной ассоциации (сульфида + черный минерал смолистого облика) послужило основанием для более детального изучения этого минерала. Спектральным анализом были обнаружены интенсивные линии титана и элементов, которые являются обычными для серпентинитов (по-видимому, материал для спектрального анализа не был достаточно чистым).

При микроскопическом рассмотрении черный минерал оказался (по характеру отражательной способности и двулучеотражения) ильменитом.

Данные рентгенограммы порошка этого минерала аналогичны рентгенограммам ильменита из Квинси, Массачусетса (данные взяты из рентгеновского определителя Болдырева и Михеева, 1938).

Величины межплоскостных расстояний и интенсивности линий ильменита (черного смолистого минерала) оказались идентичными ильмениту. Дополнительные линии на рентгенограмме ильменита рудо-проявлений Каулы (3.034; 2.809; 2.468; 2.091; 1.903; 1.661; 1.617) появились за счет β -излучения. Для эталона приведены лишь линии, обнаруживаемые в отфильтрованном излучении. Рассмотрение рентгенограммы показывает, что материал для рентгеновского анализа был отобран исключительно чистый. Несколько необычное значение межплоскостного расстояния было получено для первой линии (4.142 вместо 4.50), что нуждается в дополнительной проверке.

Магнетит

Магнетит в рудах месторождений постоянно сопровождает сульфиды, однако количество этого минерала обычно невелико. Размер зерен редко превышает несколько миллиметров в поперечнике. Небольшой размер зерен магнетита в рудах не позволяет изучить этот минерал во всех типах руд. Для Печенги в литературе известен лишь один химический анализ магнетита (11.30% серы, 0.90% никеля и 0.80% меди). По анализу Г. В. Холмова и Д. А. Шильникова, в нем содержатся примеси титана (1.10%), окиси хрома (0.94%), ванадия (0.19%). Для исследованного образца там же приводятся результаты рентгенометрического изучения.

Вместо интенсивных линий 2.516, 1.475, 1.605 и других в институте Гипроникель определены линии средней интенсивности. Значения межплоскостных расстояний у магнетита, по определениям института Гипроникель, отличаются от данных, известных в литературе (Болдырев и Михеев, 1938). Расхождение в значениях рентгенометрических величин (интенсивности линий и межплоскостных расстояний) для магнетита месторождения Каммикиви требует дополнительной проверки состава этого минерала. В связи с этим возникает вопрос, в каком виде присутствуют титан, ванадий, хром, медь, никель? Образуют ли эти элементы изоморфную примесь или присутствуют в виде самостоятельных минералов (ильменита, сульванита, хромита, пентландита, халькопирита и т. д.)? Для решения этого вопроса необходимы дополнительные данные, полученные на чистом материале.

Глава 28

ПОСТЕРИОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Постериорные минералы горных пород представлены амфиболом, хлоритом, тальком, серпентином, лейкоксеном, карбонатами.

Амфибол представлен несколькими разновидностями: 1) коричневой титанистой роговой обманкой; 2) темно-зеленой роговой обманкой; 3) светло-зеленым актинолитом; 4) бесцветным tremolитом.

Хлориты являются наиболее слабо изученными минералами в медно-никелевых месторождениях Печенги. До сих пор нет достоверных анализов этих минералов. По оптическим свойствам выделяются следующие разновидности хлорита:

а) чешуйчатый хлорит зеленого цвета с аномальными цветами интерференции, развивающийся за счет пироксена и биотита;

б) пластинчатый хлорит желто-оранжевого цвета с резко выраженным плеохроизмом (от голубовато-зеленого по N_g до ярко-золотисто-оранжевого по N_p) с необычным высоким двойным лучепреломлением.

Более детально изучен серпентин и тальк, описание которых приводится ниже.

Встречается аксипит (например, в кварцево-аксинитовых жилах среди габбро).

Серпентин

Серпентин относится к одной из наиболее важных на месторождении групп минералов — магнезиальных гидросиликатов. В. Н. Лодочников (1936) в главе об обозначении серпентиновых минералов указывал на оби-

лие излишних терминов в этой группе минералов. Лодочников выделяет: хризотил, асбест, антигорит, бастит и серпофит.

Г. С. Грицаенко (1944) при описании магнезиальных и магнезиально-никелевых гидросиликатов Аккермановского месторождения на Южном Урале к группе серпентина относит: хризотил, антигорит, хризотил-асбест и серпофит, а также никелистые минералы — церматтит, ревдинскит, девейлит и никелевый девейлит.

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) в целом повторяют классификацию, предложенную Грицаенко, однако подразделение на минеральные виды и выделение этих минеральных видов в группы проведено недостаточно четко.

Многообразие форм проявления минералов серпентиновой группы, образование мелкозернистых, а иногда и гелеобразных масс, наличие последующих изменений серпентинов и паконец изменчивость свойств и химического состава этих минералов вносят большие трудности в их изучение.

Хризотил развивается по оливину и в свою очередь подвергается постериорным изменениям: оталькованию, хлоритизации, карбонатизации. Процессы изменения хризотила в зоне гипергенеза в месторождении Каула пока еще не были вскрыты.

Антигорит развивается по оливину и также встречается в виде секущих породу прожилков, причем в зоне сульфидного оруденения нередко отмечается проникновение сульфидов вдоль удлиненных — шестоватых кристаллов антигорита.

Хризотил-асбест в месторождении распространен в незначительном количестве в виде жилок, достигающих 3—4 см мощностью. Агрегаты хризотил-асбеста — тоиковолокнистые. Вторичных изменений в хризотил-асбесте не было обнаружено.

Серпофит весьма распространен в месторождении. Цвет его обычно бутылочно-зеленый, однако в образцах, переданных нам для исследования М. В. Денисовой в качестве неизвестного минерала, серпофит обладал молочно-белым цветом. Агрегаты развиваются по трещинкам в карбонатной жиле совместно с волокнистым сульфидным минералом.

Серпентин (образец М. В. Денисовой) был подвергнут химическому, спектральному, рентгенометрическому и термическому исследованию.

Химический анализ серпентина приводится в табл. 28, там же приводится пересчет химического состава на формулу минерала. По химическому составу исследованный образец относится к богатому железом серпентину ($Fe_2O_3 = 5.97\%$). Удельный вес минерала колеблется в пределах 2.5—2.7, у исследованного образца — 2.61.

В литературе при исследовании серпентинов отмечаются следующие термические остановки: 120° — ионитровая; 180° — гидраты окиси железа; 250 — 260° — гетитовая; 280° — гидрагиллитовая; 400° — бруцитовая; 480° — гидраты закиси железа; 650° — валуевитовая; 700° — змеевиковая; 850° — ортохлоритовая.

Термические остановки одного и того же минерала из различных месторождений в значительной степени изменяются. Так, ортохлоритовая остановка для различных образцов серпентинов Урала, по данным И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951), колеблется в пределах 773 — $800^\circ C$ (против стандартной температуры — 850°). В образце серпентина из Каулы этот экзотермический эффект наблюдается при температуре 805 — $810^\circ C$. Змеевиковый эндотермический эффект для различ-

Таблица 28

Химический анализ серпентина (серпофита)

Оксиды	1		2
	вес. %	молекулярное количество	
SiO ₂	41.88	6972	41.58
TiO ₂	0.00	—	—
Al ₂ O ₃	0.28	28	4.02
Fe ₂ O ₃	5.97	374	0.07
FeO	—	—	9.06
MgO	37.62	9325	34.01
CaO	0.31	52	0.37
H ₂ O	0.11	—	-0.59
H ₂ O	1.06	588	—
п. п. п.	12.83	7128	—
Сумма	100.06	—	98.27
Формула	3(Mg, Fe)O · 2.17 SiO ₂ · 2.22 H ₂ O		

Приложение. 1 — Каула, обр. 520 передан для исследования М. В. Денисовой; 2 — Обр. из Каулы (М. В. Денисова, 1940 г.). Аналитик В. Г. Загинайченко (Химическая лаборатория Кольского филиала АН СССР).

ных образцов также проявляется при различных температурах (от 633—655° С для образцов Урала и 700° С — серпентина Каулы).

Проявление при различных температурах экзотермических и эндотермических эффектов у образцов серпентина из различных месторождений отражает переменный состав этого минерала. Возможность такого изменения можно проследить хотя бы на асбестах, которые подразделяются на три группы в зависимости от содержания воды. Различные подгруппы асбеста содержат, по мнению Гинзбурга и Рукавишниковой, 4, 14 и 20% воды. Возможно, и для других магнезиальных гидросиликатных минералов существуют двух-, одно- и полуводные формы.

Кривые нагревания α-хризотила имеют низкотемпературный эффект с максимумом до 100° С, обусловленным выделением адсорбированной воды. Этот низкотемпературный максимум особенно резко выделяется при изучении кривой нагревания серпентина месторождения Каула на навесках небольшой величины (определения проводились на навесках в 2 и 0.01 г).

На кривой нагревания серпентина выделяется небольшой минимум около 400° С, сильный эндотермический эффект — около 700° С и непосредственно за ним следующий экзотермический эффект (скачок). Судя по химическому анализу, в серпентине содержалось всего 12.83% воды, тогда как подвергавшийся термическому исследованию образец Гинзбурга и Рукавишниковой содержал 12.95% воды. Теоретическое содержание воды в серпентине равно 13%.

Выполненное нами рентгенометрическое изучение серпентинов до некоторой степени подтверждает существующее предположение об их переменном составе. В пользу чего говорит сравнение данных порошковой рентгенограммы описанного выше серпентина с данными для серпентина Восточного Ортоайви (по Корнилову), и с данными для большинства известных в литературе (главным образом Selfridge, 1936) серпентинов.

Данные дебаеграмм хризотил-асбеста приводятся по Смидту (Smith, 1953).

Наиболее характерными и наиболее интенсивными линиями серпентина на рентгенограммах¹ являются: (9) 9.310—7.384; (7—5) 4.431—4.668; (10—9) 3.641—3.695; (9—10) 2.424—2.558; (7—10) 1.553—1.522; (7—6) 1.301—1.326. Межплоскостные расстояния сильно изменяются от образца к образцу в зависимости от изменения величин показателей преломления. Так, серпентин горы Туркей, Нью-Джерси со следующими показателями преломления ($N_g=1.550$; $N_p=1.546$; $N_g-N_p=0.004$) сильно отличается от серпентина из той же местности, но с иными показателями преломления ($N_g=1.560$; $N_p=1.552$; $N_g-N_p=0.008$). Ниже приводится сравнение рентгенометрических данных наиболее интенсивных линий этих образцов серпентина с образцом серпентина Каулы (табл. 29).

Таблица 29

Рентгенометрические данные наиболее интенсивных линий образцов серпентина

Каула		Гора Туркей, $N_g - N_p = 0.004$		Гора Туркей, $N_g - N_p = 0.008$	
J	$d_{\alpha/n}$	J	$d_{\alpha/n}$	J	$d_{\alpha/n}$
10	7.310	9	7.384	9	7.379
8	4.557	7	4.604	6	4.573
10	3.649	10	3.695	10	3.656
10	2.451	8.5	2.463	9	2.477
9	1.532	10	1.528	10	1.527
6	1.314	6	1.306	7	1.306

Как видно из приведенного сравнения, серпентины даже из одного месторождения (гора Туркей) обладают различными показателями преломления и рентгенометрическими данными. Однако не установлено, в чем выражается переменный состав в структуре этого минерала. Поэтому минералы серпентиновой группы как породообразующие, так и жильные заслуживают дальнейшего изучения с применением всех современных методов минералогического исследования: химического, рентгенометрического, электрономикроскопического, реакций окрашивания, термического и др.

Актинолит

При вскрытии висячего бока рудного тела в серпентинитах на участке Каммикиви были обнаружены (кальцитовые) жилы, в которых среди оталькованных ксенолитов серпентинитов присутствовал тонковолокнистый минерал, загрязненный окислами железа. Минерал очень мягкий, растирается пальцами. Под микроскопом обнаруживается тонкоигольчатое сложение в виде волокнистого агрегата. Удлинение положительное, погасание — прямое. Двойное лучепреломление невысокое (серые тона интерференционной окраски при скрещенных николях).

¹ В скобках указаны пределы² колебаний интенсивности линий на рентгенограммах различных образцов серпентина, без скобок — пределы изменений межплоскостных расстояний.

Показатели преломления: $Ng=1.645$; $Np=1.628$; $Ng-Np=0.017$. В шлифе минерал полностью истирается, а в препарате учесть толщину иголок невозможно, поэтому прямое измерение двойного лучепреломления у этого минерала (с помощью компенсатора Никитина—Берека) произвести невозможно.

Совершенно чистый минерал был обнаружен в Пильгуярви среди среднезернистого габбро в прожилке, который рассекает актинитовую жилу.

Минерал обладает перламутровым отливом, совершенно бесцветен под микроскопом. Оптические константы образца из Пильгуярви несколько отличаются от констант этого же минерала из Каммикиви. Для минерала из Каммикиви определено: $Ng=1.654$; $Np=1.638$; $Ng-Np=0.017$. Погасание тонких волокон почти прямое, удлинение — положительное.

По оптическим свойствам волокнистый минерал очень близок к автофиллиту железисто-магнезиального состава. Однако по рентгенометрическим константам этот минерал имеет большое сходство с моноклинными амфиболами.

Характерной особенностью ромбических амфиболов (автофиллита, жедрита) является их бесцветность и прямое погасание. Моноклинные амфиболы в подавляющем большинстве обладают окраской, сильным плеохроизмом и более высоким, чем у ромбических амфиболов, двойным лучепреломлением. Исключение составляет тремолит.

Спектральный анализ волокнистого минерала из участков Каммикиви и Пильгуярви показал идентичные результаты. Спектральный анализ минерала из одной жилочки интрузий Пильгуярви выполнен Н. Н. Колесниковым в Лаборатории физических методов исследования минералов и руд Кольского филиала АН СССР. Средние линии — Al, Ba, Mn, слабые линии — Ni, Sr, Cr, следы — V, Ti, Cu, Co.

Химический состав волокнистого минерала из гидротермальных жил Печенги характерен присутствием значительных количеств магния, кальция, железа и кремния. В отличие от автофиллита печенгский тонковолокнистый минерал содержит большое количество кальция. Химическими анализами была доказана принадлежность этого минерала к актинолиту. На рентгенограмме порошка актинолита из Печенги четко выявляются линии большой интенсивности.

При сравнении рентгенограммы печенгского актинолита с данными, известными в литературе для амфиболов, выявляется большое сходство с рентгенограммой озаннита. Озаннит представляет амфибол, у которого в отличие от автофиллита места ионов магния в структуре занимают ионы натрия, причем такая изоструктурная замена не приводит к изменениям размеров элементарной ячейки, а приводит лишь к искажению решетки.

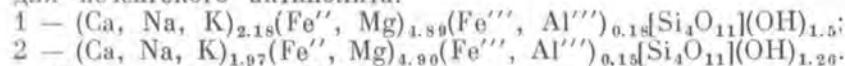
Сходство межплоскостных расстояний у рентгенограмм актинолита из Печенги и озаннита свидетельствует о близости размеров элементарной ячейки у этих минералов.

Для окончательного решения вопроса, что собой представляет волокнистый минерал из различных печенгских интрузий, был выполнен химический анализ, результаты которого приведены в табл. 29а. Химические анализы актинолита из Пильгуярви выполнены в Химико-аналитической лаборатории Кольского филиала АН СССР аналитиками (1) — Е. И. Успенской, (2) — С. И. Смирновой.

Таблица 29а
Химический анализ печенгского актинолита

Окислы	1			2 (повторный)		
	вес. %	молекулярное количество	кислородное количество	вес. %	молекулярное количество	кислородное количество
SiO ₂	55.04	916	8.00	55.66	944	8.00
TiO ₂	0.11	1		0.06	1	
Al ₂ O ₃	0.71	7	0.18	0.96	10	0.15
Fe ₂ O ₃	2.31	14		1.30	8	
FeO	8.54	119		9.21	128	
MgO	17.69	439	4.89	18.15	450	4.90
CaO	13.50	241		13.00	232	
Na ₂ O	0.34	6	2.18	0.28	5	1.97
K ₂ O	0.03	—		0.07	—	
P ₂ O ₅	0.00	—		0.07	1	
MnO	0.17	3		0.12	2	
H ₂ O—	0.08	4	0.75	0.14	8	
H ₂ O+	1.40	78		1.21	67	
F	0.06	3		—	—	
Cl	0.01	—		—	—	
Сумма	99.99 00.03 (F) 99.96			100.16		

Расчет результатов химических анализов дал следующие формулы для печенгского актинолита:



В актинолите из Печенги содержится 21.3% железистого компонента $Ca_2Fe_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$.

Тальк

Тальк является широко распространенным минералом и встречается в горных породах нередко в виде псевдоморф по первичным породообразующим минералам (по оливину и по пироксену), а также в виде жильного минерала в тальковых и тальково-карбонатных жилах.

В горных породах тальк развивается преимущественно за счет серпентина, однако отмечаются случаи замещения хлорита тальком.

В жилах тальк образует значительные скопления этого минерала. Два образца талькита (по терминологии В. В. Аршинова, талькиты — породы, состоящие более чем на 75% из талька) были подвергнуты химическому и термическому изучению. Один образец был взят из плотной, просвечивающей в толстых кусках, разновидности темно-зеленого цвета; другой образец — в виде рыхлого агрегата белого чешуйчатого талька. Результаты химического исследования талька представляют некоторый интерес, так как ранее этот минерал из Каулы не анализировался.

В табл. 30 приводятся данные химических анализов двух образцов талька Каулы и образца с горы Травяной (по данным В. А. Масленникова).

Судя по анализам, печенгские тальки содержат значительно больше окислов железа и меньше магния, чем мончегорские. Отсутствие данных об удельном весе талька горы Травяной (из Монче-тундыры) не позволяет провести полноценного сравнения тальков из этих месторождений.

Таблица 30

Химические анализы талька

Окислы	1		2		3		4		5
	вес. %	молекулярное количество	вес. %						
SiO ₂ . . .	61.18	10289	60.08	100003	61.93	10310	61.18	1019	63.5
TiO ₂ . . .	0.05	6	0.05	6	—	—	0.00	—	
Al ₂ O ₃ . . .	0.12	12	0.86	86	0.20	20	0.82	8	
Fe ₂ O ₃ . . .	1.10	70	0.91	61	0.21	16	0.39	2	
FeO . . .	2.91	401	3.12	433	7.34	186	5.00	70	
MgO . . .	29.77	7387	29.04	7202	30.46	7550	27.39	679	31.7
CaO . . .	0.02	4	0.06	11	0.06	11	0.84	15	
Na ₂ O . . .	0.00	—	0.00	—	0.09	15	0.00	—	
K ₂ O . . .	0.00	—	0.00	—	0.05	5	0.00	—	
MnO . . .	0.03	4	0.04	6	—	—	—	—	
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	0.03	—	—	—	
H ₂ O—	0.18	104	0.12	71	0.28	—	—	—	
H ₂ O+ . . .	4.80	2660	5.06	2811	5.13	3005	4.28	238	
п. п. п. при 850° С . . .	4.47	—	4.63	—	—	—	0.34	—	8
Сумма . .	100.49	—	99.78	—	99.79	—	100.24	—	
Удельный вес . . .	2.810	—	2.797	—	—	—	2.65	—	2.7—2.8

П р и м е ч а н и е. Образцы из Каулы (1—2) и горы Траяной (3). Аналитик С. И. Смирнова (обр. 3 из отчета В. А. Масленикова).

1 — Mg_{2.88}Si₄O_{9.82}(OH); 2 — Mg_{2.84}Si₄O_{9.90}(OH)_{3.12}; 3 — формула не определялась; 4 — жилки среди серпентинитов (обр. 31, скв. 477), по М. Д. Денисовой (1954 г.); 5 — теоретический состав талька.

При термическом изучении образцов талька из месторождения Каула были выявлены существенные различия. Так, для первого образца плотной разновидности — «стеатита» на кривой нагревания был обнаружен лишь один эндотермический эффект при температуре 950° С, тогда как на кривой нагревания второго образца талька ясно вырисовывается низкотемпературный эндотермический эффект при температуре 100—110° С. Кривые нагревания вышеописанных образцов талька приводятся в отчете Э. Н. Елисеева (1954 г.). Эти образцы, обладая одинаковым составом, показывают различные термические характеристики. Необходимо дальнейшее изучение этих образцов с целью выявления природы низкотемпературных термических эффектов у тальков.

Сравнение данных порошковых рентгенограмм для различных образцов талька из разных месторождений приводится в табл. 31.

Наиболее характерными линиями порошковых рентгенограмм талька являются 002, 006, 204—132. Ниже дается сравнение интенсивностей и межплоскостных расстояний для этих наиболее характерных линий талька из различных месторождений.

Три наиболее важных линии на рентгенограммах талька обладают примерно идентичными интенсивностями, однако значения межплоскостных расстояний (в kX) у приведенных выше образцов сильно изменяются, так 002 — от 8.393 до 9.48; 006 — от 3.06 до 3.18 и наконец 204—132 — от 2.47 до 2.54 (что значительно превышает точность определения межплоскостных расстояний). Такие отклонения нет оснований относить

Таблица 31

Данные рентгенометрического анализа тальков

hkl	Гидротальк, Каула, Э. Н. Елисеев		Тальк, М. В. Де- нисова		Стеатит Грю- нер (1934)		Тальк (по Грюнеру)				Урал Г. И. Гор- бунов	
	J	$d_{\text{a}/n}$	J	$d_{\text{a}/n}$	J	$d_{\text{a}/n}$	J	$d_{\text{a}/n}$	J	$d_{\text{a}/n}$	J	$d_{\text{a}/n}$
002	10	8.393	10	9.48	8	9.4	7	9.30	5	8.94	10	8.96
006	10	3.115	10	3.118	10	3.11	10	3.11	10	3.06	10	3.18
204—132	8	2.538	7p	2.506	5п	2.47	6	2.48	5	2.449	8	2.54

к погрешностям анализа; они безусловно свидетельствуют об изменениях параметров элементарной ячейки талька.

Среди тальковых и талько-карбонатных жил, вскрытых на участке интрузии ультраосновных горных пород (Каула), отмечены значительные скопления глиноподобных минералов. В образце из талько-карбонатной жилы, расположенной в лежачем боку рудного тела среди скопления каолиноподобного минерала, находятся реликты неизмененного талька, что свидетельствует о развитии глиноподобных минералов за счет талька.

Были сделаны кривые нагревания белого глиноподобного минерала из карьера и вторичного минерала, развивающегося по тальку. Кривые нагревания указывают на более сложную, чем у талька, термическую характеристику глиноподобных — вторичных по тальку минералов.

Карбонаты

Карбонаты в Печенге присутствуют как в жилах, так и в виде скоплений зерен среди различных типов руд и представлены кальцитом, доломитом и седеритом.

Результаты микроскопического изучения карбонатов приводятся в работах Б. И. Папушис (1952), Г. И. Горбунова (1952, 1959) и др.

При спектроскопическом изучении состава карбонатов из различных участков интрузии Каулы обнаружено присутствие в их составе заметных количеств стронция (средние по интенсивности линии).

Карбонаты широко распространены в ультраосновных горных породах и во многих случаях проявляются в ограниченных кристаллах. Ограниченные или частично ограниченные кристаллы кальцита встречаются в кальцитовых жилах, рассекающих сплошные сульфидные руды (например, в кальцитовой жилке из Каулы).

Хорошо ограниченные скаленоэдрические кристаллы кальцита встречаются в пирито-карбонатных прожилках в филлитах и в пиритовых жилках, рассекающих сплошные сульфидные руды (например, рудах Каулы).

В различных условиях (в карбонатных жилках, пирито-карбонатных жилках в филлитах или сплошных сульфидных рудах) кристаллы кальцита обладают различной огранкой. Как показала М. О. Клия на примере рудного тела из района Тетюхе, сложенного ильванитом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и другими минералами, изменение условий кристаллизации минералов обуславливает появление

и развитие новых кристаллографических форм у кристаллов кальцита. Изменение кристаллографических форм у кристаллов этого минерала происходило при падении температуры кристаллизации.

Образец кальцита из тальково-карбонатной жилы Каулы был подвергнут термическому анализу. Результаты термического анализа подтверждают правильность диагностики этого минерала. Образец кальцита из тальково-карбонатной жилы лежачего бока рудного тела Каулы был взят из того же места, что и гидротальк, описанный выше.

Пренит

Пренит был обнаружен среди филлитов (?) алевритового состава среди вмещающих пород интрузии Каулы. Этот минерал развивается в жилах совместно с карбонатом и серицитом. Характерны тесные микроскопические прорастания пренита с серицитом. Пренит обладает ясной спайностью, сферолитовым сложением и отрицательным удлинением. Знак минерала положительный. Угол оптических осей колеблется около 65° . В шлифе обнаруживает средние цвета интерференции. Нередко пренитовые кристаллы рассекаются кварцевыми прожилками.

Рентгенометрический анализ материала, проанализированного химически, подтверждает микроскопическое определение состава пренитово-серицитовой жилки. На рентгенограмме обнаруживаются линии как пренита, так и серицита. Из-за микроскопических прорастаний пренита и серицита разделить эти минералы не удалось.

Глава 29

ЗОНА ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

Первичные сульфидные руды представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, а также магнетитом. Эти наиболее распространенные рудные минералы легко окисляются на воздухе, при этом поверхностными водами из них выщелачивается никель, медь и другие металлические элементы. Сера сульфидов в поверхностных условиях окисляется и переходит в сульфатную. Миграция серы в гипергенных условиях сульфидных рудопроявлений происходит в виде иона $[\text{SO}_4]^{2-}$.

В зоне окисления сера образует соединения с никелем, железом, магнием, кобальтом, цинком, а также с магнием главным образом в виде полигидратов сульфатов этих элементов. Миграция серы в гипергенных условиях и перемещение различных металлических элементов по склонам обнажений обусловлена тем, что кислородные соединения серы с металлами, образующиеся в зоне окисления сульфидов (мелантерит, моренозит, железисто-магнистый ретгерсит) обладают большой растворимостью. Для полигидратов магния, никеля и железа характерна легкая потеря при высыхании части кристаллической воды. Так, в сухую солнечную погоду семиводные сульфаты никеля (моренозит и мелантерит) легко теряют одну молекулу воды и переходят в шестиводные сульфаты. Сульфат железа — мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, согласно последним данным Е. Ф. Сидоренко (1955), при высыхании может терять до трех молекул воды.

Таким образом, поведение серы в зоне окисления обусловлено способностью образовывать различные полигидраты с рудными элементами

и большой растворимостью этих соединений. Именно этим объясняется резкое изменение минералогического и химического состава сульфидных медно-никелевых руд в зоне окисления сульфидов.

Различными исследователями отмечались в окисленных рудах Печенги следующие минералы: ковеллин, виоларит, борнит, лимонит, халцедон, опал, лейкоксен, малахит, азурит и сульфаты никеля (моренозит). Наиболее подробно ими был изучен сульфат никеля из обнажений Каулы и Каммикиви, который оказался новой разновидностью шестиводного сульфата никеля — железисто-магнистым ретгерситом. В верхних частях сульфидных жил и рудных тел никель выщелачивается и сносится вниз поверхностью водами по трещинам или склонам карьеров и возвышенностей. На участках окисления руд нередко можно наблюдать случаи, когда бурые окислы железа, возникающие в результате окисления сульфатов никеля образуют скопления в нескольких метрах ниже окисленных сульфидов. Аналогичное явление имеет место и в зоне окисления сплошных сульфидных жил Ниттис-Кумужья. Верхняя часть этих жил, имеющих выходы на дневную поверхность, сложена бурыми железняками.

Карбонаты меди — малахит и азурит — по сравнению с сульфатами никеля обладают ограниченной миграцией и образуют скопления преимущественно вблизи разложенного халькопирита.

При гипергенных процессах наблюдается концентрация целого ряда элементов в продуктах неоминерализации. Так, в первичных сульфидных минералах содержание цинка очень низкое.

В первичной рудной минерализации сульфидных медно-никелевых месторождений миграция цинка родственна с геохимическим поведением меди.

Иная картина отмечается при гипергенных процессах. При окислении сульфидов медь образует простые соединения с серой (CuS и Cu_2S), а при значительно большем окислении самородную медь и даже окислы (Cu_2O и CuO).

Цинк при окислении сульфидов концентрируется в иных условиях и образует кислородные соединения с анионом $(\text{SO}_4)^{2-}$. В зоне окисления цинк накапливается в значительных количествах в сульфатах магния, никеля и железа. Об этом свидетельствует высокое содержание цинка в железисто-магнистом ретгерсите 0.61%, что в десятки раз выше содержания цинка в первичных сульфидных рудах Печенги.

Кобальт аналогично цинку в гипергенных условиях также обнаруживает большую склонность к концентрации в кислородных соединениях (сульфатах) вместе с магнием, никелем и железом. Железисто-магнистый ретгерсит содержит 0.34% CoO , тогда как такого высокого содержания этого элемента нигде, кроме пентландита, не наблюдается.

Наличие значительных содержаний магния и железа в сульфатах из зоны окисления Печенгских месторождений указывает на большую подвижность этих элементов в гипергенных условиях.

Железисто-магнистый ретгерсит

Фрондель и Пэлач (Frondel a. Palache, 1949) впервые обнаружили и описали природный шестиводный тетрагональный сульфат никеля, который ими был назван ретгерситом. К. Фрондель и Ч. Пэлач отметили, что в условиях зоны окисления природных месторождений имеет место преимущественное распространение ретгерсит, а не моренозит.

