

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**СЕРНОКОЛЧЕДАННЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
КАРЕЛИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Труды

Выпуск 37

СЕРНОКОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРЕЛИИ

(ГЕОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ, ГЕНЕЗИС)



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»

Ленинградское отделение
1978

УДК 551.72+553.661.2(470.22)

Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис)
Робонен В.И., Рыбаков С.И., Ручкин Г.В., Кошкин В.Д., Светова А.И., Сергеева Нат. Е. Л., „Наука“, 1978. 192 с.

Книга посвящена колчеданному рудообразованию в раннем докембрии юго-восточной части Балтийского щита. В ней с использованием палеовулканологических методов исследования проведен анализ истории геологического развития региона в нижнем протерозое и показаны место и условия образования серноколчеданных руд. На основе изучения структурно-текстурных особенностей, минерального состава и геохимии руд показана их метаморфическая эволюция. Приведены данные по физическим свойствам и геохимическим особенностям серноколчеданных руд. Лит. — 165 назв., ил. — 58, табл. — 20.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.А. СОКОЛОВ

С 20803-518
055(02)-78 293-77

© Издательство „Наука“, 1978



ВВЕДЕНИЕ

На территории Карелии известен ряд месторождений и рудопроявлений серного колчедана. Наиболее крупные из них разведаны и подготовлены к промышленному использованию для нужд химической, целлюлозно-бумажной и других отраслей производства. Наряду с этим изучение серных колчеданов Карелии имеет большое научное значение. Это объясняется тем, что серноколчеданные руды залегают в раннедокембрийских комплексах пород. Поэтому изучение как самих руд, так и вмещающих их пород, установление истории их возникновения и дальнейшего развития дают возможность подойти к расшифровке и реконструкции ранних этапов развития земной коры и выяснению особенностей рудообразования в тот период.

Более 20 лет тому назад Ганс Шнейдерхен все рудные месторождения докембрийских шитов отнес к единой группе метаморфного ряда и назвал их „парагенетической бессмыслицей” (Шнейдерхен, 1957). Несмотря на то что еще и сейчас вопросы сульфидного рудообразования в докембрии, особенно в раннем, изучены слабо, успехи последних лет в исследовании геологии докембрия позволяют приступить к решению генетических проблем колчеданного рудообразования.

Трудность изучения рудных месторождений докембрия объясняется сложностью его геологии, обусловленной последовательным наложением друг на друга различных геологических процессов. Для выяснения геологических особенностей рудных месторождений в докембрии важное значение имеет выявление соотношения первичного рудообразования с последующим метаморфизмом. Последнее возможно только при условии реконструкции первичных геологических процессов и изучения последующих процессов складчатости и метаморфизма (Робонен, Рыбаков, 1975).

Вмещающие серноколчеданные руды Карелии комплексы пород в преобладающей своей части сложены продуктами деятельности палеовулканов - - вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями. Поэтому в ходе изучения геологии районов развития указанных руд в основном приходилось пользоваться методами палеовулканологических реконструкций (Робонен и др., 1975), основанных

на изучении реликтов их структурно-текстурных особенностей (Робонен и др., 1974).

Значительные затруднения возникли с терминологией при характеристике пород. Исторически сложилось представление, что из-за высокой степени метаморфизма докембрийских пород первичную их природу восстановить невозможно. Такое мнение было особенно широко распространено 20–30 лет тому назад. По этой причине при описании пород использовали в основном термины, характеризующие минеральный состав породы, например: амфиболовые, хлорит-амфиболовые, биотит-хлорит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые, биотит-хлорит-серицит-кварцевые сланцы и т.д. Эти термины дополнялись характеристикой структуры, которая обычно обусловлена метаморфическими процессами. Учитывая текстурные особенности пород, а также их минеральный и химический состав, возможно восстановление первичной природы комплексов измененных пород. В связи с этим в работе используется преимущественно терминология, принятая для кайнотипных пород. Например, говорится туфы дацитов, а не серицит-кварцевые сланцы; лавы диабазов, а не амфиболиты или амфиболовые сланцы. Делается это для того, чтобы подчеркнуть возможность расшифровки первичной природы раннедокембрийских комплексов пород. Конечно, выдержать по всему тексту такой принцип не удалось. Иногда приходилось пользоваться и палестинной, и кайнотипной терминологией.

Палеовулканологический метод исследования районов серноколчеданных месторождений Карелии позволил получить существенно новые материалы и выводы относительно истории их геологического развития.

Выяснилось, что карельские серноколчеданные руды и вмещающие их докембрийские комплексы пород в основных чертах сходны с аналогичными рудами и породами фанерозоя, для которых проблемы колчеданного рудообразования хорошо изучены (Заварицкий, 1943, 1950; Иванов, 1943, 1950; Логинов, 1950; Шадлун, 1950, 1954; Смирнов, 1965; Яковлев и др., 1965; Бородаевская и др., 1969, 1970). Отличие заключается только в большей степени метаморфического преобразования докембрийских руд и вмещающих пород.

На первом этапе изучения генезиса колчеданных руд Карелии, который продолжался вплоть до 50-х годов, господствовало представление о гидротермальном происхождении колчеданных руд Карелии и связи их с гранитами (Глебова-Кульбах, 1953, и др.); В этот период изучением геологии колчеданных руд Карелии занимались В.М. Тимофеев, Г.М. Виноградская, П.К. Коровин, С.Я. Лиогенький, З.А. Левин, Ю.С. Желубовский, А.А. Рудаков, И.М. Озеров, М.Н. Рохлин, П.И. Сафронов.

Второй этап начинается с 50-х годов. В эти годы в изучение геологии колчеданных зон Карелии существенный вклад внесли геологи и геофизики СЗТГУ и ЗГТ МГиОН РСФСР: И.В. Занин, М.А. Маргулис,

Г.О. Глебова-Кульбах, А.А. Миндлина, Т.Г. Златкинц, С.М. Блеслер, Е.С. Родина, Е.Н. Молоткова, А.И. Болотина, А.И. Иванова, Г.В. Свирский, М.Е. Зильбер, З.А. Бурцева, А.А. Мустонен, Е.М. Михайлюк, М.Н. Потрубович, П.И. Иванов, А.Ф. Кудревич, О.Н. Анищенко, А.И. Егорова, Е.Н. Елисеев и др. За этот период в ходе разведочных, геолого-съемочных и тематических исследований колчеданных и других руд Карелии накопился значительный новый фактический материал. Было высказано несколько точек зрения на генетическую природу колчеданных руд Карелии. По-прежнему продолжали связывать их с гранитами, высказывалось мнение „о накоплении рудных элементов в самих осадочных породах за счет эрозии и глубокого химического выветривания пород фундамента” (Харитонов, 1966). Придается решающее значение в происхождении руд метаморфогенному фактору. Допускается, что промышленные концентрации образовались благодаря мобилизации рудогенных элементов и серы из черных сланцев или из вмещающих вулканогенных комплексов при региональном метаморфизме и гранитизации (Судовиков, 1964; Глебовицкий, Турченко, 1970; Руденко, 1972, и др.). Т.В. Билибиной, А.Д. Дашковой, Ю.В. Богдановым генезис колчеданных руд связывался с эффузивным вулканизмом в соответствии с представлениями А.Н. Заварицкого относительно колчеданных руд Урала. Указывалось также на метаморфизм руд (Богданов, 1957). Существовало мнение о вулканогенно-осадочной природе серноколчеданных руд Карелии (Робонен, 1966; Чернов, 1966; Домарев, 1970).

В эти же годы детальными работами авторов был установлен полигенный генезис серноколчеданных месторождений Карелии. Выяснилось, что вулканогенно-осадочные первичные руды неоднократно преобразовывались и частью переотлагались, формируя при этом регенерированные метаморфогенные руды (Робонен, 1966, 1968, 1971; Робонен, Рыбаков, 1975; Рыбаков, 1967, 1968; Ручкин и др., 1972, и др.).

В предлагаемой работе излагается опыт реконструкции дометаморфических геологических событий и связанных с ними процессов колчеданного рудообразования и изучения наложенного метаморфизма на примере раннекембрийских пород и руд ряда районов Карелии.

В работе использованы материалы исследований Института геологии Карельского филиала АН СССР (В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, А.И. Светова) и Геологического института АН СССР и ЦНИГРИ МГиОН СССР (Г.В. Ручкин, В.Д. Конкин, Нат.Е. Сергеева). Работы двух коллективов проводились начиная с 1969 по 1972 гг. в районах Хаутаваары, Койкар, Бергаула, Парандова по согласованным программам, в тесном творческом сотрудничестве.

При описании месторождений использован материал, в том числе керновый, Северо-Западного территориального геологического управления МГ и ОН РСФСР, что позволило охарактеризовать

месторождения и особенно руды, как правило, покрытые плащом рыхлых четвертичных отложений.

Материалы относительно вопросов геологии, метаморфизма, генетических особенностей руд получены в ходе работ Института геологии Карельского филиала АН СССР совместно с Геологическим институтом АН СССР. Исследования физических свойств, геохимических особенностей, изотопного состава серы сульфидов, упругих свойств руд проводились в лабораториях г. Москвы (ИГЕМ АН СССР, МГУ, ЦНИГРИ и др.) в основном сотрудниками ГИН АН СССР.

Главы I, II, III, IV, введение и заключение написаны В.И. Робоненом, С.И. Рыбаковым, А.И. Световой при участии Г.В. Ручкина, В.Д. Конкина, Нат.Е. Сергеевой, а главы V, VI, VII – Г.В. Ручкиным, В.Д. Конкиным, Нат.Е. Сергеевой при участии В.И. Робонена, С.И. Рыбакова, А.И. Световой. В целом работа может считаться коллективной с равным правом авторов на каждую главу.

Авторы весьма признательны Г.И. Горбунову, Т.Н. Шадлун, А.И. Кривцову, В.А. Соколову, К.Д. Беляеву, В.З. Негруце, В.Е. Попову, А.В. Сенищину, А.И. Богачеву, Л.И. Кравцовой, С.А. Морозову, М.И. Митрошину, А.П. Светову, В.И. Коросову и другим за советы и обмен мнениями в ходе исследований и при написании книги.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНОВ СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙГеоструктурная позиция
колчеданосных
осадочно-вулканогенных формаций

Осадочно-вулканогенные образования, с которыми в Карелии связаны серноколчеданные месторождения, т.е. парандовская (хау-таваарская), бергаульская, ялонваарская, а также синхронные с ними гимольская и тикшозерская серии, в современном эрозионном срезе сохранились в виде узких, линейно-вытянутых структур среди полей разновозрастных гранитов и гранито-гнейсов. Эти образования большинством исследователей относятся к лопскому отделу нижнего протерозоя (нижнему карелию) провинциальной стратиграфической шкалы (Кратц, 1958, 1963). Нижняя граница его, по многочисленным определениям изотопного возраста (Кратц и др., 1971), устанавливается на рубеже 2600 ± 150 млн лет, а верхняя, по-видимому, соответствует возрасту 2100–2200 млн лет (Лазарев, 1973). Для осадочно-вулканогенных образований лопия в районах серноколчеданных месторождений архейский фундамент достоверно не установлен. Нижняя часть разреза лопских отложений, как правило, „съедена“ молодыми гранитами. В Западной Карелии (Костомукша, Гимолы) некоторыми исследователями в основании серии установлены базальные гранитные конгломераты (Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971). Вместе с тем эти факты другими геологами подвергаются сомнению. В.И. Робонен и В.И. Коросов (1966) указывают, что в районе Костомукши за гранитные конгломераты были ошибочно приняты будинированные гранитные жилы, а полимиктовые конгломераты в районе Гимол, возможно, являются более молодыми – сариолийскими (Гилярова, 1962; Робонен, Коросов, 1966).

Верхняя граница лопских образований определяется наложением на них с угловым несогласием вулканитов и осадков сумийского (сумий-сариолийского?) отдела (Соколов и др., 1971). Для лопских комплексов при всем их формационном сходстве в различных районах имеются определенные различия в составе слагающих толщ, мощностях, соотношениях вулканогенных и осадочных пород и т.д. По-видимому, эти различия, во-первых, могут быть вызваны структурно-тектоническими особенностями условий образований осадочно-вулканогенных формаций и, во-вторых, тем, что в разных районах сохранились различные горизонты лопских отложений, имеющие неодинаковое положение в стратиграфическом разрезе.

Следует отметить, что ряд геологов придерживается иной точки зрения о возрастном положении осадочно-вулканогенных образований лопия. М.А. Гилярова в 1945–1949 гг. отнесла их к докембрию (верхнему архею) на том основании, что они прорываются гранитами, тогда как карелий (средний протерозой, в нашем представлении) нигде ими не прорывается (Гилярова, 1948, 1962, 1963, 1974).

По вопросу о геотектонической позиции осадочно-вулканогенных формаций, с которыми связаны серноколчеданные месторождения Карелии, также существуют различные представления. Согласно схеме К.О. Кратца (1963), осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя относятся к геосинклинальным образованиям карелид. Им выделяется ряд геосинклинальных зон (Восточно-Финляндская, Восточно-Карельская и Северо-Карельская), разделенных антиклинориями. Осадконакопление на антиклинориях отличалось частыми перерывами, несогласиями и сравнительно малыми мощностями.

В корреляционной схеме геологии Карелии и Кольского полуострова (А.И. Богачев и др., 1973 г.) указанные образования также относятся к геосинклинальным, среди которых выделяются две формации: контрастно дифференцированная базальт-липаритовая и последовательно дифференцированная базальт-андезит-липаритовая.

По мнению Л.Я. Харитонова (1966), области развития осадочно-вулканогенных толщ ранних карелид не представляют типичной геосинклинальной зоны. В ее основании находится стабильный Карельский массив, сложенный архейскими породами и ограниченный краевыми геосинклинальными прогибами, заполненными флишодными и вулканогенными комплексами пород. Внутренняя структура Карельского массива осложнена узкими межглыбовыми прогибами с вулканогенно-сланцевыми формациями. По мнению Л.И. Салопа (1968), созданные в этот период структуры напоминают молодые геосинклинальные области. Характерны глубинные разломы большого протяжения и длительного развития, которые образуют системы из двух пересекающихся направлений и располагаются на границе платформ и геосинклиналей, а также внутри последних. К внутренним разломам приурочены мощные вулканогенные толщи и офиолиты.

А.С. Новикова (1969, 1971) считает, что указанные толщи локализованы в корневых частях надвиговых (чешуйчатых) структур, непосредственно связанных с глубинными зонами земной коры и верхней мантии.

Кроме того, следует отметить точку зрения Е.В. Павловского и М.С. Маркова (1963), которые отнесли узкие прогибы, выполненные вулканогенно-терригенными толщами ранних карелид, к геосинклинальным трогам. Это мнение, по-видимому, наиболее полно отвечает особенностям тектонического строения осадочно-вулканогенных толщ.

Узкие шовные прогибы, образованные вулканогенно-терригенными докембрийскими формациями, в последнее время все чаще обнаруживаются при проведении детальных геологических исследо-

ваний в пределах Олекмо-Витимской горной страны (Федоровский, Лейтис, 1968; Кориковский, Федоровский, 1971), Украинского щита (Князев и др., 1968; Рябенко, 1971), Кольского полуострова (Горяинов, 1970). М.С. Марков (1962) впервые выделил их как „геосинклинальные трогии“ на примере шовной синклинали Тимискаминг в Канаде. Е.В. Павловский и М.С. Марков (1963), обсуждая проблемы геологического развития материков в раннем докембрии, провели сравнительную характеристику шовных прогибов различных древних платформ и убедительно показали, в частности, сходство трогов Канадского и Балтийского щитов. Хотя эти структуры были названы „геосинклинальными трогами“, Е.В. Павловский и М.С. Марков подчеркивали их специфику и отличие от геосинклиналей и геосинклинальных систем в обычном понимании этих терминов. В качестве основных особенностей указывались: наложенность на древнее гранитизированное основание, приуроченность к крупным зонам тектонических разломов, отсутствие смежных геоантиклинальных поднятий, соизмеримых с трогами, своеобразие формационных рядов (сочетание эв- и миогеосинклинальных формаций).

Е.М. Лазько (1971) структуры подобного типа, получившие развитие в нижнепротерозойское время, предлагает именовать тафрогеосинклиналями (тафрос – ров), или шовными геосинклиналями, подчеркивая их отличие от геосинклиналей. Структуры, сложенные осадочно-вулканогенными образованиями парандовской, хаутаваарской серий и их аналогами, заключены в полях развития гранито-гнейсов (рис. 1). Одни геологи определяют возраст большей части гранитоидов как архейский (Кратц, 1963; Харитонов, 1966), другие рассматривают их как образования полностью более молодые, чем осадочно-вулканогенные породы (Гилярова, 1974; Новикова, 1971). В последнее время, однако, появились данные об обнаружении в ряде районов Карелии глубокометаморфизованных архейских супракрустальных пород, заключенных среди гранито-гнейсов (Синицин, Корсакова, 1971). Именно эти породы совместно с гранитами и составляют выходы архейского кристаллического фундамента, на котором развивались рассматриваемые структуры.

Интересную трактовку образования основных структурных элементов этого этапа предлагают К.А. Шуркин и Ф.П. Митрофанов (1974). По их представлениям, в результате дробления относительно консолидированной земной коры при резком расширении Земли возникли протяженные протогеосинклинальные прогибы, ограниченные глубинными разломами. Эти разломы разделяли относительно стабилизированные первичные срединные массивы и протоплатформенные структуры. Первые вулканоплутонические комплексы протогеосинклинальных структур представлены андезитодацитами (лептитовая формация) и вулканитами, связанными с базальтовой магмой (кератофироспилитовая формация). Анализ геологических и геофизических материалов в целом подтверждает эту точку зрения.

Зоны развития нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций Карелии приурочены к участкам глубинных разломов,

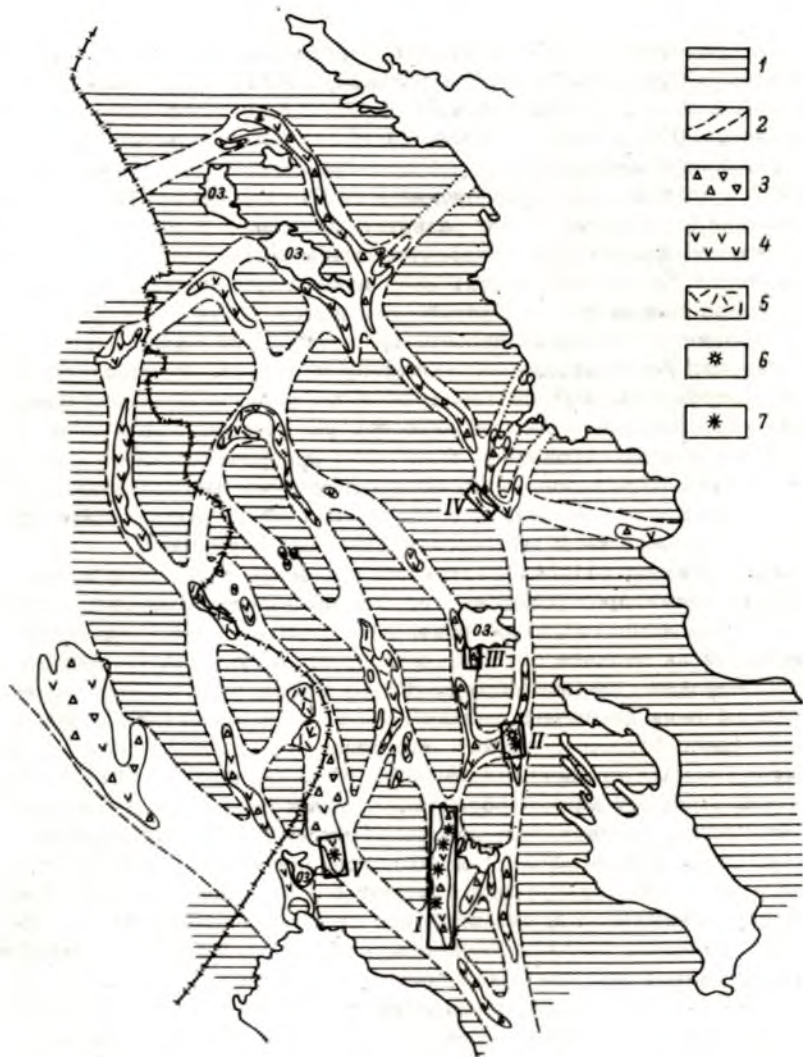


Рис. 1. Схема палеовулканических зон (шовных структур) нижнего протерозоя Карелии. Составили В.И.Робонен, С.И. Рыбаков, В.М. Чернов, В.И. Коросов, В.Я. Горьковец.

1 - блоки реоморфизованного фундамента; 2 - нижнепротерозойские палеовулканические зоны (шовные структуры); 3-5 - площади развития последовательно дифференцированной (3), недифференцированной (4) и липарито-дащитовой (лептитовой) (5) формаций; 6-7 - эруптивные центры базальтового (6) и андезитового вулканизма (7). Участки серноколчеданных месторождений: I - Хаутаваарская зона; II - Койкарский; III - Бергаульский; IV - Парандовский; У - Ялонваарский.

расчленяющих архейский фундамент, и имеют наложенный характер. Они образуют ветвящиеся палеовулканические зоны между блоками реоморфизованного фундамента, выступающими в виде гранитоидных куполов (рис.1). Например, по данным М.А. Гиляровой (1974), положение Парандовской структуры контролируется Парандово-Выгозерским глубинным разломом, а Хаутаваарской - Хаутаваарско-Совдозерско-Маслозерским разломом, прослеженным на сотни километров. По результатам магнито- и гравиметрических исследований, проведенных в восточной части Балтийского щита, наложенные нижнепротерозойские структуры прослеживаются вдоль сквозных зон разломов, характеризующихся значительной протяженностью и выходящих за пределы этих геоструктур (Головин и др., 1970).

Другой характерной особенностью структур ранних карелид является их ярко выраженное линейное строение (типично соотношение длины и ширины как 10:1, 6:1 и т.д.). Так, Хаутаваарская и Койкарско-Кумчезерская зоны имеют длину около 100 км при максимальной ширине в плане 10 км, Парандовская - соответственно 60 и 10 км. Эти данные подтверждаются геофизическими исследованиями. Комплекс пород нижнего протерозоя характеризуется отчетливо выраженными линейными аномалиями, иногда занимающими кулисообразное положение. Интерпретация магнитного поля позволяет выделить образования этого возраста в виде тел, имеющих выдержанную линейную направленность и удлинённую форму (Зандер, 1971). Боковые ограничения структур обычно тектонические. По-видимому, отчасти права А.С. Новикова (1969, 1971), доказывающая широкое развитие надвиговых явлений в пределах зон, ограничивающих структуры ранних карелид. Однако надвиги являются обычной, но не обязательной принадлежностью таких структур. Столь же часто можно наблюдать и крутое положение зон пограничных разломов (Хаутаваарская структура).