После того как ретгерсит был впервые описан в минералогической литературе, в печати не появлялось ни одного сообщения о находке этого минерала в других месторождениях, ни о его свойствах.

Зеленый минерал из зоны окисления Печенгских сульфидных медно-никелевых рудопроявлений оказался шестиводным сульфатом никеля, магния и железа, который по составу и свойствам отличается от ретгерсита — шестиводного сульфата никеля. Эти отличия послужили основанием для выделения новой железисто-магнистой разновидности ретгерсита.

Для природных сульфатов никеля впервые обнаружено присутствие в значительных количествах железа.

Ретгерсит для месторождений СССР установлен впервые.

Ниже дается краткое описание этого минерала из Печенги. Более подробное описание приведено Э. Н. Елисеевым и С. И. Смирновой (1958а).

Условия нахождения ретгерсита в рудах Печенги

Ретгерсит, как правило, присутствует на участках руд с послерудными тектоническими нарушениями. Образование ретгерсита происходит при обычных атмосферных условиях. Вследствие большой растворимости минерала скопления ретгерсита изменяют свои очертания после



Рис. 166. Почковидные выделения ретгерсита, состоящие из мелких кристаллов.

каждого дождя. Переотложение ретгерсита наиболее хорошо заметно на отвесных и наклонных стенах карьеров.

В отдельных случаях ретгерсит образует почки, состоящие из мелких кристалликов. Кристаллики эти имеют таблитчатую форму (рис. 166). Съемка лауэграмм с таких кристаллов показала, что они представляют поликристаллические образования.

Химический состав железисто-магнистого ретгерсита

Состав минерала, установленный химическим анализом (аналитик С. И. Смирнова), приводится в (табл. 32). По присутствию значительных количеств железа, магния, кобальта и цинка (сумма этих металлов составляет 7.3%) анализ изученного нами минерала отличается от анализов сульфатов никеля, известных в минералогической литературе [Дельтер и Лейтмайер (Döltner u. Leitmeier, 1926; Дэна Дж. Д. и др., 1953)]. Минерал имеет формулу —



Таблица 32

Химический состав шестиводных сульфатов никеля

Элементы	Железисто-магнистый ретгерсит				Ретгерсит	
	вес. %	молекулярное количество	после исключения нерастворимого остатка глиноzemса и меди (в вес. %)	после исключения гипса (в вес. %)	по К. Фронделю и Ч. Павлатчу (1949)	теоретический состав
NiO	17.77	2378	18.23	18.67	26.87	28.42
FeO	3.53	0491	3.62	3.71	0.63	—
CoO	0.34	0045	0.35	0.36	—	—
MgO	2.82	0699	2.98	2.96	0.65	—
ZnO	0.61	0075	0.63	0.64	—	—
CaO	0.74	0132	0.76	—	—	—
SO ₃	31.24	3902	32.12	31.72	30.32	30.46
H ₂ O	40.39	22414	41.41	41.94	41.53	41.12
CuO	0.15	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.23	—	—	—	—	—
Нерастворимый остаток	2.50	—	—	—	—	—
Сумма	100.32		100.00	100.00	100.00	100.00
Удельный вес {						
	измеренный . . .	1.96—1.96			2.04	
	вычисленный . . .	2.04			2.07	

Судя по результатам химического анализа, на 0.56 вес. % завышено содержание SO₃ или в образце присутствует 0.22 вес. % элементарной серы.

Помимо основных элементов, спектральным анализом, выполненным Н. Н. Колесниковым (Лаборатория физических методов исследования минералов Кольского филиала АН СССР), в новой разновидности ретгерсита установлено присутствие Mn (среднее)¹, Si (среднее), Sr (очень слабое), Cr (следы) и Ba (слабое).

Часть из указанных выше и в табл. 32 элементов, очевидно, связана с примесями силикатных минералов (Mn, Si, Al, Ca, Sr, Ba); другая часть элементов обусловлена присутствием примеси рудных минералов (Cu, Cr).

¹ В скобках приведена интенсивность линий на спектрограммах.

Данные рентгенограмм порошка

Величины межплоскостных расстояний железисто-магнистого ретгерсита заметно отличаются от соответствующих величин шестиводного сульфата никеля (ретгерсита). Наиболее интенсивная линия ретгерсита $d_{112}=4.26 \text{ \AA}$, а у моренозита — $d_{112}=4.20 \text{ \AA}$. Тогда как d_{112} — у железисто-магнистого ретгерсита колеблется по данным пяти рентгенограмм от 4.359 до 4.365 \AA .

Отклонение величин межплоскостных расстояний у изученного нами минерала от данных обычного ретгерсита и моренозита не могут быть объяснены присутствием примесей других минералов. На рентгенограммах железисто-магнистого ретгерсита отсутствуют линии других минералов железа и магния — мелантерита и моренозита, а также каких-либо окислов и гидроокислов железа.

Таким образом, железо и магний в ретгерсите из Печенги присутствуют в виде изоморфных к никелю примесей.

По данным межплоскостных расстояний и индексам отражений были вычислены размеры элементарной ячейки исследованного нами минерала. В табл. 33 приводится сравнение размеров элементарной ячейки железисто-магнистого ретгерсита, ретгерсита, гексагидрита и мелантерита.

Таблица 33

Размеры элементарной ячейки сульфатов никеля, магния и железа

Ретгерсит	Искусственный ретгерсит	Железисто-магнистый ретгерсит	Гексагидрит	Мелантерит
(в \AA)	6.765 ± 0.22	6.776 ± 0.003	6.753 ± 0.015	7.15 ± 6.09
(в \AA)	18.20 ± 0.05	18.249 ± 0.009	18.42 ± 0.20	$2a_0 = 20.08$ $98^\circ 34'$
Отношение осей	$1 : 2.690$	$1 : 2.693$	$1 : 2.727$	$c_0 = 20.02$ $104^\circ 16'$
Сингония . . .	Тетрагон.	Тетрагон.	Тетрагон.	Моноклин.
				$1 : 0.845 : 2.606$
				Моноклин.

Перестановка осей у гексагидрита осуществлена таким образом (в табл. 33), чтобы совершенная спайность у всех сульфидов соответствовала (001).

Оптические свойства

Под микроскопом в иммерсионных препаратах выявляется чрезвычайно мелкозернистое и редко тонковолокнистое строение агрегатов ретгерсита. Длина отдельных волокон составляет 0.004 мм. Цвет минерала светло-зеленый и бесцветный в тонких волокнах. Погасание примерно прямое. Удлинение положительное. Судя по цветам интерференции, двойное лучепреломление среднее, что подтверждается измерениями с помощью компенсатора Никитина—Берека (около 0.020—0.025).

Отдельные зерна минерала настолько мелки, что в скрещенных николях агрегат не гаснет. У таких агрегатов возможно было измерить

лишь средний показатель преломления, который для железисто-магнистого ретгерсита оказался равным 1.492. Ретгерсит, по Фронделю и Пэлачу, имеет $No=1.511$; $Ne=1.487$ и $No-Ne=0.024$.

Изменение веса минерала при нагревании

Характер обезвоживания железисто-магнистого ретгерсита отличается от дегидратации моренозита. У изученного нами минерала отсутствует характерный для моренозита эффект выделения воды при температуре 30–40° С.

Переход шестиводного сульфата в моногидрат происходит непрерывно в интервале температур от 70–80 до 160° С. На дифференциальной кривой нагревания выделению пяти молекул воды соответствует один эндо-

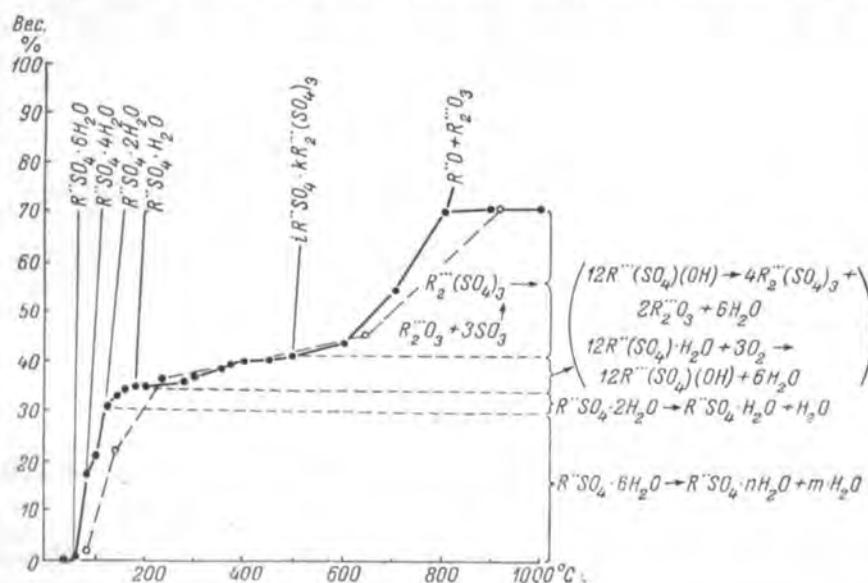


Рис. 167. Кривая изменения веса железисто-магнистого ретгерсита при нагревании. Стрелками отмечены различные фазы.

термический эффект (Цветков и Вальяшихина, 1955). На кривой изменения веса минерала при нагревании (рис. 167) четко выделяется момент перехода дигидрата в моногидрат сульфата (120–160° С).

Переход моногидрата в безводный сульфат у железисто-магнистого ретгерсита растянут на большом температурном интервале (260–500° С), тогда как у моренозита этот же фазовый переход осуществляется при 360–390° С.

Полная дегидратация минерала происходит лишь при красном калении, при температурах выше 600–650° С.

Содержание воды, определенное прямым путем в трубке Пенфильда (41.41%), хорошо согласуется с количеством воды, выделяемым минералом при нагревании до 500° С (41.82%).

Выделение последней молекулы воды у железисто-магнистого ретгерсита начинается раньше и заканчивается позже, чем у моренозита. При

360—390° С моренозит теряет 7.1 % воды (Цветков и Вальяшихина, 1955), тогда как железисто-магнистый ретгерсит в этом же интервале температур теряет лишь около 2.5 % воды. Растворимость фазового перехода моногидрата в безводный сульфат в случае изученного нами образца очень сходна с процессом, наблюдаемым у семиводного сульфата железа — мелантерита, и вызвана, вероятно, теми же причинами — образованием промежуточного соединения — $(\text{Ni}^{'''}, \text{Fe}^{'''})\text{SO}_4(\text{OH})_4$.

Заключение

По составу минерал является железисто-магнистым ретгерситом, который отличается от ретгерсита, описанного Фронделем и Пэлачем (Frondel a. Palache, 1949), по рентгенометрическим величинам, удельному весу и значительному содержанию изоморфных примесей (Fe, Mg, Co и Zn составляют почти треть от общего количества металлов в минерале).

В качестве примера выделения особых разновидностей у минералов соплемемся на другой водный сульфат — мелантерит. В мелантерите, согласно его теоретической формуле $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, содержится 25.8% FeO; 28.8% SO_3 и 45.41% H_2O . Мелантерит с изоморфной примесью меди (3.13% CuS) и магнезии (3.36 MgO) выделен в самостоятельный минерал — купрокоровит или медистый кировит (Дэна Дж. Д. и др., 1953).

В новой разновидности ретгерсита, описанной выше, содержится 3.62% FeO; 2.89% MgO и 18.23% NiO, тогда как в ретгерсите должно присутствовать закиси никеля — 28.42%.

Глава 30

РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ С ПЕРЕМЕННЫМ СОСТАВОМ

Рентгенометрические определители А. К. Болдырева и В. И. Михеева (1938), А. И. Китайгородского (1952), содержащие список данных рентгенограмм 1300 химических соединений, определитель американских авторов, ASTM, изданный в 1944 г., преследуют цели диагностики химических соединений и включают в себя лишь отрывочные сведения о соединениях с изменчивым составом. В настоящее время для ряда химических соединений с переменным составом установлены зависимости рентгенометрических данных от состава соединения (Михеев, 1957). Отметим главнейшие работы по рентгенометрическому изучению химических соединений с переменным составом. Специальные рентгенометрические исследования металлических сплавов выполнены Ч. С. Барреттом и рядом других авторов; минералов хлоритовой группы — Г. В. Бридли и В. И. Михеевым; ди- и три-арсенидов никеля и железа, магнетитов, хромитов, шпинелей, гранатов — В. И. Михеевым; селенидов и теллуридов галлия, цинка — Н. А. Горюновой, В. А. Котович и В. А. Франк-Каменецким; никелистых пиритов — Г. С. Грицаенко и др. Указанные выше исследования выявили широкие возможности корреляции химического состава у соединений с переменным составом, используя рентгенометрические данные. Этими работами намечен новый путь изучения явления изоморфизма в химических соединениях.

Основные типы химических соединений с переменным составом

В первое время, вслед за открытием явления изоморфизма Митчелем (1819—1822 гг.), изучение этого явления проводилось на кристаллах с помощью гониометрического исследования. В дальнейшем для изучения изоморфизма были привлечены методы молекулярных объемов и другие многочисленные и разнообразные физико-химические исследования. Эти исследования изоморфных веществ, проведенные в дорентгеновский период изучения твердых растворов, относились главным образом к выяснению особенностей замещения элементов с близкими свойствами. Только с применением рентгеноструктурного анализа к изучению твердых растворов было установлено общее разнообразие химических соединений с переменным составом.

В 1933 г. Хэггом и Зуксдорфом было выявлено существование твердых растворов с дефектной кристаллической решеткой.

Г. Б. Бокий (1954), отмечает, что тип твердых растворов во многом зависит от характера химических элементов, образующих соединение переменного состава. Так, металлы с металлами дают непрерывные твердые растворы почти исключительно типа замещения. Твердые растворы внедрения наблюдаются у соединений металлов с неметаллическими элементами, обладающими малыми размерами атомов (водородом, бором, углеродом, азотом). Твердые растворы вычитания обычно встречаются у соединений металлов с некоторыми неметаллическими элементами, с такими, как сера, селен, мышьяк, теллур.

Распространенность соединений переменного состава в рудах и шлаках

Химические соединения переменного состава имеют широкое распространение в рудах сульфидных медно-никелевых месторождений. В первичных пордообразующих минералах — оливине и пироксене — отмечается изменчивое соотношение магния и железа. Значительные колебания в содержании железа и магния имеются и во вторичных силикатных минералах — в серпентине, хлорите, роговых обманках, а также в карбонатах, которые сопровождаются в месторождениях рудные минералы. Основные рудные минералы сульфидных медно-никелевых руд, пирротин и пентландит, обладают изменчивым соотношением серы и металлов. Металлические элементы — железо, никель и кобальт — изоморфно замещают друг друга в пиритах, пентландите и виоларите.

Химические соединения переменного состава не менее часто встречаются среди штейнов и металлургических шлаков, которые получаются при переплавлении медно-никелевых сульфидных руд (в ортосиликатах железа и магния, в сульфидах никеля, меди и кобальта).

Возможность корреляции химического состава у соединений по рентгенометрическим данным

Учитывая большое практическое значение пентландита, пирротина и оливина, наиболее распространенных в рудах сульфидных медно-никелевых рудопроявлений, в Лаборатории физических методов исследования минералов и руд Кольского филиала АН СССР было выполнено рентгенометрическое изучение этих минералов. Рентгенометрическое изучение оливина, пирротина и пентландита имело целью выявление особенностей

строения этих минералов и возможностей определения их состава по рентгенометрическим данным.

Оливин, пирротин и пентландит относятся к различным типам твердых растворов. Оливин является классическим примером твердого раствора замещения. Пирротин был первым химическим соединением, у которого было обнаружено нестехиометрическое отношение элементов (железа и серы), входящих в его состав.

Пентландит в отличие от оливина и пирротина представляет сложный твердый раствор с добавочным числом атомов в элементарной ячейке.

Зависимости параметра элементарной ячейки оливина, пирротина и пентландита от их состава особо важную роль играют в деле сопоставления состава этих минералов из различных руд, в том числе и из вкрашенных руд.

Группа минералов со шпинелевой структурой (магнетит, хромит, шпинель)

Группа шпинели объединяет большое количество минералов, причем к этой группе относятся такие широко распространенные в сульфидных медно-никелевых месторождениях минералы, как магнетит и хромит.

Эта группа характеризуется переменным содержанием двухвалентных и трехвалентных катионов. Общая формула минералов этой группы имеет следующий вид $R_1''R_2'''O_4$, где R'' — представлено двухвалентными катионами: магнием, железом, марганцем, цинком, никелем, кобальтом; R''' — трехвалентными катионами: алюминием, хромом, железом, марганцем.

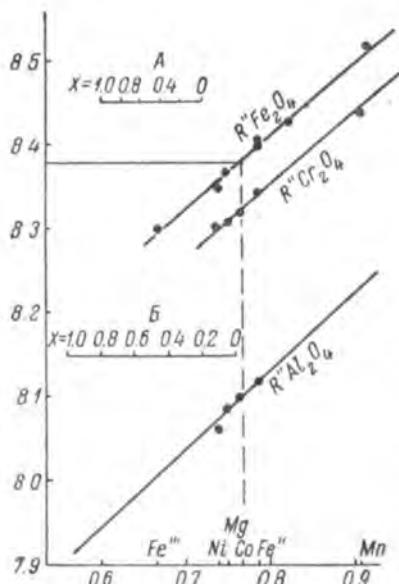
Как отмечают В. И. Михеев и Н. Н. Стулов (1955), группа шпинели представляет яркий пример изоморфизма, идущего по направлениям как двухвалентного, так и трехвалентного катиона. При таких замещениях структура химических соединений остается кубической, однако эти замещения сильно сказываются на размеры элементарной ячейки, которые являются функцией величин радиусов катионов.

В. И. Михеев показал, что замещение трехвалентных катионов вызывает значительно большее изменение величины ячейки, чем замещение двухвалентных катионов. Влияние изоморфных замещений на размеры элементарной ячейки минералов группы шпинели (магнетита, хромита и собственно шпинели) хорошо видно на рис. 168. По этому графику

Рис. 168. Диаграмма зависимости ребра ячейки шпинелидов от их состава. Шкала А для избытка Fe_2O_3 ; шкала Б для избытка глинозема (по В. И. Михееву, 1955).

(рис. 168) представляется возможным определять состав минерала, а также судить о присутствии тех или иных изоморфных примесей в этих минералах.

Имеются отрывочные сведения о рентгенометрических данных магнетита из природных месторождений. Такие данные получены нами для



магнетита из первичных руд Каммикиви (Печенга) и магнетита из титаномагнетитовых руд района р. Цага. Судя по рентгенометрическим данным, магнетит из этих рудопроявлений содержит в значительных количествах изоморфную примесь магния (рис. 168). Таким образом, магнетит первой генерации, выделившийся ранее сульфидов, представляет «магнистую» его разновидность.

Присутствие изоморфной примеси магния в магнетите сказывается на его физических свойствах.

Так, магнетит из вкрапленных руд рудного пласта Сопчи (Мончегорск) обладает микротвердостью порядка $1200 \text{ кг}/\text{см}^2$, а магнетит из сплошных сульфидных руд того же района (из Ниттие-Кумужье) имеет более чем в два раза меньшую твердость — около $500—550 \text{ кг}/\text{см}^2$.

Из сказанного выше видно, что магнетиты различных месторождений и разного генезиса обладают отличными физическими свойствами и различным химизмом.

Перед дальнейшими минералогическими исследованиями стоит задача выяснить особенности химизма магнетита из различных месторождений и разного генезиса. Большое значение имеет выяснение отличительных особенностей магнетита, возникающего метасоматическим путем за счет сульфидов.

Слюды

В случаях тесных срастаний слюдистых минералов с другими минералами — другие методы определения состава минералов неприменимы, поэтому следует остановиться на особенностях рентгенометрического анализа слюдистых минералов.

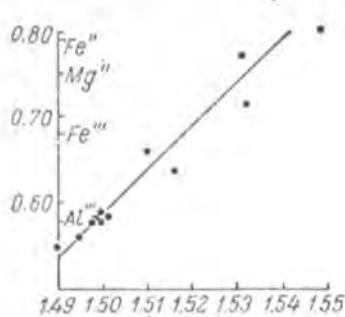


Рис. 169. Диаграмма зависимости среднего размера октаэдрического катиона и межплоскостного расстояния отражения 060 у слюд (по В. И. Михееву, 1954).

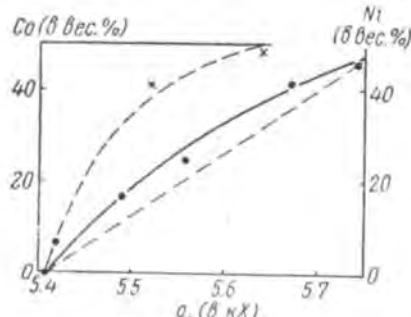


Рис. 170. График зависимости ребра ячейки пиритов от содержания никеля и кобальта (в вес. %). Составлено по литературным данным. По оси абсцисс — параметр элементарной ячейки пиритов.

Диагностика слюдистых минералов по рентгенометрическим данным разработана В. И. Михеевым. Им предложена диаграмма (рис. 169), по которой можно определять состав слюд по рентгенометрическим данным. Определение состава производится по величине межплоскостного расстояния отражения (060), которое колеблется около 1.500. Успех в определении

слидистых минералов обеспечивается доброкачественными и точными эталонными рентгенограммами порошка и достаточно чуткими изменениями в структуре минерала в зависимости от присутствия изоморфных примесей.

Пириты

В эту группу минералов входят собственно пирит, а также никель- и кобальтсодержащие пириты. В сульфидных медно-никелевых рудопроявлениях Печенги имеет распространение пирит, который не содержит ни никеля, ни кобальта. Даже в тех случаях, когда пиритовые прожилки рассекают пирротино-пентландитовые жилы, пирит не содержит никеля. Однако никель- и кобальтсодержащие пириты могут быть встречены в рудных бластомилонитах. В этом отношении для руд Монче-тундры имеется указание В. А. Масленникова (1953).

Для минералов группы пирита характерна неполная изоморфная смесь в ряду FeS_2 — NiS_2 и непрерывная в изоморфном ряду FeS_2 — CoS_2 . Как было показано Г. С. Грицаенко, Н. И. Слудской и Н. К. Айдиньяном (1953), с изменением содержания никеля в пиритах параметр элементарной ячейки минерала растет прямолинейно, если состав выражен в молекулярных процентах. Таким образом, никелистые пириты представляют пример химического соединения, для которого справедлив закон Бегарда.

Для практических целей определения содержания никеля и кобальта в пирите была составлена специальная диаграмма (рис. 170), на которой содержание этих компонентов выражено в весовых процентах.

Рентгенометрическому изучению подвергнуты химические соединения, относящиеся к различным типам соединений переменного состава.

На приведенных примерах показана возможность корреляции состава химических соединений с переменным составом, независимо от того, к какому типу твердых растворов эти соединения относятся. Для этих минералов приводятся графики (рис. 158, 159, 161, 168—170), по которым можно определять их состав.

ЧАСТЬ VIII

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ НИКЕЛЯ

Глава 31

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

При рассмотрении элементов семейства железа выяснилось, что достройка электронных орбит более глубоких оболочек и сохранение без изменений внешней оболочки атома, что наблюдается при переходе от железа к кобальту и к никелю, не вызывают особых изменений свойств химического элемента.

Рассмотрение истории элементов семейства железа в земной коре, согласно существующим воззрениям, проводится с точки зрения сходства в размерах атомных радиусов, характера свойств элементов, а также, как следствие сходства в свойствах, в идентичном поведении при кристаллизации интрузивов. Особую роль играют представления о поведении элементов при высоких температурах. Согласно этим представлениям при высоких температурах силикатный расплав способен растворять некоторое количество сульфидов. При понижении температуры растворимость сильно снижается и сульфидный расплав отделяется от силикатного.

В истории элементов железа и особенно никеля большая роль признается за изоморфизмом с литофильными элементами при повышенных температурах.

Таким образом, в специальных работах по геохимии и в руководствах по рудным месторождениям геохимическое поведение никеля и кобальта определяется, с одной стороны, близостью химических, а следовательно, и геохимических свойств элементов семейства железа; с другой — подчеркивается тесное изоморфное родство никеля с магнием.

Представления о наличии изоморфизма между магнием и никелем отражают взгляды Фогта, по мнению которого, существует не только пространственная, но и генетическая связь никеля с магнезиальными и железисто-магнезиальными силикатами. По Фогту (Vogt, 1923), главными носителями никеля в основных горных породах являются первичные пордообразующие минералы — оливин и в меньшей степени ромбический пироксен.

Передко проводится параллель между содержанием магнезии в минералах и породах с различным исходным количеством никеля. По Фогту, причина постоянства соотношений содержаний магнезии в породах и никеля в сульфидах заключается в том, что никель в родоначальной магме и в процессе ее дифференциации сопровождается магнезиумом. При этом признается, что магнезиальный оливин содержит больше никеля, чем железистый, а ультра-

основные породы богаче магнезией по сравнению с основными, и поэтому они богаче основных никелем.

На основании этого геохимическое поведение никеля рисуется следующим образом.

«Наиболее близки по размерам радиусы ионов никеля и магния (для обоих $r_i=0.78 \text{ \AA}$). Поэтому в магнезиальных силикатах должно идти обогащение никелем преимущественно перед другими элементами семейства железа, ионы которых по своим радиусам более или менее отличаются от ионов магния.

Исследования подтверждают этот вывод: для земной коры в целом отношение $\text{Ni} : \text{Fe}$ составляет около 1 : 200, в оливине — магнезиальном силикате первичной кристаллизации — это отношение возрастает почти в десять раз, достигая 1 : 20. Этим объясняется то важное обстоятельство, что подавляющая часть атомов никеля находится в форме изоморфной примеси в магнезиальных орто- и метасиликатах» (Сауков, 1951, стр. 326—327).

Таким образом, наблюдениями над пространственным распределением никеля в силикатах и сульфидах обычно подчеркивается генетическая связь никеля с оливиновыми породами.

Однако Фогту принадлежит не только идея изоморфной смесимости никеля с магнием, в результате чего «подавляющая часть атомов никеля находится в форме изоморфной примеси в силикатах», но и противоположная ей идея о неполной смесимости никеля и магния. Причину поздней кристаллизации сульфидов (пирротина, пентландита) Фогт находит в аналогии с близким к ним по составу искусственным моносульфидом — FeS , обладающим более низкой температурой плавления, чем большинство силикатов. В подтверждение такого вывода Фогт (Vogt, 1893) ссылается на температуры застывания сульфидных и силикатных соединений при кристаллизации штейнов металлургических плавок. По данным Фогта, сульфиды NiS , Cu_2S и FeS застывают при $1050—1100^\circ \text{C}$; основные железистые фаялитовые шлаки — при $1050—1200^\circ \text{C}$, тугоплавкие доменные шлаки с авгитом, мелилитом и аортитом — при $1200—1400^\circ \text{C}$.

В результате несмесимости при охлаждении силикатного расплава сульфидный расплав отделяется от силикатного. При дальнейшем охлаждении образуются сульфидные месторождения ликвационного типа.

Магматическая — ликвационная — точка зрения на генезис медно-никелевых месторождений высказывается и в ряде других специальных работ и руководств по рудным месторождениям. Поведение никеля при кристаллизации магматического расплава, согласно этой точке зрения, следующее. При температуре более высокой, чем температура начала кристаллизации силикатных минералов (примерно при 1500°C), в магматическом расплаве происходит ликвация. Капли сульфидного расплава отделяются от силикатной магмы и вследствие большего удельного веса опускаются книзу или, следуя принципу Сора (Vogt, 1893), концентрируются у плоскостей охлаждения.

Скопление капель сульфидного расплава может привести к обособлению сульфидной магмы. Фогт (Vogt, 1923) отмечает, что расплавленные сульфиды очень подвижны и часто образуют краевые инъекции, типа оффсет Седбери, которые обычно характеризуются брекчиевидной структурой. При кристаллизации сульфидной магмы, пишет Фогт, остаточная часть ее обогащается медью и в некоторых случаях может быть отделена и отжата. При этом с халькопиритом остаточной магмы концентрируются

платиновые металлы, рассеянные в очень малых количествах в исходной магме.

Согласно ликвационной точке зрения, при постепенном охлаждении интрузии кристаллизуются силикатные минералы, в то время как низкоплавкие сульфиды долго еще находятся в жидким состоянии. В процессе кристаллизации силикатной магмы происходит постепенное обогащение остаточного магматического расплава легкоплавкими компонентами, в том числе такими, как вода и сера, которые в конце концов скапливаются в силикатном расплаве и служат причиной еще большего понижения температуры кристаллизации сульфидного расплава.

Таким образом, согласно представлениям Фогта, поведение никеля в процессе кристаллизации ультраосновных и основных магм двойственное. С одной стороны, никель вместе с серой ликвидирует и отделяется от силикатной магмы в виде сульфидной магмы; с другой — никель в качестве изоморфной примеси к магнию входит в состав кристаллизующихся первичных силикатных минералов. И та и другая идея приобрели очень большую популярность и почти всеобщее признание.

Однако такое признание двойственного поведения никеля в процессе кристаллизации основных и ультраосновных магм приводит ко многим противоречиям и неясностям. Так, прежде всего непонятным становится сама причина двойственности, а именно непонятны причины, в силу которых никель, с одной стороны, вместе с серой в результате ликвации отделяется от первичной магмы, а с другой — входит в виде изоморфной примеси к магнию в первичные силикатные минералы. Совершенно неясно, какая же часть никеля первоначально входила в состав первичных сульфидов и какая часть, первоначально входящая в состав первичных силикатных минералов, позднее мигрировала из силикатных минералов и вошла также в состав сульфидов.

Необходимо отметить, что точка зрения Фогта, приписывавшего месторождениям сульфидного никеля первичное магматическое происхождение, как указывает Д. Т. Зингевальд (1937), «вызывала сомнения с самого начала». В частности, Тольман и Роджерс в 1916 г. относили сульфидные медно-никелевые руды к гидротермальным образованиям (Tolman a. Rogers, 1916).

Лафлин и Беер (1937) так описывают изменения во взглядах на генезис сульфидных никелевых месторождений: «Вначале они считались за первые продукты кристаллизации, которые собирались по краям или на дне интрузии. Впоследствии, после того как микроскопически было доказано, что сульфиды образовались позднее главной массы пород, пришли к заключению, что сульфиды отделялись в виде эмульсии, которая не кристаллизовалась до тех пор, пока порода не затвердела. Дальнейшее детальное изучение некоторых типичных месторождений показало связь таких вторичных минералов, как хлорит, с большей частью сульфидов, и в этом также нашла поддержку новая точка зрения, по которой сульфиды отложились в виде импренций и замещений» (стр. 61).

Все же несмотря на возражения Фогту и высказывания в пользу гидротермального происхождения месторождений сульфидного никеля, идеи Фогта сохранили силу до настоящего времени, чему подтверждением служат руководства по рудным месторождениям и многочисленные современные работы по геохимии. В качестве примеров можно сослаться на работу В. К. Котульского (1948), руководство по геохимии А. А. Саукова (1951), руководство по месторождениям полезных ископаемых В. И. Смир-

нова, геохимию Сахама и Ранкама (Sahama a. Rankama, 1950), Санделла и Голдича (1952), Берга и др.

В существующих классификациях основное внимание при выделении типа сульфидных медно-никелевых месторождений обращается не на способ отложения сульфидов в породах, а на предположение, что отделение никеля от магмы происходило при ликвации сульфидного расплава от силикатной магмы. Однако неясно, мог ли существовать в виде расплава при высоких температурах тот раствор, который при низких температурах привел к образованию сульфидных месторождений?

Сульфидные медно-никелевые месторождения приводятся как типичный и единственный пример ликвационных месторождений при описании рудных месторождений (Вольфсон, 1953; Захаров, 1953; Бетехтин, 1957 и др.). Эти месторождения нередко относятся к «собственно магматическим».

А. Г. Бетехтин (1949а, 1949б, 1950б, 1951, 1953) опубликовал ряд работ о никелистых сульфидах, парагенезисах сульфидов, а также о физико-химических условиях кристаллизации сульфидов из растворов (режим серы, кислорода, углекислоты) и по другим вопросам. Исследование такого рода месторождений привело его к выводу о кристаллизации сульфидов при сравнительно низкой температуре в гидротермальных условиях.

На протяжении более чем десятилетних исследований при изучении ультраосновных и основных интрузий Монче-туидры, Печенги и Норильска был собран довольно обширный материал по геохимии никеля в сульфидных медно-никелевых рудопроявлениях.

Новые данные позволили пересмотреть многие принципиальные вопросы, возникающие при изучении такого рода минерализации. К числу таких вопросов принадлежат вопросы об изоморфизме никеля в оливинах, о природе силикатного никеля в рудах, о температуре кристаллизации сульфидов, о природе рудоносных растворов и многие другие.

Глава 32

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НИКЕЛЯ В СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУДАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Горные породы печенгских никеленосных интрузивов в большинстве своем претерпели значительные гидротермальные изменения, поэтому по ним очень трудно судить о содержании никеля в первичных изверженных породах.

Следует отметить, что в рассуждениях о геохимии никеля совсем не учитывается роль никеля при кристаллизации вторичных силикатных минералов и карбонатов, сопутствующих сульфидному оруденению, не рассматриваются особенности миграции никеля при вторичных изменениях сульфидных руд. В этой связи нужно подчеркнуть, что оруденелые ультраосновные породы Печенги, подвергшиеся сильному гидротермальному изменению нередко содержат значительно больше никеля, чем даже сплошные сульфидные руды.

Для того чтобы составить правильное представление о распространении никеля в первичных интрузивных породах, следует привести данные о содержании этого элемента в свежих породах из различных никеленосных районов.

Как правило, содержание никеля, кобальта, а также ванадия в минералах обычно значительно ниже их содержания в породе, что несомненно объясняется присутствием данных элементов в акцессорных рудных минералах (Nockolds a. Mitschell, 1948).

Никель в оливине

Оливин в породах Печенги часто почти нацело изменен. Анализ оливина в таких условиях произвести невозможно. При спектральном анализе оливина с горы Кумукей (Мончеч-тундра) обнаружены линии средней интенсивности никеля, следы меди и слабые линии кобальта. При химическом определении никеля в том же образце оливина установлено 0.01% Ni (Н. Елисеев и др., 1956).

Е. К. Козлов (1953 г.) приводит два химических анализа оливина из горных пород Сопчи. В одном из них обнаружено 0.39% Ni и 0.11% S, а в другом — 0.19% Ni и 0.04% S.

К. Ф. Белоглазов (1935 г.) отмечает, что оливины с Сопчи обычно обнаруживают значительные содержания никеля (до 0.31%). При микроскопическом изучении такой оливин содержит тонкую вкрапленность сульфидов и магнетита.

В микроскопических трещинках внутри оливина присутствуют вместе с сульфидами амфибол, тальк, карбонаты.

А. Е. Ферсман (1939) указывает: «Для исследователей этих месторождений (сульфидов в основных и ультраосновных горных породах) необходимо помнить, что часть никеля заключается не в обособленных зернах сульфидов, а представляет мелкодисперсную сульфидную фазу или же входит в качестве изоморфной примеси в оливины» (стр. 151).

Следует подчеркнуть, что в работах по минералогии и геохимии никеля в сульфидных медно-никелевых месторождениях всегда отмечается вхождение никеля в виде изоморфной примеси к магнию в оливине, но очень редко указывается на роль сульфидной дисперсной вкрапленности в оливине. А между тем чистого оливина без примеси дисперсных включений магнетита и сульфидов отобрать для анализа практически невозможно.

Значительная часть никеля и кобальта в оливинитах и оливинах относится к примеси сульфидов. Но не все примеси могут быть отделены механически, и поэтому часть таких примесей попадает вместе с отобранным оливином. В этой же связи следует обратить внимание на то, что при анализе оливинов обычно упускаются определения серы. Так, в работе Росса, Фостера и Майерса (Ross, Foster, Myers, 1954) для 15 новых анализов определялось присутствие 33 химических элементов (химическим и спектральными методами), в этих образцах почему-то не выполнено определение содержания серы. В результате создается впечатление, что весь никель (в среднем из 15 новых анализов — 0.34%) является изоморфной примесью к магнию.

Несомненно, что в оливинах и оливинсодержащих породах часто присутствуют значительные концентрации никеля, однако вопрос о формах нахождения никеля в оливине заслуживает специального разбора.

Никель в пироксенах

В пироксенах отмечается значительно меньшее содержание никеля по сравнению с оливином. Хесс (Hess, 1949) занимался детальным изучением химического состава пироксенов. Из большого количества анализов

Никель в горных породах

Хорошим примером никеленосных интрузивных пород является интрузив Мончегорской тундры. Согласно данным Н. Елисеева и др., 1956, в породах из этого района отмечаются следующие содержания никеля, меди и серы (табл. 34).

Таблица 34
Содержание кремнезема, окиси магния, никеля меди и серы в различных горных породах

Породы	Количество анализов	Среднее содержание (в вес. %)				
		SiO ₂	MgO	NiO	S	CuO
Оливиниты	2	39.50	45.25	0.31	0.04	—
Перидотиты	10	44.47	36.30	0.245	0.206	0.16
Полевошпатовые перидотиты	3	43.84	27.82	0.33	0.41	0.45
Оливиновые пироксениты	2	47.56	31.48	0.22	0.13	—
Пироксениты	8	52.00	27.82	0.246	0.512	—
Оливиновые пориты	4	46.31	26.04	0.185	0.17	—
Пориты и габбро-пориты	10	52.68	16.42	0.096	0.207	—
Метаморфизованные породы (хлоритизированные пориты и одегардиты)	3	46.95	9.18	0.037	0.47	—
Дайковые породы	10	43.33	10.60	0.08	0.20	—
Габбро-пегматиты	1	51.47	18.06	0.08	0.11	—

В табл. 34 приводится анализ горных пород, обогащенных сульфидной вкрапленностью. При систематическом массовом анализе в разрезе Мончегорского никеленосного интрузива оказалось, что обычно породы значительно беднее никелем. Так, в донной залежи горы Травяной (в лаборатории комбината «Североникель») во многих образцах установлено 0.03—0.006% никеля.

Наиболее правильные результаты дают анализы представительных проб. Ниже приводятся результаты анализа одной сборной пробы (анализ пробы передан Р. В. Карповым) большого веса, составленной на 60% из среднезернистых перидотитов и на 40% из среднезернистых полевошпатовых пироксенитов и оливиновых пироксенитов, находящихся среди перидотитов в виде прослоев.

SiO₂ = 45.10%; TiO₂ = 0.26%; Al₂O₃ = 6.00%; Fe₂O₃ = 6.97%; FeO = 6.20%; MnO = 0.12%; MgO = 26.47%; CaO = 4.84%; P₂O₅ = 0.03%; V₂O₅ = следы; Cr₂O₃ = 0.36%; K₂O + Na₂O = 1.29%; n. p. n. = 0.90%; Ni = 0.22%; Cu = 0.125%; Co = 0.006% и S = 1.03%.

При рациональном анализе, таким образом установлено 0.02% силикатного и 0.20% сульфидного никеля.

В другой пробе такого же большого веса, состоящей из крупно- и грубозернистых полевошпатовых пироксенитов с крупной сульфидной вкрапленностью обнаружено 0.23% общего количества никеля в породе, из них — 0.20% сульфидного и 0.03% силикатного никеля. Эти данные хорошо согласуются с отмеченными выше результатами массовых анализов пород с редкой сульфидной вкрапленностью.

Для интрузивных пород Монче-тундры, таким образом, устанавливается: 1) повышенное содержание никеля и серы в ультраосновных и основных породах; 2) основное количество никеля концентрируется в сульфидах; 3) содержание никеля в породах в виде «силикатного никеля» ничтожно мало; 4) при анализе представительных проб в отличие от старых анализов пород (Э. Елисеев, 1956) выявляется значительно большее количество серы. Так, в полевошпатовых перидотитах по трем анализам пород устанавливается 0.33% NiO; 0.45% CuO и 0.41% S. Серы не хватает даже на связывание меди в халькопирит.

В то же время в породе присутствует значительное количество пирротина. Иное соотношение металлов и серы установлено при тщательном анализе представительных проб. В тех же полевошпатовых перидотитах выявлено 0.22% Ni, 0.125% Cu и 1.03% S (!).

Значительный интерес представляют закономерности распределения никеля в траппах северо-западной части Сибирской платформы. Так, в окрестностях Норильска (район оз. Глубокого) И. А. Коровяковым (1948а) установлено, что в породах недифференцированной базальтовой магмы (эффузивные диабазы) среднее содержание никеля составляет по 42 анализам — 0.004%, меди — 0.011%. В нижних покровах среднее содержание (по 48 анализам): никеля — 0.001%, меди — 0.012%.

В результате дифференциации базальтовой магмы, приведшей к образованию пикритов, происходит обогащение никелем и медью. Среднее содержание в пикритах (по 27 анализам) — никеля 0.10% и меди — 0.024%.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что более поздние дифференциаты Норильского района обычно более изменены, подверглись автометаморфизму. В стекловатых разновидностях эффузивных диабазов сравнительно свежим остается вулканическое стекло, но в отдельных случаях и стекло хлоритизировано или замещается иддингитом или хлоритом.

Нередко горные породы, наиболее интенсивно измененные автометаморфическими процессами, в то же время оказываются обогащенными мелкой сульфидной вкрапленностью.

Багер и Митчелл (1952) на основании распределения редких элементов в горных породах интрузии Скаергаард (Гренландия) приходят к заключению об увеличении концентрации никеля в более поздних (а не ранних, как принято считать) дифференциатах магм. Об этом, по их мнению, говорит меняющееся отношение никеля и магния для различных горных пород.

Отношение NiO : MgO для первичной магмы (краевое оливиновое габбро, по Багеру и Митчеллу, соответствует первоначальному составу скаергаардской магмы) равно 1 : 600, в габбро-пикритах — 1 : 400, в оливиновых габбро — 1 : 700, для среднего габбро — 1 : 500, для поздних габбро — 1 : 200.

О малом содержании никеля и других металлических элементов говорят данные Аренса (Ahrens, 1953) и других исследователей для диабазов Онтарио, в которых в среднем содержится: никеля 0.011%, кобальта — 0.0039%, меди — 0.0072%, хрома — 0.022% и ванадия — 0.022%. Гранофировые диабазы содержат никеля в пределах 0.0041—0.0075%, оливинсодержащие диабазы — 0.0073—0.0079% и в другом месте — 0.009—0.017%.

Таким образом, на примере траппов северо-западной части Сибирской платформы (Норильского района) и горных пород Скаергаардской

пироксенов, приведенных Хессом, лишь в редких случаях содержание никеля достигает 0.02% и не превышает 0.04%.

Росс, Фостер и Мейерс (Ross, Foster, Myers, 1954) приводят данные о составе 22 энстатитов и 19 диопсидов. Согласно новым анализам, энстатиты обнаруживают содержание никеля от 0.04 до 0.15% (в среднем из 11 анализов — 0.08%). Диопсиды в среднем из 10 анализов обнаружили 0.038% никеля. Однако и для пироксенов Росс, Фостер и Мейерс не приводят данных о содержании в них серы.

По данным Ноккольдса и Митчелла (Nockolds a. Mitschell, 1948), «низкое содержание никеля и кобальта в раннем авгите не совсем понятно и равно 0.01%» (стр. 335), в то же время как содержание никеля в позднее кристаллизовавшемся авгите равно 0.02%. Количество никеля в гиперстене достигает 0.03%, в роговых обманках — 0.01% и в биотитах — 0.01%. Сфен, апатит, плагиоклазы и полевые шпаты практически не обнаруживают заметных примесей никеля.

При анализе титан-авгитов Печениги и авгитов Норильских никеленосных интрузий заметных концентраций никеля не было обнаружено.

Таким образом, минералы ранних этапов кристаллизации магмы не содержат сколько-нибудь значительных концентраций никеля. Утверждение Г. Берга (1933), что никелем богаты продукты ранней кристаллизации магмы (оливин, пироксен, плагиоклазы), неверно.

О никеле в постериорных силикатных минералах и карбонатах

Придавая большое значение никелю при кристаллизации ультраосновных и основных магм и преувеличивая роль никеля при образовании высокотемпературных первичных силикатных минералов, минералоги и геохимики в большинстве случаев незаслуженно мало внимания уделяли поведению никеля в процессах кристаллизации вторичных (постериорных) низкотемпературных минералов. А между тем эта особенность геохимии никеля имеет очень важное значение.

В последнее время установлено, что образование сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с ультраосновными и основными горными породами, происходило при сравнительно низких температурах (ниже 400° С — стр. 269).

О том, что концентрация никеля и кобальта в сульфидных месторождениях происходит при температурах «гидротермальных», свидетельствует не только совместное нахождение и совместное образование сульфидов никеля и меди с актинолитовым амфиболом, хлоритом, тальком, вермикулитом и карбонатами, но и присутствие никеля в этих гидротермальных минералах.

По мнению К. Ф. Белоглазова, значительные концентрации никеля могут присутствовать в актинолите. Отмечаются, хотя и небольшие, содержания никеля в tremolite, тальке из Монче-тунды (до 0.3%).

Значительно большие концентрации никеля обнаруживаются в низкотемпературных кислородных соединениях (гарниеритах, непиутинах, ревденскитах и других минералах). О склонности никеля вступать в соединения в низкотемпературные минеральные образования и более рыхлые по строению кислородные соединения (силикаты) говорит и тот факт, что, по А. Е. Ферсману, известно такое же количество кислородных соединений никеля (главным образом гипергенических), сколько известно в природе сернистых и мышьяковых минералов никеля вместе взятых.

интрузии (Гренландия) хорошо видно, что обогащение никелем происходит на более поздних этапах эволюции магмы.

Обычно содержание никеля в основных горных породах невысокое, о чем свидетельствуют данные различных авторов:

Габбро	0.016%	(Goldschmidt, 1937)
Диабазы (Мичиган и Минесота) . . .	0.018%	(Санделл и Голдич, 1952)
Габбро и диабазы Южной Лапландии	0.0045%	(Sahama, 1945)
Основные породы Рослаген (Швеция)	0.0065%	(Lundegårdh, 1946)
Скаергаардская интрузия (Гренландия)	0.017%	(Вагер и Митчелл, 1952)
Диабазы Онтарио	0.011%	(Ahrens, 1953)

В измененных интрузивных породах, какими являются породы никеленосных интрузий Печенги, также невысоко содержание никеля и меди (табл. 35, по данным Väuguupen, 1938 и Папушис, 1952).

Таблица 35

Содержание кремнезема, окиси магния, никеля, меди и серы в печенгских породах

Породы и месторождения	SiO ₂	MgO	NiO	CuO	S
Пироксеновые оливиниты	35.92	34.10	0.44	0.10	Не опр.
Плагиоклазовые перидотиты	41.92	20.60	0.02	0.05	0.37
Перидотиты с титаномагнетитовым оруднением	18.58	17.25	0.08	0.04	1.65
Сerpентинизированные перидотиты	37.17	30.95	—	—	0.09
Хлоритизированные серпентиниты	33.13	27.31	0.34	0.15	1.46
Метаморфизованные оливиновые пироксениты	46.66	13.68	0.06	0.09	0.17

По подсчетам Б. И. Папушис один из интрузивов Печенги содержит в среднем 0.06% Ni и 0.037% S.

Приведенные выше данные показывают, что ультраосновные и основные горные породы при очень большом содержании магния в составе пород заключают лишь ничтожные количества никеля. За обильное содержание никеля в таких горных породах можно считать 0.02—0.07% (Вагер и Митчелл, 1952). Указание Гольдшмидта на содержание в перидотитах 0.31% скорее говорит об общем количестве никеля в породе, а не никеле изоморфном к магнию.

Никель в породообразующих минералах

Двухвалентный ион никеля имеет почти такой же размер иона, как и двухвалентный ион магния, на основании этого распространилось представление, что никель должен с такой же легкостью, как и магний, входить в состав оливинов (Вагер и Митчелл, 1952; и другие работы).

Особо следует подчеркнуть вхождение никеля в слоистые силикаты — вермикулит и хлориты. Так, разновидность вермикулита — джефферизит — содержит, по последним данным В. П. Ивановой и Ю. Ир. Половинкиной (1952), до 7.4% окиси никеля, а по данным Винчелла А. Н. и Г. Винчелла (1953), вермикулит может содержать до 11.25% окиси никеля. Особое положение занимают никельсодержащие хлориты. Среди руд Печенги значительным распространением обладает никелистый вермикулит с сильным плеохроизмом (от голубовато-зеленого до ярко-желтого) и с относительно большим двулучепреломлением. Никелистый вермикулит распространен в приповерхностных частях рудного тела и имеет гипергенное происхождение. Первичный — гидротермальный хлорит из Печенги практически не содержит никеля. Хлорит из околоврудных изменений на контакте жил Ниттис-Кумужъя (Монче-тундра), по данным В. А. Масленикова (1956), также не обнаруживает значительных количеств никеля.

Таким образом, никелем богаты, как по количеству никеля в минералах, так и по числу известных никельсодержащих минералов, низкотемпературные гидротермальные и гипергенные силикатные минералы, а не минералы «первичной кристаллизации» — оливин, пироксен и др., как это принято считать до сих пор.

Никель в рудных минералах

Образование рудных минералов в сульфидных медно-никелевых рудопроявлениях происходило примерно в следующем порядке: магнетит \rightarrow пирротин + пентландит в графическом прорастании внутри пирротина \rightarrow порфиробласты пентландита \rightarrow халькопирит \rightarrow магнетит, развивающийся метасоматически по сульфидам. Вместе с вторичным магнетитом и в тот же период метасоматических замещений первичных сульфидных минералов возникают вторичные сульфидные минералы: бравоит, виоларит, полидимит, вазэйт, вторичные сульфиды железа и никеля.

Магнетит

Спектральные анализы магнетита из разных рудопроявлений Печенги обнаруживают линии никеля лишь слабой и средней интенсивности. Химическими анализами в магнетите из Монче-тундры обнаружены ничтожные количества никеля (0.04—0.05%). Никель в состав магнетитов не входит.

Пирротин

Пирротин является одним из главнейших сульфидных минералов в медно-никелевых рудопроявлениях. Как вкрашенные руды, так и скопления сплошных сульфидных руд (сульфидные жилы, оруденелая тектоническая брекчия, сульфидные гнезда) Монче-тундры и Печенги более чем на половину состоят из пирротина. Значительную роль пирротин играет и в рудах Норильска.

В процессе формирования медно-никелевых сульфидных месторождений этап кристаллизации пирротина был длительным. Ранее (Э. Елисеев, 1956) подробно разбирались затруднения, возникающие при химическом анализе пирротина. Небольшие погрешности в определении железа или, что более вероятно, в определении содержания серы приводят к весьма существенным изменениям в формуле пирротина. Так, на основании ре-

зультатов анализов, приведенных С. В. Липиным (1946), отмечалось, что погрешность в 0,07% серы или железа приводит к изменению формулы минерала от $\text{Fe}_{12}\text{S}_{13}$ к $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$.

В последнее время разработан более надежный метод определения соотношения железа и серы в пирротине (рентгенометрический метод определения состава пирротина: Э. Елисеев и Денисов, 1957). Этот метод позволил произвести определение состава у малых количеств материала и в сильно загрязненном примесями материале. В результате сопоставления состава и различных структурных соотношений устанавливается несколько генераций пирротина в сульфидных медно-никелевых месторождениях.¹

В пирротине из Монче-тундры в среднем, по данным Е. Е. Захарова и М. Г. Дедух (Чирков, 1941 г.), содержится 0,25% никеля. Если считать, что весь этот никель входил при высокой температуре в состав пирротина в виде твердого раствора NiS , FeS , то количество такого гипотетического раствора составляет не более 0,74% по отношению к общей массе пирротина.

Присутствие большого количества примесей никеля в пирротине обнаруживается в тех образцах, где при микроскопическом изучении отмечаются вrostки пентландита.

Магнитной сепарацией и последующими анализами пирротина на образцах из Сэдбери Диксоном в 1904 г. (Дэна Дж. Д. и др., 1950) было показано, что весь никель в пирротине почти всегда приурочен к зернам пентландита. К аналогичному выводу пришли И. Н. Масленицкий и П. И. Хомылев (1947 г.), исследовавшие пирротины Каулы (Печенга).

Выделить для анализа мономинеральную фракцию без примеси других минералов очень трудно, в пирротине постоянно присутствуют примеси кремния, магния, марганца, меди, натрия, кальция, никеля и кобальта, обнаруживаемые спектральными анализами. На рентгенограммах пирротина нередко присутствуют хотя и слабые линии пентландита и халькопирита, а иногда магнетита.

Почти постоянные примеси никеля в пирротине из сульфидных медно-никелевых месторождений объясняются примесями пентландита еще и потому, что в первичных рудах и в пирротиновых фракциях отношение никеля к кобальту такое же, как в самом пентландите. Так, отношение $\text{Ni} : \text{Co}$ в пентландите из Норильска (Зонтов, 1943) составляет 35 : 1. При анализе сплошных сульфидных руд того же месторождения установлено отношение $\text{Ni} : \text{Co}$ 38 : 1.

Аналогичная картина в соотношении Ni и Co в Печенге и в Монче-тундре.

Пентландит

Как показали результаты изучения пентландитов из Печенги и Монче-тундры (стр. 288), у пентландита от образца к образцу меняется не только состав, но и размеры элементарной ячейки кристаллической решетки, а также и удельный вес минерала. Сопоставление состава, удельного веса и размеров элементарной ячейки у пентландита показало, что пентландит, так же как и пирротин, является минералом переменного состава. С изменением состава изменяется не только соотношение между никелем, железом и кобальтом, но также и число атомов (от 68 до 66) в элементарной ячейке минерала (Э. Елисеев, 1955, 1956). Таким обра-

¹ О составе пирротина из Печенгских интрузий см. стр. 297.

зом, для пентландита установлен переменный состав и переменное число атомов в элементарной ячейке.

Представление о пентландите, как о минерале с постоянным соотношением никеля и железа в тетраэдрических пустотах, объясняет, почему пентландит может образовываться в виде самостоятельных зерен только в богатых никелем рудах и почему в рудах с низким содержанием никеля самостоятельных зерен пентландита не встречается (стр. 276).

В структурном отношении изменения в составе пентландита соответствуют заполнению (полному или неполному) октаэдрических узлов кристаллической решетки минерала. В зависимости от заполнения этих узлов атомами железа, никеля или кобальта изменяется состав минерала. Таким образом, ограниченные пределы изменения в составе пентландита отражены в его формуле: $\text{Fe}_4^{\text{IV}}\text{Ni}_4^{\text{IV}}(\text{Co}, \text{Fe}, \text{Ni})^{\text{IV}}$ от 0 до 1 S_8 .

Приуроченность кобальта к октаэдрическим узлам кристаллической решетки пентландита доказывается выщелачиванием кобальта, а также некоторого количества никеля и железа при растворении в 5%-м растворе HCl при 60° С. (Э. Елисеев и Смирнова, 1958б). При выщелачивании изменяется не только состав, но и размеры ячейки и удельный вес минерала.

В составе пентландита из ультраосновных интрузий Мончे-тундры и Печенги имеются существенные различия. В минерале из Монче-тундры отмечается ограниченный изоморфизм никеля и кобальта при постоянном содержании железа, тогда как в рудопроявлениях Печенги отмечается ограниченный изоморфизм никеля и железа при примерно постоянном содержании в пентландите кобальта.

В пентландите из сплошных сульфидных жил среди массива Ниттис-Кумужье содержится до 3% Co, в норильском пентландите — до 1% Co, а в печенгском пентландите — 0.5—0.7% Co.

Сахама и Раакама (Sahama a. Rankama, 1950) делают неправильный вывод о распространенности кобальта в сульфидных минералах. По их мнению, кобальт не включается в решетку пентландита, а присутствует в рассеянном виде в пирротине.

А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин (1951) на основании серии полных анализов (Чирков, 1940) пришли к заключению, что именно в пентландите сосредоточена вся масса кобальта. Такое заключение подтверждается новыми материалами по пентландиту из различных рудопроявлений Союза.

Халькопирит

Этот минерал в своем составе никеля не содержит, однако за счет примесей пентландита при анализах в халькопирите иногда обнаруживаются небольшие примеси никеля.

Кубанит

Кубанит встречается в рудах Монче-тундры, Норильска и Печенги. Судя по данным И. Н. Чиркова, в кубаните из Монче-тундры никель присутствует в виде посторонней примеси (0.47%).

В первичных сульфидах никель концентрируется только в виде пентландита или в виде самостоятельных зерен, или в виде механических включений в других минералах.

Никель во вторичных сульфидных минералах

Отмечается значительное разнообразие вторичных никельсодержащих сульфидных минералов: полидимит, виоларит, никельсодержащий никрит, бравоит, вазсит, миллерит и др.

Тонкие проникновения вторичных сульфидов в первичные, значительное разнообразие вторичных сульфидов и близость их физических свойств затрудняют диагностику этих минералов. Поэтому неудивительно, что одни и те же вторичные сульфиды в разное время различными исследователями определялись по-разному. Затруднения в диагностике возникают еще и потому, что среди вторичных сульфидов имеются минералы с переменным составом. Изменение состава у таких минералов (при частичной изоморфной замене никеля железом) слабо отражается на физических свойствах (отражательной способности и др.) и даже на размерах элементарной ячейки.

В ряду вторичных сульфидов выгодно отличается никелистый пирит, для которого отмечается четкая зависимость размеров элементарной ячейки от его состава.

Никелистый пирит и бравоит

Никелистый пирит из сульфидных медно-никелевых отечественных руд впервые достоверно описал А. Д. Генкин (1952 г.). Метакристаллы бравоита с зональным строением, обусловленным чередованием зон различных оттенков с разным содержанием никеля, обычно пространственно связаны с более низкотемпературными образованиями и возникали в условиях повышенной концентрации серы в остаточных растворах, проникавших в сульфидные массы. В то же время особо отмечается (Бетехтин и Генкин, 1951), что в иностранной литературе распространено неправильное мнение, будто бы никелистый пирит является первичным минералом, возникшим до кристаллизации пирротина.

В. А. Маслениковым (1956) установлено, что бравоит типичен для так называемых матовых руд, представляющих собою рудные бластомилониты.

В пирите из Печенги не обнаружено сколько-нибудь существенного содержания никеля (стр. 314). Для образования никелистого пирита необходимы особые условия повышенной концентрации никеля в растворе. В пиритовых прожилках, рассекающих пирротино-пентландитовую руду (Каула, Печенга), пирит не содержит никеля.

Наличие зональности в никелистом пирите и тонкое чередование железистых и никелистых прослоев в метакристаллах природного пирита из Норильска является дополнительным указанием на отсутствие в природных условиях полной изоморфной смесимости никеля и железа в пиритах. Эти наблюдения находятся в полном согласии с экспериментами Г. С. Грицаенко, И. Н. Слудской и И. Х. Айдиньяя (1953), показавшими отсутствие промежуточных соединений между FeS_2 и $\text{Fe}_{0.4}\text{Ni}_{0.6}\text{S}_2$.