Одной из специфических особенностей рассматриваемых структур является отсутствие смежных с ними и соизмеримых геоантиклинальных поднятий. Пространство между ними занимают обширные поля гранитизированного архейского фундамента (рис. 1). Эту особенность систем прогибов, сложенных нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами, в Карелии отмечал М.В. Муратов (1970). Для всех рассматриваемых структур четко выражена безинверсионность развития - отсутствие центрального поднятия и расчленения прогибов на внутренние и внешние зоны.

Таким образом, зонам развития колчеданосных осадочно-вулканогенных комплексов нижнего протерозоя Карелии свойственны приуроченность к глубинным разломам, определяющим резко вытянутый (линейный) тип структур, наложенный характер по отношению к архейскому фундаменту, отсутствие сопряженных и соизмеримых геоантиклинальных структур. Кроме того, как будет показано ниже, своеобразны также развитые здесь магматические формации - наряду с типичными геосинклинальными формациями (диабазовой, габбро-гипербазитовой) в Хаутаваарской структуре

наблюдается последовательно дифференцированная (базальт-андезит-дацит-липаритовая), по своим петрохимическим характеристикам сходная с андезитовыми формациями геантиклинальных областей и континентальными вулканитами островных дуг. Исходя из этого, рассматриваемые структуры интерпретируются нами как шовные прогибы или приразломные синклинали (палеоавлакогены, по терминологии М.В. Муратова) (Лейс и др., 1970). Образование их, по мнению многих исследователей (Горлов, 1975, и др.), связано с дроблением гранитной коры глубинными разломами, которые и контролируют развитие нижнепротерозойского вулканизма в пределах всего Балтийского щита. Они могут сопоставляться с зелено-каменными поясами докембрийских щитов мира.

Стратиграфия и элементы тектоники

Хаутаваарская зона

Хаутаваарская палеовулканическая зона расположена в центральной части Южной Карелии, в 130 км западнее г. Петрозаводска. В виде полосы субмеридионального простираения шириной от 2–4 до 10–12 км она прослеживается почти на 100 км (рис. 2, см. вкл.). По вопросу о возрастной принадлежности вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований, слагающих Хаутаваарскую зону, а также более дробном их расчленении существуют различные представления. Породы, слагающие этот район, по аналогии с более северным районом д. Койкары, ряд исследователей (А.А. Миндлина, Г.О. Глебова-Кульбах) относят к докарельским образованиям. По их мнению, верхняя граница определяется тем, что породы докарельской формации прорваны гранитами нижнего протерозоя, которые нигде не прорывают пород карельской формации. Многие геологи (Робонен, 1960; Кратц, 1963; Харитонов, 1966) эти же комплексы относят к нижнему протерозою (карелию), расходясь, однако, во взглядах относительно их внутренней стратификации. В частности, на первых этапах исследования В.И. Робонен (1960) в районе Чалка-Хаутаваара по аналогии с Восточно-Карельской зоной выделял две серии нижнего протерозоя: парандовскую или хаутаваарскую (лопский отдел) и тунгудскую (сумский отдел). К парандовской серии отнесены переслаивающиеся между собой кварц-амфибол-плагиоклазовые, амфиболовые, серицит-кварцевые, графитистые сланцы и кварциты. К тунгудской серии причислялись метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты, метагаббро-диабазы и их метаморфические производные – зеленые сланцы и амфиболиты. Кроме того, полимиктовые конгломераты на участке Хаутаваарского месторождения были условно отнесены к сариолийскому отделу (средний протерозой).

Таких же взглядов придерживался К.О. Кратц (1963). В регионально-структурном отношении данный район он включал в состав Западно-Карельской синклинной зоны. В структурном отношении Хаутаваарская зона, по его мнению, представляет собой сложно построенную синклиналь, с запада и востока ограниченную архейскими гранито-гнейсами. Этой точки зрения до последнего времени придерживается большинство исследователей.

Изучение магматических комплексов основных и ультраосновных интрузивных пород района Хюрсюля-Хаутаваара проведено М.Г. Поповым (1968). Он сделал попытку расчленить нижнепротерозойские вулканы на формационной основе и в результате установил двучленное строение нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных образований, прорванных интрузиями гранодиоритов, габбро-диабазов и гипербазитов. Нижняя часть стратиграфического разреза, по его мнению, представлена породами диабазовой формации, верхняя - андезито-дацитов.

В.Е. Руденко (1970), рассматривая вопросы, касающиеся закономерностей формирования колчеданосной провинции Южной Карелии, предложил следующую стратиграфическую схему (снизу вверх): 1) метатерригенные породы (главным образом парагнейсы-метааркозы); 2) метаморфизованные вулканы основного состава; 3) разнообразные кварцево-сланцевые сланцы, зачастую графит-содержащие, перемежающиеся с метавулканитами среднего и кислого составов; 4) туфы высокой основности и полимиктовые туфоконгломераты с галькой подстилающих пород.

В 1971 г. геологами Карельского филиала АН СССР (В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, А.И. Богачев, М.Г. Попов), СЗТУ (С.А. Морозов) и ЗГТ (Г.П. Алексеева и др.) в объеме парандовской серии в Хаутаваарской зоне выделены четыре свиты: виетуккалам-пинская, лоухиваарская, калаярвинская и кульюнская. Это дополненное и уточненное стратиграфическое деление осадочно-вулканогенных образований принимается и в данной работе (табл. 1).

По данным изотопного возраста (Виноградов и др., 1959; Полканов, Герлинг, 1960; Лобач-Жученко и др., 1961), в районе выделяются две возрастные границы: 2600 ± 100 и 1800-1900 млн лет. Первая граница, согласно принятой в настоящее время стратиграфической шкале (Афанасьев и др., 1964), соответствует нижней границе нижнего протерозоя, а вторая - его верхней границе и возрасту карельского орогенеза и связанного с ним регионального метаморфизма.

В региональном отношении Хаутаваарская структура приурочена к зоне Хаутаваарско-Совдозерско-Маслозерского глубинного разлома, который, по данным М.А. Гиляровой, документируется узкой полосой докембрийских вулканических пород, зонами милонитов, ультраосновными и габброидными интрузиями. Осадочно-вулканогенные породы структуры ограничены серией тектонических нарушений, разновозрастными гранитами и гранито-гнейсами. Преобладающее развитие в ней имеют вулканы андезитового и дацитового состава.

Таблица 1

Стратиграфическая схема Хаутаваарской зоны

Свиты	Фациальный состав	Мощность, м
Усмисанъярвинская	Псаммитовые, лапиллиевые туфы и туффиты андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов, графитистые сланцы, кремнистые туффиты.	250-350
Кульюнская	Массивные и шаровые диабазы, диабазовые порфириты, субвулканические дайки, агломератовые туфы и туфоконгломераты диабазов	От 500-600 до 1800-2000
Каляярвинская	Лавы (?), агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и другие туфы андезито-дацитовых, дацитовых, липарито-дацитовых порфиритов, туффиты, туфопесчаники, графитистые сланцы, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, колчеданные руды, карбонатные породы	1000-2000
Лоухиваарская	Массивные и подушечные диабазы, диабазовые порфириты, субвулканические роговообманковые порфириты, агломератовые туфы диабазов, туфоконгломераты, туффиты, графитистые сланцы, туффиты дацитового состава	1500-1800
Виетуккалампинская	Массивные, подушечные, мидалекаменные лавы, глыбовые, агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и другие туфы, туффиты андезито-базальтовых, андезитовых, дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, графитистые сланцы	От 1000-1200 до 2000-2500
Реоморфизованное архейское основание (?)	Гнейсы, гранито-гнейсы, гранитоиды	

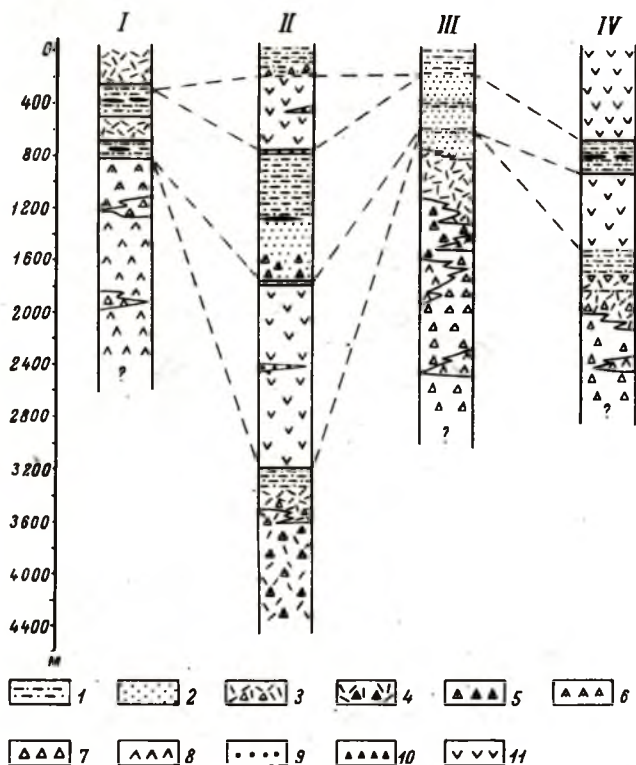


Рис. 3. Стратиграфические колонки отдельных участков Хаутаваарской зоны.

1 - графитистые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-биотитовые и другие сланцы, отчасти кремнистые туффиты и кварциты с линзами серного колчедана; 2 - андезито-дацитовые, дацитовые туффиты с горизонтами туфов, туфопесчаники, кремнистые туффиты; 3 - кристаллокластические туфы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов с горизонтами агломератовых и лапиллиевых туфов; 4 - кристаллокластические туфы дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов с горизонтами агломератовых и лапиллиевых туфов; 5 - агломератовые и глыбовые туфы дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов; 6 - лавы дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов; 7 - агломератовые туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов; 8 - лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов; 9 - полимиктовые туфоконгломераты (?); 10 - агломератовые туфы диабазовых порфиритов; 11 - массивные и шаровые диабазы, диабазовые порфириты с горизонтами вулканогенно-осадочных пород. Участки: I - Чалкинский; II - Хаутаваарский; III - Игнойльский; IV - Няльмозерский.

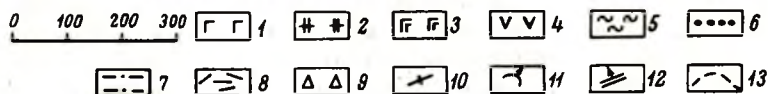
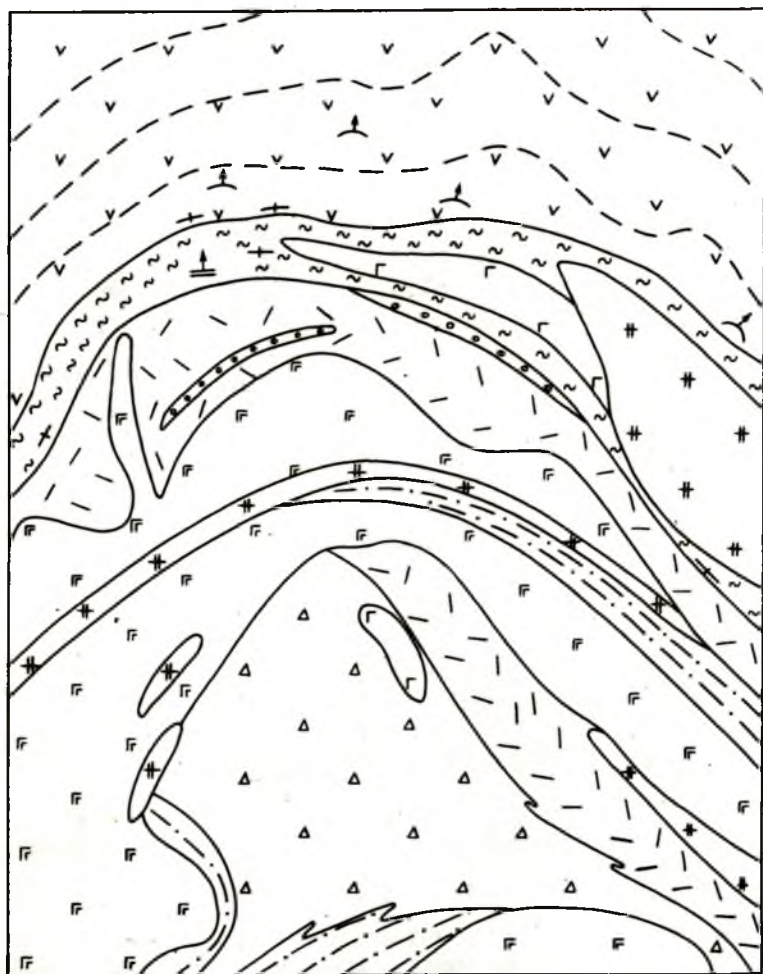


Рис. 4. Геологическая схема участка контакта виетуккалампинской и лоухиваарской свит.

1 - габбро-диабазы; 2 - гипербазиты; 3 - габбро-амфиболиты; 4 - диабазы, диабазовые порфиры лоухиваарской свиты; 5-9 - виетуккалампинская свита (5 - графитистые, графито-кремнистые сланцы; 6 - туфоконгломераты (?) с галькой плагиокварцевых порфиров; 7 - туффы дацитовых порфиров, туфопесчаники; 8 - кристаллокластические туфы дацитовых и липарито-дацитовых порфиров; 9 - агло-

вов с подчиненным количеством вулканогенных образований базальтового и липаритового составов. Среди этих пород на отдельных участках выделяются линзы и пачки диабазов, которые не имеют строго определенного положения в общем стратиграфическом разрезе Хаутаваарской структуры (рис. 3).

Основание отложений парандовской серии в данном районе не установлено. Согласно первоначальным представлениям (Крати, 1963, и др.), основанием считались граниты и гранито-гнейсы, развитые по периферии Хаутаваарской структуры. Однако более поздние исследования показали, что граниты у восточного и западного контактов прорывают и мигматизируют развитые здесь образования. Кроме того, среди полей гранитов встречаются „реликты“ амфиболитов, кислых туфов, графитистых сланцев. Следовательно, вопрос об архейском основании нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ остается открытым. Надо полагать, что оно было в значительной степени реоморфизовано и прорвано молодыми гранитами.

Осадочно-вулканогенные образования Хаутаваарской зоны (как и других колчеданных районов) нами объединяются в две формации, находящиеся в сложных временных взаимоотношениях: 1) последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую и 2) недифференцированную базальтовую (диабазовую).

Из табл. 1 и рис. 3 видно, что различные части (свиты) выделенных формаций находятся на разных уровнях стратиграфического разреза. Как будет показано ниже, подобные взаимоотношения обусловлены близкоодновременно действующими вулканами базальтового и андезитового вулканизма, продукты которых перекрывают друг друга.

Наиболее определенно возрастные взаимоотношения выделенных свит устанавливаются в районе Хаутаваарского месторождения. Поскольку относительно стратиграфии этой зоны имеются различные представления, остановимся на этом вопросе подробнее.

Как уже отмечалось, основание для осадочно-вулканогенных комплексов Хаутаваарской зоны достоверно не установлено. Низы разреза „съедены“ молодыми гранитами. Нижняя вьетуккалампинская свита, сложенная вулканитами преимущественно среднего состава и синхронными с ними вулканогенно-осадочными образованиями, имеет мощность от 1500 до 2500 м в различных частях зоны. В 1.5 км к юго-западу от Хаутаваарского месторождения определенно устанавливается согласное налегание подушечных диабазов лоухиваарской свиты на графитистые и графито-кремнистые

мератовые, лапиллиевые туфы, игнимбритоподобные породы дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов); 10 - сланцеватость; 11 - кровля лавовых потоков диабазов; 12 - направление кровли графито-кремнистых сланцев по ритмичной слоистости; 13 - простираение границ лавовых потоков.

БИБЛИОТЕКА
Карельского филиала
Академии наук СССР



Рис. 5. Ритмичная слоистость графито-кремнистых сланцев виетуккалампинской свиты. Хаутаваара.

сланцы, завершающие на этом участке виетуккалампинскую свиту. Вскрытый здесь непосредственный контакт графито-кремнистых сланцев виетуккалампинской свиты с подушечными диабазами лоухиваарской свиты представляет собой прямую линию без признаков углового несогласия, следов размыва или выветривания подстилающих сланцев. Структурные элементы (слоистость, границы лавовых потоков, линейность) в подстилающих и перекрывающих породах ориентированы одинаково (рис. 4). Верх разреза по ритмичной слоистости подстилающих графито-кремнистых сланцев (рис. 5) при субвертикальном падении направлен к северу в сторону диабазов. Среди этой пачки графитистых и графито-кремнистых сланцев обнаружены прослои вулканомиктовых конгломератов и гравелитов с галькой липаритовых кварцевых порфиров. Это свидетельствует о том, что комплекс вулканитов среднего-кислого состава, развитый западнее, подстилает графитистые, графито-кремнистые сланцы. На последних залегают подушечные диабазы лоухиваарской свиты, что подтверждается также многочисленными замерами кровли лавовых потоков.

Залегание вулканогенно-осадочных отложений калаярвинской свиты на диабазах лоухиваарской свиты определенно устанавливается на участке Хаутаваарского месторождения (см. рис. 27). Здесь на подушечных диабазах, кровля которых направлена к северу (при субвертикальном падении пород), лежит пачка кварц-магнетит-амфиболовых, амфиболовых и графитистых сланцев с линзами полимиктовых конгломератов в верхней части разреза пачки. Мощность ее составляет 18–25 м. Полимиктовые конгломераты,

по-видимому, являются внутриформационными, свидетельствующими о локальном перерыве между формированием лоухиваарской и калаярвинской свит. Ритмичная слоистость перекрывающих туфопесчаников (?) и графитистых сланцев, вмещающих серноколчеданные руды, совпадает с направлением кровли лавовых потоков подстилающих диабазов, что указывает на моноклиальное их залегание. При структурном анализе материала следует вывод, что вулканогенно-осадочные отложения лоухиваарской свиты синхронны вулканитам среднего-кислого состава, развитым севернее.

Кровля лавовых потоков диабазов кульюнской свиты совпадает с направлением ритмичной слоистости подстилающих графитистых сланцев и туфопесчаников (?), что свидетельствует о более высоком стратиграфическом положении диабазов. Непосредственно на графитистых сланцах залегает горизонт туфоконгломератов диабазов, в которых кроме обломков диабазов встречаются обломки графитистых сланцев.

Диабазы кульюнской свиты в свою очередь перекрыты ритмично-слоистыми графитистыми сланцами и туфами (туффитами?) дацитов усмитсаньярвинской свиты. По направлению ритмичной слоистости последних, задокументированной в одной скважине, совпадающей с направлением кровли лавовых потоков подстилающих диабазов кульюнской свиты, можно сделать вывод о более высоком стратиграфическом положении пород усмитсаньярвинской свиты.

Таким образом, на участке Хаутаваарского месторождения по непосредственным наблюдениям устанавливается моноклиальное залегание всех выделенных свит. На других участках Хаутаваарской зоны, в частности на Няльмозерском, эта стратиграфическая последовательность подтверждается.

Первичным элементом тектонического строения Хаутаваарской зоны являются вулканические постройки, размещение которых контролируется субмеридиональным глубинным разломом. В настоящее время остатки этих древнейших вулканических аппаратов картируются по локальному распространению прижерловых и жерловых фаций (лавовых, грубообломочных, пирокластических, субвулканических), приуроченных, как правило, к антиклинальным структурам, тогда как на месте депрессий возникли синклинали.

В процессе складчатости слагающие Хаутаваарскую зону осадочно-вулканогенные комплексы были смяты в крупные изоклиальные складки, осложненные на крыльях мелкой складчатостью. Вся Хаутаваарская структура состоит из ряда синклинальных и антиклинальных складок с субмеридиональным, а в центральной части — с северо-западным простираем шарниров и крутым, иногда опрокинутым падением их плоскостей.

Более поздняя фаза складчатости выразилась в образовании складок и системы трещин кливажа северо-западного (до субширотного) простираем, по которым прошли незначительные диафоритические изменения пород.

Система разрывных нарушений, в которой наиболее четко выражены разломы северо-западного и субмеридионального простирания, расчленила всю Хаутаваарскую структуру на ряд блоков. Эти разломы фиксируются цепочками даек и тел габбро-диабазов, ультраосновных пород, однако характер перемещений по ним не ясен.

В ие т у к к а л а м п и н с к а я с в и т а. В объеме ие т у к к а л а м п и н с к о й с в и т ы объединены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, состав которых колеблется от андезитобазальтов до липарито-дацитов. Фациальный состав вулканитов ие т у к к а л а м п и н с к о й с в и т ы при близком их химическом составе в различных частях Хаутаваарской зоны имеет свои особенности.

В северной части Хаутаваарской зоны на участке Чалка-Масельга существенно развит комплекс пород, изменяющийся по составу от андезитобазальтов до дацитов. Мощность его достоверно не установлена, но, по-видимому, не превышает 2500 м. Комплекс сложен преимущественно лавовыми и пирокластическими фашиями, которые находятся преимущественно в одинаковых соотношениях. Лавовые потоки андезитовых порфиритов мощностью от 4 до 12 м часто имеют подушечную текстуру, иногда разделяются маломощными (0,5-5 м) прослоями рассланцованных тонкообломочных (пепловых?) и лапиллиевых туфов. Характерна миндалекаменная текстура лав. Миндалины выполнены кварцем, карбонатом, иногда с магнетитом и сульфидами.

Пирокластические породы представлены агломератовыми туфами андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, лапиллиевыми и кристаллокластическими туфами андезито-дацитового и реже дацитового состава. Агломератовые туфы слагают локальные участки в районе горы Чалки, где они приурочены к эруптивному центру и окаймляют два некка, сложенных лавами и лавобрекчиями (Робонен и др., 1975). Кроме того, нередко отдельные горизонты или прослой между потоками лав андезитовых порфиритов. Они на 60-70% состоят из обломков, размер которых колеблется от 1-3 до 10-20 см. Тонко- и мелкообломочные туфы андезитовых порфиритов с прослоями лапиллиевых и агломератовых туфов того же состава прослеживаются вдоль западного контакта структуры от оз. Корбозеро до Хаутаваары. Обычно туфы сильно рассланцованы, смяты в мелкие складки, а обломки вытянуты настолько, что напоминают будинированные слои (рис. 6).

Субвулканическая фашия андезито-дацитового комплекса представлена относительно редкими и маломощными дайками андезитовых порфиритов.

Петрографический состав вулканитов в значительной степени определяется метаморфизмом в условиях высокой степени эпидот-амфиболитовой фашии. В вулканитах андезитового и андезито-дацитового состава преобладают амфибол ($Ng-Np=0.018 = 0.023$, $2V = -80-82$), альбит-олигоклаз, реликтовый плагиоклаз (№ 32-42), вкрапленники кварца, клиноцоизит, эпидот, магнетит, гранат. Реже встречаются биотит, хлорит, карбонат. Характерны

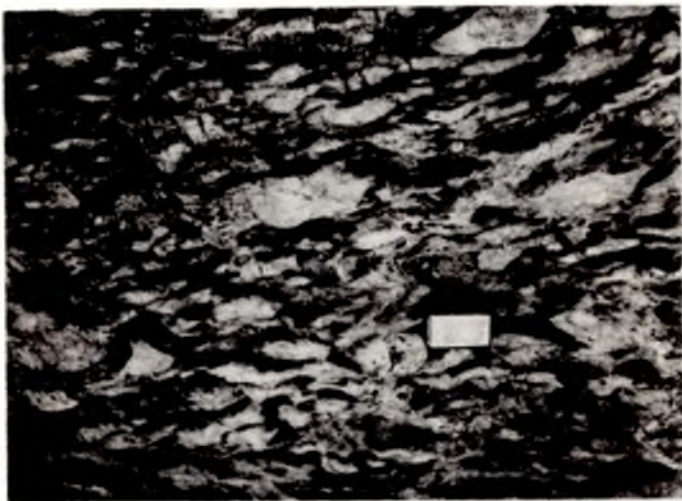


Рис. 6. Агломератовый туф андезитовых порфиритов. Чалка.

грано- и гетеробластовые структуры с относительно мелкими (1–3 мм) пойкилобластами амфибола. Рассланцованные туфы, превращенные в сланцы, характеризуются лепидогранобластовой структурой. Весьма характерно образование амфиболовых, гранат-амфиболовых обособлений в процессе метаморфической дифференциации. Этот процесс идет неравномерно, и, как правило, преобладают породы с первичной реликтовой структурой и химическим составом, близким первоначальному.

В центральной и южной частях Хаутаваарской зоны (от Хаутаваары до оз. Ведлозера) развит существенно базальт-андезит-дацит-липаритовый комплекс вулканитов. Мощность комплекса на этих участках колеблется от 1000–1200 м в районе Хаутаваары до 2000–2500 м в районе Игнойлы. Для этого комплекса характерен наиболее полный набор дифференциатов при резко подчиненном значении крайних из них. Продукты наиболее ранних фаз вулканизма по составу соответствуют андезито-базальтам и андезитам. Очень редко среди них встречаются образования базальтового состава. Вверх по разрезу они сменяются андезито-дацитовыми, дацитовыми и липарито-дацитовыми породами. Наиболее кислые разновидности представлены маломощными субвулканическими дайками кварцевых липаритовых порфиритов. Характерной особенностью является доминирующее развитие в комплексе пирокластических фаций (около 50–70% объема комплекса) по сравнению с лавовыми и субвулканическими образованиями.

При палеофациальном анализе осадочно-вулканогенных образований установлена определенная закономерность в распределении пирокластов с различной размерностью обломков вокруг древних



Рис. 7. Агломератовый туф андезитовых порфиритов. Игнайла.

эруптивных центров. Остатки наиболее крупной вулканической постройки центрального типа выявлены в районе д. Игнайла (Робонен и др., 1975). Здесь в центре постройки закартирован шток андезито-дацитовых порфиритов неправильной изометричной формы с рядом отходящих от него апофиз, имеющий рвущие контакты с вмещающими вулканитами. Судя по форме и положению штока по отношению к грубообломочным породам, он выполняет жерловину вулкана, причем на современном эрозионном срезе обнажаются, по видимому, его корневые части. В краевых частях эти массивные порфириновые породы жерловой фации тонкозернистые, хуже раскис-таллизованы и имеют эффузивный облик, а в центральной части — более крупнозернистые и напоминают диориты.

В минеральном составе преобладает плагиоклаз (№ 27–37) в виде резко выраженных порфириновых вкрапленников. Основная масса сложена альбитом, кварцем, биотитом, клиноцоизитом. Шток андезито-дацитовых порфиритов располагается среди глыбовых и агломератовых туфов с единичными потоками лав андезито-базальтовых, андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Количество обломков в лавобрекчиях с преобладающим размером от 5 до 15 см колеблется от 30–40 до 60–70% общего объема породы. Форма обломков угловатая, часто вытянутая по сланцеватости (рис. 7).

Обломки по сравнению с цементом более светлые, в значительной степени альбитизированные и эпидотизированные. Они состоят из вкрапленников плагиоклаза (№ 27–37), альбита, эпидота, кварца, биотита, хлорита, реже амфибола. Амфибол (преимущественно актинолитовая роговая обманка) и биотит развиваются в форме мелких порфиробласт в альбитизированной и эпидотизированной основной массе породы. Цемент по составу соответствует андезитобазальтам, андезитам и андезитодацитам и состоит из амфибола, биотита, альбита, эпидота, хлорита. В нем часто сохраняется первичная структура туфов. При удалении от жерловины заметно уменьшается размерность обломков пирокластов, появляются горизонты лапиллиевых туфов дацитов и андезитодацитов порфиритов. Еще дальше наблюдаются мелко- и тонкообломочные кристаллокластические туфы андезитодацитового и дацитового состава, которые в виде широкой полосы протягиваются на десятки километров вдоль восточного фланга Хаутаваарской структуры – от Хаутаваарского до Ведлозерского месторождения. Наиболее удаленными от вулканических центров являются вулканогенноосадочные образования. В 2–3 км севернее д. Игнойлы установлены еще несколько второстепенных вулканических построек центрального типа, которые фиксируются по локальному развитию грубообломочных туфов и лав андезитовых и андезитодацитовых порфиритов. Размер этих построек в поперечнике колеблется от 300–500 м и до 1.5–2 км.

Агломератовые туфы и вулканические брекчии прослеживаются к югу вдоль западного борта Хаутаваарской зоны в район Няльмозерского месторождения. Западнее его, по-видимому, также может быть выделен вулканический аппарат, сложенный агломератовыми туфами андезитобазальтовых и андезитовых порфиритов, переслаивающимися с лапиллиевыми туфами того же состава. Эти интенсивно метаморфизованные породы превращены в амфиболиты, в которых, однако, хорошо сохраняется обломочная текстура туфов. Они состоят из железистого амфибола ($Ng-Np = 0.024$), реликтов вкрапленников плагиоклаза (№ 40–44), альбита, эпидота, биотита, реже встречаются хлорит (вторичный), гранат, карбонат. Структура пород чаще порфиробластическая с гетеробластовой или лепидогранобластовой основной тканью.

Реликты еще одной небольшой вулканической постройки, сложенной глыбовыми брекчиями, игнимбритоподобными образованиями, лапиллиевыми и другими туфами дацитовых и липаритодацитовых порфиритов, намечаются западнее Хаутаваарского месторождения. На ее периферии развиты тонкообломочные пелловые туфы и туффиты того же состава, в которых встречаются характерные кремнистые стяжения и графитокремнистые конкреции. Постепенно к востоку и северу туффиты сменяются пачкой вулканогенноосадочных графитокремнистых сланцев, на которых залегают диабазы лоухиваарской свиты. Кислые вулканиды здесь прорваны габброамфиболитами, серпентинитами и гранодиоритами, что затрудняет точную расшифровку наблюдаемых соотношений туфогенных пород.

Таким образом, вырисовывается субмеридионально ориентированная цепочка вулканических центров (с юга на север: Няльмозерский, Игнойльский, Хаутаваарский, Чалкинский), пирокластические выбросы которых образовали зону грубообломочных туфов, окаймленную с востока и запада полосой более мелкообломочной пирокластики и вулканогенно-осадочных отложений.

Субвулканическая фация рассматриваемого комплекса представлена дайками андезитовых, андезито-дацитовых, дацитовых порфиритов и реже липаритовых кварцевых порфиритов.

Лоухиваарская свита. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования лоухиваарской свиты наиболее широко распространены на Хаутаваарском и Няльмозерском участках. В преобладающей степени она сложена лавами диабазовых порфиритов шаровых (подушечных) и массивных диабазов. Между лавовыми потоками встречаются туфы и вулканогенно-осадочные породы (не более 10-15% объема свиты), превращенные региональным метаморфизмом различные метаморфические сланцы.

Мощность свиты на Хаутаваарском участке максимально достигает 1500-1800 м, а на Няльмозерском - не превышает 500-600 м. Диабазы залегают в виде крупных линз, смятых в складки. Характерно быстрое уменьшение мощности от центральных частей подобных линз к выклиниванию.

Диабазовые порфириты под влиянием регионального метаморфизма превращены в мелкозернистые амфиболиты, состоящие из обыкновенной роговой обманки ($N_g - N_p = 0.023$; $2V = -84$), плагиоклаза (№43-56), эпидота и обладающие гломеропорфировой структурой. Регулярное чередование диабазовых порфиритов с диабазами шаровой текстуры и горизонтами вулканогенно-осадочных пород, а также сохранившиеся в некоторых случаях реликты макроскопически заметной порфировой структуры дают основание считать эти породы потоками лав. Мощность потоков колеблется от 20 до 50-80 м.

Шаровые и массивные тонкозернистые диабазы имеют преобладающее развитие в недифференцированной формации и образуют потоки мощностью от 2-5 до 30-40 м. Шаровые (подушечные) диабазы представляют собой типичные „*pillow-lava*” и характеризуются прекрасно выраженной шаровой (подушечной) текстурой (рис. 8). В минеральном составе преобладают обыкновенная или актинолитовая роговая обманка ($N_g - N_p = 0.018-0.020$, $2V = -77$), реликтовый плагиоклаз (№ 43-56), альбит, клиноцоизит. Структура пород бластоофитовая, фибробластовая.

Пирокластические породы представлены единичными горизонтами агломератовых туфов, как правило, в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами. Мощность их не превышает 20-30 м. Агломератовые туфы состоят из обломков диабазов, сцементированных амфиболовым агрегатом, часто минерализованным.

Вулканогенно-осадочные породы лоухиваарской свиты в современном виде представлены кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами

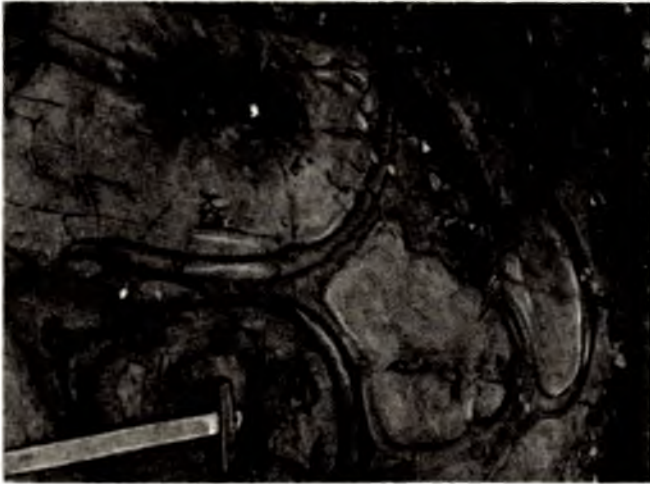


Рис. 8. Шаровые (подушечные) лавы диабазов. Хаутаваара.

(магнетитовыми кварцитами), магнетит-актинолитовыми, кремнисто-актинолитовыми, графитистыми, серицит-кварцевыми сланцами и хемогенными кварцитами, линзами серноколчеданной руды. Они встречаются главным образом в виде горизонтов мощностью от 10–15 до 50–60 м между потоками диабазовых порфиритов и отсутствуют в толщах массивных и шаровых диабазов.

В центральной части площади развития лоухиваарской свиты пачки шаровых лав, состоящие из нескольких потоков общей мощностью 250–300 м, чередуются с диабазовыми порфиритами, среди которых много маломощных горизонтов вулканогенно-осадочных пород. На флангах площади развития свиты такой четкой стратификации в распространении диабазов и диабазовых порфиритов не наблюдается. Здесь шаровые диабазы нередко переслаиваются с диабазовыми порфиритами.

Лоухиваарская свита завершается 25–30-метровым горизонтом вулканогенно-осадочных пород, представленных графитистыми сланцами, кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами, кварцитами и в самом верху линзами туфоконгломератов. Последние залегают в виде линз мощностью от 1,5 до 6–7 м и сложены окатанными гальками основных пород (диабазов, габбро-диабазов), кварцитов, кварца, составляющих до 60–70% всего объема породы. Размер галек колеблется от 0,5–1 до 10–15 см, реже больше. Форма в большинстве случаев окатанная, реже угловатая. Цемент представлен мелкозернистым амфиболовым агрегатом с сульфидами, по-видимому туфогенного происхождения.

К а л а я р в и н с к а я с в и т а. В объем калаярвинской свиты входят комплекс вулканитов липарито-дацитового, да-

цитового, реже андезитового состава, а также вулканогенно-осадочные отложения, вмещающие серноколчеданные залежи и развитые по восточной периферии Хаутаваарской структуры. Мощность свиты достигает 900-1200 м.

На участке д. Масельги (севернее Хаутаваары) свита сложена преимущественно агломератовыми, лапиллиевыми, псаммитовыми туфами, туфолавами липарито-дацитовых порфиритов, которые залегают на образованиях лоухиваарской и виетуккалампинской свит. Этот факт устанавливается по направлению кровли лавовых потоков в подстилающих диабазах.

Вулканиды липарито-дацитового и дацитового состава здесь образуют, по-видимому, вулканическую постройку (детально она не закартирована по причине плохой обнаженности). Грубообломочные прижерловые вулканические фации слагают локальный участок западнее д. Масельги. К востоку постепенно они сменяются более мелко- и тонкообломочными фациями.

Агломератовые и лапиллиевые туфы состоят на 70-80% из угловатых или вытянутых по сланцеватости обломков липарито-дацитовых или дацитовых порфиритов размером от 1-3 до 5-15 см и цемента близкого состава. В одних потоках обломки представлены афанитовыми, с реликтами флюидальности, липарито-дацитовыми порфиритами, имеющими бластомикропорфировую структуру. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом № 17-28, а в основной массе преобладают кварц, альбит, клиноцоизит, хлорит, биотит, серицит. Для других потоков андезито-дацитового состава характерна бластопорфировая структура обломков и цемента. Вкрапленники размером 2-5 мм представлены плагиоклазом № 22-32, а в основной массе присутствуют альбит, биотит, кварц, клиноцоизит.

К востоку от участка грубообломочных туфов развиты внешне афанитовые псаммитовые туфы липарито-дацитовых порфиритов, сильно рассланцованные и превращенные в хлоритовые сланцы, но сохранившие реликты первичной структуры.

Ориентировочная мощность свиты на этом участке составляет 1000-1200 м.

На Хаутаваарском участке свита сложена вулканогенно-осадочными образованиями, среди которых присутствуют псаммитовые туфы, туффиты дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, туфопесчаники, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, графитистые сланцы, серноколчеданные руды. От Хаутаваарского месторождения эти вулканогенно-осадочные отложения непрерывно прослеживаются как к северу, так и к югу до Няльмозерского и Ведлозерского месторождений. Здесь среди них в условиях более высокой степени регионального метаморфизма появляются гранат-биотитовые, амфибол-гранат-биотитовые сланцы и карбонатные породы.

На Хаутаваарском участке, как это показано на рис. 3, образования калаярвинской свиты подстилаются шаровыми диабазами и перекрывающимися их вулканогенно-осадочными породами, представленными кварц-магнетит-амфиболовыми, графитистыми, кварц-сери-

цитовыми, амфиболовыми сланцами с линзами туфоконгломератов лоухиваарской свиты.

Выше располагается пачка пород, сложенная дацитовыми кварц-плагиоклазовыми порфиритами, которые вверх по разрезу сменяются тонкозернистыми туфами и туффитами дацитового состава и завершаются кварцевыми туфопесчаниками. Мощность этой части разреза около 250 м. Кварцевые песчаники в свою очередь сменяются пачкой кремнистых туффитов и хемогенных кварцитов, превращенных в кварц-серицитовые и другие сланцы, с пластами серноколчеданных руд. Мощность их не более 30–40 м. Завершается разрез пачкой графитистых сланцев, которые в нижней части являются рудовмещающими. Общая мощность графитистых сланцев не превышает 150 м.

Туфы, туффиты дацитовых порфиритов располагаются в нижней части разреза на участке Хаутаваарского месторождения и представляют собой тонкозернистые, отчетливо слоистые породы дацитового или более кислого состава. В минеральном составе преобладают плагиоклаз (№ 23–30), кварц, биотит, хлорит, реже серицит. Мощность этих слоистых пород 70–80 м. Выше по разрезу они постепенно сменяются мелкозернистыми кварцевыми туфопесчаниками с характерным кластогенным (?) голубоватым кварцем, напоминающим вкрапленники. Кроме кварца в обломочной части содержится кислый плагиоклаз, реже микроклин. В основной массе присутствуют кварц, альбит, серицит. Характерно наличие мелких (0.5–2.0 см) линзовидной или овальной формы кремнистых выделений, напоминающих таковые в туфах липарито-дацитовых порфиритов и генетически являющихся, вероятно, стяжениями геля кремнезема в осадках. В туфопесчаниках отчетливо устанавливается ритмичная слоистость. Мощность ритма 6–12 см. Нижняя часть его крупнозернистая, верхняя – мелкозернистая. Направление роста ритмов совпадает с направлением кровли потоков подстилающих диабазов, что еще раз подтверждает принятую стратиграфическую последовательность на данном участке.

По скважинам установлено, что вверх по разрезу кварцевые туфопесчаники постепенно сменяются более тонкозернистыми кварцитовидными породами, переходящими в тонко рассланцованные серицит-кварцевые и графит-серицит-кварцевые сланцы. В верхней части пачки кварцевые туфопесчаники переслаиваются с пластами пиритовых руд.

Кремнистые туффиты и хемогенные кварциты занимают небольшой объем, но являются неотъемлемой частью парагенезиса рудовмещающей толщи и постоянно встречаются в рудных зонах в виде относительно маломощных (0.5–7.0 м) прослоев в различных частях разреза, а в других зонах в ассоциации с рудой. Кроме того, кварциты известны среди графитистых сланцев и среди туфопесчаников, имея с теми и другими постепенные переходы. Внешне кремнистые туффиты и хемогенные кварциты различаются серым или светло-серым цветом и плотным афанитовым сложением. Главной составной частью является кварц. В рассланцованных разностях

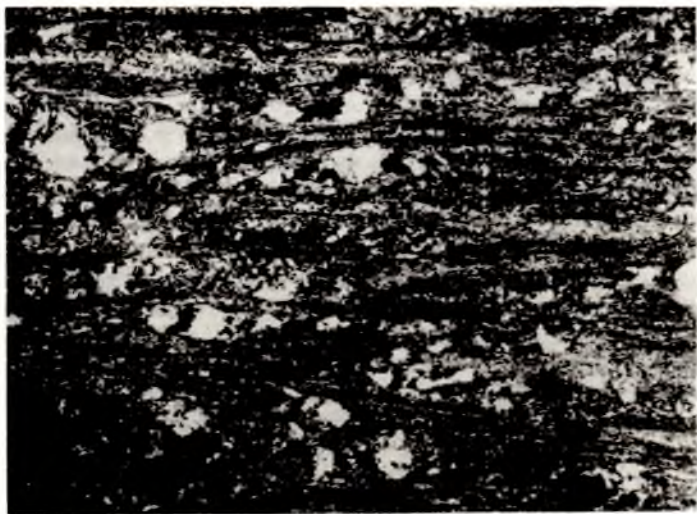


Рис. 9. Псаммитовая структура графитистых сланцев. Прозрачный шлиф, николи +, увел. 90.

встречаются серицит (реже биотит). Содержание кремнезема в кварцитах превышает 80%, а в кремнистых туффитах не более 80%. Другим преобладающим компонентом в кварцитах является глинозем.

Раньше большинством исследователей описываемые кварциты рассматривались как „вторичные“, возникшие в результате кварцевого метасоматоза по кварцевым порфирам (кварцевым туффопесчаникам) в процессе рудообразования. Это является одним из признаков эпигенетичности руд. По имеющимся в настоящее время данным, кремнистые туффиты и хемогенные кварциты являются хемогенными осадками геля кремнезема. Доказательством подобной точки зрения служат следующие обстоятельства. Во-первых, анализируя имеющийся материал по всем вулканическим комплексам района Чалка-Хаутаваара, установлено, что кварциты встречаются только в туфогенно-осадочных горизонтах. Причем описанные выше углисто-кремнистые конкреции и стяжения кремнезема убедительно свидетельствуют об их хемогенно-осадочном происхождении. Во-вторых, прослои кварцитов, как говорилось выше, встречаются среди пород различного состава, графитистых и кварц-серицитовых сланцев, кварцевых туффопесчаников и имеют с ними постепенные переходы. С точки зрения кварцевого метасоматоза этот факт трудно объяснить. При этом никаких признаков кварцевого метасоматоза не обнаружено. В-третьих, кварциты имеют массивное однородное строение без признаков реликтов замещаемых пород, которые нередки во вторичных кварцитах. В-четвертых, кварциты участками рассланцованы и явно метаморфизованы при региональном метамор-

физме, что противоречит предположению об образовании их после регионального метаморфизма и связи их с внедрением гранитов.

По-видимому, образование кварцитов происходило на протяжении всего вулканического процесса в промежутки между излияниями лав и пирокластических выбросов. Вместе с кремнеземом мог осадаться инородный материал: глинистые частицы, органическое вещество, сульфиды.

В верхней части калаярвинской свиты на Хаутаваарском месторождении развиты графитистые сланцы. Под таким названием в докембрии Карелии известны черные, ритмично-слоистые тонко-сланцеватые филлитовидные породы, в качестве постоянного компонента содержащие тонкодисперсное графитовое вещество. Количество его колеблется от первых процентов до 60–70% всего объема породы. Графитовым веществом обогащены пелитовые и псаммитовые осадки, иногда хемогенные кварциты (рис. 9). По составу различаются графит-серицит-кварцевые, кварц-графит-серицитовые, кварц-биотит-графитовые, кварц-биотит-графит-серицитовые и другие сланцы. Графитистые сланцы постоянно содержат до 10% сульфидов, главным образом пирротина с примесью халькопирита в виде жилок, гнезд и тонкой рассеянной вкрапленности. Генетически сульфиды графитистых сланцев являются сингенетичными, осадочными, переотложенными при метаморфизме. Этот вывод следует из строгой приуроченности их к графитистым сланцам, где они нередко подчеркивают ритмичную слоистость. Многочисленные пирротиновые жилки возникли при метаморфизме в результате переотложения рудного вещества.

На участке Чалка-Масельга рудовмещающие вулканогенно-осадочные образования залегают на лавах андезито-дацитовых порфиритов и перекрыты мелкообломочными туфами дацитового состава. Мощность их здесь колеблется от 50 до 300 м.

Ассоциация вулканогенно-осадочных пород, вмещающих колчеданные руды, аналогична таковой Хаутаваарского месторождения. Отличие заключается только в том, что здесь отсутствуют кварцевые туфопесчаники.