Следует подчеркнуть, что, согласно существующим представлениям на пределы изоморфной смесимости между FeS_2 и NiS_2 , должен существовать полный ряд смесимости. Таким образом, в отношении никелистого пирита отмечается противоречие теоретических выводов с фактическим материалом.

С позиций современных представлений, опирающихся на близость химических и геохимических свойств железа и никеля, отсутствие полного изоморфизма в группе пиритов не находит объяснения. То же можно сказать и об отсутствии промежуточных соединений у диарсенидов железа и никеля. Поэтому нет удовлетворительного объяснения зональному чередованию богатых и бедных никелем зон в метакристаллах никелистого пирита.

Полидимит

Полидимит отмечался для сульфидных медно-никелевых рудопроявлений Ниода (Монче-тундра), где он, судя по описанию Т. Н. Шадлун (Минералы СССР, т. II, 1940), развивается по трещинкам в зернах пентландита, замещая пентландит. При дальнейших исследованиях нахождение полидимита не было подтверждено.

Позднее Г. С. Грицаенко, Ю. С. Нестерова и В. П. Бутузов (1946) при помощи химических анализов и рентгеновских исследований установили полидимит в Ново-Айдырлинском месторождении на Южном Урале.

Детального исследования вторичных минералов в свое время не проводилось, и очень часто последующие исследователи давали им новые названия. Сложную эволюцию в изменении названий претерпели и вторичные минералы Монче-тундры. Так, полидимит с горы Ниод после работы И. Н. Чиркова был переименован в бравоит, а после работы А. Д. Генкина — в виоларит.

Виоларит

Для виоларита, так же как и для полидимита, в литературе отмечается разнобой в написании химической его формулы. Для виоларита у Дольтера и Лейтмайера (Dölter, Leitmeier, 1926), а также у И. С. Волынского (1949) приводится формула NiS_2 , однако Керр (Kerr, 1945) минералу с составом NiS_2 присвоил новое название — вазэсит.

А. Д. Генкин (1950) приводит описание виоларита (из норильских руд), как впервые точно установленного минерала для месторождений Советского Союза. По мнению А. Д. Генкина, вследствие недостаточной изученности, этот минерал часто принимался за другие минералы — полидимит или бравоит.

Значительные отклонения от теоретического состава имеет виоларит из Седбери (Канада) и из Юлиан (Калифорния, США). Необходимы дополнительные исследования для выяснения природы виоларита.

Помимо Печенги, Норильска и Монче-тундры, виоларит отмечался Д. Г. Ульяновым в 1936 г. в Ново-Айдырлинском районе.

Миллерит

Миллерит отмечен для руд Печенги М. В. Денисовой (1952), что в дальнейшем не подтвердилось. Наиболее достоверные данные о миллерите имеются для рудопроявлений Норильска (Зонтов, 1943).

Вторичные сульфиды никеля образуются главным образом метасоматически по пентландиту в конечные стадии минералообразования. Согласно А. Г. Бетехтину, последовательность смены минералов определенных ассоциаций, различающихся по составу, обусловлена соответствующими изменениями концентрации серы и кислорода в растворе. Согласно такому представлению, получают объяснение возникновения $(\text{FeNi})_3\text{S}_4$ или $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$, или наконец NiS за счет первичного пентландита. Однако с позиций современных геохимических представлений, подчеркивающих близость химических и геохимических свойств элементов семейства железа (Сауков, 1951) или близкое «сродство никеля с железом» (Берг, 1933), невозможно предугадать — будет ли при этом возникать FeNi_2S_4 или Ni_3S_4 , FeS_2 , или $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}_2$, или наконец NiS_2 .

Никель в сульфатах

В справочной минералогической литературе неизвестны случаи присутствия в значительных количествах железа в шести- и семиводных сульфатах никеля. Для моренозита до последнего времени была известна лишь одна разновидность моренозита — магнистая (Дж. Д. Дэна и др., 1953).

Железисто-магнистый ретгерсит

Э. Н. Елисеевым и С. И. Смирновой (1958а) на основании изучения сульфатов из Печенги установлена новая разновидность ретгерсита — железисто-магнистый ретгерсит, у которого никель замещен железом примерно в той же пропорции, какая была установлена для искусственных семиводных сульфатов никеля.

Шестиводный сульфат никеля, магния и железа — железистомагнистый ретгерсит из Печенги, согласно данным химического анализа, содержит компоненты гидросульфата: никеля — 62.3%, железа — 12.5%, магния — 18.4%, кальция — 3.5%, цинка — 2.0%, кобальта — 1.3%. Следует отметить, что в ретгерсите, описанном Фронделем и Плачом (Frondel a. Palache, 1949), содержалось всего лишь 2.30% компонента гидросульфата железа и 4.15% — магния.

Значительно более широкое развитие сульфатов никеля, железа, меди имеет место в зоне окисления норильских руд. Значительный интерес представляет коллекция супергенных минералов, описанная Н. С. Зонтовым (1943). Среди минералов группы сульфатов Н. С. Зонтовым отмечается присутствие в норильских рудах мелантерита, пизанита, халькантита, моренозита (?). Кроме того, им изредка отмечался гипс. Значительные выделения этих минералов позволили выполнить для них химические анализы. В развитой зоне окисления Норильских интрузий Н. С. Зонтовым отмечается присутствие, помимо выше указанных минералов, сульфатов окисного железа (фибротеррита) и ярозита. Развитие этих минералов отмечается в зоне лимонитовых руд.

В образовании сульфатов в Печенге и Норильске имелись существенные различия. Так, исследованный Э. Н. Елисеевым и С. И. Смирновой железисто-магнистый ретгерсит образовывался непосредственно на месте разложения сульфидов и не претерпел миграции на значительные расстояния, поэтому в печенгском ретгерсите содержится кобальта почти столько же, сколько в пентландите (0.34%).

Иные соотношения наблюдаются в норильских сульфатах, претерпевших значительную миграцию. В никелистом мелантерите, по Н. С. Зонтову, отношение $Ni : Co = 72.5 : 1$, а в пизаните даже $130 : 1$.

Н. С. Зонтов отмечает, что превращение сульфидов никеля в сульфаты сопровождается потерей кобальта в большей степени, чем никеля.

Для норильских сульфатов в целом характерно ничтожно малое содержание магния. В то же время существенной способностью к миграции обладали медь и железо.

Границы изоморфизма в группе шести- и семиводных сульфатов никеля, магния и железа

Закономерными изменениями оптических свойств и удельного веса от состава доказано наличие изоморфизма у природных и искусственных семиводных сульфатов никеля и магния (изоморфный ряд моренозит —

эпсомит, Соболева, 1952, 1953; Dufet, 1878; Hutton, 1947). Оптическими исследованиями доказана полная изоморфная смесимость магния и цинка, в семиводных сульфатах (эпсомит—госларит).

С установлением новой разновидности шестиводного сульфата никеля—железисто-магнистого ретгерсита, содержащего значительную изоморфную примесь железа и магния, значительно расширяются наши знания о границах изоморфной смесимости в природных полигидратах сульфатов этих элементов. До настоящего времени был известен полный (совершенный) изоморфный ряд моренозит ($\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) — эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), причем для этого ряда минералов никем не отмечалось присутствие железа (Дж. Д. Дэна и др., 1953; Dölter a. Leitmeier, 1926 и другие справочники).

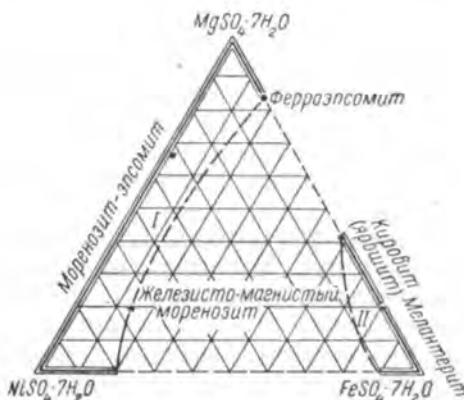


Рис. 171. Границы существования твердых растворов в системе моренозит—эпсомит—мелантерит.

I — поле полной изоморфной смесимости;
II — никелистый мелантерит.

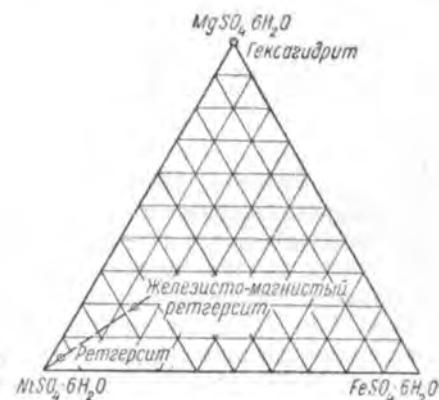


Рис. 172. Природные минералы в системе $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}-\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}-\text{FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Несовершенным изоморфным рядом является ряд сульфатов магния и железа (эпсомит—мелантерит). В эпсомите ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), согласно литературным данным, может присутствовать небольшая (до 13% $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) примесь железа. В то же время в железистом семиводном сульфате железа (мелантерите) может присутствовать до 43% $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Для искусственных соединений, аналогичных моренозиту (Дж. Д. Дэна и др., 1953), было прослежено замещение никеля железом до максимального соотношения $\text{Fe} : \text{Ni} = 1 : 5$.

Медь практически не входит в сульфаты магния и никеля, тогда как железо в мелантерите может замещаться медью на 65.5%.

Цинк имеет полную изоморфную смесимость с магнием (совершенный изоморфный ряд эпсомит—госларит). Небольшая примесь цинка возможна у семиводных сульфатов железа, однако для сульфатов никеля (моренозита и ретгерсита) примесь цинка отмечается впервые (2% $\text{Zn}, \text{SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).

Границы существования твердых растворов в системе «моренозит—эпсомит—мелантерит» приводятся на рис. 171. На рис. 172 изображены известные природные минералы в системе $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}-\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}-\text{FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Природного минерала с составом $\text{FeSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ не существует.

ствует, однако железо в значительных количествах присутствует в виде изоморфной примеси в шестиводных сульфатах никеля и магния (рис. 171).

Заканчивая рассмотрение природных водных сульфатов магния, железа и никеля, следует остановиться на вопросе, почему в одних случаях наблюдается полная изоморфная смесимость, а в других ограниченная?

Семиводные сульфаты никеля и магния — моренозит и эпсомит — имеют идентичную структуру и идентичные по размеру катионы ($Ni^{2+} \pm 0.74 \text{ \AA}$, $Mg^{2+} - 0.74 \text{ \AA}$). Изоморфное замещение никеля магнием не приводит ни к изменениям структуры твердого раствора, ни размеров его элементарной ячейки.

Совсем иначе дело обстоит с семиводным сульфатом железа (мелантеритом). Если эпсомит и моренозит являются ромбическими минералами, то мелантерит моноклинный. При этом структура сульфата железа при изоструктурной замене никеля железом искажается. В полости (101) мелантерита атомы смешены на $14^{\circ}16'$ по сравнению со структурой моренозита. Кроме того, железо имеет более крупный размер иона ($Fe^{2+} - 0.80 \text{ \AA}$). Существенные различия в размерах ионов (размеры Ni^{2+} и Mg^{2+} , с одной стороны, и Fe^{2+} , с другой, различаются на 8%) и в симметрии ионов обуславливают искажения кристаллической решетки при переходе от $(Ni, Mg)SO_4 \cdot 7H_2O$ к $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, что является причиной несовершенства изоморфных рядов моренозит — мелантерит и эпсомит — мелантерит.

Природные шестиводные сульфаты никеля, магния и железа значительно реже отмечались в месторождениях, однако и для них, вероятно, справедливы примерно те же границы изоморфной смесимости, которые указаны выше для семиводных сульфатов (рис. 172).

Глава 33

ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ НИКЕЛЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Введение

В геохимической, минералогической и кристаллохимической литературе широко распространено мнение об изоморфизме никеля с магнием.

Концентрация никеля и кобальта в сульфидных рудах иногда объясняется как результат извлечения кобальта и никеля из никельсодержащих силикатных минералов — оливина и отчасти пироксена. Так, по Санделлу и Голдичу (1952), никель показывает меньшее стремление к концентрации в орторомбических пироксенах, чем в оливине, реакция между оливином и раствором, дающая бронзит или гиперстен, может вернуть никель магме, и это создает возможность его последующей концентрации в рудных месторождениях.

В связи с этим возникают вопросы, имеет ли место и возможен ли в действительности изоморфизм между никелем и магнием и в каких условиях может иметь место такой изоморфизм? Вопрос о том, в каком виде находится никель во вкрашенных рудах, имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение.

Силикатный никель отмечается в оруденелых породах не только Печенги, но и Норильска и особенно часто в Монче-тундре. Таким образом, общепринятым считается присутствие никеля не только в сульфид-

ной, но и в силикатной форме — в первичных минералах, особенно в оливине.

Принято думать, что при обогащении вкрапленных руд целиком теряется именно та часть никеля, которая находится в виде изоморфной примеси в оливине.

Многочисленные работы химиков, обогатителей, исследователей других специальностей дали ценные сведения о количестве и распространении силикатного никеля в изверженных горных породах.

Впервые наличие силикатного никеля в ультраосновных породах было отмечено в Монче-тундре, затем в Норильске. В Печенге на наличие силикатного никеля было обращено внимание уже в послевоенное время, когда в этом районе встал вопрос об исследовании вкрапленных сульфидных руд.

Если в Монче-тундре и Норильске значительное распространение имеет оливин и силикатный никель относится за его счет, то в сильно серпентинизированных породах Печенги часть силикатного никеля относится за счет серпентина.

Исходя из предположения, что часть никеля находится в сульфидах, а часть в силикатах, были предложены методы раздельного определения сульфидного и силикатного никеля — методы рационального анализа сульфидных медно-никелевых руд.

Повышенные потери никеля при обогащении вкрапленных руд горы Сопчи (Монче-тундра) побудили и минералогов (П. Н. Чирвинский, З. М. Бруновская, А. Г. Бетехтин и др.) признать наличие силикатного никеля в оливинах. К. Ф. Белоглазов и П. Н. Чирвинский обращали внимание на значительные потери сульфидного никеля в хвостах от обогащения. Эти потери К. Ф. Белоглазов относил за счет высокой дисперсности сульфидов никеля во вкрапленных рудах и предлагал заняться разработкой методики, позволяющей оценить размеры сульфидных вкрапленников в руде.

На существенную роль мелкой сульфидной вкрапленности в потерях никеля при обогащении обращали внимание И. А. Коровяков (1947 г.), Г. М. Шешукова (1947 г.) для руд Норильска.

Детальное изучение состава вкрапленных руд с количественным учетом не только наличия породообразующих минералов (оливина и пироксена) в породе, но и вторичных постериорных минералов дает необходимые сведения для выяснения обогатимости руд. Поэтому количественный минералогический анализ вкрапленных руд (Э. Елисеев, 1956) включает изучение: 1) минералогического состава вкрапленных руд; 2) вещественного состава руд с точной характеристикой соотношения между содержанием никеля, меди, серы и других полезных компонентов; 3) количества рудных минералов во вкрапленных рудах; 4) состава сульфидных вкрапленников; 5) размеров рудной вкрапленности в среднем для рудного тела и отдельно для различных пород, составляющих это рудное тело. При этом особое внимание обращается на роль прожилков и жилочек сульфидов во вкрапленных рудах; 6) закономерностей в распределении сульфидов в разрезе рудных тел.

Все эти сведения так же, как и кривые крупности вкрапленников сульфидов могут быть использованы для более полной оценки технологических показателей обогатимости вкрапленных руд. Хорошим примером практического значения количественного минералогического анализа вкрапленных руд является исследование вкрапленных руд рудного пласта Сопчи (Монче-тундра).

Поскольку вопрос о силикатном никеле имеет общее для различных районов значение, сначала обратимся к основным результатам изучения вкрапленных руд Мончे-тундры, а затем сопоставим их с данными для руд Печенги.

Силикатный никель в породах Мончे-тундры

Вкрапленное сульфидное оруденение в Мончегорской интрузии существует как в основных, так и в ультраосновных горных породах (в поритах, габбро-норитах, оливиновых норитах, пироксенитах, оливиновых пироксенитах, перidotитах и оливинитах). Кроме того, сульфидная вкрапленность, но с малым содержанием никеля, наблюдается на контакте интрузии с вмещающими породами, редко во вмещающих породах.

Во вкрапленных рудах отмечается изменчивое содержание серы. Наименьшее относительное содержание серы и наибольшее «силикатного никеля» отмечается во вкрапленных рудах рудного пласта Сопчи.

Во вкрапленных рудах Сопчи по числу преобладают вкрапленники ничтожно малого размера (менее 0,08 мм в поперечнике), тогда как более 75% общего весового содержания сульфидов в породе заключено в редких, но более крупных (крупнее 0,2 мм в поперечнике) вкрапленниках сульфидов. На основании многочисленных количественных подсчетов было установлено, что для пород различного состава размер вкрапленности находится в прямой зависимости от содержания сульфидов во вкрапленных рудах.

В рудном пласте Сопчи содержание сульфидов от образца к образцу изменяется сравнительно плавно и максимальное содержание сульфидов в рудном пласте Сопчи наблюдается в центральной его части — в верхней части перidotитового пласта, значительно выше оливинитов, а также на некотором расстоянии выше кровли перidotитового пласта среди крупнозернистых пироксенитов. Наибольший размер сульфидной вкрапленности отмечается в местах максимального сульфидного оруденения, что подтверждает зависимость размеров вкрапленности от содержания сульфидов во вкрапленных рудах.

Закономерный характер распределения сульфидов в разрезе рудного пласта Сопчи, установленный при количественных подсчетах (Э. Елисеев, 1953б), подтвержден результатами химических анализов образцов и проб из разреза рудного пласта (Э. Елисеев, 1956).

Вкрапленные руды с большим содержанием оливина (оливиниты и отчасти перidotиты и оливиновые пироксениты) обычно содержат не более 2% сульфидов. При испытаниях этих вкрапленных руд на обогатимость было установлено (Никонов, Назаров, Ивановская, 1939 г.), что они обладают плохими показателями обогатимости. Пироксениты и крупнозернистые пироксениты с небольшим содержанием оливина (до 5%) и при том же содержании сульфидов обогащаются значительно лучше.

При количественных минералогических подсчетах было подмечено, что в оливиновых породах значительно чаще распространена и более интенсивна мелкая сульфидная вкрапленность, чем в безоливиновых породах. Более того, при одном и том же содержании сульфидов во вкрапленных рудах в пироксенитах сульфидные вкрапленники имеют значительно больший размер, чем в оливинитах или перidotитах.

Таким образом, различный размер вкрапленности в разных по составу породах оказывает существенное влияние на извлекаемость сульфидов из вкрапленных руд при обогащении их.

Различный размер сульфидной вкрапленности в разных по составу породах подчеркивает общую закономерность в распределении рудных минералов в рудных телах — в горизонтах вкрапленных руд. В массивных породах (в оливинитах) рудная вкрапленность приурочена главным образом к интерстициям между кристаллами породообразующих минералов. В пироксенитах, обладающих более крупными кристаллами породообразующих минералов, нередко наблюдается трахитоидность. В более крупнозернистых породах обычно вкрапленность имеет значительно большие размеры. По мере уменьшения вкрапленных сульфидов в породе возрастает относительная роль мелких вкрапленников. Аналогичная закономерность (крупная вкрапленность в гигантозернистых породах) имеется и в других массивах Монче-тундры — в донной залежи Ниттис-Кумужьей-Травяной, а также и в других интрузиях, например в Норильске. В Норильских интрузиях наиболее крупная, так называемая лапчатая вкрапленность имеет место именно в гигантозернистых такситовых габбро-диабазах.

В трахитоидных пироксенитах Монче-тундры вкрапленники находятся не только в интерстициях, но и в трещинках, часто используя трещинки спайности пироксена. Неудивительно, что мелкие, а иногда и довольно крупные жилки сульфидов, прослеживающиеся по простиранию на расстояние до 2—2.5 м, располагаются в крупнозернистых пегматитоидных пироксенитах и не заходят в расположенные ниже их массивные оливиниты.

Плохую обогатимость пород с высоким содержанием оливина принято объяснять наличием большего количества силикатного никеля. Об этом говорят не только исследования обогатимости вкрапленных руд горы Сопчи, выполненные в довоенное и послевоенное время, такого же мнения придерживаются технологии и в настоящее время. Так, в докладе Я. Д. Рачинского, В. Я. Позднякова, И. С. Береснева и А. П. Шлопова (1957 г.) отмечается, что наличие силикатного никеля в рудах Сопчи «предопределяет большие потери». Об этом, казалось, говорят и данные рационального анализа вкрапленных руд. Рациональный анализ (химик А. И. Гранфельд) показал, что в породе содержится 0,33% силикатного никеля и только 0,03% сульфидного никеля. Таким образом, эти данные подтвердили, что весь силикатный никель теряется при обогащении, что потери вызваны наличием силикатного никеля в породе.

Однако еще К. Ф. Белоглазов указывал, что в хвосты попадает часть сульфидного никеля, и, следовательно, в приведенном примере не весь сульфидный никель был извлечен при флотации руд. Более того, позднее при повторных исследованиях тех же объектов (Кудряков, 1948; Зашихин, 1949 г.) было показано, что от обогащения сульфидный никель даже превалирует над силикатным и составляет до 60—70% от общего количества никеля в хвостах.

О неполном извлечении сульфидов (и вместе с этим сульфидного никеля) убедительно говорят данные обогатимости проб на медь. Так, в указанной выше пробе Никонова и др. (1939 г.) из валовой меди при флотации было извлечено всего лишь 0,025%, три четверти меди при обогащении теряются. Потери же сульфидного никеля по сравнению с медью, как правило, еще более значительны. Следовательно, ошибка в определении количества силикатного никеля в сторону чрезмерного завышения его не должна вызывать сомнения.

Высокие потери никеля в хвостах К. Ф. Белоглазов отчасти относит за счет очень мелкой вкрапленности сульфидов.

Мелкие (меньше 115 меш — 0.124 мм) зерна сульфидов играют важную роль в содержании никеля. Чем меньше количество никеля в породе, тем важнее роль мелких вкрапленников сульфидов в общем количестве сульфидов. При одном и том же количестве сульфидов в перидотитах и пироксенитах мелкой вкрапленности значительно больше в перидотитах, чем в пироксенитах.

Возможно, что лучшая обогатимость пироксенитов по сравнению с оливинитами и перидотитами обусловлена тем, что в пироксенитах значительно большая часть сульфидов заключена в более крупных зернах.

Предположение о прямой зависимости обогатимости вкрапленных руд от размера вкрапленников находит подтверждение в лучшей обогатимости вкрапленных руд с высоким содержанием сульфидов при одном и том же составе пород (Э. Елисеев, 1956).

По данным А. Н. Никонова, вкрапленные руды в оливинитах и перидотитах рудного пласта Сопчи с содержанием низким сульфидов (по пересчету с химического на минералогический состав) не дали удовлетворительных результатов по обогащению, а те же породы с более высоким содержанием сульфидов дали положительные показатели обогатимости вкрапленных руд.

Таким образом, количественный минералогический анализ вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд говорит о том, что потери при флотации этих руд возникают за счет недоизвлечения сульфидов из мелкой сульфидной вкрапленности.

Распространению ошибочного представления о значительном содержании силикатного никеля в породах Монче-тундры способствовало то обстоятельство, что при определении малых количеств серы при существующих методах анализа этого элемента неизбежны большие его потери.

На недоизвлечение серы при химических анализах обратил внимание еще П. Н. Чирвинский (1936 г.).

Причину расхождений в определении серы П. Н. Чирвинский видит в потере серы при разложении кислотами и при выветривании вкрапленных руд. В то же время П. Н. Чирвинский признает частичное нахождение никеля в силикатной форме, однако П. Н. Чирвинский считал необходимым пересмотреть определения не только серы, но и никеля, так как воспроизводимость результатов определения никеля в породе плохая и расхождения в определениях никеля достигают 0.15—0.20%.

Недоизвлечение серы из вкрапленных руд отмечается и в современных химических анализах, поскольку методика определения серы, никеля и меди за последние 20 лет практически не изменилась. Так, при анализе вкрапленных сульфидных руд (Монче-тундры, Застейд-11 и другихрудопроявлений) не хватает серы для связывания даже меди в халькопирит, тогда как при микроскопических исследованиях установлено, что, помимо халькопирита и пентландита, в этих рудах присутствует более 50% пирротина.

Следует отметить, что недоизвлечение серы становится очевидным при анализе горных пород с содержанием сульфидов менее 3%.

Некоторые особенности химического состава вкрапленных руд

Формы нахождения никеля во вкрапленных рудах Монче-тундры подробно разобраны Э. Н. Елисеевым (1956). Особое значение имеет то, что при воздействии различными реагентами часть никеля (иногда

до одной четверти всего никеля) не извлекается и остается в неразлагаемом остатке. А. И. Никонов (1939 г.) приводит данные о никеле не разлагаемом в смеси царской водки и серной кислоты. Разность между никелем общим и суммой никеля сульфидного + силикатного также является неразлагаемым никелем.

Ек. Н. Егорова (1938) отмечает, что мы не располагаем достаточными данными, чтобы решить вопрос о форме никеля, находящегося во вкрашенных рудах, но который не является сульфидом. Ек. Н. Егорова предполагает, что это «могут быть несилликатные кислородные соединения никеля или высокодисперсные включения металлического никеля, или же никелистого железа». Однако минерографические исследования этих форм никеля не установили.

О природе неразлагаемого никеля убедительно свидетельствует тот факт, что в породах с малым содержанием сульфидов неразлагаемого

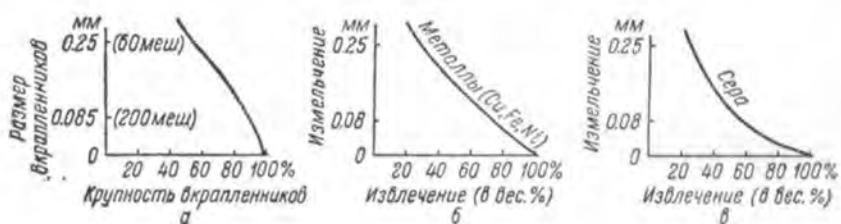


Рис. 173.

а — кривая крупности сульфидных вкрашенников (чем крупнее размер сульфидных зерен, тем значительнее их роль в весовом содержании в породе); б — кривая извлечения сульфидов в зависимости от измельчения зерен; в — кривая извлечения серы в зависимости от степени измельчения.

никеля больше, чем во вкрашенных рудах со значительным количеством никеля.

Содержание неразлагаемого никеля, так же как и «силикатного никеля» находится в зависимости от состава породы. Так, по данным А. И. Никонова, в оливинитах неразлагаемого никеля — 0.05—0.07%, в перидотитах от 0.01 до 0.07%, а в пироксенитах от 0.04 до 0.1%. Примерно такое же количество неразлагаемого никеля во вкрашенных рудах обнаруживается по данным других исследователей (Ек. Н. Егоровой, И. И. Кудрякова). Силикатного, а вместе с ним и неразлагаемого никеля больше в тех породах, где превалирует мелкая сульфидная вкрашенность, т. е. в породах с пониженным содержанием сульфидов.

Результаты изучения распределения различных форм никеля, которые подробно изложены в предыдущих исследованиях (Э. Елисеев, 1953а, 1956).

Сопоставляя кривую крупности сульфидных вкрашенников (рис. 173, а) с кривыми, характеризующими извлечение металлов и серы в зависимости от степени измельчения (рис. 173, б, в), наглядно видно, что с ростом величины зерна во вкрашенных рудах возрастает и извлечение. При уменьшении размера зерен при помоле проб возрастает извлечение сульфидов.

По мере уменьшения общего содержания никеля во вкрашенных рудах растет количество и относительная роль неразлагаемого никеля. Э. Н. Елисеевым (1956) приводятся аналогичные данные о зависимости абсолютного (в вес. %) содержания никеля от общего количества в породе никеля.

Чем меньше сульфидов в породе, тем большие потери никеля и меди, тем больше силикатного никеля и никеля в хвостах при обогащении. Все эти характеристики вкрапленных руд взаимосвязаны между собой, причем главной причиной потерь никеля, меди, серы при химических анализах и сульфидов при обогащении является малый размер сульфидных зерен, что приводит к недоизвлечаемости сульфидов.

Особо следует подчеркнуть, что характер потерь меди аналогичен потерям никеля. Потери никеля и меди (в процентах к общему содержанию в породах) носят характер систематических ошибок, так как количество теряемого никеля или меди обратно пропорционально общему весовому содержанию их в ультраосновных породах. Судя по идентичному характеру потерь никеля и меди, можно было бы предположить, что потери никеля и меди объясняются присутствием в породе «силикатного никеля» и «силикатной меди». Но невероятность существования «силикатной меди» в ультраосновных породах очевидна. Вместе с этим становится ясной сульфидная природа «силикатного никеля» в оливинах и ультраосновных породах.

При анализе окисленных пород при одинаковом содержании никеля и меди было установлено значительно большее содержание серы: отношение Ni : Cu : S у свежих пород 2.6 : 1 : 2.4, у окисленных пород 2.2 : 1 : 4.9. Частичное изменение (окисление) и рассланцевание вмещающих вкрапленное сульфидное оруденение пород не только содействует более полному вскрытию вкрапленников, но благоприятствует слабому окислению сульфидов, что приводит к более полному извлечению сульфидов при флотации и серы при анализе вкрапленных руд (Э. Елисеев, 1956).

Силикатный никель в породах Печенги

Практически все минералы печенгских горных пород при спектральном анализе обнаруживают присутствие никеля. М. В. Денисова (1952) приводит следующие данные спектрального определения никеля в ряде минералов по интенсивности линий на спектrogramмах: моноклинный пироксен (ничтожные следы), оливин (слабая), серпентин (средняя), хлорит (средняя), тальк (очень слабая).

Необходимы специальные исследования для решения вопроса, в какой форме присутствует никель в этих минералах, в виде ли примеси сульфидов или же в виде изоморфной примеси в самих минералах.

Однако имеются некоторые экспериментальные данные, которые позволяют сделать предварительные выводы о формах нахождения никеля в породах Печенги.

Следует отметить, что содержание силикатного никеля во вкрапленных рудах в полтора раза повышается при уменьшении количества сульфидов в породе. Таким образом, и для Печенги характерна обратная зависимость количества силикатного никеля от общего количества этого элемента в горной породе.

Для горных пород Печенги проблема силикатного никеля не стоит так остро, как для вкрапленных руд Монче-Тундры. В породах Печенги вообще содержится больше никеля. С другой стороны, в Печенге рудные минералы заключены в серпентинитах, которые менее растворимы в кислотах, чем породы содержащие свежий оливин. По этой причине в печенгских рудах не столь сильно проявляется обволакивание сульфидных вкрапленников гелем кремнекислоты, что может служить причиной недоизвлечения никеля и серы при рациональном анализе сульфидных медно-никелевых руд.

Силикатный никель в породах Норильска

Для Норильского района выполнен большой объем работ для выяснения причин потерь при обогащении. И. А. Коровяков (1948а) обратил внимание на роль мелкой сульфидной вкрапленности в возникновении потерь никеля при обогащении вкрапленных руд. И. А. Коровяков видит следующие причины потерь никеля и меди:

- 1) крупное дробление из-за малых размеров сульфидных зерен;
- 2) окисление сульфидов;
- 3) тончайшее рассеяние сульфидов в силикатах и магнетите, которые попадают в хвосты от обогащения;
- 4) потери никеля в силикатной форме и, наконец,
- 5) нарушения в режиме флотации.

В другой работе И. А. Коровяков (1948б) отмечает, что вопрос о силикатном никеле окончательно не решен и приводит данные об этой форме никеля в рудах на основании результатов химических определений. Согласно этим данным, в никритах силикатный никель составляет 6% к общему содержанию никеля в породе.

В оливино-биотитовых габбро-диабазах силикатного никеля 2% от общего никеля в породе. В этих породах содержится 5—20% оливина.

Большой вклад в дело изучения форм распределения никеля во вкрапленных рудах Норильска внес М. Н. Годлевский.

Судя по результатам химических и рациональных анализов, и для норильских пород содержание силикатного никеля в первом приближении обратно пропорционально общему содержанию сульфидов в породе. Для окончательного решения вопроса о природе силикатного никеля в норильских породах необходимо произвести количественный минералогический анализ вкрапленных руд с целью выяснения роли сульфидных зерен различной величины в потерях никеля при анализе, как это проделано для вкрапленных руд Монче-тундыры (Э. Елисеев, 1953б, 1956).

О природе никеля в оливинах

В настоящее время представление о никеленосности оливинов (изоморфизме никеля в оливине) имеет широкое распространение. Считается, что в оливинах содержится 0.1—0.3% NiO.

Наиболее полной сводкой о никеленосности магматических силикатов вообще и оливинов в частности до настоящего времени была работа Фогта (Vogt, 1923). По мнению Фогта, главным носителем никеля в основных изверженных породах является оливин и ромбический пироксен; причем оливин в своем составе обычно содержит больше никеля, чем ромбический пироксен, а последний больше, чем моноклинный пироксен, амфибол и биотит. За среднее содержание залежи никеля в оливинах Фогт принимает 0.33%. Кроме того, по Фогту, более богатые магнием оливины в среднем содержат больше никеля. Породы, содержащие и оливин и пироксен, богаче сульфидами в тех местах, где выше содержание никеля в силикатах (в оливине).

Детальное минералогическое изучение основных особенностей вкрапленного сульфидного оруденения, рассмотренных выше, показывает, что предположения Фогта чаще не отвечают действительности. В оливинах отсутствует прямая зависимость между содержанием в них магния и никеля. Наоборот, в случае, когда в породах отмечается повышенное содержание сульфидов, отмечается резкое понижение содержания силикатного никеля. В действительности, как отмечалось выше, существует

не прямая, а обратная зависимость между содержанием сульфидов и силикатного никеля во вкрашенных рудах.

В чисто магнезиальных форстеритах совсем не обнаруживается никеля (см. анализы у Ек. Н. Егоровой). Никеля не было обнаружено в минералогически чисто отобранных образцах оливина горы Кумужьей (Мончегорск).

Содержание никеля в оливинах, по данным Ек. Н. Егоровой, колеблется от 0,20 до 0,40%. В этих же образцах Ек. Н. Егорова отмечает присутствие и меди и серы. Ек. Н. Егорова приходит к выводу, что оливины «постоянно содержат незначительное количество высокодисперсных включений сульфидов». Если же учесть, что при пониженных количествах сульфидов в породе значительная часть серы недоизвлекается, то окажется, что по крайней мере значительная часть никеля оливинов является сульфидным никелем.

По поводу количества силикатного никеля в основных породах К. Ф. Белоглазов указывает, что содержание его (на примере пород Нюда) находится в пределах точности анализа и достигает 0,034%). В тех же пределах находится содержание силикатного никеля в Печенге и Норильске, что составляет около 3% по отношению к общему содержанию никеля в породах, что также находится в пределах точности химических определений.

А. Н. Заварицкий и Л. Г. Кваша (1952) отмечают, что в противоположность земному оливину, имеющему в твердом растворе небольшую примесь никеля (0,2—0,3%), оливин метеоритов его почти или совсем не содержит. В оливинах из метеоритов не содержится силикатного никеля даже и в тех случаях, когда в металлической части метеоритов присутствует до 10% никеля. Никель полностью отсутствует и в некоторых земных оливинах. Нет никеля в форстеритах Везувия, Урала и в др. Силикатный никель в породах не обнаруживается при более высоком, чем 3% содержании сульфидов. Все это заставляет пересмотреть широко распространенное мнение о никеленосности оливинов и совершенстве изоморфизма никеля в оливинах в природных условиях.

Первичные породообразующие минералы ультраосновных и основных горных пород в противоположность мнению Фогта не являются главными носителями силикатного никеля в рудах.

Глава 34

ПРИЧИНЫ ЗАКОНОМЕРНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ МИНЕРАЛОВ

Почему в природных медно-никелевых сульфидных месторождениях титан, хром, магний, кальций, алюминий, кремний встречаются в виде соединений с кислородом, в то время как медь, цинк, никель, кобальт, платина, палладий образуют простые соединения с серой и встречаются преимущественно в сульфидах (?) — это один из важнейших вопросов, ответ на который может дать точный учет характера связи, преобладающей у данных элементов.

В первичных рудных минералах медно-никелевых месторождений никель существует и концентрируется исключительно в виде пентландита. Процессы вторичного изменения приводят также к образованию сульфидов никеля. В противоположность никелю железо в природных

сульфидных медно-никелевых месторождениях вступает в соединение с кислородом в ранние этапы минералообразования в период кристаллизации оливина, пироксена, хромита и магнетита, кристаллизующихся задолго до появления в твердой фазе первого никельсодержащего минерала — пентландита. Железо способно образовывать кислородные соединения и во время кристаллизации сульфидов железа, о чем свидетельствуют ориентированные прорастания магнетита в пирротине, описанные А. Д. Генкиным.

Магний, кальций, хром, титан, алюминий вовсе не образуют минералов в соединении с серой. О большой склонности к образованию соединений с серой у никеля по сравнению с железом говорят и экспериментальные данные Г. С. Грицаенко, Н. С. Слудской и Н. Х. Айдиньян (1953). Эти исследователи показали, что в условиях невысоких температур твердая фаза по отношению к исходным составам раствора резко обогащается никелем, остаточные растворы обогащаются железом.

По этой причине в ультраосновных и основных интрузиях при достаточном количестве серы весь никель должен оказаться в сульфидном состоянии. Только при недостаточном количестве серы можно было ожидать появление никеля в силикатах. Наличие во всех сульфидных медно-никелевых месторождениях больших количеств пирротина, а иногда и пирита, свидетельствует о том, что недостатка серы для образования сульфидов никеля при кристаллизации сульфидных руд не было.

Согласно новым данным В. И. Лебедева (1953а, 1953б), способность магния, с одной стороны, а никеля и кобальта, с другой, образовывать ионные и ковалентные связи различна. Никель и кобальт стремятся к образованию ковалентных связей и не могут изоморфно замещать магний в оливине, где существуют ионные связи с кислородом. Исходя из различия характера связи, оливин должен быть свободным от никеля и кобальта.

Изоморфизм никеля с магнием может иметь место и действительно проявляется в минералах, образующихся при низкой температуре и при участии воды, способствующей ионизации даже таких элементов, как алюминий и магний. О силикатных никелевых минералах говорилось выше. Изоморфизм никеля и магния возможен лишь при недостатке или отсутствии серы. Так, в вермикулите глиноzem частично может замещаться окисным железом, а магний — железом и никелем (по А. Г. Бетехтичу, вермикулит может содержать до 11.25% NiO).

Железо и никель являются различными по своему характеру элементами. Распределение их внутри одной какой-либо кристаллической решетки должно подчиняться кристаллохимическому закону А. В. Шубникова (Доливо-Добровольский, 1937), т. е. подчиняться общей симметрии кристалла. Отсюда становится понятным отсутствие никеля в таких соединениях, как FeAs_2 ; FeS_2 ; FeS ; Fe_{1-x}S .

Последовательность выделения минералов при формировании сульфидных медно-никелевых руд обусловлена, согласно указанию А. Г. Бетехтина (1950б), не столько падением температуры, сколько изменением соотношений концентрации компонентов в растворах в процессе рудоотложения. Последовательность образования тех или иных минералов нельзя рассматривать как результат реакций, идущих в одну сторону. А. Г. Бетехтин на основании систематического изучения парагенезисов минералов и последовательности их образования приходит к заключению, что соотношение концентраций серы и кислорода в рудных растворах в процессе рудоотложения изменяется. Процесс рудоотложения проте-

кает на фоне неоднократного изменения концентраций серы и кислорода в рудном растворе.

А. Г. Бетехтин приходит к выводу, что железо по сравнению с медью обнаруживает большее сродство с кислородом, нежели с серой. При эндогенных рудообразующих процессах никель имеет гораздо большее сродство с серой, нежели с кислородом (Бетехтин, 1953).

Такое сродство никеля и меди с серой не может быть объяснено только радиусами или валентностью ионов. Так, например, ртуть и стронций имеют одинаковые размеры ионов — 1.12 Å, образуют изоструктурные и изовалентные соединения HgF_2 и SrF_2 , однако сколько-нибудь близкой геохимической ассоциации между ртутью и стронцием в природе не существует.

Имеется ряд геохимических проблем, которые не находят объяснения с точки зрения только валентности и размеров ионов. Так, не имеет объяснения единственная в своем роде уникальная способность никеля и меди накапливаться в остаточных продуктах кристаллизации, о чем уже говорилось выше. Несмотря на равенство ионов и валентностей у никеля и магния, никель обнаруживает исключительную халькофильность, магний же присутствует в виде кислородных соединений.

Следовательно, имеются и другие свойства элементов, которые не менее важны, чем ионный радиус и валентность, для образования геохимических ассоциаций. Этую особенность отмечает В. М. Гольдшмидт (1929), указывая на то, что «распределение железа и никеля в природных минералах скорее можно объяснить различным их сродством с серой, чем величинами их атомов и ионов».

Выше уже говорилось о том, что связь между серой и металлами в большей степени ковалентного характера, чем между кислородом и теми же металлами. По В. И. Лебедеву (1951), причина образования одними элементами соединений с серой, а другими — с кислородом заключается в различной прочности связей того или иного характера для соединений данных элементов.

К аналогичному выводу пришел Аренс (Ahrens, 1953). По Аренсу, несмесимость окислов и силикатов с сульфидами может быть объяснена связями более высокой степени ковалентного характера в сульфидных минералах. Силу ковалентной связи Аренс пытается отобразить при помощи потенциалов ионизации атомов J . Ионы с более высоким значением должны обнаруживать большую тенденцию к образованию ковалентных связей с серой. Однако идеальное сравнение при помощи потенциалов ионизации, по Аренсу, возможно только в тех случаях, когда валентности и радиусы ионов у сравниваемых элементов одинаковые. Следовательно, для объяснения различного сродства железа и меди, а также железа и никеля с серой имеется полное основание привлечь потенциалы ионизации атомов.

В табл. 36 внизу располагаются элементы (магний, марганец), встречающиеся в природе лишь в кислородных соединениях, вверху элементы, не встречающиеся в соединении с кислородом в эндогенных месторождениях (меди, платина, палладий). Железо как элемент, встречающийся и в кислородных соединениях и в соединении с серой, занимает промежуточное положение. По мере возрастания потенциала ионизации у элементов, приведенных в табл. 36, возрастает сидерофильная тенденция элементов.

Порядок возрастания сидерофильной тенденции у двухвалентных элементов имеет прямое отношение к геохимии и минералогии.

Таблица 36
Величина электрической интенсивности полей ионов

Ионы	<i>J</i>	<i>r</i>	<i>F</i>	<i>F</i> ₁
Cu ²⁺	20.30	0.72	28.20	28.20
Ni ²⁺	18.20	0.69	26.40	23.40
Pt ²⁺	—	—	—	24.10
Pd ²⁺	19.90	0.80	25.00	24.90
Zn ²⁺	—	—	—	24.70
Co ²⁺	17.40	0.74	24.40	21.60
Mg ²⁺	15.03	0.72	24.20	21.20
Fe ²⁺	15.03	0.66	22.8	19.30
Mn ²⁺	15.64	0.74	22.00	19.60
Ag ²⁺	16.24	0.80	19.50	17.20

Примечание. Параметры *J*, *r* и *F* приводятся по данным Аренса (Ahrens, 1953); *F*₁ получена путем расчета с использованием общепринятых радиусов ионов (например, по В. М. Гольдшмидту) и потенциалов ионизации.

С помощью потенциала ионизации можно объяснить, какое соединение будет кристаллизоваться, например, в случае присутствия и железа, и никеля в растворе. Когда два иона одинаковой валентности и равного или близкого радиуса конкурируют между собою на данном структурном участке растущего кристалла, отмечает Аренс, ион со значительно большей электрической интенсивностью будет достигать этого положения раньше.

Под электрической интенсивностью поля иона *F* Аренс предлагает называть величину $F = \frac{I}{r}$, где *I* — потенциал ионизации; *r* — радиус иона.

Наибольшей электрической интенсивностью обладают ионы меди, наименьшей — магния. Значения *F* приведены в табл. 36.

Первые три колонки цифр в табл. 36 приведены по Аренсу, четвертая получена при делении *I* на общепринятые размеры ионных радиусов. Аренс приводит размеры ионных радиусов иные по сравнению с общепринятыми.

Таким образом, если раствор обладает одинаковыми концентрациями железа и никеля, то, согласно табличным данным, из раствора соединение никеля будет кристаллизоваться быстрее, чем соединение железа. Отсюда становится понятным результат опытов Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудской и И. Х. Айдиньян (1953). Из раствора, где отношение концентрации железа к никелю равно 1 : 1, кристаллизуется твердая фаза с отношением между теми же элементами равным 1 : 4. Из раствора с отношением 4 : 1 кристаллизуется твердое тело с отношением 2 : 3.

Электрической интенсивностью атомов объясняется большее средство никеля с серой по сравнению средство железа с серой. Тем же обусловлено большее средство меди с серой по сравнению с железом.

Для кристаллизации пентландита с отношением в твердой фазе железа к никелю равном примерно 1 : 1 необходим более разбавленный в отношении к никелю раствор, чем раствор с отношением концентрации 4 : 1.

Для кристаллизации халькопирита с отношением железа к меди в твердой фазе равном 1 : 1 также требуется разбавленный в отношении к меди раствор.

Исключительное значение структурного контроля для рудоотложения проявляется на брекчийевых и сплошных сульфидных рудах, что же касается вкрапленных руд, то здесь влияние структурного контроля проявляется несколько иначе и сложнее.

Знакомство с типами сульфидных медно-никелевых руд выявило два типа сульфидной вкрапленности. Один предположительно первичный тип вкрапленности, характеризующийся часто типично мезостатическими формами развития вкрапленности. Такие вкрапленные руды имеют очень широкое развитие в Монче-тундре, где они имеют преобладающее развитие и встречаются повсеместно. В Печенге такие вкрапленные руды встречаются редко и имеют совершенное подчиненное и второстепенное значение. Другой тип вкрапленности, которую с полным основанием можно назвать вторичной вкрапленностью, в противоположность первому, имеет в Печенге очень широкое распространение.

Участки, сложенные различными типами вкрапленности, имеют различную структуру. Участки с вкрапленностью первого типа наблюдались на Кауле (Горбунов, 1953 г.), на участке Соукерийоки. На участке Пильгуярви они приурочены к лежачему боку дифференцированных интрузий в виде слоев течения в серпентинизированных перидотитах. Обычно вкрапленность развивается несколько отступая от лежачего интрузивного контакта с залегающими внизу туфогенно-осадочными толщами. Такие слои течения, обогащенные сульфидной вкрапленностью, напоминают слои течения в донных и межформационных залежах вкрапленных сульфидных руд в Монче-тундре (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Маслеников и Лялин, 1956). Обращает внимание, что в Монче-тундре сульфидная вкрапленность наблюдается не у непосредственного контакта ультраосновных и основных пород с вмещающими породами, а отступая от контакта на несколько сантиметров или десятков сантиметров.

Другого рода вкрапленность, которую можно отнести ко вторичной сульфидной вкрапленности, структурно приурочена к оруденелым тектоническим зонам. На Кауле такие вкрапленные руды развиваются внутри ультраосновных пород, подвергшихся сульфидному метасоматозу. Интенсивно измененные серпентиниты, обогащенные сульфидной вкрапленностью, представляют собой богатые никелем и медью руды и называются серыми рудами. Такие серые руды встречаются на Кауле вместе с брекчийевыми и сплошными рудами. Серые руды возникают также при очень интенсивном обогащении сульфидами туффитов и реже туфогенных сланцев, но, как показывает практика изучения серых руд, такие метасоматически обогащенные сульфидами породы бедны никелем, в противоположность серым рудам, возникшим за счет изменения серпентинизированных перидотитов.

На той же Кауле, для которой очень характерным является необыкновенно широкое развитие вкрапленных руд второго рода, вкрапленные руды имеют мощное развитие в висячем боку оруденелой тектонической зоны. Мощность такой зоны вкрапленных сульфидных руд измеряется на Кауле несколькими сотнями метров. При этом выявлена была асимметрия в строении зон вкрапленных руд, выражаяющаяся в том, что мощность зон вкрапленных руд в висячем боку рудной зоны в несколько раз превышает мощность вкрапленных руд в лежачем боку рудных залежей. Зональность эта проявляется двояко. Если в лежачем боку межпластиевой тектонической оруденелой зоны располагаются породы туфогенно-осадочной толщи, то мощность вкрапленных руд в висячем боку (в ультраоснов-

С точки зрения потенциалов ионизации и электрической интенсивности становится понятным, почему в более поздних вторичных процессах у рудных минералов медь и никель стремятся заместить железо. Разница в потенциалах ионизации железа (16.24) и никеля (18.20) равна 1.96, что составляет 12.72% по отношению к железу и 11.30% — к потенциальному ионизации никеля. Следовательно, железо в никелистые соединения (NiS_2 ; Ni_3S_4) будет входить легче, чем никель в железистые.

Большой разницей в потенциалах ионизации железа и никеля можно объяснить отсутствие никеля в железистых сульфидах (FeS ; Fe_{1-x}S и FeS_2), а также отсутствие промежуточных соединений между FeS_2 и FeNiS_2 между FeS и NiS ; FeAsS и NiAsS . Большой электрической интенсивностью у никеля по сравнению с железом объясняется то, что в природе возможно химическое соединение FeNi_2S_4 , а не гипотетическое NiFe_2S_4 .

При процессах образования эндогенных рудных месторождений редко проявляются нейтральные атомы как в растворах, так и в расплавах.

Еще большая разница в потенциалах ионизации между магнием и никелем по сравнению с разницей между железом и никелем способствует удержанию никеля в остаточных растворах.

Элементы	J	ΔJ	В процентах к магнию
Ni	18.20		
Mg	15.03	3.15	21.1

Разница в потенциалах ионизации магния и никеля, возможно, является определяющим условием, из-за которого никель не включается в кристаллическую решетку первичных породообразующих минералов в оливине и пироксене.

При кристаллизации сульфидов из растворов ионизированные тяжелые атомы металлов никеля, меди, платины, цинка и других осаждаются, реагируя с серой (S^{2-}). При этом порядок выделения минералов регулируется режимом серы и кислорода в растворе, соотношением концентраций железа, никеля, меди и других элементов, а также сидерофильной тенденцией элементов, соответствующей возрастанию потенциала ионизации от магния до меди у двухвалентных элементов в том порядке, как это указано в табл. 36.

ЧАСТЬ IX

ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОЙ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В свое время Фогт (Vogt, 1893) по поводу сульфидных медно-никелевых месторождений сказал: «Многочисленные и распространенные почти по всему свету сульфидные руды образуют в минералогическом и геологическом отношении тесно ограниченную характерную «мировую группу месторождений», минералогия которых так проста и монотонна, что ее можно охарактеризовать сразу для всех месторождений».

Справедливость этих слов Фогта сохранила свою силу до настоящего времени. Минералогический состав различных типов руд из месторождений разных районов земного шара в основном идентичен, поэтому для характеристики парагенетических отношений достаточно ограничиться рассмотрением небольшого числа примеров. В частности, такими примерами на Кольском полуострове может служить минерализация Мончегорской тундры и Печенги.

Вопрос о генезисе Печенгской минерализации обсуждался Вейриненом (Väyrynen, 1938), Д. Ф. Мурашевым (1946 г.), В. К. Котульским (1946, 1948). Указанные авторы совершенно определенно высказывались о магматическом происхождении Печенгской минерализации, формирование минералов происходило при кристаллизации рудной (сульфидной) магмы. В частности, предполагается, что образование сульфидной магмы происходит при помощи ликвации, магма ультраосновных и основных интрузий ликвирует с образованием силикатного и сульфидного расплава. В дальнейшем при кристаллизации силикатного расплава образуются ультраосновные и основные породы, при кристаллизации же сульфидного расплава происходит образование вкрапленных и сплошных сульфидных руд.

Согласно идее о рудной (сульфидной) магме «несмесимость (ликвация) силикатного и сульфидного расплава в магме основного и ультраосновного состава происходит при очень высокой температуре (1500°C), практически ликвация заканчивается, когда начинают кристаллизоваться окислы самого раннего образования и силикаты» (Вагнер, 1932; 17 глава, написанная Шнейдерхоном).

Чтобы разобраться в деталях генезиса сульфидной медно-никелевой минерализации, необходимо ответить на ряд вопросов, без правильного понимания которых совершенно невозможно изучить очень сложные взаимоотношения между различными явлениями, сопутствовавшими процессам формирования месторождений и процессам рудоотложения. Перечислим эти вопросы: 1) роль структурного контроля при процессах рудоотложения; 2) источники никеля, кобальта и меди; 3) процессы пере-

ных породах) значительно превышает мощность вкрапленных руд в лежачем боку, потому что вкрапленные руды в измененных ультраосновных породах развиваются более интенсивно по сравнению с вкрапленными рудами в туфогенно-осадочных породах. Но даже и в тех случаях, когда оруденелая тектоническая зона проходит целиком внутри ультраосновных пород, мощность зоны вкрапленных руд в висячем боку все равно превышает мощность вкрапленных руд в лежачем боку оруденелой тектонической зоны. Как увидим далее, такая асимметрия в строении зон вкрапленных руд возникает в результате метасоматической зональности, которая выражается в том, что гидротермальные рудоносные растворы проникали вверх от оруденелой тектонической зоны с большей интенсивностью, чем вниз.

Следует отметить, что структурный контроль оказывал большое влияние на формирование рудных тел и в других районах — в Монче-тундре и Норильске.

Так, в Монче-тундре пологопадающие зоны, приуроченные к контакты пород различного состава — перidotитовых слоев течения в широксенинтах, — служили путями для просачивания растворов и местами отложения сульфидов внутри горизонтов вкрапленных руд. Такая приуроченность горизонтов вкрапленных руд к тектонически ослабленным зонам хорошо видна на примере рудного пласта Сопчи (Э. Елисеев, 1956).

На Ниude отдельные горизонты вкрапленных руд располагаются косо (под небольшим углом) к стратификации интрузивного тела, а иногда на своем продолжении вкрапленные горизонты пронизывают породы так называемого критического горизонта Ниude, состоящего из глыб осадочных и интрузивных пород кровли мончегорского никеленосного plutona.

Формирование рудных тел гнездовых и жильных рудопроявлений Монче-тундры еще в большей степени зависело от тектоники (Э. Елисеев, 1956; Масленников, 1956; Лялин, 1956).

Несмотря на значительные морфологические различия вкрапленные, гнездовые и жильные рудопроявления образовывались под влиянием одних и тех же причин (наличия тектонически ослабленных зон, полостей), поэтому не удивительно, что современными методами электрокарротажа (И. П. Харламов) устанавливается связь не только между всеми жилами рудного поля Ниттис-Кумужъя, но и жильных руд с гнездовыми (глубинным медным оруденением и рудными гнездами), а также с горизонтами вкрапленных руд. На участке Ниттис-Кумужъей при помощи сульфидных проводников жилы соединены с горизонтом вкрапленных руд донной залежки.

По наблюдениям И. П. Харламова и М. А. Цибульчика, все жилы круто- и пологопадающие рудного поля Ниттис-Кумужъей связаны между собой сульфидными проводниками.

Жильные руды Ниттис-Кумужъей (Монче-тундра) пространственно приурочены к наложенным структурам (Образцова, 1953 г.). Гнездовые руды также приурочены к наложенным структурам, передко располагаясь на продолжении тектонических нарушений, к которым приурочены и сульфидные жилы (Э. Елисеев, 1956).

На Ниude сульфидные гнезда, располагаясь на продолжении тектонических нарушений, выполненных сульфидными жилами, в то же время обычно приурочены к участкам (горизонтам) повышенной сульфидной вкрапленности (например, сульфидные гнезда донной залежи горы Тра-

отложения сульфидных медно-никелевых руд; 4) рудный (сульфидный) метасоматоз; 5) металлогения и геохимия никеленосных интрузий; 6) природа рудных растворов.

Глава 35

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, СТРУКТУРЫ, ГЕОХИМИИ И РУДООТЛОЖЕНИЯ

В этой главе приводится последовательное освещение ответов на поставленные вопросы, за исключением ответа на вопрос о природе рудных растворов, который разбирается в главе 39.

Роль структурного контроля в процессах рудоотложения

Даже краткое знакомство с типами печенгских руд позволяет заметить исключительную роль структурного контроля при рудоотложении для подавляющего большинства типов руд. На геологической схеме Печенгского пояса интрузий (рис. 2а) хорошо видно, что все рудопроявления приурочены к участкам, где отчетливо проявляется одна или несколько сдвиговых зон, которые чаще всего проходят по контакту между лежачим боком наклонных дифференцированных интрузивных тел и свитой туфогенно-осадочных пород. Как показали детальные наблюдения в таком хорошо изученном участке, как Каула, вскрытым большим количеством подземных горных выработок и пересеченным множеством буровых скважин, оруденелая тектоническая зона проходит по контакту ультраосновных пород с туфогенно-осадочными породами, но местами проходит целиком как в ультраосновных породах, так и внутри туфогенно-осадочных пород. Условно такие тектонические зоны названы были межпластовыми тектоническими зонами.

На геологической схеме хорошо видно, что в большинстве случаев такие межпластовые тектонические зоны приурочены к синклинальным изгибам в туфогенно-осадочных породах. Результаты микроструктурного анализа, наблюдения над перистыми трещинами и над соотношениями между межпластовыми тектоническими зонами и поперечными сбросами в районе участка Каула и в других местах позволили установить сдвиговый характер тектонических перемещений в межпластовых тектонических зонах.

Те же наблюдения позволили установить последовательность во времени между формированием таких зон и минерализацией. Оруденение происходило после формирования тектонических зон, поэтому такие зоны и предложено было называть оруденелыми тектоническими зонами.

Влиянием структурного контроля на минерализации объясняется в общем пластообразная форма минеральных залежей, возникшая вследствие оруденения межпластовых тектонических зон. Следует отметить усложнения в форме и размерах. На процессы минерализации как увидим ниже, оказывали огромное влияние процессы рудного (сульфидного) метасоматоза. В особенности хорошо видны подобного рода усложнения на участках, где мощность оруденелых тектонических зон большая, как например на минерализованных участках Каула.

вянной, глубинной части горы Сопчи и др.). Поэтому естественно, что интервалы вблизи гнездовых скоплений сульфидов в Монче-тундре обладают повышенной электропроводностью (И. П. Харламов).