Кульюнская свита. На Хаутаваарском и Няльмозерском участках кульюнская свита согласно перекрывает рудовмещающую толщу калаярвинской свиты. Мощность свиты изменяется от 500–700 м на Хаутаваарском участке до 1800–2000 м на Няльмозерском.

По фациальному и химическому составу кульюнская свита сходна с лоухиваарской. Она сложена преимущественно потоками шаровых и массивных диабазов, субвулканическими дайками роговообманковых порфиритов. Отличием является то, что среди лав кульюнской свиты не были обнаружены горизонты вулканогенно-осадочных пород, которые имеют место в лоухиваарской свите. Не установлены также достоверно потоки диабазовых порфиритов. Преобладающее развитие имеют шаровые и массивные диабазы, по своему строению и составу аналогичные диабазам лоухиваарской

свиты. По внутреннему строению шаров встречаются потоки двух типов. Для первого типа характерно массивное однородное строение шаров и небольшое количество в них миндалин. Для потоков второго типа характерно насыщение миндалинами отдельных шаров. Зона мелких миндалин мощностью от 1–2 до 5–7 см следует непосредственно за зоной закалки. Они выполнены хлоритом, кварцем, сульфидами. Зона миндалин постепенно сменяется вариолитовой зоной. В крупных шарах она достигает 5–10 см. Вариолиты представляют собой светлые пятна округлой формы размером 2–4 мм, выполненные альбитом с примесью клиноцоизита. Центральная часть крупных шаров сложена плотным массивным диабазом, а в мелких вариолит слагает и центр шаров. В породе часто наблюдаются реликты первичной офитовой структуры, а основная масса сложена актинолитовой роговой обманкой ($Ng-Np = 0.018$, $2V = -79$), альбитом, клиноцоизитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом.

Агломератовые туфы образуют несколько горизонтов мощностью до 30 м. В их составе преобладают обломки диабазов (до 50–60%), наряду с которыми в небольшом количестве встречаются в отдельных горизонтах обломки кварцитов и графитистых сланцев. Размеры обломков колеблются от 1–2 до 8–12 см в поперечнике. Для части из них характерна темная зонка закалки шириной 2–5 мм, очень похожая на такие же зоны закалки в шаровых диабазах. Этот факт может свидетельствовать о том, что обломки диабазов в туфах являются вулканическими бомбами – обрывками лав, застывавшими в водной среде. Цемент представлен мелкозернистым амфиболовым агрегатом. Характерно присутствие значительного количества сульфидов.

Субвулканическая фация кульюнской свиты представлена главным образом дайками роговообманковых порфиритов. Макроскопически это мелко- и среднезернистые породы с бластопорфировой структурой. Порфиновые вкрапленники сложены обыкновенной роговой обманкой, а основная масса – амфиболом, плагиоклазом, эпидотом. Мощность даек колеблется от 2–3 до 30–40 м.

Кроме роговообманковых порфиритов встречаются дайки массивных плотных пород основного состава, которые не содержат вкрапленников роговой обманки. Иногда в них устанавливается своеобразная пластовая отдельность, параллельная контакту. Мощность таких даек от 1–2 до 12–16 м.

У с м и т с а н ь я р в и н с к а я с в и т а. Кульюнская свита перекрыта усмитсаньярвинской свитой, сложенной ритмично переслаивающимися лапильевыми и псаммитовыми туфами дацитовых порфиритов, кремнистыми туффитами и графитистыми сланцами, содержащими вкрапленность сульфидов. Эта пачка пород вскрыта на Хлутаваарском месторождении только в одной скважине и не прослежена. Ориентировочная мощность ее по структурным построениям и геофизическим данным не менее 250–350 м.

Койкарский участок

Койкарское рудопроявление расположено в южной части Койкарско-Кумчезерской полосы, протягивающейся в юго-западном направлении от д. Покровское до д. Койкары. По данным К.О. Кратца (1963), развитая здесь толща пород относится к бергаульской свите и состоит из тонкослоистых филлитовидных серицит-хлоритовых и частью слюдисто-карбонатных сланцев. В верхней части разреза сланцы сливаются с метаморфизованными основными вулканитами. Нижнепротерозойские образования залегают вертикально или имеют крутые углы падения на запад. Среднепротерозойские кварцито-песчаники в виде двух синклинальных складок расположены дискордантно к структуре нижнепротерозойских пород.

Л.Я. Харитонов (1966) считает, что породы в районе д. Койкары в структурном отношении представляют собой антиклиналь, в ядре которой обнажаются тонкоплитчатые черные (местами углистые) кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы - филлиты. Юго-восточное крыло Койкарской антиклинали сложено сильно рассланцованными метадиабазами. Выше метадиабазов располагается пачка серицитовых слоистых филлитов, непосредственно подстилающая среднепротерозойские кварцито-песчаники с кварцевой галькой в основании. Западное крыло антиклинали в пределах д. Койкары не обнажено. По представлениям Л.Я. Харитонova, в Койкарском районе наблюдается следующая последовательность пород: 1) гранитный фундамент; 2) базальные конгломераты и аркозы; 3) толщи метадиабазовых эффузивов с пачками филлитов, туфо-сланцев, кварцевых кератофиров и их туфов; 4) полимиктовые конгломераты с галькой гранита, метадиабазов и сланцев; 5) кора каолиноподобного выветривания; 6) кварцевые конгломераты, кварцито-песчаники и перекрывающие их метадиабазовые эффузивы.

По данным В.С. Войтовича (1971), ниже- и среднепротерозойские образования Койкарско-Кумчезерской полосы характеризуются интенсивной дислоцированностью и широким развитием разрывных нарушений. Контакт раннепротерозойских осадочно-вулканогенных пород с вышележащими отложениями ятулийского отдела в районе д. Койкары рассматривается В.С. Войтовичем как тектонический, по которому ятулийские кварцито-песчаники надвинуты на осадочно-вулканогенные породы нижнего протерозоя.

Наши работы, проведенные на площади развития нижнепротерозойских образований, позволяют уточнить и дополнить существующие представления о геологическом строении района Койкарского рудопроявления. Отметим, что нижнепротерозойские рудопроявления этого района претерпели метаморфизм в фации зеленых сланцев. Для пород основного состава характерна следующая ассоциация: альбит-хлорит-актинолит-эпидот. Поэтому в большинстве случаев достаточно четко устанавливаются текстуры и структуры вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, несмотря на интенсивную складчатость и рассланцевание. Породы нижнего протерозоя

подразделяются нами на две толщи, резко отличные по своему фа-
циальному и химическому составу.

Нижняя толща сложена эффузивно-пирокластическими породами
основного состава, образующими вулкано-купольную структуру в
центральной части участка, представляющую остатки древнейшей
вулканической постройки (рис. 10). В основании ее преобладают
плохо сортированные глыбовые агломератовые туфы, сложенные
эллипсоидными обломками базальтовых порфиритов размером от
10 до 50-60 см по длинной оси. Обломки сцементированы крем-
нистым материалом без существенной терригенной примеси. Цемент
в породе распределен неравномерно, занимая главным образом про-
межутки на стыке нескольких обломков. Широко распространены
бомбовые туфы с веретенообразными, реже изометричными облом-
ками размером от 1-2 до 10-15 см кварцевых диабазов офитовой
или мелкозернистой структуры в интенсивно хлоритизированном це-
менте с мелкими (до 0,5-0,8 см) плохо раскристаллизованными
обломками основного состава. Кроме глыбовых и агломератовых
туфов встречены линзы, сложенные скоплениями глыб мелкозерни-
стых диабазов остроугольной формы размером от 1 до 5 м в хлори-
тизированном тонкослоистом цементе. Наблюдаются постепенные
переходы и отсутствие резких границ между всеми описанными пи-
рокластическими разностями пород. Среди вулканокластических об-
разований присутствуют маломощные, невыдержанные по простира-
нию лавовые потоки вариолитов и базальтовых порфиритов шаровой
текстуры.

Выше по разрезу, фациально сменяясь к периферии вулкани-
ческой постройки, находятся рассланцованные хлоритизированные
породы, вероятно мелкообломочные и пепловые туфы и туффиты
основного состава, насыщенные гематитом и магнетитом и пересла-
ивающиеся с амфибол-хлорит-магнетитовыми сланцами и тонкосло-
истыми хлорит-кварцевыми породами (туффитами). Хлорит-кварцевые
породы (туффиты), имеющие облик тонкослоистых кварцитов, обра-
зованы слоями кварцитов и микрокварцитов мощностью в несколь-
ко миллиметров, содержащих единичные обломки плагиоклазов и
почти мономинеральных хлоритовых пород. Вероятно, эти породы
имеют хемогенно-осадочную природу и образовались в результате
тонкого переслаивания существенно хемогенных (кварцевых) отло-
жений и пепловых (либо глинистых) пород, превращенных при ме-
таморфизме в хлоритовые сланцы. В туфах иногда отмечаются от-
дельные линзовидные глыбы диабазов размером до 1,5 м по длин-
ной оси и маломощные прослои шаровых лав. Встречаются прослои
бомбовых туфов, обломки которых представлены базальтовыми
порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и интерсертальной
структурой основной массы.

С удалением от вулканического центра и вверх по разрезу
появляются рассланцованные и хлоритизированные тонкослоистые ту-
фы и туффиты основного состава с магнетитом. Здесь полностью
отсутствуют крупнообломочные разности пород, более широко раз-

виты хемогенно-осадочные кварциты и туффиты, встречаются прослой кварцевых кристаллокластических туфов дацитового состава. С вулканокластическими породами тесно связаны шаровые лавы диабазовых порфиритов на западном крыле структуры, слагающие мощную линзу субмеридионального простирания, которая выклинивается в южной части участка. Шары вытянуты в субмеридиональном направлении и имеют крутое (60–80°) падение к востоку. Видимая мощность нижней толщи эффузивно-пирокластических пород составляет ориентировочно 600 м.

Изучение пространственного распределения вулканических фаций базальтоидов показало, что здесь эффузивно-пирокластические образования основного состава нижней толщи слагают куполовидную структуру размером 700x400 м, в строении которой наблюдается определенная зональность, отвечающая фашиальной зональности вулканокластических образований в зависимости от их положения относительно центра извержения. Она обусловлена тем, что грубообломочные и глыбовые туфы прижерловых фаций с отдельными потоками лав слагают центральную часть постройки. С удалением от центра они сменяются тонко- и мелкообломочными туфами с отдельными линзами крупнообломочных, обрамляющими породы прижерловых фаций. Вероятно, к этой зоне принадлежит мощная линза диабазов шаровой текстуры западнее вулканической постройки. На периферии постройки развиты тонкослоистые породы основного состава, переслаивающиеся с туфоконгломератами, хемогенно-осадочными кварцитами и кристаллокластическими туфами (?) кислого состава.

По форме и строению вулканическая постройка Койкарского участка может быть отнесена к группе моногенных центральных вулканов, по классификации А. Ритмана (1964).

Верхняя толща характеризуется преобладающим развитием вулканогенно-терригенных (вулканомиктовых), хемогенно-терригенных осадков грауваккового и аркозового состава. В подчиненном объеме здесь присутствуют вулканы дацитов и липарито-дацитов. Мощность толща точно не установлена. Ориентировочно она достигает 1000–1200 м (рис. 10, см. вкл.).

Более высокое стратиграфическое положение этой толща относительно нижней существенно вулканогенной устанавливается по направлению кровли лавовых потоков диабазов нижней толща, по наблюдениям над ритмичной слоистостью в осадках и по наличию галек вулкаников основного и кислого состава в полимиктовых конгломератах верхней толща.

Эта толща представляет собой переслаивание граувакковых и аркозовых песчаников, полимиктовых конгломератов, хемогенных кварцитов, графитистых сланцев, карбонатных пород. Интенсивная складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фаши превратили породы в различные метаморфические сланцы.

Граувакковые и аркозовые песчаники превращены в зеленые хлоритовые и светло-серые кварц-серицитовые сланцы. Обломочная часть представлена кварцем и плагиоклазом, а цемент – соответ-

ственно хлоритом ($Nm = 1.622$) и серицитом. В некоторых разностях наблюдается значительное количество лейкоксена. Структура пород лепидогранобластная, фибробластная, хорошо сохраняется реликтовая псаммитовая структура.

Полимиктовые конгломераты, которые ранее относились к сариолийскому отделу, образуют в верхней толще горизонты мощностью от 20–30 до 300 м. Состав их на различных участках не постоянен. В северной части в их составе преобладают гальки диабазов и габбро-диабазов (≈ 70 – 80%), подчиненно встречаются гальки плагиокварцевых порфиров (10–15%), гранитов и других пород (не $> 50\%$), сцементированные существенно амфиболовым агрегатом. Амфибол по составу соответствует актинолиту ($Ng-Np = 0.019$). В западной части конгломераты имеют другой состав. Галечниковый материал представлен преимущественно вулканитами среднего и кислого состава, а в цементе находится аркозовый песчаник.

Широко развиты своеобразные светло-зеленые, макроскопические афанитовые или тонкозернистые кварц-плагиоклазовые песчаники с хлоритовым цементом, образованным, по-видимому, за счет глинистой примеси. Они часто находятся в ассоциации со светлыми афанитовыми хемогенными кварцитами, состоящими из тонкого гранобластического агрегата кварца с примесью серицита, хлорита, сульфидов.

Графитистые сланцы развиты на восточном фланге Койкарской структуры, где переслаиваются с псаммитовыми аркозовыми песчаниками и карбонатными породами, представленными доломитами. Основой минерального состава графитистых сланцев по существу является аркозовый песчаник, сохранивший псаммитовую структуру, с примесью углистого вещества. Кроме того, присутствует карбонат и кремнистый материал в виде стяжений.

Вулканогенная часть этой толщи имеет подчиненное значение и представлена штокообразными телами и дайками липарито-дацитовых плагиокварцевых порфиров и туфами того же состава.

Метаморфизм зеленосланцевой фаши, интенсивная складчатость и рассланцевание превратили вулканиты в кварц-серицитовые, кварц-плагиосерицит-хлоритовые, плагиобиотитовые сланцы. Тем не менее постоянно заметна обломочная текстура туфов. Обломки представлены дацитовыми и липарито-дацитовыми порфиритами, вытянутыми по сланцеватости и смятыми в складки. Размер обломков 0.5–2.5 см, реже больше.

Вулканиты и вулканогенно-терригенные отложения, а также базальтоиды прорваны рядом тел и даек субвулканических липарито-дацитовых плагиокварцевых порфиров. Выявлено два относительно крупных тела (рис. 10), представляющие собой, по-видимому, корневые части вулканических аппаратов. Несмотря на складчатость, они сохранили форму, близкую к изометричной. Макроскопически плагиокварцевые порфиры – это однородные светло-серые породы с характерной бластопорфировой структурой и реликтовой пилотакситовой или гиалопилитовой структурой основной массы. Во вкраплен-











никах присутствует плагиоклаз (№ 22–27) и кварц, а в основной массе – кварц, альбит, эпидот, серицит, реже биотит, хлорит, сульфиды. У контактов с вмещающими вулканитами субвулканические тела иногда брекчированы.

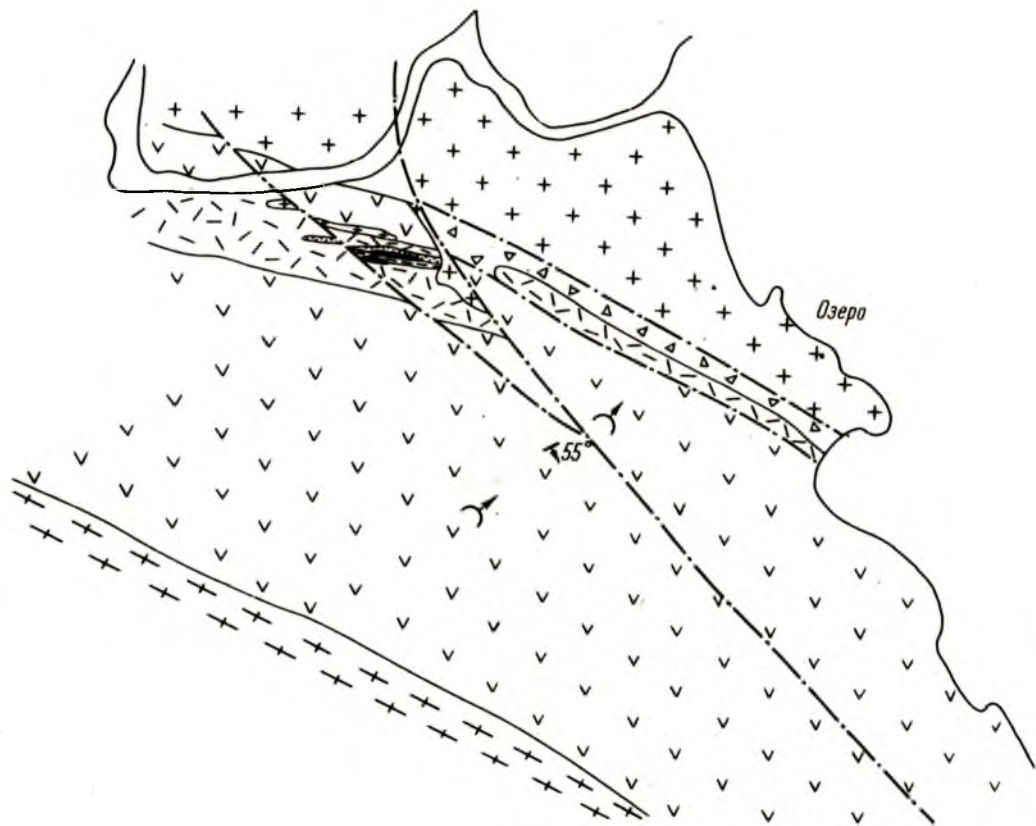
Тектоническое строение района Койкарского рудопроявления определяется наличием реликтов вулканических построек, интенсивной складчатостью и наложенной разрывной тектоникой. В целом породы в пределах района Койкарского рудопроявления слагают узкую субмеридиональную структуру, осложненную мелкой складчатостью второго порядка. Породы восточного крыла складки имеют нормальное залегание, западного – опрокинутое, с крутыми углами падения. Описанная вулканическая структура, сложенная эффузивно-пирокластическими образованиями базальтового состава, располагается в ядре этой антиклинали. На восточном склоне купола породы имеют крутое ($70-80^{\circ}$) нормальное залегание, на южном и западном – опрокинуты на восток и северо-восток под углами $70-80^{\circ}$. В связи с плохой обнаженностью и присутствием рвущих тел основного и кислого состава строение северного склона купола неизвестно. Единичные замеры элементов залегания пород показывают здесь крутые падения, субмеридиональные и широтные простирания. Антиклинальная структура Койкарского рудопроявления нарушена крупным субмеридиональным разломом и более мелкими разломами северо-восточного и северо-западного простирания. Субмеридиональный разлом, по всей вероятности, имеет глубинное заложение и обнаруживает долгоживущий характер. За это говорит приуроченность к нему тел габбро-диабазов и их интенсивное рассланцевание, локализация здесь мощного тела дацитовых порфиритов, имеющего рвущие взаимоотношения с основными породами, тектоническая брекчия по дацитовым порфиритам и приуроченность к таким зонам кварцевых жил мощностью до 15 м. Значительная часть западного крыла Койкарской вулканической постройки сорвана этими разломом. Оценить амплитуду из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов не удастся.

Бергаульский участок

Бергаульское рудопроявление расположено на юго-западном побережье оз. Сегозеро. Нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования в этом районе занимают сравнительно небольшую территорию шириной около 1200 м, вытянутую в северо-западном направлении вдоль оз. Гормозеро приблизительно на 3 км. С севера, востока и юга нижнепротерозойские породы ограничены плагиомикроклиновыми гранитами, с запада они перекрываются пологоскладчатыми отложениями среднего протерозоя (ятулийский отдел).

Л.Я. Харитоновым (1966) была предложена следующая схема стратиграфического расчленения нижнепротерозойских толщ, выде-

- | | |
|---|----|
|  | 1 |
|  | 2 |
|  | 3 |
|  | 4 |
|  | 5 |
|  | 6 |
|  | 7 |
|  | 8 |
|  | 9 |
|  | 10 |



ленных им в бергаульскую свиту (снизу вверх): 1) гранитный фундамент; 2) аркозовые песчаники; 3) кварц-серицитовые сланцы; 4) метадиабазовые эффузивы - порфириды и мальденштейны (частично амфиболиты); 5) филлиты, кварц-мусковитовые, графитистые, ритмично-слоистые и другие сланцы с серноколчеданными рудами; 6) метаморфизованные карбонатные породы; 7) кератофиры, альби-тофиры и другие породы. Эффузивы основного состава слагают главную массу пород бергаульской свиты. Все образования прорваны многочисленными телами пегматитов, жилами гранитов и дайками аплитов. В структурном отношении толщи пород Бергаульского рудопроявления образуют, по мнению Л.Я. Харитонова, опрокинутую на юго-запад изоклиналную синклиналную складку, усложненную внутренней антиклиналью. Представления Л.Я. Харитонова о геологическом строении рудника подтвердил В.Е. Руденко (1968), выделивший в основании бергаульской свиты горизонт грубообломочных пород, которые, по его мнению, являются метаморфизованными вулканогенно-галечными конгломерато-брекчиями.

По материалам Г.О. Глебовой-Кульбах (Глебова-Кульбах и др., 1963), нижние горизонты бергаульской свиты сложены метаморфизованными вулканитами основного состава (амфиболиты, эпидот-роговообманковые и эпидот-актинолит-роговообманковые сланцы) с реликтами миндалекаменной структуры. Выше по разрезу они переслаиваются с измененными вулканитами кислого и среднего состава (лептитамы), а также с ритмично-слоистыми осадочными породами (песчано-кремнистыми, углисто-глинистыми, карбонатными). Породы регионально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Локально проявлен наложенный регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации. Интрузия порфиридных гранитов, а также многочисленные мелкие тела и жилы плагиоаплита, плагиогранита и дайковые тела гранодиоритов прорывают образования бергаульской свиты.

Г.О. Глебова-Кульбах, описывая рвуший контакт этих гранитов с породами бергаульской свиты, отмечает также, что восточнее рудника данный контакт тектонический. Геологические исследования, проведенные авторами на площади Бергаульского рудника, отчасти подтверждают данные Г.О. Глебовой-Кульбах и, кроме того, позволяют внести некоторые дополнительные сведения о геологическом

Рис. 11. Схема геологического строения участка рудника Бергаул.

1 - тектоническая брекчия; 2 - рвушие граниты; 3 - кварциты и туффиты дацитов; 4 - кремнистые туффиты, карбонатные породы, графитистые сланцы с рудным телом; 5 - туфы дацитовых (или липарито-дацитовых) порфиритов; 6 - диабазы, диабазовые порфириды недифференцированной формации; 7 - гранито-гнейсы, граниты (частью более молодые); 8 - разрывные нарушения; 9 - направление кровли лавовых потоков; 10 - сланцеватость.

строении этого участка. В составе осадочно-вулканогенных пород бергаульской свиты нами выделяются три толщи (рис. 11).

Нижняя толща сложена преимущественно метаморфизованными вулканитами основного состава. В низах толщи чередуются потоки тонкозернистых диабазов массивной, шаровой и ленточной текстур. В минеральном составе преобладают сине-зеленая роговая обманка ($Ng-Np = 0.022$, $2V = -82$), плагиоклаз (№ 10-30), эпидот, отмечаются сфен, карбонат, сульфиды. Структура породы гранома-тоблостовая. Реликты первичных структур не сохранились. Подушечная и „баллонообразная“ отдельность позволяют определить направление кровли для низов разреза в северном и северо-восточном направлениях с общим крутым ($50-75^\circ$) падением пород на северо-восток. В отдельных пластах диабазов массивной и шаровой текстур наблюдаются образования миндалевидной формы. Породы в этом случае напоминают миндалекаменные лавы, как они и описывались всеми геологами, изучавшими этот район (рис. 12). Эти миндалевидные образования не являются миндалинами в истинном смысле этого термина, а представляют собой метаморфические образования. По мере продвижения вверх по разрезу в лавах исчезают четкие шаровые текстуры, а затем и ленточная отдельность. В породах наблюдается более резко выраженная кристаллизационная сланцеватость. В процессе метаморфической дифференциации появляются полосы, сложенные преимущественно эпидотом. Мощность таких полосок от 0.5 до 2 см. Постепенно происходит увеличение количества эпидотовых полос, а иногда они образуют скопления и порода приобретает псевдослоистое строение. Однако в породах этой пачки изредка отмечались первичные текстурные признаки, присущие эффузивам основного состава— обрывки межшаровых перегородок, зон закалок. В эпидот-амфиболовых сланцах по сравнению с эффузивами основного состава из низов разреза отмечается уменьшение количества амфибола, значительную роль в их составе играет эпидот. Азимут падения сланцеватости в этих породах СВ 50° , угол $50-60^\circ$, простираение пород, как и в нижней части разреза, северо-западное. Наличие между двумя описываемыми пачками пород постепенных переходов, а также редкие реликты текстур основных эффузивов среди верхней пачки позволяют нам объединить их в одну толщу эффузивов основного состава. Различия их во внешнем облике объясняются, по-видимому, неодинаковой степенью метаморфического преобразования пород в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Видимая мощность всей толщи 900-1000 м.

В основании средней толщи залегают кристаллокластические туфы кислого состава. Это светло-серые, зеленовато-серые породы массивной или сланцеватой текстуры. Под микроскопом видно, что они представляют собой обломочные породы с гранобластовой кварц-плагиоклазовой основной массой, с небольшим количеством эпидота и обломками плагиоклаза (№ 7-18) размером 0.4-0.6 мм, реже кварца. В верхах разреза этой толщи преобладают вулкан-

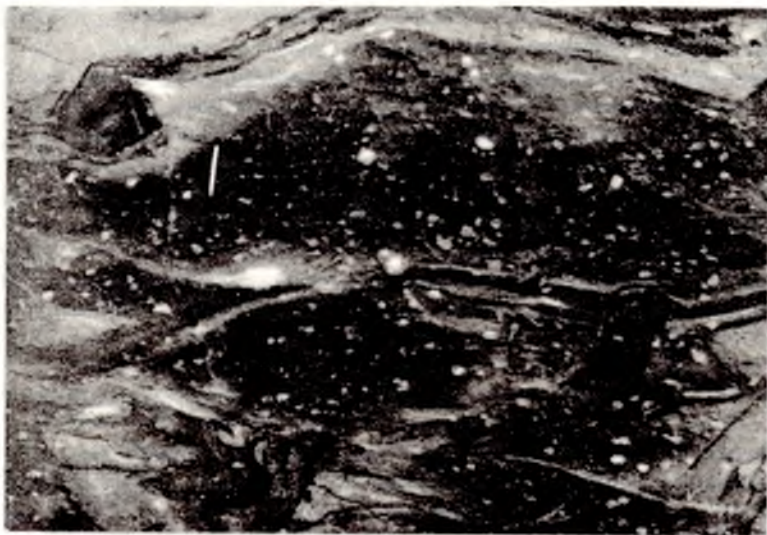


Рис. 12. Шаровые (подушечные) диабазы с порфиробластами плагиоклаза. Бергаул.



Рис. 13. Шаровые (подушечные) диабазы, смятые в складки и прорванные жилами плагиогранитов. Бергаул.

генно-осадочные и осадочные породы: кварциты, туффиты, превращенные в кварц-серицитовые, кварц-серицит-графитистые и кварц-графитистые сланцы, известковистые песчаники с маломощными прослоями мраморов. На отдельных участках породы данной пачки смяты в мелкие остроугольные складки с размахом крыльев до 10-15 м. К прослоям кварц-графитистых и графитистых сланцев приурочено оруденение, представленное вкрапленностью пирита и пирротина. Видимая мощность этой толщи около 200 м.

На породах средней толщи вновь залегают интенсивно метаморфизованные лавы основного состава с реликтами шаровых текстур. Породы этой пачки подверглись интенсивной мелкой складчатости и прорваны многочисленными жилами плагиигранитов и плагииоаплитов, часто расположенных в межшаровых перегородах (рис. 13). Они имеют тонкополосчатое строение, и лишь обрывки межшаровых перегородок и зон закалок позволяют отнести эти образования к сильно метаморфизованным эффузивам основного состава. Мощность сохранившейся части разреза этой толщи не превышает 150-200 м.

Для подавляющей части разреза нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных пород бергаульской свиты установлено нормальное моноклиналиное залегание с падением на северо-восток под углом 50-80°. Однако из-за неопределенного положения кровли в лавах основного состава на северо-востоке в районе рудника и из-за наличия, по мнению предыдущих исследователей, в осадочных породах верхней толщи опрокинутого залегания можно интерпретировать Бергаульскую структуру как запрокинутую к юго-юго-западу синклиналь, большая часть северного крыла которой срезана порфириовидными гранитами.

На участке Бергаульского рудопроявления широко развиты разрывные нарушения северо-северо-западного простирания. Они обрамляют территорию, где непосредственно находится рудопроявление, в самостоятельный блок, в строении которого преобладают осадочные породы верхней толщи. Разломы выражены в рельефе в виде многочисленных обрывов и рвов с отвесными стенками. При документации противоположных стенок таких обрывов устанавливается несовпадение их разрезов, что свидетельствует о значительных перемещениях по этим разломам. Разрывные нарушения подчеркиваются приуроченностью к ним даек гранодиоритов, многочисленных жил плагиигранитов и наличием тектонических брекчий.

Северо-восточный контакт порфириовидных гранитов с вулканогенно-осадочными толщами бергаульской свиты тектонический. Здесь наблюдается мощная зона тектонической брекчии (рис. 11). Среди плохо сортированных угловатых обломков размером от 1 до 30 см преобладают обломки гранитного состава, часто наблюдаются обломки кварцевых жил и кристаллокластических туфов кислого состава. Причем на контакте гранитов с кристаллокластическими туфами верхней толщи цемент брекчии кварц-плагииоклаз-серицитовый, а на контакте гранитов с основными породами нижней

толщи — существенно хлоритовый. В последнем случае кроме обломков гранитов отмечаются глыбы амфиболизированных диабазов и эпидот-амфиболовых сланцев. В этой же зоне развита тектоническая брекчия порфириовидных гранитов. Такой облик этих обломочных пород, содержащих обломки гранитоидов и кварца, жилы которых пересекают осадочно-вулканогенные образования бергаульской свиты за пределами тектонической зоны, опровергает мнение В.Е. Руденко (1968) об отнесении этих обломочных пород к конгломерато-брекчии. Кроме того, из данных по структурному положению рудопроявления описанные образования локализованы в верхних частях разреза бергаульской свиты и не могут являться его основанием.

Парандовский участок

Парандовское месторождение расположено в северной части Надвоишко-Парандовской полосы нижнего протерозоя, протягивающейся на 40–50 км от северных берегов оз. Выгозеро на северо-запад до р. Идель (Восточная Карелия). По данным М.А. Гиляровой, положение полосы контролируется Парандовско-Выгозерским разломом. Разлом проводится на основании линейно-вытянутых зон распространения вулканогенных толщ и приуроченности к ним ультраосновных и габброидных тел.

В вопросе о строении Надвоишко-Парандовской полосы, последовательности слагающих ее толщ и внутренней структуры были высказаны различные представления. Г.О. Глебовой-Кульбах (1953) все осадочно-вулканогенные образования относятся к сегозерскому отделу нижнего протерозоя. Среди пород, непосредственно слагающих рудное поле, ею выделяются четыре стратиграфических горизонта (снизу вверх): 1) брекчированные мелкозернистые амфиболиты; 2) гранатовые амфиболиты; 3) „рудный горизонт“; 4) миндалекаменные породы. Эти образования слагают антиклинальную складку, которая имеет опрокинутое на северо-запад залегание. Ось складки полого погружается на юго-восток.

Л.Я. Харитонов (1966) считал, что эти породы относятся к парандовской серии, подстилаются базальными гранитными конгломератами, аркозами и залегают на гранито-гнейсах фундамента и по составу сопоставляются с породами бергаульской серии Онего-Сегозерской площади карелид. На породах парандовской серии с размытом залегает толща кварцито-песчаников и метадиабазов, сопоставимая с кварцитами сегозерской серии ятулия. Эта толща подстилается вторым горизонтом полимиктовых конгломератов. М.А. Гилярова (1963, 1967) и В.И. Робонен (1966) установили, что гранитные и полимиктовые конгломераты являются разновозрастными образованиями, разделяющими отложения двух структурных ярусов. По мнению М.А. Гиляровой, породы, соответствующие парандовской серии, относятся к докарелию (верхнему архею), а перекрывающие их отложения — к карелию (нижнему протерозою).

Докарелий представлен тремя согласно залегающими толщами (снизу вверх): 1) гранатовыми и связанными с ними порфиробластическими амфиболитами и сланцами; 2) филлитовидными сланцами, к которым приурочено сульфидное оруденение; 3) зеленокаменными породами, образованными за счет основных эффузивов и туфогенных пород. Карелий представлен горизонтом конгломератов и кварцито-диабазовой толщей. Гранито-гнейсы занимают межформационное положение. Докарельские образования, слагающие обращенный антиклинорий, смяты в сильно сжатые изоклинальные складки с крутым, вертикальным или опрокинутым залеганием. Карельские породы сохранились только в ядрах простых, но сильно сжатых синклиналей.

В.И. Робонен (1966) осадочно-вулканогенные породы относит к нижнему протерозою, а конгломераты и вышележащие отложения — к ятулию (среднему протерозою). В составе нижнего протерозоя им выделены существенно осадочная парандовская серия и залегающая выше с несогласием тунгудская серия метаморфизованных миндалекаменных эффузивов и туфов основного состава.

В структурном отношении Надвоишко-Парандовская полоса осадочно-вулканогенных пород образует Выгозерский синклинальный прогиб.

Основание стратиграфического разреза в районе Парандовского месторождения неизвестно. Вулканиты с обоих флангов прорваны гранитами. Преобладающее значение в объеме парандовской серии на этом участке имеют метаморфизованные вулканиты основного (базальтового) состава: шаровые и массивные диабазы, субвулканические габбро-диабазы. Меньшее распространение имеют пирокласты андезито-дацитового и дацитового состава и вулканогенно-осадочные образования.

Этот комплекс пород в пределах рудного поля образует синклинальную структуру северо-западного простирания с крутым ($75-86^{\circ}$) юго-западным падением крыльев (рис. 14, см. вкл.).

В основании сохранившейся части разреза залегают метаморфизованные тонкообломочные туфы и туффиты андезито-дацитового и дацитового состава, переслаивающиеся с кремнистыми туффитами, графитистыми сланцами и хемогенными кварцитами. Мощность этой пачки составляет 150-350 м.

Тонкообломочные (псаммитовые) туфы андезито-дацитового и дацитового состава представляют собой светло-серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (№ 23-30), альбита, биотита, кварца, серицита, эпидота. Для них характерна grano- или лепидогранобластовая структура.

Туффиты дацитового состава, как правило, более тонкозернистые и слоистые. Кремнистые туффиты и хемогенные кварциты — породы серого, зеленовато-серого цвета, массивные, иногда неясно полосчатые, часто с порфиробластами биотита. Микроскопически это мелкозернистые породы с размером зерен от 0.5 до 0.3 мм, с гранобластовой, лепидогранобластовой структурой и полосчатой, сланцеватой текстурой. Количество кварца меняется от 60 до 90%.

Кроме кварца в породе присутствует плагиоклаз (до 10%), биотит (3–15%), хлорит (2–10%), эпидот, карбонат. Кремнистые туффиты переслаиваются с кварц–графитистыми и кварц–серицит–графитистыми сланцами, содержание графита в которых меняется от 20 до 80%. Структура графитосодержащих сланцев гранобластовая или лепидогранобластовая, текстура сланцеватая или пятнистая за счет скопления графита. Кроме графита сланцы содержат кварц и серицит. Мощность графитосодержащих прослоев 5–15 м. Переход от кварцитов к графитистым сланцам происходит в интервале 3–5 см посредством тонкого переслаивания (мощность слоев 0.5–1 см) графитистых сланцев и кварцитов.

Более высокая часть разреза сложена массивными мелкозернистыми амфиболитизированными диабазами с многочисленными потоками лав шаровой и канатной текстуры с прослоями туфогенно-осадочных и осадочных пород. Наибольшее распространение в этой пачке имеют диабазы шаровой и подушечной текстуры. Мощность отдельных потоков шаровых лав достигает 25–30 м. Чаще всего шаровые лавы характеризуются матрацевидной и эллипсоидной отдельностью размером от 15 до 70–80 см. Вместе с тем встречается „булко“- и „баллонообразная“ отдельность. Шаровые (подушечные) диабазы метаморфизованы и превращены в мелкозернистые амфиболиты. Под микроскопом в них обнаруживается нематогранобластовая структура, массивная или параллельная текстуры. Порода на 70–80% представлена обыкновенной роговой обманкой ($N_g = 1.680$, $N_p = 1.655$), кварцем (25–20%), альбитом (до 15%), иногда присутствуют хлорит, карбонат, единичные зерна сульфидов. Межшаровые пространства имеют мощность от 0.5 до 2 см, сложены более крупнозернистым амфиболитом, иногда с гранатом. Для шаровых (подушечных) лав, особенно в нижней части пачки, характерно наличие миндалекаменных текстур. Миндалины размером 1–2 см выполнены кварцем, карбонатом, эпидотом. Помимо диабазов массивной и шаровой текстуры встречаются отдельные потоки канатных лав, мощность которых составляет 10–25 м. Количество их увеличивается в верхней части пачки. Амфиболитизированные диабазы рассекаются многочисленными прожилками кварц–плагиоклазового и кварц–карбонатного состава, иногда в породах встречается рассеянная вкрапленность пирротина.

Среди потоков лав шаровой, массивной и канатной текстур наблюдаются прослои туффитов основного состава, превращенные в амфиболовые сланцы. Туффиты представляют собой слоистые породы, для которых характерно чередование светло-зеленых и темно-зеленых амфиболовых, плагиоклаз–амфиболовых, кварц–амфиболовых прослоев. Мощность прослоев туффитов составляет 1–5 м. Кроме вулканогенных образований среди них встречаются горизонты осадочных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 50–60 м, к которым приурочены серноколчеданные руды. Они сложены метаморфизованными известняками, известковыми кварцитами, кварцитами, графитистыми сланцами, туффитами дацитов. Известковые кварциты –

слоистые породы гранобластовой и гетерогранобластовой структуры, состоящие из переменного количества кварца (40–90%), карбоната (10–50%) и биотита (до 15%). Иногда породы интенсивно биотитизированы. Мраморизованные известняки – породы массивной и сланцевой текстуры, гранобластовой или гетерогранобластовой структуры, на 90% состоящие из карбоната, с примесью (до 10%) кварца и единичных зерен плагиоклаза, иногда с порфиробластами граната. В прозрачных шлифах кварца из мраморизованных известняков, вскрытых скв. 56, были найдены органические остатки, которые, по заключению З.А. Журавлевой, могут быть отнесены к онколитам – карбонатным желвакам и стяжениям, образовавшимся в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей (Ручкин и др., 1972).

Завершается разрез пачкой метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, среди которых характерными являются крупнозернистые гранатовые амфиболиты, прослой карбонатных пород, графитистых сланцев, туффитов дацитового состава, кремнистых туффитов.

По мнению Н.И. Пинаевой (1966), гранатовые амфиболиты возникли за счет метаморфизма глубоководных высокожелезистых кремнистых осадков. Для них характерен неоднородный минеральный состав и широко развитые порфиробластические структуры. Поякилобласти сложены глиноземистой роговой обманкой, гранатом, биотитом, анкеритом. В основной массе развиты кварц, плагиоклаз, мусковит, магнетит. Для плагиоклаза характерна обратная зональность: во внутренних зонах наблюдается плагиоклаз № 23–24, во внешних – плагиоклаз № 29–31.

Более поздние исследования показали, что такие порфиробластические гранатовые амфиболиты развиваются по туфам и туффитам андезитового и андезито-дацитового состава. Особенно крупнозернистые амфиболиты возникают на контакте этих туфов с потоками диабазов или прослоями туфов основного состава. Мощность верхней пачки пород составляет около 200–300 м.

Ялонваарский участок

Район Ялонваарского месторождения по своему структурному положению входит в состав Восточно-Финляндской синклинорной подзоны (Кратц, 1963).

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы, известные под названием ялонваарской свиты, слагают незначительный по размерам участок (10х2,5 км) среди гранитоидов и более молодых отложений среднего протерозоя. Большинство исследователей относят их к нижнему карелию (Кратц, 1963).

Л.Я. Харитонов (1966) для данного района устанавливает следующий разрез (сверху вниз).

1. Серицитовые кварцито-песчаники с галькой и гравием кератофигов и плагиогранитов.

Перерыв.

2. Толща кварц-серицитовых сланцев и кератофиров с тонкими покровами метапорфиритов.

3. Толща покровов метадиабазов.

4. Карбонатные песчаники и кварциты.

Перерыв. Кора выветривания.

5. Базальные конгломераты.

Перерыв.

6. Гранито-гнейсы фундамента.

Л.Н. Потрубович и О.Н. Анищенко, изучавшие этот район (1949 г., СЗГУ) относят осадочно-вулканогенные образования района Ялонваары к докарелию и выделяют две толщи: 1) нижнюю - спилитовую (мощность 970 м) и 2) верхнюю - кератофиртовую (мощность неизвестна).

Данные, полученные авторами, позволяют по-иному рассматривать геологическую структуру и стратиграфический разрез района Ялонваары.

В целом участок Ялонваарского месторождения представляет собой часть вулканической постройки (рис. 15), которая по своему строению, фашиальным особенностям и составу слагающих ее вулканитов весьма сходна с Игнойльской вулканической структурой.

Нижняя часть разреза мощностью около 1400 м сложена вулканитами андезитового и андезито-базальтового состава. Среди них преобладают агломератовые, лапиллиевые туфы и реже встречаются лавы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов.

Туфы на 60-70% состоят из альбитизированных и эпидотизированных обломков андезитовых порфиритов и амфиболизированного цемента. Размер обломков колеблется от 2-4 до 30-40 см. Как правило, они резко вытянуты по сланцеватости. Обломки туфов состоят из вкрапленников плагиоклаза (№28-38), кварца, амфибола, биотита, альбита, эпидота. Цемент по сравнению с обломками больше амфиболизирован. Структура породы бластопорфировая.

Лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов в отличие от туфов имеют массивное сложение. Вкрапленники представлены плагиоклазом № 28-40, сильно разложившимся и замещенным агрегатом эпидота, альбита и кварца. В основной массе присутствуют гнездообразные выделения темно-коричневого биотита, амфибола (обыкновенная роговая обманка с $Ng = 16-19^\circ$, $2V = -76-80^\circ$, $Ng - Np = 0.022$), кварц, альбит, эпидот, хлорит.

Выше по разрезу агломератовые и другие туфы и лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов сменяются пачкой глыбовых, агломератовых и лапиллиевых туфов, андезито-дацитовых порфиритов с горизонтами кристаллокластических туфов аналогичного состава. Агломератовые туфы на 30-60% состоят из обломков размером от 3-5 см до 1.5-2 м по длинной оси. Они представлены дацитовыми порфиритами, имеющими порфиртовую структуру. В качестве вкрапленников присутствует плагиоклаз № 18-26, а в основной массе преобладают биотит, хлорит, альбит,

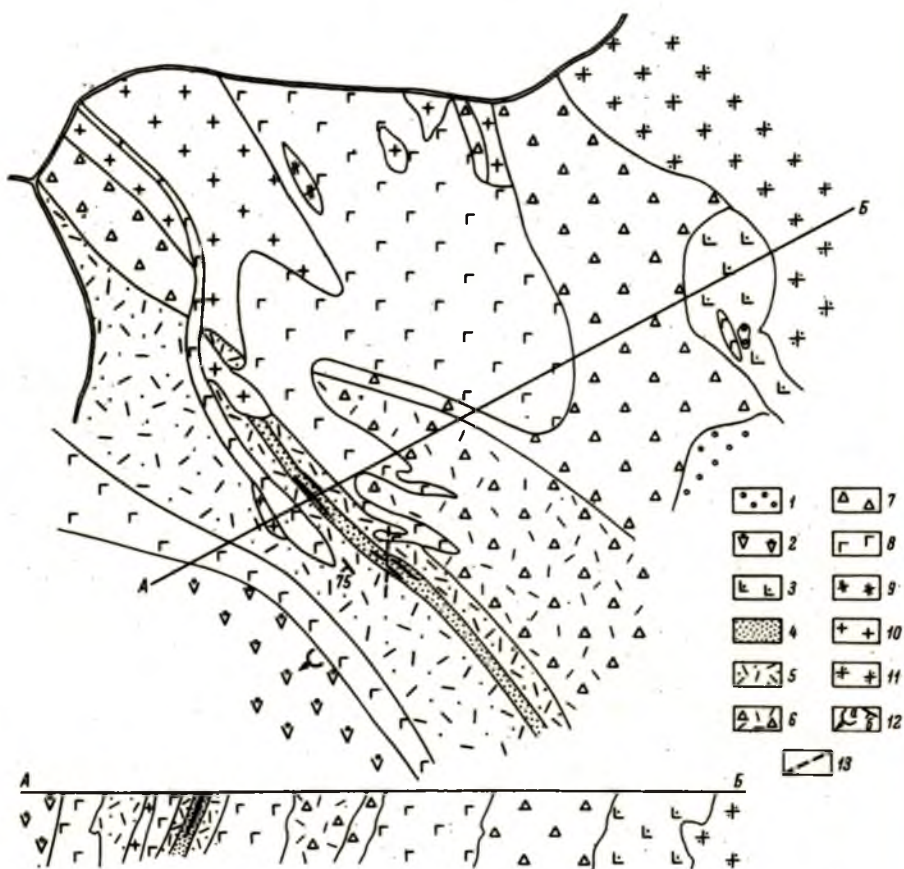


Рис. 15. Геологическая схема строения района Ялонваарского месторождения.