В рудопроявлениях Норильска сплошные сульфидные руды также приурочены к пологопадающим и крутонааклонным тектоническим нарушениям. Преимущественно в этом районе распространены пологие жилы, которые в местах выклинивания ветвятся и нередко на своем продолжении уходят во вмещающие эфузивные и осадочные породы.

Приуроченность к наложенным структурам особенно четко видна на примере вертикальных жил, которые нередко уходят в подстилающие породы, причем форма жил усложняется многочисленными коленчатыми изгибами около сбросов и тектонических смещений.

Процессы переотложения сульфидов и их роль в формировании печенгских рудных зон

Наблюдения над вкрапленными рудами в висячем боку оруденелой тектонической зоны на Кауле и асимметричное развитие зон вкрапленных руд в ультраосновных породах позволили сделать два очень важных вывода: 1) о тесной генетической связи между «наложенным» гидротермальным метаморфизмом горных пород и оруденением тектонической зоны и 2) о переотложении сульфидов и образовании вторичной сульфидной вкрапленности (Н. Елисеев и Папушкин, 1952).

Очень хороший пример, наглядно иллюстрирующий такое переотложение, имеется на участке Пильгуярви и обнаружены при выяснении характера сульфидной минерализации на глубину. При этом не было обнаружено ни изменения сульфидных руд на глубине, ни изменения в характере метаморфизма горных пород и в характере рудных минералов. Сульфидная минерализация наблюдается выше рассланцованных пород в оталькованных и обогащенных вторичной сульфидной вкрапленностью перidotитах.

В рассланцованых измененных перidotитах наблюдается интенсивное оталькование, хлоритизация, карбонатизация и развитие tremolita. Вместе с кристаллизацией метаморфических минералов происходило отложение сульфидов. Зерна сульфидов и карбонатов не имеют следов деформации. Это обстоятельство указывает на то, что кристаллизация минералов под влиянием гидротермального метаморфизма и одновременная кристаллизация сульфидов происходили после рассланцевания горных пород. При этом выяснились некоторые детали, проливающие свет на значение процесса переотложения сульфидов. Довольно крупная вкрапленность сульфидов, существовавшая в серпентинизированных перidotитах до рассланцевания и гидротермального метаморфизма, исчезает и вместо этого возникает тончайшая сульфидная «пыль» более или менее равномерно рассеянная в породе и макроскопически совершенно не заметная. Химические анализы таких измененных внешние безрудных перidotитов обнаруживают некоторое содержание никеля и меди. Кроме тонких зерен переотложенных сульфидов, местами развиваются жилки и гнезда сульфидов.

Переотложение сульфидов с образованием тонких зерен происходит одновременно с кристаллизацией талька, хлорита, карбонатов; серпентин замещается тальком, карбонатами и tremolитом. Все это протекает при участии и под влиянием гидротермальных растворов.

Мощность зоны переотложенных сульфидов, которая располагается в висячём боку оруденелой тектонической зоны, на участке Пильгуярви, а на Кауле мощность такой зоны измеряется сотнями метров. В частности, на Кауле при изучении зоны с сульфидной вкрапленностью выявлена была следующая особенность распределения вкрапленности: параллельно оруденелой тектонической зоне проходит несколько мелких тектонических зон, около которых наблюдается повышенная концентрация сульфидов как в виде вкрапленности, так и в виде жилок и небольших гнезд.

Замечательной особенностью переотложенных сульфидов является то, что никель при переотложении сульфидов не уходит за пределы измененных ультраосновных пород. Эта особенность очень хорошо известна геологам-разведчикам. При переходе оруденелой тектонической зоны из ультраосновных пород в туфогенно-осадочные в сульфидах, как правило, резко понижается содержание никеля. В рудных залежах внутри филлитов руды состоят из пирротина, но не содержат пентландита. Эта особенность геохимии никеля, выражющаяся в том, что никель обладает очень слабой миграционной способностью и не проникает во вмещающие (туфогенно-осадочные) породы и вместе с тем переоткладывается внутри измененных ультраосновных пород, хорошо проявляется и на других месторождениях, например в Монче-тундре (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Лялин и Масленников, 1956).

Процессы переотложения сульфидов особенно хорошо заметны при наблюдениях над трещиноватыми и рассланцованными участками в серпентинитах и, в частности, наиболее ясно выражены в тех сравнительно редких случаях, когда проявляются пострудные тектонические нарушения. Приведем один пример с участка Каммикви.

В кровле минерализованного участка, которая сложена трещиноватыми серпентинитами, проходит пострудная зона рассланцеванных и оталькованных серпентинитов с прожилками кальцита и сульфидов. Непосредственно под зоной рассланцеванных пород в серпентинитах по трещинам отложились сульфиды (рис. 174).

Как показали наблюдения над переотложенными сульфидами в Монче-тундре (Э. Елисеев, 1956), процессы переотложения приводят к формированию гнездовых руд, которые развиваются на участках, подвергшихся тектоническим нарушениям. В той же Монче-тундре имеются рудопроявления, представляющие типичную оруденелую тектоническую зону. К числу таких рудопроявлений относится участок Морошкового озера.

Процессы переотложения сульфидов идут следующим образом. Сначала растворяются и перекристаллизовываются ранее существовавшие



Рис. 174. Послерудная тектоническая брекчия на контакте сильно оруденелых серпентинитов с безрудными серпентинитами кровли минерализованного участка Каммикви.

1 — серпентиниты; 2 — сульфидные прожилки среди сильно оруденелых серпентинитов; 3 — послерудная тектоническая брекчия с глинистой трещиной; 4 — обломки карбонатной жилки в глинике трещин.

сульфиды и после этого происходит кристаллизация вторичной сульфидной вкрапленности. В частности, образование тонкой сульфидной вкрапленности на участке Пильгуярви происходит за счет растворения и переотложения более крупнозернистой ранней вкрапленности, хорошо заметной макроскопически. Следует отметить, что очень часто трудно бывает разграничить переотложенную сульфидную вкрапленность от возможного присутствующей здесь же более ранней сульфидной вкрапленности, в особенности в тех случаях, когда размеры вторичной сульфидной вкрапленности увеличиваются.

Здесь, кстати, следует остановиться на процессах перекристаллизации сульфидов. Сульфиды и магнетит в рудах Печенги очень часто обнаруживают следы перекристаллизации, что, в частности, привело к возникновению нескольких генераций рудных минералов (стр. 248).

Своеобразными перекристаллизованными рудами являются так называемые «матовые» руды, описаны В. А. Масленниковым (1953) для участка Ниттис-Кумужъя в Монче-тундре. Матовые руды известны и в Печенге в нижних частях участка Каула, на участке Каммикиви (глава 25).

Матовые руды обычно возникают в местах пострудных тектонических подвижек и, как показал В. А. Масленников, представляют собою рудные бластомилониты. Матовые руды отличаются своеобразной ассоциацией минералов, обычные минералы руд — пирротин, пентландит, халькоширит и магнетит оказываются неустойчивыми, вместо них возникает ассоциация пириита, бравоита, кубанита и мельниковита. В отношении химизма вновь образующиеся минералы в матовых рудах часто отличаются более высоким содержанием серы, что указывает на изменение режима серы при перекристаллизации с образованием матовых руд и чему придает большое значение при кристаллизации сульфидов А. Г. Бетехтина (1949б).

Следует отметить, что процессы перекристаллизации сульфидов в Печенге проявляются по сравнению с процессами перекристаллизации матовых руд в Монче-тундре гораздо разнообразнее и сложнее.

Во-первых, наряду с пиритом в типичных матовых рудах на горе Каула — настоящих бластомилонитах — хорошо сохраняются первичные минералы. При перекристаллизации минералы приобретают закономерную ориентировку в пространстве, типичную для тектонитов, что хорошо видно на рис. 145.

Во-вторых, встречаются случаи перекристаллизации при пострудных пластических деформациях руд, которые сопровождаются перекристаллизацией пентландита, пирротина и халькоширита с образованием своеобразных текстур, похожие на трахитоидные текстуры горных пород (рис. 152). При перекристаллизации очень часто не возникают ассоциации новых минералов, типичных для матовых руд, пластичные зерна пентландита в мелкозернистой милонитизированной и перекристаллизованной массе руды располагаются плоскогардально.

Новые данные позволяют уточнить наши представления о соотношении между процессами деформации в оруденелой тектонической зоне и кристаллизацией сульфидных руд. Как уже указывалось выше (глава 15), микроструктурный анализ оруденелой тектонической брекции позволил установить следующую последовательность геологических событий: сначала произошли тектонические движения, в результате которых сформировалась брекция, после чего кристаллизовались сульфиды и такие минералы, как кварц, карбонаты, хлорит, тальк. Кристаллизация минералов происходила в спокойной обстановке, о чем можно судить на основании изотропных узоров в микроструктурных диаграммах. Вслед-

ствие больших трудностей при использовании рудных минералов для микроструктурных целей диаграммы были составлены по нерудным минералам в участках среди рудных.

Этот вывод, имеющий очень важное значение, в свете новых данных нуждается в дополнениях и изменениях. В оруденелой тектонической зоне тектонические движения продолжались и после отложения руд. В результате таких движений сформировались матовые руды, наблюдавшиеся на Кауле и Каммикиви. Пострудные тектонические движения сопровождались перекристаллизацией сульфидных руд с образованием, в частности, порфиробластов пентландита, закономерно ориентированных в руде (глава 23). В результате пострудных деформаций происходило выполнение трещин в серпентините (рис. 153).

Пострудные тектонические движения и нарушения проявляются не повсеместно и интенсивность их в общем была незначительной.

Изучение процессов переотложения сульфидов (местной миграции сульфидов) показывает тесную связь их с наложенным гидротермальным метаморфизмом.

Рудный метасоматоз

Рудный метасоматоз проявляется в замещении силикатных минералов рудными — сульфидами и магнетитом. При описании участка Пульгуйярви было обращено внимание на замещение хризотил-асбеста, волокна которого располагаются поперек стенок жилок мощностью в 2—5 см, магнетитом. Подобные псевдоморфозы по хризотил-асбесту, выполненные сульфидами, встречены были на участке Каула.

В измененных перidotитах на участках Каула и Каммикиви очень часто наблюдается развитие сульфидов внутри псевдоморфоз серпентина и хлорита по оливину. Сульфидами замещаются также зерна пироксена. При этом обычно вместе с сульфидами развиваются тонкие и длинные пластинки почти бесцветного хлорита и призмочки tremolita. Наиболее интенсивное метасоматическое обогащение сульфидами и, в частности, пентландитом сопровождается преобладающим развитием сульфидов и отчасти магнетита за счет силикатных минералов — серпентина, хлорита и др. В таких интенсивно оруденелых ультраосновных породах лейкоксенитизированный титаномагнетит также частично замещается сульфидами. На рис. 82, 84, 85 и других приведены примеры интенсивно оруденелых серпентинитов с хорошо сохранившейся реликтовой структурой перidotитов. На рис. 82 сульфиды интенсивно замещают крупные зерна пироксена, псевдоморфозы по оливину сложены тальком и хлоритом, в центре псевдоморфоз развиваются сульфиды. На рис. 84 рудные псевдоморфозы по оливину имеют концентрическое сложение. На рис. 85 пентландит выполняет периферические части рудных метасоматозов по оливину.

Интенсивно обогащенные рудными минералами интенсивно измененные ультраосновные породы (перidotиты) относятся к типичным рудным метасоматитам. Высокое содержание в рудных метасоматитах никеля и меди превращает их в руды, которые известны под названием «серых руд». Наиболее мощное развитие серые руды имеют место на участках Каула и Каммикиви, однако они встречаются и на других участках.

Рудному метасоматозу подвергаются не только измененные ультраосновные породы, но и туфогенно-осадочные породы, преимущественно те, которые имеют алевролитовый состав и обычно обогащены туфогенным материалом. Серые руды, возникшие за счет рудного метасоматоза туфо-

генно-осадочных пород, отличаются от серых руд, возникших за счет изменения ультраосновных пород, очень низким содержанием никеля и, как правило, промышленного значения не имеют.

О том, что масштабы метасоматического оруденения в породах туфогенно-осадочной толщи незначительны по сравнению с масштабами оруденения в измененных ультраосновных породах говорилось выше. Это обстоятельство служит одной из причин появления асимметрии в метасоматической зональности около минерализованных тектонических зон и объясняется следующим. Чаще всего тектоническая зона проходит по контакту между лежачим боком дифференцированных интрузивных тел и туфогенно-осадочными породами. Висячий бок оруденелой тектонической зоны сложен обычно измененными ультраосновными породами, а лежачий бок — туфогенно-осадочными породами; в измененных ультраосновных породах ширина метасоматических зон всегда больше, чем в туфогенно-осадочных породах.

Другая причина асимметрии метасоматической зональности обусловлена наклонным положением оруденелых тектонических зон (пологий наклон примерно к югу в среднем под углом 38°). В том случае, когда оруденелая тектоническая зона проходит целиком внутри ультраосновных пород, хорошо видно, что мощность гидротермальных изменений пород и зон рудного метасоматоза более значительная в висячем боку по сравнению с мощностью в лежачем боку оруденелой тектонической зоны.

Рудный (сульфидный) метасоматоз находится в тесной генетической связи с «наложенным» гидротермальным метаморфизмом, который наиболее интенсивно проявляется в самой оруденелой тектонической зоне. Собственно рудный метасоматоз является одной из сторон гидротермального метаморфизма. Название наложенный метаморфизм возникло в связи с тем, что, в частности, ультраосновные породы, на которых наиболее наглядно проявилось такое наложение, ранее были интенсивно изменены под влиянием автометаморфизма. Различные стадии автометаморфизма оставили следы, позволяющие определить в некоторых случаях последовательные ступени автометаморфических изменений. Так, для автометаморфических изменений перidotитов и пироксеновых оливинитов по сохранившимся реликтам первичных и постериорных минералов устанавливаются следующие стадии моноклинный пироксен \rightarrow коричневый амфибол (керсунит) \rightarrow зеленая роговая обманка \rightarrow актинолитовая роговая обманка \rightarrow хлорит. Оливин замещается редко tremolитом и чаще всего серпентином. Последовательные члены автометаморфических рядов минералов возникли в гидротермальную стадию автометаморфизма.

Наложенный метаморфизм и рудный метасоматоз носят также отчетливо выраженный гидротермальный характер и представлены низкими ступенями. Такая ассоциация минералов, как тальк, хлорит, карбонаты, кварц, серцит, сульфиды и магнетит относятся к хлорито-карбонатной ступени гидротермального метаморфизма. Реликты первичных и автометаморфических минералов оказываются неустойчивыми и замещаются ассоциациями указанных минералов в зависимости от первоначального состава. Широко распространенным процессом минералообразования в измененных ультраосновных породах, как мы видели (глава 15), является замещение серпентина низкотемпературным тальком (стеатитом) и карбонатами, процесс, который можно назвать стеатитизацией. Наложенный гидротермальный метаморфизм был более низкотемпературным по сравнению с гидротермальной стадией автометаморфизма (серпентинизация).

Метасоматические явления в рудах проявляются не только в замещении силикатных минералов рудами (собственно рудный метасоматоз), но и в замещении рудных минералов рудными же. Сульфидные минералы замещаются сульфидами. Так, пирротин может замещаться пентландитом и это приводит в некоторых случаях к росту порфиробластов пентландита. Такие порфиробласти пентландита растут в виде каемок вокруг ксенолитов вмещающих пород внутри участков сплошной сульфидной руды (рис. 148). Метасоматический рост удлиненных призматических зерен пентландита приводит к возникновению метасоматических рудных жил, удлиненные зерна пентландита неравномерно разрастаются перпендикулярно к трещинке, вдаваясь от трещинки в сторону пирротина на разные расстояния (глава 23).

Хорошим примером метасоматоза в рудах является замещение сульфидов магнетитом, что объясняется, как мы видели (глава 22), изменением режима кислорода и серы в процессе формирования рудных минералов.

Значение различных типов руд в Печенге

Как мы видели (глава 20), в Печенге имеется несколько типов руд. Разделение на типы встречает большие затруднения, потому что очень трудно обосновать разделение на одном каком-либо признаке. Морфологически различаются вкрашенные, жильные и гнездовые руды.

Генетически вкрашенные руды подразделяются на два типа. Один, встреченный на Пильгуярви, представлен мезостатически развивающейся (сидеронитовой) сульфидной вкрашенностью. Вкрашенность другого типа возникает в результате переотложения сульфидов, происходящего при участии и под влиянием гидротермального метаморфизма, который проявляется в оруденелых тектонических зонах и горных породах, прилегающих к ним. Гидротермальный метаморфизм сопровождается рудным метасоматозом, который приурочен бывает к местам наиболее интенсивного проявления гидротермального метаморфизма горных пород. В результате рудного метасоматоза возникли рудные метасоматиты, так называемые серые руды, представляющие собой чаще всего измененные и оруденелые перидотиты и реже породы туфогенно-осадочной толщи.

В генетической связи с процессами переотложения находятся сплошные сульфидные руды, руды, цементирующие тектоническую брекчию, и руды, выполняющие жилы.

Таким образом, в Печенге имеются собственно два генетических типа сульфидов: 1) предположительно первичная сульфидная вкрашенность в ультраосновных породах, наименее измененных перидотитах (содержащая никель) и 2) несомненно вторичные — эпигенетические — переотложенные сульфиды: сульфидная вкрашенность, сплошные сульфиды, цемент оруденелой тектонической брекции, сульфиды в метасоматитах.

На участке Пильгуярви можно проследить как под влиянием гидротермального метаморфизма и переотложения сульфидов исчезает первичная вкрашенность и как за счет ее развивается вторичная сульфидная вкрашенность, сопровождающаяся жилками.

В связи с этим возникают два очень важных вопроса: 1) какой из этих двух генетических типов сульфидов имеет главное и какой второстепенное значение и 2) что является источником переотложенных руд?

Вкрашенность первого типа известна на участке Пильгуярви, где имеются наиболее свежие с сохранившимися первичными минералами (оливин, пироксен) горные породы. На участках, подвергшихся гидро-

термальному метаморфизму, эта вкрапленность исчезает и переотлагается в виде вкрапленности второго типа, в виде цемента оруденелой тектонической зоны и в виде сплошных сульфидных руд.

Вкрапленность первого типа сохранилась в некоторых местах в слоях течения измененных перidotитов, отступая несколько сантиметров от лежачего бока дифференцированных интрузивных тел. Такая вкрапленность несомненно существовала и на Кауле, где гидротермальный метаморфизм в связи с большой мощностью оруденелой тектонической зоны стер следы ранее существовавшей первичной сульфидной вкрапленности.

Геологическое изучение выявило значительное преобладание второго генетического типа сульфидов в Печенгском районе над сульфидами первого типа.

Что являлось источником сульфидов в переотложенных рудах? Соотношения между первичной сульфидной вкрапленностью и вкрапленностью переотложенной, изученной на участке Пильгуярви, указывает на то, что таким источником служила первичная сульфидная вкрапленность в ультраосновных породах.

Печенгские месторождения являются прекрасным примером переотложенных руд, процессы переотложения совершились здесь в больших масштабах. Полную противоположность Печенгским представляют месторождения Монче-тундры, где первичная сульфидная вкрапленность с медно-никелевыми сульфидами широко распространена в ультраосновных породах и где условия для изучения первичных вкрапленников сульфидов очень благоприятны вследствие очень хорошей сохранности ультраосновных и основных пород — перidotитов—пироксенитов—норитов — с хорошо сохранившимися первичными породообразующими минералами (Н. Елисеев, Э. Елисеев, Козлов, Лялин и Маслеников, 1956). Вкрапленные руды Монче-тундры заключают большие запасы никеля и, принимая во внимание это обстоятельство, становится понятным, что источником переотложенных руд (сульфидные жилы Ниттис-Кумужьей) являлись вкрапленные руды — ультраосновные породы с первичной сульфидной вкрапленностью. За счет переотложения первичной сульфидной вкрапленности происходило минералообразование в орудененных тектонических зонах Печенги.

Замечательной особенностью процессов переотложения сульфидов является не совсем понятная ограниченная миграционная способность никеля при переотложении, которая выражается в том, что сульфиды никеля почти исключительно сосредоточиваются внутри измененных ультраосновных породах. Как только оруденелая тектоническая зона переходит по простиранию в туфогенно-осадочную толщу, происходит быстрое обеднение сульфидов никелем. Рудные залежи внутри туфогенно-осадочных пород очень бедны никелем. В случаях, когда оруденелая тектоническая зона по простиранию переходит из ультраосновных пород в туфогенно-осадочные, происходит быстрое обеднение руд никелем, но при дальнейшем продолжении зоны опять в ультраосновных породах наблюдается высокое содержание никеля в рудах.

Металлогения интрузий ультраосновных и основных пород

Чтобы оценить значение процессов ликвации при кристаллизации сульфидно-силикатных расплавов обратимся к современным работам.

Я. И. Ольшанский (1950), подводя итоги экспериментальных работ, посвященных этому вопросу, пришел к выводу, что «большая часть из них

не дала» заслуживающих доверия результатов, так как экспериментальные работы выполнены были на низком техническом уровне. Тем не менее на основании исследований растворимости сернистого железа в силикатных расплавах (Ольшанский, 1951б) установлена была в тройной системе $\text{FeS}-\text{FeO}-\text{SiO}_2$ область расслаивания между двумя жидкостями, из которых одна близка по составу почти к чистому SiO_2 , а другая может изменять свой состав от чисто сульфидного до силикатного.

Физико-химические исследования позволяют теоретически допустить возможность ликвации при охлаждении ультраосновной магмы так же, как возможна и реально осуществляется ликвация в металлургических шлаках. Однако наблюдения над сульфидными первичными вкрапленниками в ультраосновных породах Монче-тундры вскрывают ряд особенностей, которые противоречат возможности истолкования их как продуктов кристаллизации при ликвации ультраосновной магмы (Э. Елисеев, 1953а). Сульфиды образуют парагенетические ассоциации и взаимные срастания с силикатными минералами — тальком, актинолитом, карбонатами, хлоритом. Отдельные вкрапленники сульфидов соединяются тонкими жилочками с соседними зернами — вкрапленниками. Сульфиды метасоматически замещают силикатные минералы и развиваются, в частности, по ромбическому пироксену, они образуют графические срастания с силикатами. В местах графических срастаний сульфидов с пироксеном, последний замещается амфиболом. Все это указывает на низкую температуру кристаллизации первичных сульфидных вкрапленников. Таким образом, рудообразующий раствор содержал воду, углекислоту, сероводород, хлор (в Монче-тундре) и бор (в Печенге), судя по присутствию в гидротермальных жилах аксинита.

Наблюдения над первичными сульфидными вкрапленниками в ультраосновных породах указывают на необоснованность аналогий между ликвиацией шлаков и предполагаемой ликвиацией ультраосновной магмы. Ликвация в металлургических шлаках сопровождается формированием каплеобразных металлических телец в шлаках. Такие тельца в несколько миллиметров в диаметре можно наблюдать в металлургических шлаках. При сравнении шлаков с каплями металла и вкрапленников сульфидов внутри ультраосновных и основных пород выясняется, что шлаки состоят из высокотемпературных минералов, главным образом фаялита. Сульфидная же вкрапленность находится в тесной ассоциации с гидротермальными, низкотемпературными минералами и образует взаимные срастания с ними. Поэтому имеются основания утверждать, что кристаллизация первичной сульфидной вкрапленности происходила при низкой температуре при гидротермальных условиях.

Результаты изучения шлаков часто используются для суждений о генезисе медно-никелевых месторождений. Однако изучение соотношений между природными рудными минералами не увязывается с диаграммами для сульфидов, получающихся при кристаллизации сульфидов из расплавов. Такая неувязка объясняется различием условий кристаллизации сульфидов из расплавов с кристаллизацией сульфидов из гидротермальных растворов. Условия кристаллизации сульфидов из гидротермальных растворов до настоящего времени экспериментально не изучены.

В связи с этим следует указать, что имеется один морфологический признак, который может косвенно служить указанием на значительную плотность расплава или раствора, из которого кристаллизовались сплошные сульфидные руды — это полосатые текстуры некоторых руд. В. А. Масленников объяснял происхождение полосатости в таких рудах вследствие

течения вязких и плотных масс. В результате течения, в частности, порфировидные вкрапленники пентландита (продукты ранней кристаллизации) располагались параллельно стенкам сульфидных жил. Правда этот вывод не увязывался с наблюдениями в тех же рудах над другими рудными минералами в жилах. Дело в том, что формы развития халькопирита в полосатых рудах — апофизы, мелкие длинные отжилки и сеть тонких прожилков и тонкие каемки халькопирита, развивающиеся на границе зерен пирротина, метасоматическое развитие магнетита по краям зерен пирротина указывают, по мнению В. А. Масленикова, на большую подвижность рудоносного раствора. Такое противоречие между предположением о вязком состоянии рудоносного раствора, в результате которого формируются полосатые руды, и фактами, указывающими на большую подвижность рудных растворов при кристаллизации халькопирита и магнетита по В. А. Масленикову (1956) объясняется следующим образом: после кристаллизации пирротина из вязкого рудного раствора остаточные порции раствора обладали, наоборот, «очень большой проникающей способностью и подвижностью».

Однако дальнейшие наблюдения Э. Н. Елисеева над полосатыми текстурами в иченгских сплошных рудах убеждают в ошибочности такого объяснения полосатых текстур (глава 23). Крупные зерна пентландита, имеющие округлые и правильные призматические очертания, вовсе не являются порфировидными (продуктами ранней кристаллизации) выделениями, которые приобретали в дальнейшем при вязком течении рудоносного раствора плоско-параллельное расположение в пространстве. Это типичные порфиробласты, растущие в твердой рудной массе, состоящей преимущественно из пирротина. Начало роста порфиробластов приурочено бывает к трещинкам, призматические кристаллы пентландита разрастаются перпендикулярно трещине и образуют метасоматические жилы. Иногда очень хорошо бывает видно, как такой рост порфиробластов пентландита происходит по системе ветвящихся жилок и вдоль перистых трещин (рис. 149, 154).

Полосатые текстуры не могут служить указанием на кристаллизацию сульфидов из расплава еще и потому, что такие полосатые руды участками содержат карбонаты, тальк, хлорит, кварц, находящиеся в срастании с сульфидами.

Новые геохимические данные (Э. Елисеев, 1956) заставляют отказаться от прежних представлений об изоморфизме никеля и магния в первичных породообразующих минералах (о силикатном никеле). Геологические и минералогические данные вместе с тем указывают на ошибочность прежних представлений о кристаллизации сульфидных руд — вкрапленных, жильных и гнездовых — из высокотемпературной рудной (сульфидной) магмы. Кристаллизация сульфидной вкрапленности, как первичной, так и вторичной (переотложенной), происходит, как мы видели, в гидротермальных, низкотемпературных условиях. Сульфиды образуют тесную парагенетическую ассоциацию с тальком, карбонатами, серпентином, tremolитом (серцитом и кварцем в породах туфогенно-осадочной толщи). Силикатные минералы, в состав которых входит никель, образуются при низкой температуре в гидротермальной обстановке или при выветривании. Рудопроявления силикатного никеля располагаются в зонах коры выветривания (Урал, Украина).

В свете новых данных необходимо внести исправления и уточнения в представления о металлогении никеленосных интрузий ультраосновных и основных пород.

Общеизвестно и не вызывает сомнений тесная генетическая связь месторождений сульфидного никеля с интрузиями ультраосновных и основных пород. Такая связь подчеркивается пространственной приуроченностью сульфидных месторождений к интрузивным телам ультраосновных и основных пород и сохраняется при процессах переотложения сульфидов даже в том случае, когда эти процессы выражены очень интенсивно, что очень отчетливо выражено на оруденелых тектонических зонах в Печенге. Здесь отчетливо видна тесная генетическая связь сульфидов с горными породами, возникшими при интенсивных метаморфических изменениях ультраосновных и основных пород.

Генетическая связь сульфидного медно-никелевого оруденения с интрузиями ультраосновных и основных пород выражается в следующем. Никель не принимал участия в ранних продуктах кристаллизации магмы — в первичных силикатных минералах, а также не концентрировался в продуктах ликвации и не входил в состав рудной (сульфидной) магмы при высокой температуре до начала кристаллизации силикатной магмы, возникающей при ликвации. Весь никель концентрировался в остаточных продуктах кристаллизации магмы — гидротермальных растворах.

С этой точки зрения понятной становится тесная генетическая связь между кристаллизацией первичной сульфидной вкрапленности в ультраосновных и основных породах и кристаллизацией постериорных минералов, возникших при гидротермальном автометаморфизме, что подробно описано Э. Н. Елисеевым (1953а). Она объясняется приуроченностью процессов кристаллизации первичных сульфидов к заключительным этапам эволюции никеленосных интрузий.

В гидротермальных же условиях происходит процессы переотложения сульфидов.

Металлогения ультраосновных и основных интрузий обладает сходными чертами с металлогенией гранитоидных интрузий. В гранитоидных интрузиях обособление рудных растворов происходит в заключительные этапы эволюции магматического процесса. Также протекают процессы обогащения никелем гидротермальных растворов в интрузиях ультраосновных и основных пород. Но в противоположность гранитоидным интрузиям гидротермальные никеленосные растворы не обладают такой подвижностью и способностью к миграции, какой обладают компоненты гидротермальных растворов гранитоидных интрузий. Вследствие этого сульфиды никеля распределяются внутри интрузий ультраосновных и основных пород в виде первичной сульфидной вкрапленности. В дальнейшем сульфидная вкрапленность служит источником переотложенных жильных и гнездовых руд, располагающихся также внутри измененных ультраосновных и основных пород.