1 - сариолийские (?) полимиктовые конгломераты (Pt_{1-2}); 2 - шаровые и массивные диабазы; 3 - субвулканические липарито-дацитовые порфиры; 4 - кремнистые туффы и хемогенные кварциты с залежами колчеданных руд; 5 - рассланцованные туффы и туффы липарито-дацитовых порфиритов; 6 - агломератовые и лавиллиевые туффы дацитовых порфиритов; 7 - агломератовые и другие туффы, реже лавы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов; 8 - габбро-амфиболиты и габбро-диабазы; 9 - серпентиниты; 10 - граниты; 11 - диориты; 12 - направление кровли лавовых потоков (а) и сланцеватость (б); 13 - разрывные нарушения.

кварц, клиноцоизит. Цемент туфов сильно хлоритизирован. В нем встречаются мелкие обломочки и кремнистые стяжения. Мощность всей пачки составляет около 900 м.

На вулканитах дацитового состава залегает пачка вулканогенно-осадочных пород, сложенная туфами и туффитами дацитовых порфиритов, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами, колчеданными рудами.

Туфы (кристаллокластические и литокристаллокластические?) и туффиты сильно рассланцованы и превращены в кварц-альбит-серицитовые, кварц-биотит-хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-альбит-серицитовые и другие сланцы, в которых сохраняются обломки кварца и плагиоклаза.

Кремнистые туффиты и хемогенные кварциты образуют слои и линзы среди туфов. Мощность их колеблется от первых сантиметров до 45-60 м. К наиболее мощным слоям туффитов приурочены колчеданные залежи. Отличительной чертой кремнистых туффитов и хемогенных кварцитов является их сливной яшмовидной облик. Кварциты на 80-90% сложены кварцем. В кремнистых туффитах больше присутствует биотита, хлорита, эпидота, серишита, образованных, по-видимому, за счет туфогенного материала. В химическом составе этих пород резко преобладает кремнезем. Нередко в кварцитах присутствуют прослой магнетитовой руды, мощность которых колеблется от первых миллиметров до нескольких сантиметров. В отдельных случаях слои магнетита чередуются со слоями пирита.

В рудной зоне кварциты и кремнистые туффиты интенсивно рассланцованы. Они образуют характерную плитчатую отдельность. В слабо рассланцованных участках породы имеют тонкозернистую гранобластовую структуру.

Среди туффитов и кварцитов встречаются прослой, обогащенные карбонатом - известковистые туффиты.

Рядом исследователей (Л.Н. Потрубович, О.Н. Анищенко, 1954 г., СЗГУ) хемогенные кварциты и кремнистые туффиты рассматривались как вторичные кварциты по туфам кислого состава, что служило признаком гидротермально-метасоматического образования руд. На вулканогенно-осадочное происхождение названных пород указывает ряд признаков:

- 1) постоянная приуроченность кремнистых туффитов и кварцитов к вулканогенно-осадочным горизонтам и переслаивание их с тонкими туфами и туффитами дацитового и липаритового состава;
- 2) отсутствие признаков кварцевого метасоматоза туфов;
- 3) наличие участков с магнетитом, имеющих слоисто-полосчатую текстуру.

Графитистые сланцы на участке Ялонваарского месторождения имеют незначительное развитие. Они были подсечены в одной скважине на юго-восточном фланге месторождения.

Пиритовые руды, являющиеся частью вулканогенно-осадочных образований, залегают в кремнистых туффитах и кварцитах или на контакте их с туфами и туффитами.

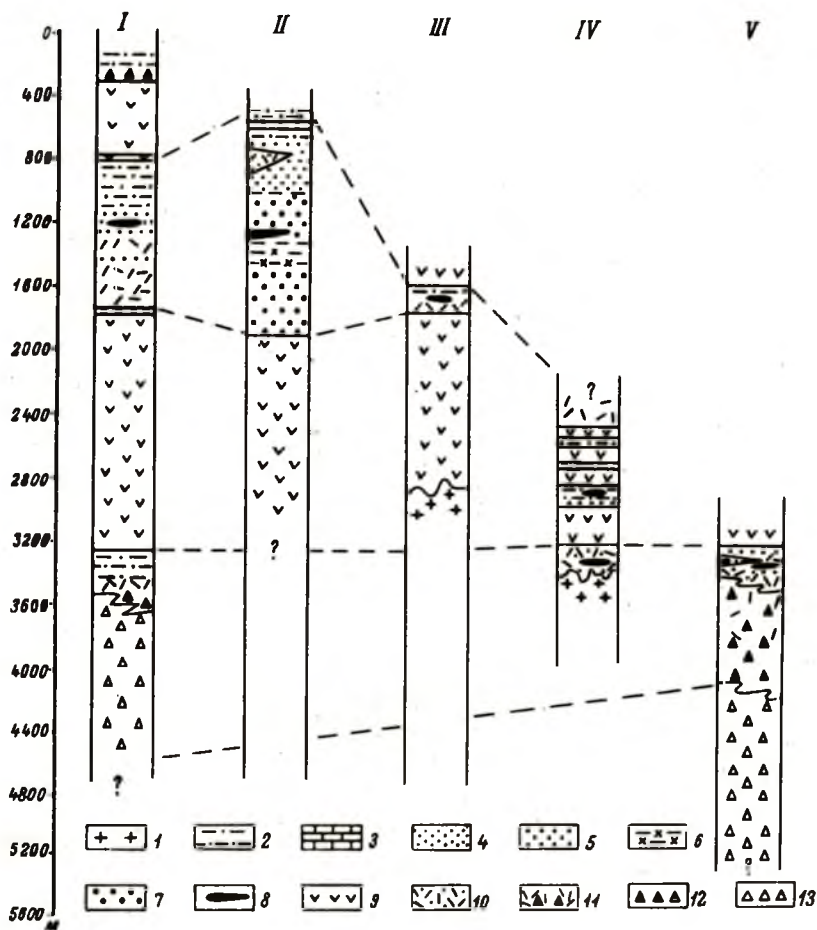


Рис. 16. Корреляционная схема стратиграфических разрезов районов серноколчеданных месторождений.

1 - граниты; 2 - графитистые сланцы, отчасти кварциты и кремнистые туффиты; 3 - карбонатные породы; 4 - хемогенные кварциты, кремнистые туффиты; 5 - мелкозернистые аркозовые песчаники; 6 - мелкозернистые граувакковые песчаники; 7 - полимиктовые конгломераты (туфоконгломераты?); 8 - серноколчеданные залежи; 9 - шаровые и массивные диабазы; 10 - тонкообломочные (псаммитовые) туфы, туффиты андезитовых, андезито-дацитовых, дацитов порфиритов, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, различные туфосланцы; 11 - лапиллиевые, кристаллокластические, реже агломератовые туфы андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов; 12 - агломератовые, реже лапиллиевые туфы, игнимбрито-подобные и субвулканические образования дацитовых и липарито-

Разрез нижнепротерозойских образований на Ялонваарском месторождении завершается пачкой диабазов. Они обнажены на небольшом участке к юго-западу от Ялонваарского месторождения и поэтому детально не изучены. Видимая мощность пачки диабазов не превышает 100–150 м. Она сложена чередующимися потоками шаровых (подушечных) и массивных диабазов. Мощность потоков составляет 5–12 м. Форма „шаров“ в шаровых диабазах чаще всего неправильная, зоны закалки узкие. В ряде обнажений устанавливается, что при крутом падении потоков кровля в лавовых потоках диабазов направлена к юго-западу (рис. 15), что указывает на более высокое стратиграфическое положение диабазов относительно подстилающих вулканогенно-осадочных пород кислого состава. Таким образом, на Ялонваарском участке устанавливается общее моноклинальное залегание пород при общем их северо-западном $310\text{--}320^\circ$ простирании и крутом падении на юго-запад под углом $65\text{--}80^\circ$.

Ф о р м а ц и о н н ы й а н а л и з о с а д о ч н о -
в у л к а н о г е н н ы х о б р а з о в а н и й
к о л ч е д а н о н о с н ы х р а й о н о в

Изложенный выше материал дает необходимые предпосылки рассмотреть условия формирования осадочно-вулканогенных комплексов с точки зрения формационного анализа, в основу которого взяты положения, сформулированные в работах Н.С. Шатского (1960), Н.П. Хераскова (1967), Ю.А. Кузнецова (1964), Д.С. Штейнберга (1964) и др.

Все колчеданосные и вулканогенно-осадочные образования объединены в две осадочно-вулканогенные формации: 1) последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую и 2) недифференцированную базальтовую (диабазовую) (Робонен и др., 1974), каждая из которых характеризуется определенным фациальным и химическим составом пород, характером дифференциации и положением в геологической структуре районов. Названные формации в разном объеме сохранились в различных районах. Как отмечалось, они имеют сложные временные взаимоотношения, обусловленные наложением в разрезе продуктов обеих формаций. Как видно из приводимой корреляционной схемы (рис. 16), наиболее ранними являются вулканиты и вулканогенно-осадочные породы последовательно дифференцированной формации Хаутаваарской зоны (виетуккалампинская свита) и района Ялонваарского месторождения.

дацитовых порфиритов; 13 – агломератовые, реже бомбовые туфы, лавы, субвулканические образования андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Районы: I – Хаутаваарский, II – Койкарский, III – Бергаульский, IV – Парандовский, V – Ялонваарский.

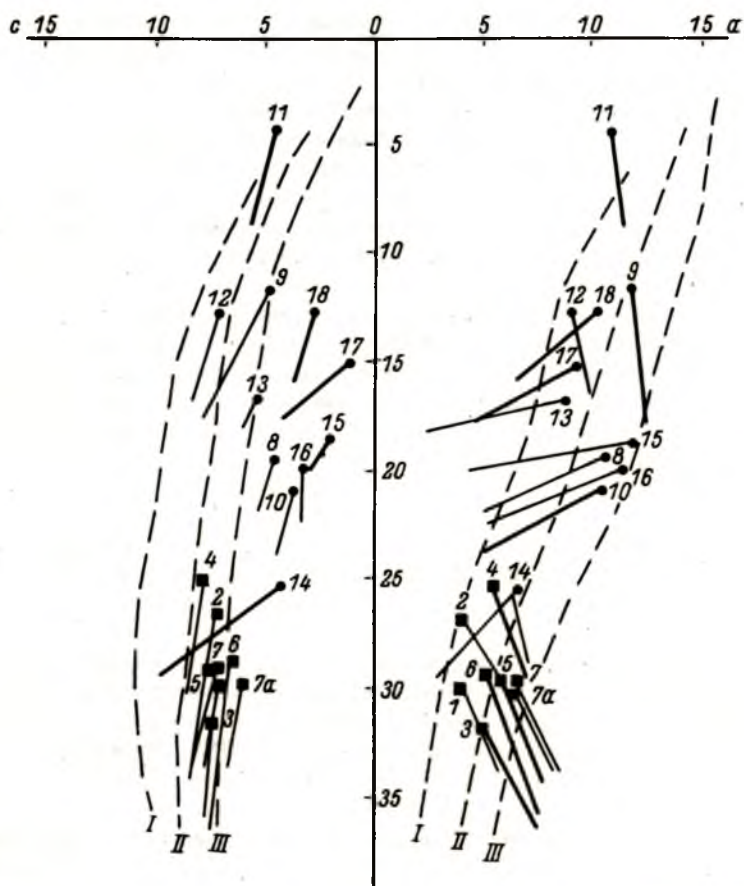


Рис. 17. Диаграмма А.Н. Заварицкого средних химических составов пород осадочно-вулканогенных колчеданосных формаций Карелии.

Недифференцированная базальтовая формация: 1-4 - Хаутаваарская зона (1 - лавы диабазовых порфиритов; 2 - подушечные и массивные диабазы; 3 - субвулканические роговообманковые порфириты; 4 - диабазы района Ведлозеро); 5 - диабазы района Шотозеро; 6 - диабазы Койкарского участка; 7 - диабазы района Бергаул; 7а - диабазы Парандовского месторождения. Последовательно дифференцированная формация: 8 - 13 - Хаутаваарская зона (игнойльский комплекс: 8 - лавы андезитовых порфиритов, 9 - агломератовые туфы андезитовых порфиритов, 10 - субвулканические андезитодацитовые порфириты, 11 - субвулканические липарито-дацитовые порфириты; чалкинский комплекс: 12 - лавы (подушечных) шаровых андезитовых порфиритов, 13 - лавы андезитодацитовых порфиритов); 14 - 15 - Ялонваарский участок (14 - агломератовые

В районе Койкарского рудопроявления развита более высокая часть разреза последовательно дифференцированной формации, представленная наиболее кислыми ее дифференциатами, залегающими на диабазах. Завершает разрез здесь вулканотерригенная толща.

В районе Бергаула и Парандово продукты этой формации сохранились в виде относительно маломощных горизонтов среди диабазов недифференцированной формации.

Последовательно дифференцированная формация сложена продуктами вулканизма, состав которых изменяется от андезито-базальтов до дацитов. Базальты и липариты находятся в подчиненном значении. В Хаутаваарской зоне к этой формации относятся виетук-калампинская, калаярвинская и усмитсанъярвинская свиты. Характерно увеличение кремнекислых дифференциатов к верхам разреза формации. В ее фациальном составе в одних участках (Игнойла, Ялонваара, Койкары) преобладает пирокластическая фация (коэффициент эксплозивности (к.э.) 60–70%), представленная агломератовыми, реже глыбовыми, лапиллиевыми и другими туфами, в других же (Чалка) – значительную роль играют миндалекаменные лавы (к.э. не > 40–50%). Характерно широкое развитие вулканогенно-осадочных фаций, которые слагают до 20–30% объема формации. Они представлены туффитами андезитового, дацитового состава, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, туфопесчаниками, графитистыми и графито-кремнистыми сланцами, карбонатными породами, колчеданными рудами.

Максимальная мощность последовательно дифференцированной формации в наиболее сохранившихся разрезах достигает 2500–2800 м (Ялонваара, Игнойла). В других районах (Парандово, Бергаул) она представлена главным образом тонкими пирокластическими и вулканогенно-осадочными фациями, вмещающими серноколчеданные руды, мощность которых не превышает 200–250 м.

Недифференцированная базальтовая формация представлена вулканидами сугубо базальтового состава. В Хаутаваарской зоне она развита в локальных участках, каждый из которых, по-видимому, представляет самостоятельную вулканическую постройку. Здесь к ней относятся лоухиваарская и кульвонская свиты. В других районах (Бергаул, Парандово) в сохранившейся части разреза она преобладает. Мощность данной формации колеблется от 500–700 до 2000–2500 м. В фациальном составе резко преобладает лавовая фация, представленная потоками диабазов и диабазовых порфиритов, среди которых значительную долю занимают шаровые (подушечные) диабазы. Пирокластическая и вулканогенно-осадочная фации вместе не превышают 10–20% объема формации.

туфы андезитовых порфиритов; 15 – субвулканические дацитовые порфириты); 16–18 – Койкарский участок (16–17 – туфы дацитовых порфиритов; 18 – субвулканические дацитовые порфириты).
I–III – вариационные линии по А.Н. Заваришкому.

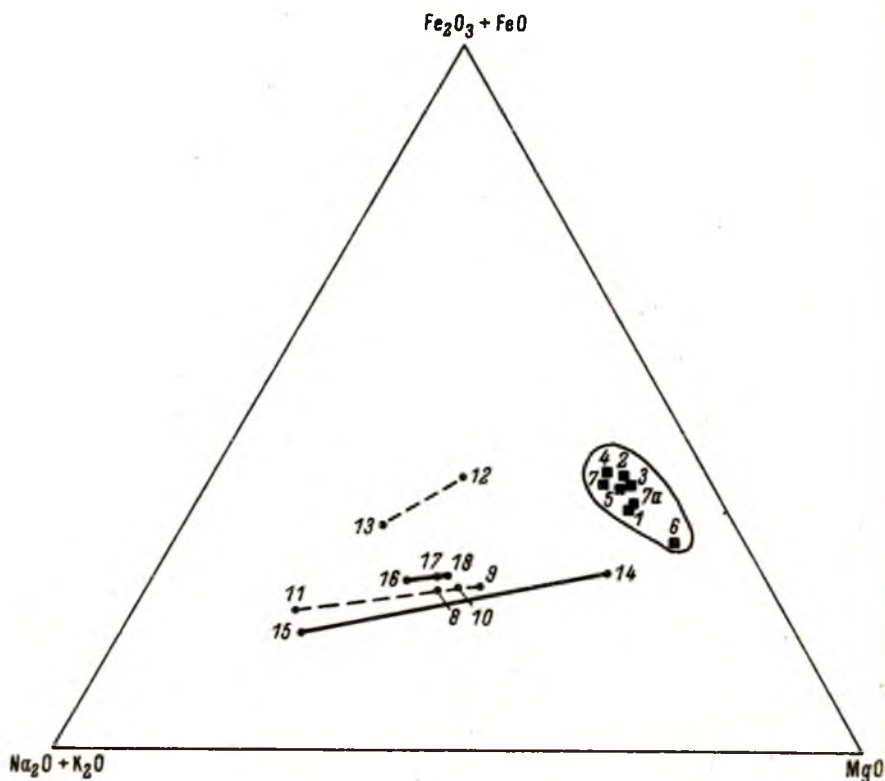


Рис. 18. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$ средних химических составов пород осадочно-вулканогенных колчедановых формаций Южной Карелии.

Условные обозначения те же, что и на рис. 17.

Общие петрохимические признаки для обеих формаций в структурах Карелии, характеризующие группу в целом (табл. 2, см. вкл.): низкое содержание титана, повышенная известковистость, преобладание натрия над калием в сумме щелочей и повышенное содержание кремнекислоты.

При вынесении на диаграмму А.Н. Заварицкого (рис. 17) и диаграмму составов $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{MgO}$ (рис. 18) породы выделенных формаций образуют четко обособленные две группы.

Фигуративные точки вулканитов последовательно дифференцированной формации (рис. 19) располагаются на плоскости $\alpha S b$ между вариационными линиями Пеле и Йеллоустонского парка, т.е. породы соответствуют типу Тихоокеанской известково-щелочной провинции, богатой известью.

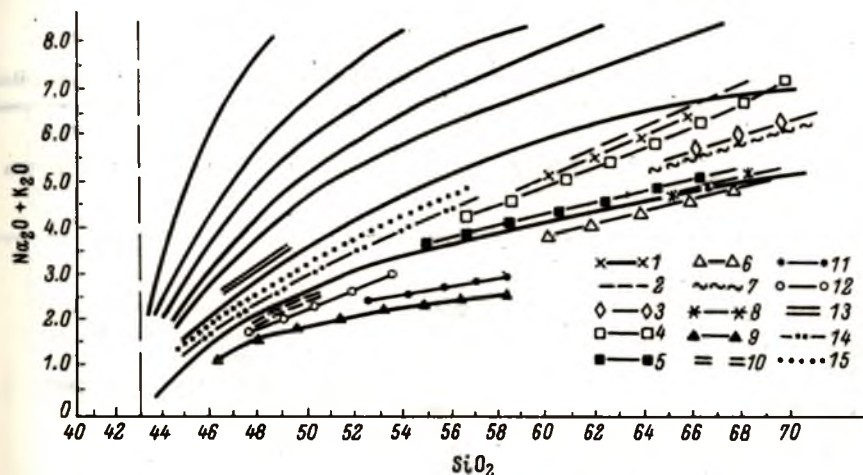


Рис. 19. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, по А.Ритману (1964), для пород осадочно-вулканогенных колчеданоносных формаций Карелии.

Последовательно дифференцированная формация: 1–4 – игнойльский комплекс (1 – лавы андезито-дацитовых порфиритов; 2 – субвулканические андезито-дацитовые порфириты; 3 – субвулканические липарито-дацитовые порфириты; 4 – агломератовые туфы андезито-дацитовых порфиритов); 5–6 – чалкинский комплекс (5 – лавы андезитовых порфиритов; 6 – лавы дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов); 7–8 – Койкарский участок (7 – туфы дацитовых порфиритов; 8 – субвулканические дацитовые порфириты). Недифференцированная базальтовая формация: 9–11 – Хаутаваарская зона (9 – лавы диабазов; 10 – субвулканические роговообманковые порфириты; 11 – диабазы оз. Ведлозеро); 12 – диабазы Койкарского участка; 13 – диабазы р-на Бергаул; 14 – диабазы Парандовского участка; 15 – субвулканические габбро-диабазы Парандовского участка.

Петрохимический состав формации меняется от андезито-базальтов до липаритов, преобладают андезиты и андезито-дациты. Эффузивы отличаются повышенным содержанием кальция и глинозема, хотя и принадлежат к разным петрохимическим типам – Пеле-Лассен-Гих и Йеллоустонскому парку. Породы Чалкинского и Койкарского участков отличаются в общем более высоким содержанием кальция и меньшим щелочей, а койкарские, кроме того, и пересыщенностью глиноземом. Для вулканогенного комплекса Игнойльского участка характерна повышенная щелочность и глиноземистость для пород с высокой характеристикой δ . С уменьшением этой характеристики в вулканитах понижается щелочность и нет

Таблица 3

Пределы колебаний петрохимических коэффициентов пород колчеданоносных

вулканогенных формаций Карелии

Формация	Структурная зона	Комплекс	Фация	Вещественный состав фации	Индекс кристаллизации	Коэффициент окисления	Na_2O	Общая щелочность	alkal	
					$\frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$		
Недифференцированная базальтовая формация	Хаутаваарская структура		Лавовая	Диабазовые порфириты	35-43	0.09-0.16	88-100	9.15-16.4	17.6	
					27-40	0.15-0.40	84-98	5.3-18.5	16.1	
					30-50	0.09-0.20	77-100	1.0-12.1	15.6	
					27-40	0.01-0.19	90-97	12-20	18.0	
					35	0.14-0.15	74-90	11-13	18.9	
					35-50	0.10-0.26	88-95	6.3-25.0	17.0	
					26-36	0.21-0.5	75-92	12-15	18.7	
					34-42	0.13-0.30	70-94	9.0-20.0	17.4	
					22-38	0.06-0.23	81-90	11.0-21.0	19.4	
					Последовательно дифференцированная базальт-дацит-липаритовая формация		Чалкинский	Лавовая	Подушечные и массивные андезитовые порфириты	7.0-28.0
8-24	0.2-0.4	55.95	30-58	21.0						
Хаутаваарская структура		Игюльский	Лавовая	Андезитовые и андезитодацитовые порфириты		10.26	0.2-0.7	64-77	22-52	22.2
						9-38	0.2-0.8	36-93	23-71	21.2
						15.5-37	0.13-0.5	60-89	31-53	21.5
						5-26	0.2-0.6	72-85	50-85	20.7
Ялонваарская			Пирокластическая	Агломератовые туфы андезитовых порфиритов		38-42.5	0.2-0.5	38-64	15-29	18.5
						13	0.5	56-70	59	23
Койкарская			Лавовая	Андезитодацитовые порфириты		37	0.3	98	48	21.8
						11-39	0.1-0.8	35-98	38-72	20.9
					18-26	0.5-0.8	72-90	41-48	20.5	
			Пирокластическая	Мелкообломочные туфы дацитовых порфиритов						
			Субвулканическая	Дацитовые порфириты						

пересыщения глиноземом. Для кислых пород Ялонваарской структуры также характерны повышенные содержания щелочей, кальция и глинозема. В пирокластитах формации отмечается повышение роли калия в составе щелочей. Повышенная известковистость последовательно дифференцированной формации находит свое отражение в петрографическом составе пород, так, например, в Хаутаваарской структуре андезиты, андезито-дациты и дациты содержат известковистый плагиоклаз № 33-35. Направление дифференциации в породах базальт-андезит-дацит-липаритовой формации (рис. 18) выражается в образовании все более кислых разновидностей, причем обогащение железом и магнием происходило в начальный период дифференциации, а затем в остаточном расплаве идет увеличение кремнезема и накопление щелочей (гомодромный характер). По содержанию суммарного железа выделяются на этой диаграмме чалкинские эффузивы (наиболее богатые), а затем идут сближенные вариационные линии Койкар, Игнойлы и Ялонваары.

Группа пород недифференцированной базальтовой формации характеризуется принадлежностью к петрохимическим типам Пеле и Лассен-Пик (рис. 17). Облик и минеральный состав лав диабазов довольно однообразен, изменяются лишь структурные признаки (афировые, микропорфировые, порфиритовые до миндалекаменных) и текстурные (от массивных до шаровых). Антидромная дифференциация лав, как было рассмотрено на примере Хаутаваарской структуры (Робонен и др., 1974), выражается в общем повышении основности диабазов в стратиграфической последовательности накопления и подчеркивается наиболее высокой основностью субвулканических даек диабазовых порфиритов. Для отдельных потоков диабазов характерно широкое колебание кислотности, характеристика δ меняется от 20 до 40. На рис. 19 видно, что диабазы группируются в компактное поле, показывая незначительный размах дифференциации. Родоначальный состав магмы для хаутаваарских диабазов отвечает составу толеитовой магмы.

Диабазы всех рассматриваемых участков при некоторых вариациях характеристики δ обладают общими чертами химизма. Для них характерно высокое содержание извести, низкая общая щелочность при невысоком содержании калия (K_2O изменяется от 0.15 до 0.64%), содержание титана в общем не превышает единицы.

Петрохимические коэффициенты, пределы колебаний которых для рассматриваемых формаций приведены в табл. 3, позволяют сопоставить некоторые петрохимические характеристики выделенных формаций.

1. Для последовательно дифференцированной формации пределы колебания петрохимических коэффициентов следующие: щелочность - 16-85, окисленность - 0.1-0.8, отношение щелочей - 35-98, индекс кристаллизации - 5-51, *alkal* - 20.7-22.0.

2. Для недифференцированной формации пределы колебаний петрохимических коэффициентов: щелочность - 1-25, окисленность -

0.01–0.4, отношение щелочей – 74–100, индекс кристаллизации – 27–55, $\alpha l k a l$ – 15.6–18.9.

Различие формаций наиболее отчетливо видно при сравнении коэффициентов общей щелочности, отношении щелочей, индекса кристаллизации и окисленности. Самая низкая щелочность и окисленность характерны для базальтовой формации. При анализе петрохимических коэффициентов разнофациальных пород последовательно дифференцированной формации устанавливается следующее.

1. Широкие колебания индекса кристаллизации (ИК) от 5.0 до 42.5. Для лав чалкинского и игнойльского комплексов ИК изменяется от 7 до 28, для субвулканитов Ялонваары, Койкар и Игнойлы – от 5 до 37 и самые широкие вариации для пирокластитов – от 9 до 42.5. Согласно Куно (Куно, 1972), для первичных магм многих серий изверженных пород, образовавшихся в мантии, индекс кристаллизации равен приблизительно 40 или немногим более 40. Такие широкие колебания ИК, как в приведенной таблице, показывают, что наиболее часто встречаются породы промежуточных стадий дифференциации магмы (от умеренно дифференцированной магмы ИК–20 до сильно дифференцированной).

2. Коэффициент окисленности для всей формации изменяется в общих пределах от 0.1 до 0.8.

3. Отношение $N a_2 O / (N a_2 O + K_2 O)$ в лавах составляет 49–95, в субвулканитах – 56–90, в пирокластах – 35–98.

4. Коэффициент общей щелочности в лавах колеблется от 16 до 48, в субвулканитах – от 31 до 59 (в самых кислых липарито-дацитах Игнойлы – от 50 до 85), в пирокластах – от 15 до 72. Характер щелочности отражает общую направленность эволюции пород формации, в конечных дифференциатах накапливаются щелочи при одновременном убывании Fe и Mg.

5. Породы всех фаций характеризуются довольно постоянным (20.5–22.2) значением параметра $\alpha l k a l$, т.е. аккумуляция кристаллов в процессе фракционной кристаллизации магм при формировании этих типов пород не имела существенного значения. Исключение представляют вулканиты Ялонваары, где $\alpha l k a l$ изменяется в более широких пределах: от 18.5 в пирокластах до 23 в субвулканитах. При сопоставлении петрохимических коэффициентов для лав недифференцированной базальтовой формации видно, что:

1) индекс кристаллизации изменяется от 26 до 50, т.е. основные вулканиты представлены продуктами кристаллизации исходной и слабодифференцированной магм;

2) коэффициент окисленности изменяется от 0.01 до 0.5, в среднем 0.23;

3) отношение $N a_2 O / (N a_2 O + K_2 O)$ колеблется от 24 до 100, подчеркивается существенная роль натрия в составе щелочей;

4) общая щелочность, как видно и из других диаграмм, изменяется от 5.3 до 20.0;

5) непостоянная величина α_{kal} (15.6–18.9) свидетельствует об определенной роли аккумуляции кристаллической фазы в процессе кристаллизации магмы.

Ранее уже говорилось (Робонен и др., 1974), что в отдельных лавовых потоках наблюдаются широкие колебания кислотности и значительная изменчивость характеристики b при колебании коэффициента α в довольно узких пределах. Такое дифференцированное строение лавовых потоков подтверждает ведущую роль кристаллизационной дифференциации в их формировании, а следовательно, и в образовании отдельных горизонтов (серий потоков).

С целью установления родственных петрогенетических серий разнофациальных пород обеих формаций использована диаграмма Ритмана ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)– SiO_2 , которая показывает характер изменчивости щелочей в магматических сериях, образовавшихся в результате глубинной дифференциации магматических очагов (рис. 19). Как видно из диаграммы, вариационные линии лавовых, субвулканических и пирокластических фаций отдельных комплексов занимают параллельно–сближенное положение, что подчеркивает их принадлежность к единым эволюционным сериям.

Для недифференцированной формации выделяется сверхизвестковистая (хаутаваарские и койкарские диабазы) и известково–щелочная (район Бергаула и Парандово) петрогенетические серии, в которых устанавливается последовательное увеличение суммарного количества щелочей. В дифференцированной формации выделяются известковистая (чалкинский вулканический комплекс, район Койкар) и известково–щелочная (игнойльский вулканический комплекс) петрогенетические серии.

Компактность вариационных линий разнофациальных групп основных и средних эффузивов различных комплексов или районов говорит о связи их с магматическими очагами, которые характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями дифференциации при общем химическом родстве рассматриваемых формаций. Специфика выделенных вулканогенных комплексов последовательно дифференцированной формации проявляется также при сравнении разновидностей пород с одинаковым содержанием кремнезема – лав андезито–базальтового состава разных комплексов или их субвулканических дацитовых порфиритов.

Для андезито–базальтов чалкинского комплекса характерны повышенные содержания FeO , CaO , марганца, а для аналогичных пород игнойльского комплекса – повышенная щелочность и магниезальность. Связь продуктов Игнойльского палеовулкана с андезитовой известково–щелочной магмой придает индивидуальные черты всем разнофациальным породным ассоциациям его продуктов, но это подчеркивается также диаграммой Ритмана. Соответственно изменяется и отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. В лавах Игнойлы оно составляет 0.54–0.99, в андезито–базальтах Чалки – 0.07–0.46.

При рассмотрении крайних дифференциатов – кислых субвулканических фаций Игнойльского и Койкарского палеовулканов – мы

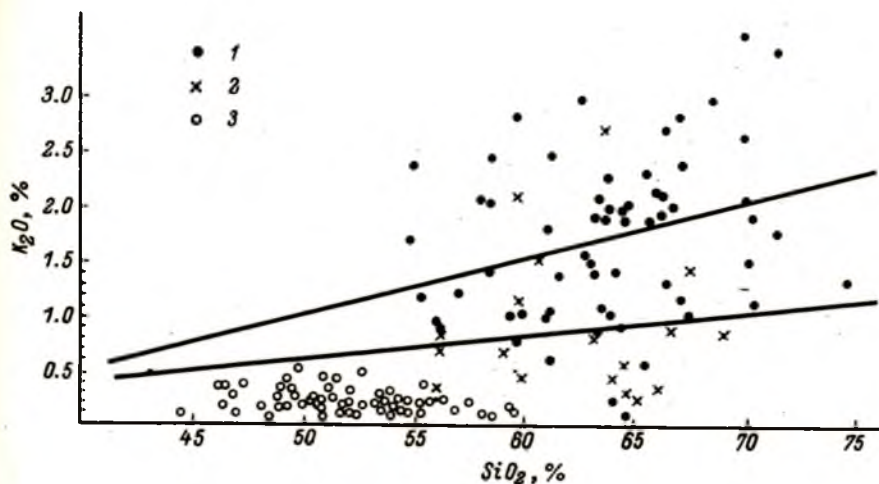


Рис. 20. Диаграмма K_2O-SiO_2 вулканитов последовательно дифференцированной и недифференцированной формаций Хаутаваарской зоны.

1 - диабазы недифференцированной формации (Хаутаваарская зона); последовательно дифференцированная формация; 2 - андезитовые порфириты Чалкинского участка, 3 - андезитовые порфириты Игнойльского участка.

видим значительное различие в содержании TiO_2 , FeO , MgO , CaO и суммы щелочей. Для Игнойльского палеовулкана сохраняется и в конце развития повышенная щелочность. В дацитах Ялойваарской структуры намечается возрастающая роль калия и его преобладание в сумме щелочей в кислых дифференциатах.

Небезынтересно сопоставить петрохимические особенности вулканических образований Хаутаваарской зоны и колчеданосных провинций Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая. Для этого нами использовались данные М.Б. Бородаевской и ее сотрудников (Бородаевская и др. 1970; Ширай, Агеева 1970).

Породы недифференцированной формации Хаутаваарской зоны, как видно из диаграммы K_2O-SiO_2 (рис. 20), по своей щелочности наиболее близко отвечают образованиям непродуктивных на медно-колчеданное оруденение слабодифференцированных базальтовых формаций Северного Кавказа и Южного Урала. Подобный же вывод следует из анализа диаграммы содержаний окиси титана и окиси магния (рис. 21).

Наряду с этим недифференцированная формация Хаутаваарской зоны несколько отличается повышенным суммарным содержанием

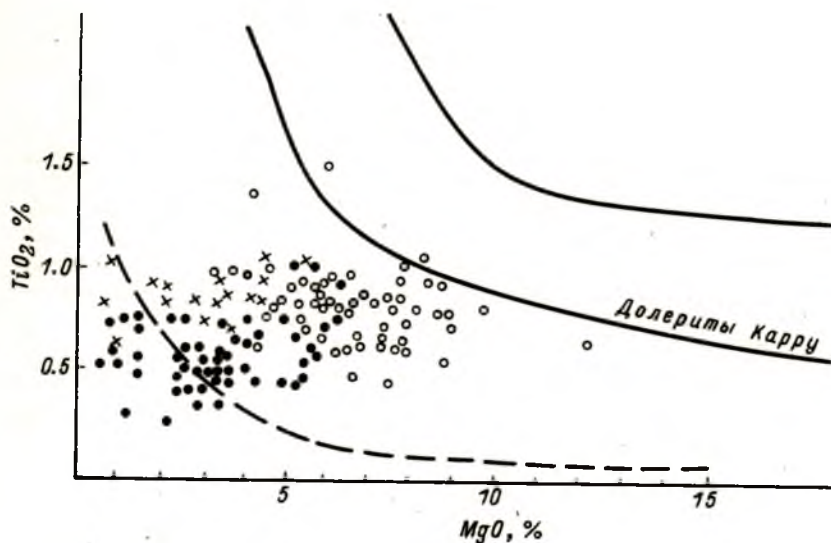


Рис. 21. Диаграмма TiO_2 - MgO вулканитов последовательно дифференцированной и недифференцированной формаций.

(Условные обозначения см. на рис. 20).

оксида железа и магния, а с другой стороны, пониженным — оксиды калия и титана. Вулканиты недифференцированной формации отличаются от типичных океанических базальтов повышенной кислотностью ($SiO_2 = 45-55\%$), средние значения которой приближаются к содержанию кремнекислоты в базальтоидах ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон. Средние содержания CaO , несмотря на значительный разброс, сопоставимы в целом со средними значениями CaO в платобазальтах. Содержание MgO и Al_2O_3 в породах формации приближает их к производным толеитовой магмы. Все образования формации характеризуются пониженным количеством оксида титана, равным в среднем $0.7-0.9\%$, что совместно с пониженным содержанием оксида натрия отличает их от типичных спилитов.

По суммарному содержанию железа, оксида титана и пересыщенности глиноземом в кислых дифференциатах породы последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации Хаутаваарской зоны приближаются к аналогичным образованиям последовательно дифференцированной формации Южного Урала и Северного Кавказа, продуктивным на медноколчеданное оруденение. Однако по набору вулканитов, щелочности и соотношению оксида калия и кремнекислоты породы рассматриваемой формации наиболее близки со среднедевонскими образованиями колчедано-полиметаллической провинции Рудного Алтая. Содержание CaO несмотря на

значительный разброс, так же как MgO , характеризуется нормальным распределением, присущим кайнотипным разностям. В кислых и средних породах дифференцированной формации количество окиси титана достигает 0.8–1.2%, что несколько выше, чем в соответствующих кайнотипных разностях.

Отметим также, что нижнепротерозойские породы последовательно дифференцированной формации Хаутаваарской зоны по своим характеристикам (содержанию окиси калия, натрия, титана и другим) обнаруживают черты сходства с киватинскими лавами базальт–андезит–риолитовой серии архея Канадского щита (Hutchinson, 1965), с которыми парагенетически связываются богатые медно–колчеданные и колчеданно–полиметаллические месторождения.

У с л о в и я ф о р м и р о в а н и я о с а д о ч н о – в у л к а н о г е н н ы х ф о р м а ц и й в к о л ч е д а н о н о с н ы х с т р у к т у р а х

Особенности тектонического развития троговых прогибов Карелии обусловили своеобразное соотношение вулканитов недифференцированной базальтовой и последовательно дифференцированной базальт–андезит–дацит–липаритовой формаций и определили условия их развития.

Рассмотрим эти особенности на примере Хаутаваарского трога, в котором породы обеих формаций представлены наиболее полно. Слагая единую разновозрастную толщу, они имеют различное площадное распространение. Преобладающим развитием пользуются вулканиты андезитового, андезито–дацитового и дацитового составов последовательно дифференцированной формации. Среди образований этой формации на отдельных участках отмечаются сложно построенные линзы пород диабазового состава недифференцированной формации.

Как указывалось выше, среди вулканитов последовательно дифференцированной формации ведущую роль играют пирокластические образования среднего и кислого составов, сформировавшиеся в результате деятельности вулканов центрального типа, постройки которых прослеживаются в виде цепочки субмеридионального простирания согласно с простиранием шовного прогиба. Непосредственно вблизи вулканических построек пирокластический материал представлен грубобломочными туфами, которые по мере удаления от центров извержения сменяются мелко– и тонкообломочными туфами и туффитами с увеличением количества терригенной примеси. В удаленной зоне вулканических построек была сформирована и рудовмещающая толща, в которой наряду с пирокластическими породами широко распространены осадочно–хемогенные и осадочные отложения – кварцевые туфопесчаники, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, графитистые сланцы, реже карбонатные породы.

На более значительном удалении от центров извержения накапливались осадки, преимущественно обогащенные, по-видимому, органическим веществом и превращенные в результате метаморфизма в графитистые сланцы.

Вулканическая деятельность началась с пирокластических выбросов андезито-базальтов и андезитов, которые с течением времени сменились более кислыми дериватами. Помимо пирокластических, вулканогенно-осадочных образований продукты последовательно дифференцированной формации представлены лавами шаровой текстуры, мандельштейнами и порфиритами андезитового состава, потоками дацитовых порфиритов и их лавобрекчиями.

Все вышеперечисленные эффузивные, вулканокластические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования тесно ассоциируются в пространстве и во времени и обуславливают пестрый состав последовательно дифференцированной формации, которая, судя по обилию фашиальных типов пород, слабой окатанности обломков туфоконгломератов, ритмичной слоистости кварцевых туфопесчаников, сформировалась в мелководном бассейне с расчлененным рельефом дна в условиях островных вулканов. Об этом также свидетельствуют отсутствие осадков среди грубообломочных туфов и сосредоточение последних вокруг вулканических структур.

По своим петрохимическим свойствам базальт-андезит-дацит-липаритовая формация Хаутаваарской зоны сходна с подобными формациями Южного Урала, Северного Кавказа и Рудного Алтая, однако занимает иную структурно-тектоническую позицию. Известно, что в палеозойских структурах она развивается на ранних этапах собственно геосинклинальной стадии развития в условиях, когда обстановка некомпенсированного прогибания сменяется условиями, близкими к геантиклинальным (Кузнецов, 1964, Бородаевская и др., 1970). Однако в Хаутаваарской зоне породы рассматриваемой формации являются наиболее древними и характеризуют, по-видимому, начальные этапы ее развития.

Своеобразное положение занимают и базальтоиды недифференцированной формации, они слагают локальные участки и в одних случаях залегают стратиграфически выше пород последовательно дифференцированной формации, а в других перекрываются ими, слагая сложно построенные пачки. Такое положение объясняется их приуроченностью к кулисообразно или параллельно расположенным разломам, которые, по всей вероятности, вскрывали более глубокие очаги толеитовой магмы. Условия формирования базальтовой (диабазовой) формации характеризуются спокойными излияниями лав в условиях компенсированного прогибания, о чем свидетельствуют ограниченные площади их развития при значительной мощности. Пирокластический материал формации представлен единичными горизонтами туфов в тесной ассоциации с вулканогенно-осадочными образованиями.

С началом деятельности базальтового вулканизма по времени совпадает некоторое затухание в этих локальных участках актив-

ности кислого вулканизма, что выражается в наличии горизонтов мелко- и тонкообломочных туфогенно-осадочных образований дацитового состава последовательно дифференцированной формации и дайковых тел дацитовых порфиритов среди пород диабазовой формации. Для последней характерны более глубоководные условия накопления ее продуктов, о чем говорит наличие подушечных текстур лав, их слабая окисленность и переслаивание лав с горизонтами вулканогенно-осадочных пород. Известно, что базальтовая (диабазовая) формация относится к образованиям инициального базальтоидного магматизма в развитии геосинклинальных систем. В Хаутаваарской зоне к типичным геосинклинальным формациям могут быть отнесены также интрузивные породы габбро-гипербазитовой формации (Попов, 1968).

Таким образом, петрохимические особенности и условия формирования осадочно-вулканогенных формаций Хаутаваарской зоны отражают специфику развития нижнепротерозойского вулканизма, заключающую в пространственном и временном совмещении вулканитов поздних и ранних этапов развития складчатых поясов.

Интрузивный магматизм районов серноколчеданных месторождений

Хаутаваарская зона

Г.О. Глебова-Кульбах (1960) все интрузивные породы Хаутаваарской зоны разделила на раннеорогенные и позднеорогенные. К первым она отнесла габбро-диабазы и дифференцированные ультраосновные породы, для которых характерно согласное положение интрузий в складчатых структурах нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов. К позднеорогенным интрузиям отнесен Хаутаваарский массив гранитоидов и ряд мелких тел гранитов.

М.Г. Попов (1971) выделяет несколько последовательно сформированных формаций, объединяя в ряде из них вулканические и интрузивные образования: вулканогенную диабазовую, вулканоплутоническую андезито-дацитовую, габбро-гипербазитовую и гранитную.

Имеющиеся данные по структурному положению интрузий, их составу и возрастным соотношениям в настоящее время позволяют выделить четыре магматические формации: 1) габбро-диабазовую, 2) гипербазитовую, 3) габбро-норитовую, 4) гранитоидную.

Габбро-диабазовая формация представлена крупными телами и дайками габбро-амфиболитов, образованными за счет габбро-диабазов, и более молодыми дайками феррогаббро и габбро-диабазов.

Наиболее крупные тела габбро-амфиболитов находятся западнее Хаутаваары и в южной части структуры, где они прослеживаются от оз. Ведлозеро до Игнойлы и прорывают породы последовательно дифференцированной формации.

Габбро-амфиболиты - это массивные, иногда гнейсовидные крупно- и среднезернистые породы, сложенные шестоватыми кристаллами зеленой роговой обманки ($cNg = 14^\circ$, $2V = -80^\circ$, $Ng-Np = 0.034$), плагиоклазом (№ 38-45), альбитом, кварцем, эпидотом, гранатом. Амфибол биотитизирован.

Феррогаббро образуют небольшие тела и дайки, которые прорывают габбро-амфиболиты. Они чаще приурочены к зонам разломов и контактам различных пачек пород. В отличие от габбро-амфиболитов они характеризуются более темным цветом и плотным мелкозернистым сложением. Феррогаббро состоит из сине-зеленой роговой обманки ($2V = -55-62^\circ$, $cNg = 12-14^\circ$), плагиоклаза (№ 48-54), реже эпидота, карбоната. Характерно значительное (до 10%) содержание в них титаномагнетита и сульфидов.

Габбро-диабазы, по составу аналогичные габбро-амфиболитам, образуют небольшие дайки и тела, развитые на всей территории Хаутаваарской зоны. Для них характерно массивное среднезернистое сложение. Почти всегда в шлифах устанавливаются реликты габбро-офитовой структуры. В составе этих пород преобладает обыкновенная роговая обманка ($cNg = 18^\circ$, $2V = -78-80^\circ$) и плагиоклаз (№ 48-50). Второстепенные и вторичные минералы представлены лейкоксеном, биотитом, клиноцоизитом, альбитом, хлоритом.