Процессы последующего переотложения сульфидов также протекают в гидротермальной обстановке. Как в этом легко было убедиться в Печенге, процессы переотложения сульфидов сопровождались наложенным гидротермальным метаморфизмом. Печенгский район сульфидных медно-никелевых рудопроявлений характеризуется большими масштабами процессов переотложения сульфидов.

В связи с этим необходимо ответить на вопрос, с чем связаны были гидротермальные растворы наложенного метаморфизма в оруденелых тектонических зонах? Этот вопрос не является новым. В свое время на него пытался ответить А. Г. Остапенко (1952 г.), который считал, что гидротермальные никеленосные растворы поступали из глубин, причем источни-

ком растворов являлись находящиеся на глубине и не обнажающиеся на поверхности гранитные интрузии.

Принимая во внимание наблюдаемую в Печенге геологическую обстановку, нет необходимости искать источник тепла на глубине в связи с гранитными интрузиями. Температура процессов гидротермального метаморфизма при переотложении сульфидов в пределах оруденелых тектонических зон была ниже температуры гидротермальной стадии автометаморфизма; наложенный метаморфизм, в частности, сопровождался стеатитизацией — замещением серпентина низкотемпературным тальком и карбонатами на участке Каула и тальком, tremолитом и карбонатами на участке Пильгуйярви. Если допустить, что формирование тектонических зон происходило вслед за формированием дифференцированных интрузивных тел, то источником, от которого не требовалось большого поднятия температуры, являлись сами дифференцированные интрузии.

Примеры переотложения сульфидов при пострудных тектонических нарушениях, о которых говорилось выше, указывают на то, что переотложение сульфидов совершается легко, может происходить на очень небольших глубинах и не требует каких-то особых источников тепла.

Глава 36

О ПРИРОДЕ РУДНЫХ РАСТВОРОВ

Характерной особенностью сульфидных медно-никелевых месторождений является значительная роль гидротермальных растворов в их формировании.

При описании руд различных ультраосновных и основных интрузий Каула, Каммикиви, Пильгуйярви и других более мелких интрузий Печенги подчеркивалась распространенность в рудах хлоритов, талька, серпентина, карбонатов и других гидротермальных минералов.

Исследованиями пород Печенги (Н. Елисеев, 1952а; Н. Елисеев и Папушис, 1952) установлено, что в тесной связи с процессами рудоотложения находятся мощные метаморфические изменения надрудной толщи вмещающих горных пород, слагающих висячий бок рудной зоны. Мощность измененных пород на Кауле очень велика и достигает нескольких сотен метров. Зона изменения вмещающих пород отмечается и на других Печенгских рудопроявлениях. Для этих случаев очень характерна прямая связь мощности измененных пород с мощностью оруденелых зон. Рудоотложение сопровождалось гидротермальным изменением вмещающих пород и обломков пород среди сульфидов в оруденелой тектонической брекчии. Эти ассоциации сульфидов с гидротермальными минералами привели Н. А. Елисеева к выводу, что рудный раствор был очень богат водой и по своим свойствам, по-видимому, представлял гидротермальный, сравнительно низкотемпературный раствор.

Интенсивное развитие постериорных гидроксилсодержащих минералов и карбонатов в связи с оруденением имеет место и в других никеленосных интрузиях.

Тесная локальная и генетическая связь сульфидного оруденения и гидротермальных изменений первичных силикатов имеется в вкрашенных

рудах, гнездовых рудах и сплошных сульфидных жилах Монче-тундры (Э. Елисеев 1953а, 1956; Масленников, 1956).

Постоянный парагенезис сульфидов с биотитом среди вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд Норильска отмечается М. Н. Годлевским (1950 г.). Оруденение в норильских породах сопровождается хлоритом, иддингситом (Коровяков, 1948).

Наблюдения в Печенге, Монче-тундре и Норильске показывают, что там, где наиболее интенсивно проявляются гидротермальные изменения первичных силикатов, происходит интенсивное развитие сульфидов, и, наоборот, в местах, где развития постериорных минералов не происходит, сульфиды не появляются.

Наиболее интенсивно гидротермальные изменения горных пород и минералов проявляются в Печенге (Н. Елисеев и Папушис, 1952).

На связь сульфидов с постериорными минералами указывали некоторые исследователи и ранее (связь сульфидов с хлоритами подчеркивали Лафлин и Беер, 1937). Фогт (Vogt, 1893) также отмечал присутствие актинолитовой роговой обмакки, биотита в Шведских и Норвежских никеленосных интрузиях.

Так, в габбровом поле Клефви (Швеция), по данным Фогта, существуют не только крупнозернистые безгиперстеновые габбро и переходные разновидности между габбро и норитами, но и метаморфизованные разновидности этих же пород — уралитизированные габбро и нориты, в которых пироксен полностью замещен постериорными минералами. Фогт в норвежских медно-никелевых месторождениях отмечает полностью измененные породы (уралитовые нориты и уралитовые габбро района Бейери и др.). А. Г. Бетехтин опубликовал ряд работ (1949а, 1949б, 1950б, 1951, 1953), касающихся сульфидных месторождений, в которых разбираются вопросы химизма рудоносных растворов. В частности, А. Г. Бетехтин пришел к выводу, что кристаллизация сульфидов происходит при низкой температуре, при гидротермальных условиях.

А. Г. Бетехтин (1953) подробно разбирает различные гипотезы о переносе вещества в гидротермальных растворах. Он подчеркивает, что все высказывавшиеся в литературе представления по этому поводу сводятся к двум основным гипотезам: 1) переносу рудообразующих веществ в истинных (ионно-дисперсных) растворах и 2) переносу их в коллоидном состоянии, т. е. в виде золей с последующим выделением в виде гелей.

В воде и в растворах при небольшой их кислотности отмечается значительно малая растворимость сульфидов. Для щелочных растворов характерна несколько большая растворимость сульфидов, но в природе мало вероятно существование щелочных гидротермальных растворов.

Малая растворимость сульфидов и отсутствие следов прохождения через горные породы больших масс растворов, по мнению М. Н. Годлевского (1950 г.), привели к кризису гидротермальной теории.

Одни исследователи видят выход из этого кризиса в признании роли расплава в переносе рудного вещества, другие — в коллоидном состоянии рудообразующих растворов.

В отношении приложимости расплава к объяснению генезиса сульфидных медно-никелевых рудопроявлений говорилось выше. Гипотеза коллоидного переноса вещества в гидротермальных растворах также вызывает ряд возражений. А. Г. Бетехтин приводит следующие возражения против этой гипотезы. Коллоиды должны были существовать с самого начала отделения раствора, чтобы можно было объяснить большую растворимость металлов в коллоидном растворе. Отделение коллоидных растворов

от силикатного расплава невероятно. Кроме того, большие трудности возникали в сохранении коллоидных растворов при перемещениях их на значительные расстояния. И самое главное коллоиды не способны преодолевать полупроницаемые преграды и создавать метасоматические образования, довольно часто встречающиеся в сульфидных медно-никелевых рудопроявлениях.

А. Г. Бетехтин предлагает следующую гипотезу переноса вещества в гидротермальных растворах. Основные положения этой гипотезы заключаются в следующем: 1) гидротермальные растворы имели ионный характер (истинные, т. е. ионно- и молекулярно-дисперсные растворы); 2) в растворах переносились не $Fe_{1+x}S$, $CuFeS_2$, $(Fe, Ni)_9S_8$ и Fe_3O_4 (являющиеся трудно растворимыми минералами), а ионы Fe^{+2} , Fe^{+3} , Ni^{+2} , S^{-2} , O^{-2} и т. д. Само образование FeS , FeS_2 и других минералов приводило к выпадению их из раствора, что сопровождалось одновременным изменением состава остаточного раствора, 3) растворы имели высокую концентрацию за счет легко растворимых соединений металлов с хлором, фтором и бором. Вполне вероятен перенос вещества в виде сложных комплексных соединений. В пользу высокой концентрации рудных растворов говорит то, что состав газово-жидких включений более концентрированный, чем возможно получить при экспериментальных условиях в растворах.

А. Г. Бетехтин подчеркивает, что имеется два способа выделения минералов из гидротермальных растворов: выделение из раствора и кристаллизация в результате химического воздействия. При этом подчеркивается, что с образованием трудно растворимых минералов огромную роль начинают играть реакции обменного разложения, гидролиз и, что особенно важно, окислительно-восстановительные реакции, идущие с изменением валентности ионов.

Окислительно-восстановительные реакции, имевшие место в рудах в последние стадии их образования, приводили к смене парагенетических ассоциаций первичных сульфидных минералов более низкотемпературными ассоциациями, накладывающимися на более ранние образования. Главной причиной смены этих ассоциаций (смены сульфидных минералов с различным соотношением металла), как показано А. Г. Бетехтиным и А. Д. Генкиным (1951), явилось изменение концентрации серы в растворе.

Значительную роль в химических реакциях в растворах играли H_2O , CO_2 , вероятно, Cl^- , BO_3 , а на поздних стадиях развития HCO_3 , SO_4 и др. В химических реакциях значительную роль играли кислотность раствора, pH, режим углекислоты, режим кислорода и отмеченный выше режим серы. Значение этих физико-химических условий обстоятельно разбирается в работах А. Г. Бетехтина, поэтому остановимся лишь на новых данных, которые позволяют уточнить физико-химическую обстановку, при которой совершались процессы оруденения.

Концентрация серы в растворе

А. Г. Бетехтин подчеркивает, что изменение концентрации серы в растворе оказывало значительно более существенное влияние на процессы отложения минералов, чем даже температура раствора. Ясным свидетельством изменения концентрации серы в растворе, по его мнению, является резкая смена парагенезисов, которая сопровождается значительным изменением состава твердых фаз. Одним из показателей меняющейся концентрации серы в растворе служит смена пирротина пиритом.

Как выяснилось в последнее время (Э. Елисеев, 1958а), изменение концентрации серы в растворе во время кристаллизации сульфидов очень сильно сказывается на составе пирротина (минерала с переменным соотношением железа и серы). Пирротин чутко реагирует на изменения в составе рудного раствора. Выше отмечалось, что более ранний по времени выделения пирротин из сульфидных медно-никелевых руд содержит повышенное количество серы. В пирротине первичной кристаллизации более позднего выделения содержится заметно меньше серы. В то же время в пирротине, возникающем при перекристаллизации сульфидных руд с явными признаками привноса серы (с неоминерализацией пирита), отмечается повышенное содержание серы.

Концентрации сидерофильных элементов в рудных растворах

Значительный интерес представляют экспериментальные данные о способности железа и никеля образовывать соединения с серой. Согласно данным Г. С. Грицаенко и других исследователей, из раствора, где отношение концентраций $\text{Fe} : \text{Ni} = 1 : 1$, кристаллизуется твердая фаза с отношением между этими же элементами, равным $1 : 4$. Из раствора со значительным избытком железа по отношению к содержанию никеля ($\text{Fe} : \text{Ni} = 4 : 1$) кристаллизуется твердая фаза все же с избытком никеля ($\text{Fe} : \text{Ni} = 2 : 3$). Эти наблюдения еще раз показывают, что никель обладает значительно большим средством с серой, чем железо.

Если по данным экспериментов Г. С. Грицаенко и других построить диаграмму состава раствора и равновесных ему твердых фаз (рис. 175), то по этому графику нетрудно установить вероятное соотношение $\text{Ni} : \text{Fe}$ раствора, при котором может кристаллизоваться пентландит.

Из диаграммы видно (рис. 175), что твердая фаза с соотношением $\text{Fe} : \text{Ni} = 10 : 11$ (как у пентландита) может кристаллизоваться лишь при более высоком содержании никеля, чем в растворе с соотношением $\text{Fe} : \text{Ni} = 9 : 1$. Иными словами, согласно экспериментам с дисульфидами никеля и железа, твердая фаза с соотношением никель: железо, как у пентландита, не может кристаллизоваться из раствора, где железо превалирует над никелем более чем в 10 раз.

Если же обратиться к природным образованиям, то окажется, что именно такая картина наблюдается в сульфидных медно-никелевых рудах. По данным Н. А. Елисеева, Э. Н. Елисеева, Е. К. Козлова, П. В. Лялина, В. А. Масленикова (1956), в сульфидных рудах Мончегорской тундры обычно содержатся силикаты и рудные минералы — сульфиды и окислы.

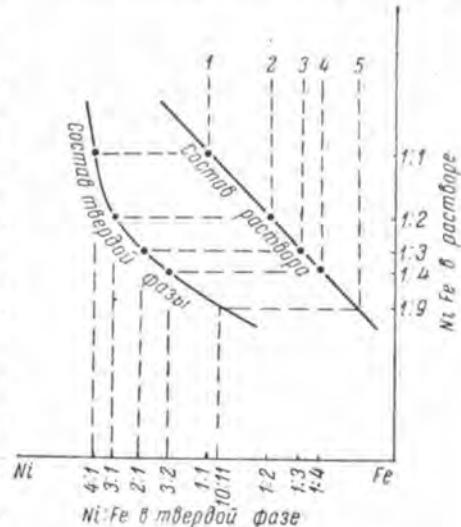


Рис. 175. Диаграмма состава раствора и равновесных с ним твердых фаз, составленная по данным Г. С. Грицаенко, Н. Н. Слудской и Н. К. Айдиньян, 1953.

Как видно, в жильных рудах Монче-тундры железо более чем в 10 раз превалирует над никелем. В исходном растворе отношение никеля к железу было, по-видимому, такое низкое, что из сульфидного раствора не образовывались самостоятельные выделения пентландита более ранние, чем пирротин.

Концентрации лиофильных элементов в рудных растворах

Как показывают отношения между рудными минералами и постериорными гидротермальными минералами, кристаллизация их происходила из единого гидротермального раствора, который являлся питающей средой для всех рудных минералов, а также и для постериорных силикатов и карбонатов.

В первые стадии формирования сульфидных руд образуются частые и наиболее четко выраженные графические срастания силикатных минералов (актинолитовой роговой обманки, хлорита) с сульфидами. В более поздних сульфидных формированиях содержится значительно меньшее количество постериорных минералов. Однако даже в самых поздних сульфидных образованиях — в пирротиновых прожилках, рассекающих халькопирит присутствуют хлориты, что является свидетельством присутствия и в остаточных рудных растворах лиофильных элементов.

Судя по большому количеству вростков гидротермальных силикатных минералов в более ранних сульфидных образованиях можно заключить, что при более высоких температурах в рудных растворах содержалось значительно больше лиофильных элементов, чем при пониженных. Концентрация лиофильных элементов в рудном растворе (магния, кальция, кремния, алюминия и железа) являлась причиной постоянного парагенезиса рудных инерудных (постериорных) минералов в сульфидных медно-никелевых рудах.

Метасоматические замещения одних рудных минералов другими также сопровождались выделением гидротермальных минералов, содержащих лиофильные элементы. Так, в центральных частях пентландитовых прожилков с гребенчатой структурой располагаются зерна хлорита и кальцита. Таким образом, рудные растворы, служившие источником никеля при никелевом метасоматозе пирротиновых руд (что приводило к образованию метакристаллов пентландита), содержали также магний, кремний, кальций, воду, углекислоту.

Совместное образование рудных и постериорных минералов во всех типах руд, образовавшихся как путем выполнения трещинок, полостей так и путем метасоматического замещения пород, убедительно говорит о существенной миграции лиофильных элементов при образовании сульфидных медно-никелевых руд.

Интересно отметить, что в Печенге при интенсивном гидротермальном метаморфизме ультраосновных пород, сопровождающемуся, как правило, обогащением сульфидной вкраепленностью, железо является инертным компонентом, в то время как магний был подвижным компонентом (Н. Елисеев и Папушис, 1952). В полном соответствии с этим заключением находится состав силикатных минералов из печенгских руд. Так, в безрудных образованиях хлориты содержат главным образом железо и небольшую примесь магния (по Корнилову, 1958 г.) $\text{SiO}_2=23.47-28\%$, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3=23.79-37.95\%$, $\text{MgO}=7.5-16.37\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=18.04-20.82\%$. В то же время в хлорите, образующем совместно с сульфидами, магний

превалирует над железом. По нашим данным, в таком хлорите $\text{SiO}_2 = 35.6\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.70\%$; сумма окислов железа — 17.3%, $\text{MgO} = 28.1\%$.

Значительная растворимость магния в рудных растворах приводит в первые моменты кристаллизации рудных минералов к образованию магнетитов с высоким содержанием магния. Судя по размерам элементарной ячейки и микротвердости среди вкрапленных руд (Каммикиви, рудный пласт Сопчи), имеют место магнетиты, у которых двухвалентное железо почти наполовину замещено магнием. В то же время в магнетитах из более поздних образований — из сульфидных жил почти не содержится магния. Отсюда следует, что растворимость, а вместе с этим концентрация магния в рудных растворах с понижением температуры падает.

Температура кристаллизации руд из рудных растворов, использование пирротина в качестве геологического термометра

О температуре кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд, как было уже показано, свидетельствует парагенезис рудных минералов с гидротермальными постериорными минералами. Н. А. Елисеев (1952б) следующим образом описывает геологическую обстановку, которая характерна для печенгских сульфидных медно-никелевых рудопроявлений: «В тесной геологической связи с процессами рудоотложения находятся мощные метаморфические изменения надрудной толщи вмещающих пород, слагающих висячий бок рудной зоны. Мощность зоны измененных пород очень велика на Кауле и измеряется сотнями метров; значительно меньше она на других месторождениях. Мощность зоны измененных пород находится в прямой зависимости от мощности рудной зоны и мощности рудных тел. Процессы рудоотложения сопровождались гидротермальным изменением обломков рудной брекции и вмещающих пород висячего бока. Такая ассоциация минералов, как тальк, хлорит, серицит, кальцит внутри обломков и кварц, кальцит и хлорит с рудными сульфидами служит указанием на низкую температуру кристаллизации сульфидных руд. Рудный раствор был очень богат водой и по своим свойствам, по-видимому, представлял гидротермальный сравнительно низкотемпературный раствор» (стр. 116—117).

Другой температурный критерий отмечен для жильных руд Мончегорской тундры В. А. Маслениковым (1956). В. А. Маслеников подметил, что в сульфидных жилах распространен только ромбический автофиллит, тогда как в измененных боковых породах часть автофиллита является клиноромбическими. В то же время известно, что ромбический автофиллит устойчив лишь при сравнительно низких температурах — ниже 400° С.

Экспериментально (Боуз и Таттл, 1950) подтверждена неустойчивость автофиллита при высоких температурах. Однако наиболее важным температурным критерием, по-видимому, является насыщение серой пирротина. Э. Н. Елисеевым (1958а) на основании сопоставления экспериментальных данных установлено, что предельное насыщение пирротина серой при его кристаллизации из раствора находится в прямой зависимости от температуры рудного раствора.

Если допустить, что эти экспериментальные данные могут служить критерием температуры образования сульфидных руд, то, очевидно, по составу пирротина нетрудно определять температурные условия кристаллизации различных типов руд.

Судя по составу пирротина, вкрапленные руды являются наиболее высокотемпературными образованиями сульфидных медно-никелевых руд

(около 500° С). Жильные руды образовывались при наиболее низкой температуре (около 300° С). Наличие летучих компонентов в рудных растворах, вероятно, несколько повышает предельное насыщение серой пирротина. Отсюда начало кристаллизации сульфидов во вкрапленных рудах было не при 500, а при около 400° С. Если по составу пирротина температура образования может быть определена в известной степени приближенно, то по этим данным можно получить надежные данные об интервале температур, при котором происходило оруденение. Разница в температурах образования сульфидов в медно-никелевых рудопроявлениях составляла 200—250° С.

Температуры образования различных генераций пирротина хорошо согласуются со структурными взаимоотношениями этих модификаций. Пирротин первой генерации (α') образовался приблизительно при 500° С (табл. 24), вторая генерация пирротина (γ) возникала при 380—400° С; третья наиболее распространенная (ε) в сульфидных жилах — при 240—270° С. Пирротин, образующий жилки среди халькопирита, кристаллизовался примерно при этом же интервале температур — около 250° С.

Таким образом, более ранние по времени образования генерации пирротина возникали при повышенных температурах.

Весьма возможно, что приведенные температурные интервалы на самом деле несколько завышены, но температурная последовательность разновидностей пирротина сохраняется.

Из приведенных выше данных видно, что температура и концентрация рудного раствора являлись причинами изменчивости состава пирротина — минерала с переменным соотношением железа и серы.

Если учесть, что с увеличением дефектности кристаллической решетки пирротина в нем возрастает содержание окисного железа, то состав пирротина в некоторой степени может указывать на окислительно-восстановительные условия в рудном растворе.

Последовательность образования рудных минералов в сульфидных медно-никелевых рудах была следующей:

1. Магнетит ранней генерации.
2. Многосернистый пирротин (в ассоциации с хлоритом).
3. Малосернистый пирротин (в ассоциации с кальцитом).
4. Малосернистый пирротин (без постериорных минералов).
5. Переクリсталлизация руд с неоминерализацией пирита: многосернистый пирротин + пирит.
6. Вторичный магнетит, метасоматический по пирротину.

Таким образом, вслед за первичным магнетитом и непосредственно перед выделением вторичного магнетита выделяется пирротин с повышенным содержанием трехвалентного железа. Изменение режима серы шло параллельно с изменением режима кислорода. Образование более сернистого пирротина происходило в более окислительных условиях, чем малосернистого. Поэтому естественно, что именно с пирротином, а не с троилитом образуются графические сростки магнетита, описанные А. Д. Генкиным (1950).

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Г. К. К вопросу о связи морфологии кристаллов пирита с условиями их образования. ДАН АзССР, т. 13, № 1, 1957.
- Аносов В. Я. и С. А. Погодин. Основные начала физико-химического анализа (обобщение понятия о растворе, изоморфные смеси, смешанные кристаллы и твердые растворы). Изд. АН СССР, М., 1947.
- Баррет Г. С. Структура металлов. Упорядоченные твердые растворы (специальные структуры). Металлургиздат, М., 1948.
- Белов Н. В. Структуры ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, М., 1947.
- Белов Н. В. О двойниковых законах у слюд и слюдоподобных минералов. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 3, 1949.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 5, 1951.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 7, 1953а.
- Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, Изд. АН СССР, 1953б.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Еще раз о роли плотнейшей упаковки во внешних особенностях минералов и их сочетании. Принцип Юри. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 10, 1956.
- Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов сб. «Вопросы петрографии и минералогии», ч. II, Изд. АН СССР, М., 1958.
- Белов Н. В., Е. Н. Белова, Н. Н. Аидрианова и Р. Ф. Смирнова. Определение параметров в структуре оливина (форстерита) методом трехмерного гармонического синтеза. ДАН СССР, т. XXX, № 3, 1951.
- Белоглазов К. Ф. Получение никеля, меди, кобальта и платиноидов из сульфидных медно-никелевых руд Советского Союза. Коллектив авторов под ред. проф. Грейвера. Металлургиздат, М., 1943.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. (Перевод с нем.), ОНТИ, Л., 1933.
- Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 и 2, 1937.
- Бетехтин А. Г. К вопросу об изучении рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.
- Бетехтин А. Г. «Пентландит» Минералы СССР, т. II, Изд. АН СССР, М., 1940.
- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1949а.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949б.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950а.
- Бетехтин А. Г. Парагенезисы рудных минералов в системах Fe—S—O и Cu—Fe—S—O. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950б.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Мин. общ., 4, 80, вып. 2, 1951.
- Бетехтин А. Г. Некоторые соображения о причинах движения гидротермальных растворов. Зап. Мин. общ., ч. 81, вып. 1, 1952.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. Госгеолиздат, М., 1956.
- Бетехтин А. Г. Успехи в области учения о рудных месторождениях. Зап. Мин. общ., ч. 86, вып. 6, 1957.

- Бетехтин А. Г. и П. Е. Воробьев. Пирротин. Минералы СССР, т. II. Изд. АН СССР, М., 1940.
- Бетехтин А. Г. и А. Д. Генкин. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—Ni—S—O. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
- Бирюков В. И. Об образовании колчеданных никелевых месторождений. Моск. инст. цвет. мет. и золота им. Калинина, 1949.
- Бирюков В. И. К вопросу о происхождении сульфидных никелевых руд. Зап. Мин. общ. ч. 85, вып. 3, 1956.
- Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию (изоморфизм и полиморфизм). Изд. МГУ, 1954.
- Болдырев А. К., В. И. Михеев. Рентгеновский определитель минералов. Зап. Лен. горн. инст., ч. 1, т. XI, вып. 2, 1938.
- Бориeman - Старынкевич И. Д. Значение точных химико-аналитических определений для выявления законов изоморфизма в минералах. Тр. Кольского филиала АН СССР, вып. II, 1936.
- Бориeman - Старынкевич И. Д. Изоморфные и неизоморфные замещения в минералах. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Боузин И. Л. и О. Ф. Таттл. Система MoO₃—SiO₂—H₂O. (Перевод с англ.). Сб. ст. «Вопросы физико-химии в минералогии», Изд. ИЛ, М., 1950.
- Бриндли Г. В. и К. Робинсон. Хлоритовые минералы. (Перевод с англ.). Сб. ст. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин», Изд. ИЛ, М., 1955.
- Брагг У. Л. Структура силикатов. (Перевод с англ.). ОНТИ, Л., 1934.
- Буковецкий С. Месторождения свинцового блеска на берегу Варангфорда. Горн. журн., вып. II, 1884.
- Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд. ИЛ, М., 1949.
- Вагнер Л. Ф. и Р. Л. Митчелл. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергаард. Гренландия. Сб. ст. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
- Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. (Перевод с англ.). Цветметиздат, НКТП, М.—Л., 1932.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изв. соч., т. 1, Изд. АН СССР, М., 1934.
- Вернадский В. И. и С. С. Курбатов. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Главн. ред. геологоразв. лит., М.—Л., 1937.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Юбил. научн. сессия, посвящ. 200-летию Моск. гос. унив., Изд. МГУ, 1955.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1949.
- Винчелл А. Н. и Г. Винчелл. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1953.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом Госгеолиздат, М., 1949.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд. АН СССР, М., 1953.
- Генкин А. Д. О виоларите из медно-никелевых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950.
- Генкин А. Д. Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирротина из медно-никелевых сульфидных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1955.
- Гинзбург И. И. и И. А. Рукавишникова. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, М., 1951.
- Годлевский М. Н. Об особенностях развития траппового магматизма на северо-западе Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 123, № 2, 1958.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии-Норильского района. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Годлевский М. Н. и А. Д. Баталев. Фемические минералы трапповых интрузий Норильского района. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 12, 1958.
- Гольдшмидт В. М. (1926, 1929, 1930). Работы по геохимии и кристаллохимии 1911—1930 гг. В кн. «Основные идеи геохимии», вып. 1, ОНТИ, Л., 1933.
- Гольдшмидт В. М. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, М., 1938.
- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. Сб. ст. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.

- Горбунов Г. И. Медно-никелевые месторождения Ортоайви в Печенгском районе. Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Горбунов Г. И. О закономерностях размещения сульфидных медно-никелевых месторождений в Печенгском районе (Кольский полуостров). Геология рудных месторождений, № 1. Изд. АН СССР, М., 1959.
- Горбунов Г. И. и Н. А. Корнилов. О новой находке ильвайта в медно-никелевых сульфидных рудах. ДАН СССР, т. XCIV, № 2, 1954.
- Горюнова Н. А., В. А. Котович и В. А. Франк-Каменецкий. Рентгеновское исследование изоморфизма некоторых соединений галлия и цинка. ДАН СССР, т. 103, № 4, 1955.
- Горюнова Н. А., В. А. Франк-Каменецкий. О содержании понятия изоморфизма. Кристаллография, вып. 5. Изд. Лен. горн. инст., 1956.
- Григорьев Д. П. Правила составления названий минералов по их химическому составу. Зап. Мин. общ., ч. 76, вып. 3, 1947.
- Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. Зап. Мин. общ., ч. 77, вып. 1, 1948.
- Грицаенко Г. С. О магнезиальных и магнезиально-железистых гидросиликатах Аккермановского месторождения на Южном Урале. Зап. Мин. общ., ч. 73, вып. 4, 1944.
- Грицаенко Г. С., Ю. С. Нестерова и В. П. Бутузов. Полидимит из Ново-Айдырлинского месторождения на Южном Урале. Зап. Мин. общ., ч. 75, вып. 4, 1946.
- Грицаенко Г. С., Н. Н. Слудская, Н. Х. Айдиньян. Синтез и исследование вазсита и полидимита. Зап. Мин. общ., ч. 82, вып. 2, 1953.
- Грицаенко Г. С., Н. Н. Слудская и Н. Х. Айдиньян. Синтез и исследование искусственного миллерита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Грум-Гржимайло С. В., Л. И. Климовская и В. И. Вишневский. Методика исследования окраски минералов, вызванной Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 6, 1952.
- Доливо-Добровольский В. В. Курс кристаллографии. ОНТИ, Л.—М., 1937.
- Дэна Дж. Д., Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. Система минералогии, т. I, полутом 1, Изд. ИЛ, М., 1950.
- Дэна Дж. Д., Э. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. Система минералогии, т. II, полутом 1, Изд. ИЛ, М., 1953.
- Егорова Ек. И. О никеленосности оливина. Зап. Мин. общ., ч. 67, вып. 2, 1938.
- Елисеев Н. А. Структуры рудных полей в первично расслоенных плутониях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1937.
- Елисеев Н. А. Принципы стратиграфического изучения эфузивных, интрузивных и метаморфических пород. Зап. Мин. общ., ч. 67, вып. 4, 1938.
- Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосатости. Зап. Мин. общ., ч. 70, вып. 1, 1941.
- Елисеев Н. А. О закономерной приуроченности рудопоявлений к различным структурным элементам интрузивных массивов. Зап. Мин. общ., ч. 77, вып. 4, 1948.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Елисеев Э. Н. О составе и кристаллической структуре пентландита. Зап. Мин. общ., ч. 84, вып. 1, 1955.
- Елисеев Э. Н. Рентгенометрическое изучение минералов изоморфного ряда форстерит—фаялит. Зап. Мин. общ., ч. 86, вып. 6, 1957.
- Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротинов. Вест. ЛГУ, № 6, 1958а.
- Елисеев Э. Н. Об искажениях кристаллической структуры оливина, возникающих при изоморфном замещении магния железом. Кристаллография, т. 3, вып. 2, 1958б.
- Елисеев Э. Н. и А. П. Денисов. Рентгенометрическое исследование пирротина. Вест. ЛГУ, № 18, 1957.
- Елисеев Э. Н. и С. И. Смирнова. Железисто-магнистый ретгерсит. Зап. Мин. общ., ч. 87, вып. 1, 1958.
- Елисеев Э. Н. и С. И. Смирнова. О растворении пентландита. Зап. Кольского отделения Мин. общ., вып. 1, 1959.
- Заварикки А. Н. О фузивных магматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
- Заварикки А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изд. АН СССР, сер. геол., № 1, 1943.

- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. Сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. и Л. Г. Кваша. Метеориты СССР. Изд. АН СССР, М., 1952.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Зингевальд Д. Т. Генетические группы гипогенических месторождений и их местонахождение в западных штатах США. Геология рудных месторождений западных штатов США, ОНТИ, М.—Л., 1937.
- Зонтов Н. С. Никелевые минералы Норильских руд. Бюлл. бюро технич. информации Норильского комбината, № 5—6, 1943.
- Иванов А. А. и И. К. Латыш. О магматических рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
- Иванова В. П. и Ю. Ир. Половинкина. О джефферизите. Петрология и минералогия некоторых рудных районов. Госгеолиздат, М., 1952.
- Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 91, сер. рудн. месторожд., № 9, 1948.
- Киль Л. Об исследованиях и разведках, произведенных летом 1872 г. на Мурманском берегу Ледовитого океана. Горн. журн., т. II, 1873.
- Китайгородский А. И. Рентгеноструктурный анализ. Гостехиздат, 1950.
- Китайгородский А. И. Рентгеноструктурный анализ мелкокристаллических и аморфных фаз. ГГТИ, 1952.
- Конради С. Отчет о геологических исследованиях в районе Паз-реки на Кольском полуострове. Отчет о работах Геол. ком., 1913.
- Конради С. А. К вопросу о коренной породе лапландских алмазов. Геол. вести., № 4, 1915.
- Копчик В. А. Пирит Саргадонского месторождения. Зап. Мин. общ., ч. 78, вып. 2, 1949.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьянских скарновых месторождений меди. Тр. инст. геол. наук АН СССР, вып. 68, сер. рудн. месторожд., № 10, 1948.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, М., 1953.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1957.
- Коровяков И. А. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с Сибирскими траппами. ДАН СССР, т. 61, № 6, 1948а.
- Коровяков И. А. О никритовых эфузивных трашах северо-западной части сибирской платформы. ДАН СССР, т. 62, № 1, 1948б.
- Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. ДАН СССР, т. 51, № 5, 1946.
- Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. Сб. «Сов. геология», № 29, 1948.
- Коул В. Ф., Х. Серуш, В. Х. Тэйлор. Полевые шпаты. 2-й сб. статей. Изд. ИЛ, М., 1956.
- Кудрявцев Н. Кольский полуостров. Тр. СПб. общ. естеств., т. XII, 1882.
- Кузнецов Ю. А. Схема классификации фаций магматических пород. Тр. Горногеол. инст. Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 5, 1949.
- Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав основных горных пород. Тр. Петр. инст. АН СССР, вып. 9, 1936.
- Куплетский Б. М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Курылева Н. А. Новые данные о стратиграфии Печенигской формации на Кольском полуострове. ДАН СССР, т. 60, № 2, 1948.
- Лавес Ф., Ю. П. Гольдсмит. Полевые шпаты. 2-й сб. статей. Изд. ИЛ, М., 1956.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Гос. изд. техн. литер. Украины, Киев, 1951.
- Лафлин и К. Х. Беер. Классификация рудных месторождений. Геология рудных месторождений западных штатов США, ОНТИ, М.—Л., 1937.
- Лебедев В. И. О причинах образования одними элементами соединений с кислородом, другими с серой. Вест. ЛГУ, № 10, 1951.
- Лебедев В. И. О правильном и неправильном применении представления об энергии кристаллической решетки в геохимии. Вест. ЛГУ, № 10, 1952а.

- Лебедев В. И. Несколько примеров энергетического анализа процессов образования силикатов по методу проф. С. А. Шукарева. Зап. Мин. общ., ч. 81, вып. 2, 1952.
- Лебедев В. И. Несколько замечаний о геохимии как науке. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953а.
- Лебедев В. И. Несколько замечаний по поводу работы П. В. Грушевицкого «К вопросу о связи между химическим составом и кристаллическим строением». Уч. зап. ЛГУ, № 178, сер. геол., вып. 4, 1953б.
- Лебедев В. И. Распространенность элементов в земной коре и гипотезы о происхождении Земли. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 9, 1955.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, 1957.
- Липин С. В. О природе пирротина и троилита. Зап. Мин. общ., ч. 75, вып. 4, 1946.
- Липин С. В. О магнитных свойствах пирротина. Зап. Мин. общ., ч. 80, вып. 4, 1951.
- Лодочкин В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
- Лукин Л. И., И. П. Кушнарев, В. Ф. Чернышев. О повторяемости разновозрастных систем трещин. Тр. инст. геол. наук АН СССР, вып. 162, 1955.
- Лялин П. В. Взаимоотношения рудных жил с тектоническими нарушениями и даиками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения. Сб. «Сов. геология», № 53, 1956.
- Мак-Кензи В. С. Влияние температуры на симметрию высокотемпературных существенно натриевых полевых шпатов. Сб. статей «Полевые шпаты». № 3, Изд. ИЛ, М., 1956.
- Малышев И. И., П. Г. Пантелейонов и А. В. Пэки. Титаномагнетитовые месторождения Урала. СОПС, Уральский филиал АН СССР, вып. 1, 1934.
- Мамедов Х. С. и И. В. Белоуб. Кристаллическая структура минералов группы волластонита. Структура ксенотила. Зап. Мин. общ., ч. 85, вып. 1, 1955.
- Масленников В. А. К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титаномагнетитового оруденения. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7, 1957.
- Мельников М. П. Алмазные пески Русской Лапландии. Горн. журн., т. I, 1891а.
- Мельников М. П. О поездке на Мурман. Горн. журн. т. II, 1891б.
- Мельников М. П. Заметки по розыску алмазов на р. Паз в припорвежской Лапландии. Горн. журн., т. I, 1892а.
- Мельников М. П. О поездке по р. Паз. Горн. журн., т. III, 1892б.
- Мельников М. П. Материалы по геологии Кольского полуострова. Зап. Мин. общ., т. XXX, 1893.
- Михеев В. И. Рентгенометрическое исследование естественных три- и диарсенидов. Сб. ст. «Кристаллография». Тр. Федор. научн. сессии 1951г., 1952.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Михеев В. И. и В. Н. Дубинина. Рентгенометрический определитель минералов, ч. I, Зап. Лен. горн. инст., т. XI, вып. 2, 1938.
- Михеев В. И. и В. Н. Дубинина. Рентгенометрический определитель минералов, ч. II, Зап. Лен. горн. инст., т. XIII, вып. 1, 1939.
- Михеев В. И. и Н. Н. Столов. О продуктах высокотемпературного нагревания слоистых силикатов. Зап. Мин. общ., ч. 84, вып. 1, 1955.
- Михеев В. И. и И. И. Шафрановский. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. Зап. Мин. общ., ч. 78, вып. 3, 1949.
- Муршов Д. Ф. Генетические типы железорудных месторождений Кольского полуострова и КФССР. Зап. Мин. общ., ч. 75, вып. 2, 1946.
- Нечаев А. В. Минералогия. Гос. Научн.-техн. изд., М.—Л., 1931.
- Никитин Б. А. Изоморфизм и твердые растворы. Успехи химии, т. XIII, вып. 6, Изд. АН СССР, 1944.
- Николаев В. А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947а.
- Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и принципе ограниченной растворимости летучих в силикатных расплавах. Зап. Мин. общ., ч. 75, вып. 4, 1947б.
- Ольшанский Я. И. О большой текучести сульфидных расплавов и возможном геологическом значении этого явления. ДАН СССР, т. 63, № 2, 1948.
- Ольшанский Я. И. Итоги экспериментальных исследований сульфидно-силикатных систем. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 121, сер. петр., № 36, 1950.

- Ольшанский Я. И. Растворимость FeS в железистых силикатных расплавах, содержащих добавки CaO, MgO, Al₂O₃. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 137, сер. петр., № 40, 1951а.
- Ольшанский Я. И. Система Fe—FeS—FeO—SiO₂. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951б.
- Ольшанский Я. И. Сульфидно-силикатные системы. Автореф. докт. дисс. Инст. общей и неорганической химии АН СССР, 1952.
- Ормонт Б. Ф. Структуры неорганических веществ. Гос. изд. техн.-теор. литер., М.—Л., 1950.
- Островский И. А. и Я. И. Ольшанский. Система фаяллит—магнетит. ДАН СССР, т. 107, № 6, 1956.
- Папушик Б. И. К вопросу о дифференциации ультраосновных и основных интрузий Печенги. Сб. ст. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги». Изд. АН СССР, 1952.
- Подгаецкий Л. И. Мурманский берег Северного Ледовитого океана и его рудные месторождения. Горн. журн., вып. 1, 1891.
- Полканов А. А. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фьорда. Тр. Лен. общ. естеств., т. 58, вып. 4, 1928.
- Полканов А. А. Гипербoreйская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин (Кольский полуостров). Сб. Пробл. Сов. геол., т. 2, № 6, 1934.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк Северо-Западной части Кольского полуострова, ч. 1, Изд. АН СССР, Л.—М., 1935.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., т. 53, 1936.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии. Тр. XVII междунар. геол. конгр., т. II, 1937.
- Полканов А. А. К вопросу о генезисе титаномагнетитового оруденения габбро-сцинитов plutона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1944.
- Полканов А. А. Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса в петрологии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 1, № 102, 1950.
- Попович Д. А. Свинец на Мурмане. Изв. общ. изуч. Олонецк. губ., № 2—3, 1915.
- Римская-Корсакова О. М. К вопросу о закономерных срастаниях шпинели с магнетитом. Зап. Мин. общ., ч. 79, вып. 3, 1950.
- Санделя Э. Б. и С. С. Голдич. Редкие минералы некоторых американских изверженных пород. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, 1952.
- Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, М., 1951.
- Сидоренко Е. Ф. О мелантерите из Закарпатской области. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 9, 1955.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., т. 43, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. унив., 1949.
- Соболев Н. Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. В сб. «Исследование минерального сырья», посвящ. В. В. Аршинову, АН СССР, 1955.
- Соболева О. С. Оптические свойства смешанных кристаллов (MgNi)SO₄ · 7H₂O и (MgNi)SO₄ · 6H₂O. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 6, 1952.
- Соболева О. С. Термическое исследование смешанных кристаллов семиводных сульфатов магния и никеля. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 7, 1953.
- Татаринов П. М. Поисковые критерии и признаки для месторождений асбеста. Зап. Лен. горн. инст., т. 22, 1948.
- Тениер Д. Д. Некоторые данные по геологии Рыбачьего полуострова. Изв. Лен. геол. инеруд. треста, № 2, 1936.
- Тимофеев В. М. Титаномагнетитовые месторождения Карелии. Матер. по геол. и полезн. ископ. К-ФССР, сб. 1, Изд. Лен. геол. треста, 1936.
- Толкачев С. С. Таблицы межплоскостных расстояний. Изд. ЛГУ, 1955.
- Уразов Г. Г. и Н. А. Филин. Исследование сплавов тройной системы железо—никель—серебро. Металлург, № 2, 1938.
- Уткин К. Н. Медно-никелевое месторождение Пильгуйярви. Сб. ст. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги». Изд. АН СССР, 1952.
- Уэллс А. Ф. Строение неорганических веществ. Изд. ИЛ, М., 1948.
- Файнберг С. Ю. Анализ руд цветных металлов. М., 1953.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV. ОНТИ, Л., 1939.

- Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М., 1941.
- Холли Дж. Е. и Д. Ф. Хьюитт. Псевдоэвтектические и псевдоэксалиционные прорастания никелевых арсенидов, возникающих при тепловых воздействиях. Сб. ст. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд. ИЛ, М., 1950.
- Цветков А. И. и Е. Н. Вальяшина. Материалы по термическому исследованию минералов, вып. II, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, петр. сер. (№ 45), вып. 157, 1955.
- Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. унив., 1953.
- Чирков И. Н. Цит. по: Бетехтин А. Г. и П. Е. Воробьев. Пирротин, Минералы СССР, т. II, 1940.
- Шадлуи Т. Н. Полидимит, Виоларит. Минералы СССР, т. II, 1940.
- Шадлуи Т. Н. Изменение структуры агрегатов и внутреннего строения зерен халькопирита под влиянием динамического воздействия. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 7, 1953.
- Шараповский И. И. и В. И. Михеев. Рентгенометрический способ определения морфологически важных граней кристаллов. Зап. Мин. общ., ч. 78, вып. 3, 1949.
- Эванс Д. К. Введение в кристаллохимию. Госхимиздат, Л., 1948.
- Ahrens L. H. The use of ionization potentials. Part. 2. Anion affinity and geochemistry. Geochimica et cosmochimica Acta, vol. 3, 1953.
- Allen E. T., J. L. Crenshaw, L. Johnston, E. S. Larsen. Die mineralischen Eisensulfide, Zeit. anorg. Chem., 76, 1912.
- Alsen H. Röntgenographische Untersuchung der Kristallstrukturen von Magnetkies, Breithauptit, Pentlandit, Millerit und verwandte Verbindungen, Geol. För. Förh., 47, 1925.
- Bloss F. D. Relationship between density and composition in mol per cent for some solid solution series. Amer. Min., vol. 37, № 11—12, 1925.
- Böhtlingk W. Bericht über eine Reise durch Finland und Lappland 1. Reise von St. Petersburg bis Kola. 2. Reise längs den Küsten des Eismeeres und Weisen Meeres. Bull. Scien. public par l'Academie des Sciences de St. Petersb., t. VII, №№ 8, 9, 12, 1840.
- Buerger M. J. The cell and symmetry of pyrrhotite. Amer. Min., vol. 32, № 7—8, 1947.
- Buddington A. F. Alaskan nickel minerals. Econ. Geol., vol. XIX, № 6, 1924.
- Byström A. Monoclinic Magnetic Pyrites. Ark. Kemi., B. 19, № 148, 1945.
- Cameron E. H. Origin of sulphides in the nickel deposits of Mount Prospect, Connecticut. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 54, 1943.
- Campbell W. a. C. W. Knight. On the microstructure of nickeliferous pyrrhotites. Econ. Geol., vol. 2, 1907.
- Dölter C., H. Leitmeier. Handbuch der Mineralchemie. B. IV, M. Henglein «Pentlandit», 1926.
- Duffet H. Sur la variation des indices de refraction dans des mélanges de sels isomorphes. Comp. Rend., 85, 1878.
- Edwards A. B. Textures of the ore minerals. Australian Inst. of Mining and Metal, Melbourne, 1947.
- Frondeel C. a. C. Palache. Retgersite. $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, a new mineral., Amer. Min., vol. 34, №№ 3, 4, 1949.
- Goldschmidt V. M. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. Journ. Chem. Soc., 1937.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry, Part. II, Geochemistry of the Elements, 1954.
- Grimm N. G. u. Wulf (1933). Handb. d. Phys., Bd. 24, T. 1—2, 1933.
- Gronvold F. a. H. Haraldsen. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S). Acta Chem. Scand., vol. 6, 1952.
- Hägg G. u. I. Sucksdorff. Die Kristallstruktur von Troilit und Magnetkies. Zeit. f. Phys. Chem., B. 22, 1933.
- Hanawalt I. D., H. Wand. Rinn, L. K. Frevel. Chemical analysis by X-ray diffraction. Inst. Eng. Chem. An., 10, № 9, 1938.
- Harcourt G. A. Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns. Amer. Min., vol. 27, 1942.
- Harrington E. A. X-ray diffraction measurements on some of the pure compounds concerned in the Portland cements. Amer. Journ. of Sci., vol. XIII, № 5, 1927.
- Hausen H. Quartärgeologische Beobachtungen im nördlichen Meil des Petsamo-Gebietes. Fennia 45, № 7, 1925.

- Hausen H. Über die präquartäre geologia des Petsamo-Gebietes am Eismeer-Bull. Comm. Geol. Finlande, № 76, 1926.
- Havighurst E. J., E. Mack a. F. C. Black e. Journ. Amer. Chem. Soc., 47, 1925.
- Herald sen H. Über die (II) Eisen-Sulfidmischkristalle. Zeit. f. anorg. u. allgem. Chem., B. 246, H. 2, 1941.
- Hess H. H. Pyroxenes of Common Mafic Magmas. Amer. Min., vol. 26, № 9—10, 1941.
- Hess H. H. Chemical compositions and optical properties of clinopyroxenes. Amer. Miner., vol. 34, № 9—10, 1949.
- Hutton C. O. Nickelian epsomite from North Auckland. New Zealand. Amer. Min., vol. 32, №№ 9 a. 10, 1947.
- Kerr P. F. Cattierite and vaesite new Co—Ni minerals from the Belgian Congo. Amer. Min., vol. 30, № 7—8, 1945.
- Kerr P. F. a. P. J. Hol m s. X-ray study of the tantalum mineral Simpsonite. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 56, 1945.
- Krieger A. Notes on an X-ray diffraction study of the series calcite—rhodochrosite. Amer. Min., vol. 15, № 1, 1930.
- Lundegård h P. H. Rocks composition and development in Central Roslagen, Sweden. Arkiv Kemi (№ 9). Miner Geol, 1946.
- Menz er. Zeit. f. Krist., B. 64, 1926.
- Mizgier S. Über die Struktur des Lublinitz. Zeit. f. Krist., B. 70, 1929.
- Nagelschmidt G. Röntgenographische Untersuchungen an Tonen. I. Die Röntgendiagramme einiger in Thonen vorkommender Mineralien. II. Der Mineralbestand des Mallisser Mones. Zeit. f. Krist., B. 87, 1934.
- Newhouse W. H. Equilibrium relations of pyrrhotite and pehtlandite. Econ. Geol., № 22, 1927.
- Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie, B. II. Berlin, 1926.
- Nockolds S. K. a. K. L. Mitschell. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks, a study in the relationship between the minor and trace elements of igneous rocks and their minerals. Trans. Geol. Soc. Edinburgh, vol. LXI, 1948.
- Olshausen S. Strukturuntersuchungen nach der Debuc-Scherer-Methode. Zeit. f. Krist., B. 61, 1924—1928.
- Osborn E. E. a. D. B. Tait. The sistem diopside—anortite—forsterite. Amer. Journ. of Sci., Bowen vol., 1952.
- Pehrman G. Über den Magnetismus einiger Magnetkiese. Acta Acad. Aboensis, Mat. et Phys., B. XIX, № 10, 1954.
- Rabot C. H. Explorations dans la Laponie Russe au presqu'ile de Kola (1884—1885). Bull. Soc. Géogr., t. X. Paris, 1889.
- Ram dohr P. Neue Beobachtungen an erzen des Witwaterstrands in Südafrika und ihre genetische Bedeutung. Abhandl. Akadem. Wiss. Berlin, 1954.
- Ram dohr P. Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin, 1955.
- Roberts H. S. Polymorphism of FeS—S solid solutions. Journ. Amer. Chem. Soc., vol. 57, 1935.
- Robinson S. C. a. E. I. Brooker. A cobalt—nickel—copper selenide from the Goldfields district Saskatchewan. Amer. Min., vol. 37, №№ 5 a. 6, 1952.
- Ross C. S., M. D. Foster, A. T. Myers. Origin of dunites and of olivinerich inclusions in basaltic rocks. Amer. Min., vol. 39, №№ 9 и 10, 1954.
- Sahama Th. G. Superenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lapland. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 135, 1945.
- Sahama Th. a. K. Rankama. Geochemistry, 1950.
- Schneiders h önn H. a. P. Ram dohr. Lehrbuch der Erzmikroscopie, B. 2, Berlin, 1931.
- Sederholm I. Nagra ord om bergrunden i Sydvaranger och nörliggande delar av Finland. Geol. För. Forh., B. 52, 1931.
- Selebridge G. C. An X-ray and optrical investigation of the serpentine minerals., Amer. Min., vol. 21, № 8 1936.
- Simonen A. & H. B. Wiik. The axinites from Jokioinen and Petsama. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 157, 1952.
- Smith H. Origin of the chromite deposits of the Bay of Islands Igneous Complex, Western Newfoundland. Econ. Geol., vol. 48, № 5, 1953a.
- Smith F. G. Review of physico-chemical data on the State of supercritical fluids. Econ. Geol., 48, № 4, 1953.
- Swanson H. E. a. E. Tatge. Standard X-ray diffraction powder patterns. Journ. Res. Nat. Bur. Stan. Circ., 539, vol. 1, 1953.

- Tanner V. The problems of an esker Kollaz Jokkgaeccce in Petsamo, Lapland, Fennia, 50, № 38, 1928.
- Tanner V. Anmerkungen zum Vortrage des Herrn H. Väyrynen. Über die geologische Struktur der Fildgruppe Petsamon Tunturit, den 1. Nov. 1928. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 87, 1929.
- Tolman C. F. & A. F. Rogers. A study of the magmatic sulphide ores. Stanford. Univ. Calif., 1916.
- Uglove W. L. The Alexo mine a new nickel occurrence in Northern Canada. Canad. Min Inst. Journ., vol. 14, 1911.
- Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi—Kammikivitunturi in Petsamo. Bull. Comm. Geol. Finlande, № 116, 1938.
- Vogt J. H. L. Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiations-Processe in basischen Eruptiven Magma. Zeit. f. prakt. Geol., B. I, 1893.
- Vogt J. H. L. The physiochemical chemistry of the crystallisation and magmatic differentiation of Igneous Rocks. Journ. of Geol., vol. 29, № 7, 1921.
- Vogt J. H. L. Nickel in igneous rocks. Econ. Geol., vol. 18, 1923.
- Wager L. R., E. R. Vincent a. A. A. Smale s. Sulphides in the Skaergaard Intrusion. East Greenland. Econ. Geol., vol. 52, № 8, 1957.
- Wandke A. & R. Hoffmann. A study of the Sudbury ore deposits. Econ. Geol., vol. 19, 1924.
- Wegmann C. E. Zur Kenntnis des tektonischen Beziehungen metallogenesischer Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitschr. f. prakt. Geol., B. 37, 1929a.
- Wegmann C. E. Über alpine Tektonik und ihre Auwendung auf das Grundgebirge Finlands. Bull. Comm. Geol. Finland, № 85, 1929b.

*Николай Александрович Елисеев, Григорий Иванович Горбунов,
Эрик Николаевич Елисеев, Владимир Алексеевич Масленников,*

[Константин Николаевич Уткин]

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
И ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ ПЕЧЕНГИ**

*Утверждено к печати
Лабораторией геологии докембрия
Академии наук СССР*

Редактор издательства П. С. Долматов

Технический редактор Э. Ю. Блейх

*Корректоры Н. В. Григорьева, Г. А. Мирошниченко
и Т. Г. Рыжкина*

Сдано в набор 24 мая 1960 г. Подписано к печати
2 II 1961 г. РИСО АН СССР № 140-46В. Формат
бумаги 70 × 108 $\frac{1}{16}$. Бум. л. 11 $\frac{1}{4}$. Печ. л. 22 $\frac{1}{2}$ = 30.82
 усл. печ. л. + 3 вкл. Уч.-изд. л. 29,53 + 3 вкл. (0,9).
Изд. № 875. Тип. зак. № 732. М-06034. Тираж 1200.
Цена 2 р. 22 к.

*Ленинградское отделение Издательства
Академии наук СССР
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1*

*1-я тип. Издательства Академии наук СССР
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12*

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Часть I. Общие сведения	
Г л а в а 1. Краткая история изучения Печенгского района (<i>Н. А. Елисеев</i>)	5
Г л а в а 2. Геологическое строение Печенгского района (<i>Г. И. Горбунов</i>)	6
Часть II. Геологическое положение пояса ультраосновных и основных интрузий (<i>Г. И. Горбунов</i>)	
Г л а в а 3. Геологическое положение пояса интрузий	14
Г л а в а 4. Основные черты тектоники и структуры пояса интрузий	26
Г л а в а 5. История развития структуры пояса интрузий	34
Часть III. Описание горных пород (<i>Н. А. Елисеев</i>)	
Г л а в а 6. Вмещающие туфогенно-осадочные и эфузивные породы	38
Г л а в а 7. Структура дифференцированных интрузивных тел	48
Г л а в а 8. Интрузивные породы, задевающие внутри толщи туфогенно-осадочных пород	52
Г л а в а 9. Контактные изменения горных пород	70
Г л а в а 10. Изменение горных пород под влиянием гидротермального метаморфизма	74
Г л а в а 11. Гидротермальные жилы	78
Часть IV. Петрология	
Г л а в а 12. Минералы и структуры горных пород (<i>Н. А. Елисеев</i>)	82
Г л а в а 13. Химизм горных пород, процессы кристаллизации и дифференциации при возникновении различных горных пород	87
Г л а в а 14. Титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных интрузивных телах (<i>В. А. Масленников</i>)	97
Г л а в а 15. Метаморфизм	106
Часть V. Морфология рудопроявлений	
Г л а в а 16. Рудопроявления в интенсивно метаморфизованных горных породах (<i>Г. И. Горбунов</i>)	120
Г л а в а 17. Рудопроявления в слабо измененных интрузивных породах (<i>В. А. Масленников и К. Н. Уткин</i>)	149
Г л а в а 18. Рудопроявления с интенсивной перекристаллизацией рудных минералов (<i>Э. Н. Елисеев</i>)	187
Г л а в а 19. Рудопроявление необычного состава (участок Киерджипор) (<i>Г. И. Горбунов</i>)	198

Часть VI. Сульфидные медно-никелевые руды Печенги

Глава 20. Типы руд (<i>В. А. Масленников</i>)	205
Глава 21. Общие закономерности локализации сульфидных медно-никелевых руд Печенги (<i>Г. И. Горбунов</i>)	209
Глава 22. О перекристаллизованных сульфидных рудах (матовые руды) (<i>Э. Н. Елисеев</i>)	211
Глава 23. О формах порфировидных зерен пентландита, закономерной их ориентировке в жилах и о последовательности образования пирротина и пентландита в рудах (<i>Э. Н. Елисеев</i>)	216
Глава 24. Об условиях и последовательности образования минералов в рудах (<i>Э. Н. Елисеев</i>)	231

Часть VII. Минералы (*Э. Н. Елисеев*)

Глава 25. Пентландит	241
Глава 26. Пирротин	254
Глава 27. Халькопирит, пирит, ильменит, магнетит	273
Глава 28. Постериорные минералы	278
Глава 29. Зона окисления сульфидных медно-никелевых руд	286
Глава 30. Рентгенометрическое исследование минералов с переменным составом	292

Часть VIII. Вопросы геохимии никеля (*Э. Н. Елисеев*)

Глава 31. Общие сведения	297
Глава 32. Распределение никеля в сульфидных медно-никелевых рудах и горных породах	300
Глава 33. Проблемы геохимии никеля эндогенных месторождений	313
Глава 34. Причины закономерного распределения химических элементов при образовании минералов	321

Часть IX. Генезис сульфидной медно-никелевой минерализации

Глава 35. Основные проблемы геологии, структуры, геохимии и рудоотложения (<i>Н. А. Елисеев</i>)	327
Глава 36. О природе рудных растворов (<i>Э. Н. Елисеев</i>)	340
Литература	347

жизни. Следует отметить, что в последние годы на рынке ДНК-анализа для определения родства применяются методы генетической аутентичности, позволяющие выделить отдельные гены, имеющие генетическую привязку к определенным группам людей. В частности, такими генами являются гены лактазы и гена фермента глюкозидазы, которые определяют способность человека усваивать молочную продукцию. Анализ этих генов позволяет определить, является ли исследуемый образец биоматериала продуктом жизнедеятельности конкретного индивида.

Противоречие между ДНК-анализом и биохимическим анализом в том, что биохимический анализ определяет общую информацию о химическом составе биоматериала, в то время как ДНК-анализ определяет конкретную информацию о генетическом составе конкретного индивида. Такой анализ позволяет определить, является ли исследуемый образец биоматериала продуктом жизнедеятельности конкретного индивида, а также установить, являются ли обе образцы биоматериала продуктом жизнедеятельности одного и того же индивида.

Для этого необходимо провести сравнительный анализ ДНК-образцов. Для этого необходимо определить, какие гены присутствуют в ДНК каждого из исследуемых образцов и сравнить их. Для этого необходимо определить, какие гены присутствуют в ДНК каждого из исследуемых образцов и сравнить их. Для этого необходимо определить, какие гены присутствуют в ДНК каждого из исследуемых образцов и сравнить их.

Изучение генетического материала

При изучении генетического материала