Близость по химическому составу пород габбро-диабазовой формации и вулканитов недифференцированной базальтовой формации, их пространственная ассоциация и близость во времени проявления могут служить признаком комагматичности обеих названных формаций.

Гипербазитовая формация в Хаутаваарской зоне представлена рядом относительно небольшого размера тел ультраосновных пород, приуроченных к глубинным разломам. М.Г. Попов (1968, 1971) выделяет сложно-, слабо- и недифференцированные массивы ультраосновных пород: оливинитов, верлитов, амфиболовых перидотитов. Характерна интенсивная серпентинизация пород. В зонах разломов гипербазиты превращены в хлорит-тремолит-серпентиновые, хлорит-тремолитовые и другие сланцы. В одном из массивов в пределах Хаутаваарского серноколчеданного месторождения эти сланцы сопровождают пентландит-пирротинное оруденение.

Габбро-норитовая формация представлена рядом тел габбро-норитов (массив Кивач) в северном окончании Хаутаваарской структуры. Габбро-нориты прорывают нижнепротерозойские гранодиориты и в свою очередь пересекаются жилами плагиомикроклиновых гранитов. Массив габбро-норитов сложен полевошпатовыми лерцолитами, оливиновыми полевошпатовыми пироксенитами, полевошпатовыми пироксенитами, оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами (Попов, Горбик, 1971). С габбро-норитами связано незначительное первично магматическое медно-никелевое оруденение.

Все породы интенсивно серпентинизированы и амфиболлизированы. Содержание серпентина достигает 70%. Оливин и пироксен встречаются в виде реликтов.

Гранитоидная формация ¹ представлена разновозрастными гранитами, гранодиоритами и диоритами, развитыми по периферии Хаутаваарской структуры. Кроме того, массив гранитов и гранодиоритов расположен южнее Хаутаваарского месторождения. Выделяются три разновозрастные группы гранитоидов. Наиболее древними являются лейкократовые плагиограниты, иногда гнейсовидные и содержащие характерный опаловидный кварц. Они прорваны среднезернистыми массивными гранодиоритами и диоритами, состоящими из плагиоклаза (№ 25–40), амфибола, биотита, кварца, эпидота. Наиболее молодыми являются мелко- и среднезернистые плагиомикроклиновые граниты, иногда аплитовидные, образующие дайки и мелкие тела. В минеральном составе их преобладают плагиоклаз (№ 28–55), кварц, микроклин, биотит, эпидот, альбит. В районе Хаутаваары с подобными гранитами связаны небольшие рудопроявления молибдена.

Койкарский участок

Интрузивные образования Койкарского участка представлены в основном нижнепротерозойскими силлоподобными телами габбро-диабазов, являющихся, по-видимому, комагматами основных эффузивов. Макроскопически это плотные, массивные, а иногда рассланцованные породы, в которых нередко наблюдаются реликты офитовых и габбро-офитовых структур среди крупнозернистой амфиболовой массы. По составу и геологическому положению эти габбро-диабазы являются аналогами габбро-амфиболитов (габбро-диабазов) габбро-диабазовой формации Хаутаваарской зоны. Незначительное распространение имеют метаморфизованные тела ультраосновного состава, представленные серпентинитами и тальк-карбонатными породами. Они приурочены главным образом к куполовидной структуре основных вулканогенных пород и к субмеридиональному долгоживущему разлому. Эти породы можно сопоставлять с гипербазитовой формацией Хаутаваарской зоны. Возрастные взаимоотношения между интрузивными образованиями ультраосновного состава и телами габбро-диабазов непосредственно не наблюдались, но на основании их геологического положения можно предположить, что более древними по возрасту являются тела ультраосновного состава. Дайки субвулканических дацитовых порфиритов прорывают тела габбро-диабазового и ультраосновного состава. Из среднепротерозойских интрузий в районе развиты тела габбро-диабазового состава, отличающиеся от нижнепротерозойских относительно свежим обликом, частым сохранением габбро-офитовых и габбровых структур, обилием прожилков и вкрапленности магнетита и титаномagnetита.

¹ Гранитоидная формация авторами не изучалась и выделена условно.

Эти тела имеют субмеридиональное простирание и локализованы в северо-восточной части района. Взаимоотношения с нижнепротерозойскими интрузивными образованиями в районе не наблюдались.

Бергаульский участок

Интрузивные образования, представленные главным образом гранитоидами, очень полно охарактеризованы в работе Г.О. Глебовой-Кульбах и др. (1963). Помимо упомянутого интрузива порфировидных гранитов встречены многочисленные жилы и дайки плагиогранитов, локализованные в зоне контакта интрузива и имеющих рвущие взаимоотношения не только с породами бергаульской свиты, но и с порфировидными гранитами. Своей приуроченностью к тектонически ослабленной зоне дайки подчеркивают ее долгоживущий характер. В свою очередь эти жильные и дайковые тела часто разбудинированы. Следует также отметить и интрузивное тело в зоне субмеридионального разлома, представленное мелко- и среднезернистыми мясокрасными плагиомикроклиновыми гранитами.

Парандовский участок

Среди интрузивных образований, развитых на территории Парандовского месторождения, наиболее широким распространением пользуются пластовые интрузивы и дайки габбро-диабазов, которые сопоставляются с габбро-диабазовой формацией Хаутаваарской зоны. Они представлены крупнозернистыми габбро-диабазами массивной текстуры, гранонематобластовой с реликтами габбро-диабазовой и офитовой структуры и состоят из обыкновенной роговой обманки (60-80%), плагиоклаза (5-30%), главным образом альбита (№ 0-8), и реже олигоклаза (до № 20). Второстепенными минералами являются биотит, кварц и карбонат. Контакты габбро-диабазов с вмещающими породами резкие, нередко отмечаются апофизы габбро-диабазов в эффузивных мелкозернистых диабаззах.

По положению в тектонической структуре района могут быть выделены две группы габбро-диабазов. Первая группа образует главным образом силлообразные залежи, подчиняясь контактам вмещающих пород и согласным с напластованием зонам рассланцевания. Вторая группа габбро-диабазов характеризуется более крупнозернистой структурой, наличием крупных (до 3-5 см) кварц-эпидотовых минералов (до 10%). Эти габбро-диабазы пересекают габброиды первой группы и, как правило, расположены вкрест простирания вмещающих толщ. В некоторых случаях отмечаются согласные тела габбро-диабазов второй группы.

Буровыми скважинами вскрыты тальк-хлоритовые и тальк-актинолит-хлоритовые сланцы мощностью до 50-60 м. Это серовато-зеленые тонкорассланцованные породы. Хлорит составляет

30–60%, тальк 20–90%, актинолит 10–40%, карбонат 5–20%. Актинолит и карбонат присутствуют иногда в виде порфиробласт. Кроме этих основных минералов часто встречаются биотит (до 10%), кварц (1–25%), иногда по сланцеватости отмечаются примазки пирротина. Структура пород фибробластовая и лепидобластовая, текстура сланцеватая. По химическому составу сланцы соответствуют серпентинизированным ультраосновным породам Хаутаваарского месторождения. Об этом свидетельствует также повышенное содержание в них кобальта, никеля и хрома. Вероятно, тела тальк-хлоритовых и тальк-актинолит-хлоритовых сланцев образованы при метаморфизме пластовых интрузий ультраосновного состава. Взаимоотношения ультраосновных пород с другими интрузивными образованиями неизвестны.

Как было показано выше, осадочно-вулканогенные образования парандовской серии и габбро-диабазы прорываются плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми нижнепротерозойскими гранитами Идельского и Кочкомского массивов. На контакте с осадочно-вулканогенными породами нижнего протерозоя граниты характеризуются порфировидной структурой. Крупные (до 2–5 см) таблитчатые и овальные порфиновые выделения микроклина среди среднезернистой основной массы существенно плагиоклазового состава отчетливо ориентированы параллельно к плоскости контакта или общему направлению гнейсовидности. При удалении от осадочно-эффузивных толщ эти граниты сменяются мигматитами и гнейсо-гранитами разного состава, которые некоторыми исследователями частично относятся к архею (Геология СССР, 1960).

Ялонваарский участок

Интрузивный магматизм района Ялонваары по составу продуктов в основном сходен с Хаутаваарской зоной. По аналогии с последней здесь можно выделить три формации: 1) габбро-диабазовую 2) гипербазитовую и 3) диорит-гранитную.

Габбро-диабазовая формация представлена телами габбро-амфиболитов и дайками габбро-диабазов. Возрастное положение их по отношению к окружающим породам, в том числе и к интрузивным другим формациям, неодинаковое. Габбро-амфиболиты прорывают вулканы обеих формаций, а сами прорываются дайками лейкократовых гранитов. Дайки габбро-диабазов, как установлено в одном обнажении, отчетливо прорывают лейкократовые граниты, для которых характерен своеобразный опаловидный кварц. Возможно предположить, что эти габбро-диабазы имеют ятулийский возраст.

Наиболее древними являются габбро-амфиболиты, образующие массивы, вытянутые согласно с общеструктурным северо-западным направлением. Для них характерно крупно- и среднезернистое сложение, участками заметна гнейсоватая текстура породы. В минеральном составе преобладают обыкновенная или уралитовая роговая

обманка ($Nr-Np = 0.21$; $2V = -80$), нередко замещенная биотитом, и плагиоклаз (№ 28-44). Встречаются лейкоксен, эпидот и в виде реликтов — пироксен и основной плагиоклаз (лабрадор).

Габбро-диабазы по сравнению с габбро-амфиболитами более свежие, среднезернистого сложения. Состоят из роговой обманки, плагиоклаза (№ 28-38), эпидота, биотита, лейкоксена. В шлифах нередко устанавливаются реликты габбро-офитовой структуры.

В зоне контакта габбро-диабазов с гранитами устанавливаются в них отчетливые зоны закалки.

Гипербазитовая формация в изученном районе проявлена слабо и представлена перидотитами, которые слагают небольшой массив в центральной части Ялонваарского участка. Он имеет удлиненную форму и вытянут в северо-западном направлении.

Перидотиты сильно серпентинизированы и обогащены тремолитом. Оливин и пироксен встречаются в виде реликтов.

Возрастные соотношения с окружающими породами не установлены. В целом для основных и ультраосновных пород Ялонваары характерны те же взаимоотношения, что в Хаутаваарской зоне. Г.О. Глебова-Кульбах и С.Б. Лобач-Жученко (1960) относят их к раннеорогенным интрузиям.

Диорит-гранитная формация развита широко и представлена породами различного возраста и состава. Гранитоиды этой формации в районе Ялонваары являются наиболее молодыми интрузивными образованиями, однако, как указывалось выше, некоторые разновидности лейкократовых гранитов прорываются дайками габбро-диабазов.

Для решения всех вопросов возрастных взаимоотношений интрузивных образований друг с другом, их структурного положения и т.д. необходимы специальные детальные исследования.

Г.О. Глебова-Кульбах и С.Б. Лобач-Жученко (1960) относят внедрение серии кварцевый диорит-гранодиорит-плагиогранит к концу ранней фазы складчатости.

Диориты являются наиболее ранними образованиями формации и образуют самостоятельную интрузию в северо-восточной части района. Интрузия в плане представляет вытянутое в северо-западном направлении тело шириной около 300 м. Западный контакт с вулканитами последовательно дифференцированной формации резкий, крутопадающий на юго-запад под углом $80-90^\circ$. В сторону вмещающих пород отходят афеизы диоритов. Наблюдающаяся в диоритах гнейсовидность выражена ориентированными чешуйками биотита и имеет северо-западное направление, параллельное контакту. Диориты пересекаются дайками гранит-порфиров.

Микроскопически диориты представляют собой темно-серые, среднезернистые, несколько порфиоровидные породы. Сложены плагиоклазом (№ 15-23) и амфиболом, который представлен роговой обманкой ($c Nr = \sim 18^\circ$, $2V = -72^\circ$), реже биотитом, микроклином, замещающим плагиоклаз, кварцем, эпидотом, хлоритом.

Г.О. Глебова-Кульбах и С.Б. Лобач-Жученко (1963) описанные диориты сопоставляют с Хаутаваарским массивом гранитоидов и относят к первому типу интрузий, синхронных со складчатостью.

Граниты и гранодиориты относятся к более поздней фазе интрузивного процесса и по времени сопряжены с ранними (?) фазами складчатости нижнепротерозойских образований (Глебова-Кульбах, 1960). Гранитные тела в районе Ялонваары вытянуты в направлении, согласном с простираем вмещающих пород, но на отдельных участках наблюдаются секущие контакты интрузии со сланцеватостью и слоистостью последних. В приконтактных частях граниты приобретают мелкозернистую аллитовидную структуру. По составу граниты и гранодиориты довольно однородны. Это существенно плагиоклазовые породы с небольшим (10%) содержанием микроклина. Кроме названных минералов присутствуют кварц, биотит, эпидот, мусковит, сфен, апатит. Гранодиориты отличаются несколько меньшим содержанием кварца. С гранитами они связаны взаимными переходами.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИЗМА
И РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Метасоматические и метаморфические преобразования нижепротерозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород носят полигенный характер, что обусловлено одновременным проявлением процессов метасоматизма и метаморфизма, связанных как с поствулканической деятельностью эруптивных центров, так и с региональным метаморфизмом. Среди этих процессов различаются: 1) аутометасоматизм, связанный с поствулканической газо-гидротермальной деятельностью вулканических очагов; 2) региональный метаморфизм (прогрессивная и регрессивная стадии) и сопровождающие его метасоматические процессы; 3) диафорез; 4) ультраметаморфизм.

А в т о м е т а с о м а т и ч е с к и е п р о ц е с с ы

Аутометасоматические изменения вулканитов типа среднетемпературной пропилитизации, наиболее полно установленные в Хаутаваарской зоне и отчасти на Койкарском участке, характеризуют ранний этап их преобразования. Они происходили в поствулканическую стадию и носили в целом объемно-площадной характер.

В последовательно дифференцированной формации эти процессы выражены в интенсивной альбитизации и эпидотизации вулканитов, главным образом прожерловых и жерловых фаций: агломератовых туфов, лав и субвулканических пород андезитового и андезито-дацитового состава. Особенно хорошо они заметны в породах Игнольской палеовулканической постройки, где последующий региональный метаморфизм не превышал зеленосланцевой и низких ступеней эпидот-амфиболитовой фаций. В туфах изменения обломков и цемента носят различный характер. В цементе концентрируются темноцветные минералы, и он интенсивнее преобразован при последующем региональном метаморфизме. Обломки же осветлены, и в них „законсервировались“ минеральные ассоциации аутометасоматической стадии преобразования вулканитов.

Характерной минеральной ассоциацией является альбит-эпидот-кварц-хлорит-карбонат-(турмалин)-(ильменит)-(пирит)-халькопирит. Эта ассоциация в лавах и массивных субвулканических породах проявляется в виде гнезд, жил, участков сплошного осветления пород,

Т а б л и ц а 4

Химический состав вулканитов, преобразованных
и не преобразованных автометасоматическими процессами

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	63,34	58,04	63,32	62,86	52,06	59,50	59,44	53,46	58,62	58,12
TiO ₂	0,56	0,98	0,74	0,48	0,18	0,70	0,60	0,78	0,61	0,64
Al ₂ O ₃	16,27	15,23	16,03	15,68	27,21	16,18	15,26	13,94	12,83	14,56
Fe ₂ O ₃	2,04	3,04	2,53	1,69	1,92	2,41	4,76	2,27	1,28	1,95
FeO	2,57	3,44	1,65	2,68	0,93	3,59	2,41	7,41	6,32	4,74
MnO	0,06	0,09	0,04	0,09	0,025	0,09	0,41	0,23	0,19	0,20
MgO	3,10	3,40	2,72	3,18	1,92	5,29	2,84	6,53	7,14	4,30
CaO	3,92	6,51	4,42	5,70	2,44	0,64	9,54	11,88	8,94	12,94
Na ₂ O	4,41	3,26	5,40	5,56	3,45	3,41	1,72	1,96	3,26	1,27
K ₂ O	1,55	2,24	1,65	0,55	6,14	1,90	0,97	0,16	0,08	0,10
H ₂ O	0,10	0,14	0,13	0,26	0,06	0,12	0,14	0,11	0,09	-
П. п. п.	1,77	2,12	1,91	1,13	3,16	2,04	1,87	0,97	0,56	1,58
NiO	-	0,011	0,011	0,010	0,003	0,010	0,007	-	-	-
CoO	-	0,004	0,001	0,002	0,001	0,005	0,007	-	-	-
CuO	-	0,004	0,004	0,02	-	0,003	0,18	-	-	-
Σ	99,69	100,51	100,49	99,89	99,53	100,39	99,85	100,70	100,04	100,40

П р и м е ч а н и е. 1 - средний состав андезитов (18 ан.); 2 - цемент агломератовых туфов; 3-5 - автометасоматически измененные обломки туфов андезитовых порфиритов; 6 - неизменные лавы андезитовых порфиритов; 7 - автометасоматически измененные лавы андезитовых порфиритов; 8 - средний состав диабазов (35 ан.); 9-10 - автометасоматически измененные диабазы. Аналитики Т.М. Барменкова, Г.И. Капустина, Н.В. Бельшева, Л.Н. Мокеева, Н.В. Ужконен.

выполнение миндалинов и пр. В вулканитах, претерпевших последующий региональный метаморфизм более высокой степени (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой), ранние аутометасоматические изменения устанавливаются труднее. Тем не менее они видны благодаря осветлению обломков туфов, периферийных зон шаров в лавах, как это имеет место в Чалке.

На площадях развития недифференцированной базальтовой формации района Койкар наиболее интенсивно преобразованы также породы прижерловых фаций и прежде всего подушечные лавы, бомбовые и агломератовые туфы. Устанавливается определенная последовательность в аутометасоматическом преобразовании пород, обусловленная эволюцией состава гидротермальных растворов, изменением pH и температуры.

Наиболее ранние изменения вызваны альбитизацией вулканитов среднего и основного состава. Альбитизация вулканитов происходит неравномерно, захватывая более или менее значительные объемы пород, выраженные в настоящее время в виде зон осветления, замещения обломков туфов и пр. Позже на альбитизированные породы накладывается минеральная ассоциация эпидот (реже клиноцоизит)-кварц-альбит-ильменит-сульфиды (редко актинолит), в которой главную роль играет эпидот.

Более поздняя ассоциация кварц-карбонат-хлорит проявляется в виде мелких жилок и гнезд в породах, претерпевших более ранние гидротермальные изменения.

Наиболее поздними образованиями аутометасоматической стадии изменения вулканитов являются так называемые силициты — существенно кремнистые образования афанитовой структуры, выполняющие, как правило, межшаровые пространства в шаровых лавах. В них в небольших количествах встречаются эпидот, хлорит, сульфиды.

Для аутометасоматически преобразованных вулканитов среднего и основного состава характерно увеличение кремнезема и суммы щелочей и в первую очередь окиси натрия для альбитизированных пород. В породах, претерпевших эпидотизацию, увеличивается содержание окиси кальция. В ряде случаев в интенсивно измененных андезитах происходит накопление глинозема и характерно высокое содержание окиси калия, по-видимому, благодаря присутствию вторичного ортоклаза. Эти преобразования нашли отражение и в изменении химического состава пород (табл. 4).

Региональный метаморфизм

Хаутаваарская зона

Наиболее полно региональный метаморфизм изучен в Хаутаваарской зоне, в связи с чем дается его развернутая характеристика. В других районах он охарактеризован кратко по данным петрографических исследований и литературным материалам.

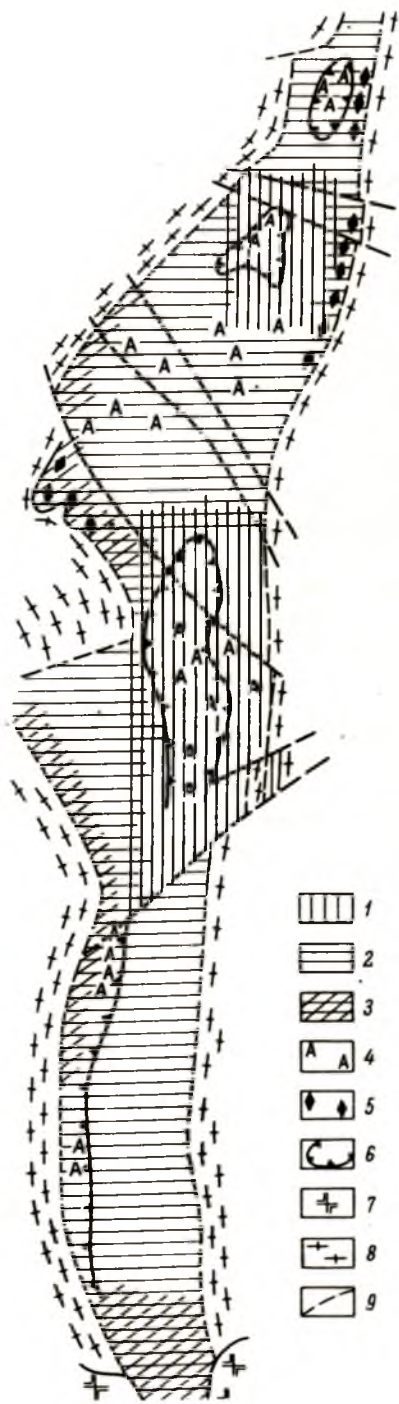
Прогрессивная стадия. Интенсивный региональный метаморфизм связан с ранней (ребольской) фазой складчатости, когда была сформирована метаморфическая зональность. Последняя выражена в увеличении степени метаморфизма от центральных частей зоны к периферии и с глубиной (рис. 22).










В условиях зеленосланцевой фации метаморфизованы вулканиты последовательно дифференцированной и отчасти недифференцированной формации на Масельском и Игнойльском участках (рис. 22).

В районах д. Масельга в вулканитах дацитового состава развивается неравновесная минеральная ассоциация кварц-альбит (№ 0-7)-хлорит-серицит-клиноцоизит (редко эпидот)-карбонат. Породы в отдельных участках довольно интенсивно рассланцованы и превращены в кварц-альбит-хлоритовые и другие сланцы. Однако в них хорошо сохранились первичные текстурные и микроструктурные признаки туфов и реже лав.

Критическим минералом зеленосланцевой фации, по Н.Г. Судовикову (1964), является хлорит. В описываемых образованиях он представлен разновидностью, бедной магнием ($Nm = 1.616 - 1.620$), бесцветной или бледно-зеленой, с нормальными или аномально буро-зелеными цветами интерференции. В породах андезито-дацитового состава у границ с эпидот-амфиболитовой фацией метаморфизма вместо хлорита появляется буро-коричневый биотит с резким плеохроизмом (по Ng - буро-коричневый, по Np - бледно-коричневый). Одновременно в составе породы исчезает серицит.

Минералы эпидотовой группы представлены клиноцоизитом ($2V = +74$, $Ng - Np = 0.011 - 0.014$) и реже эпидотом ($2V = -70$, $Ng - Np = 0.028 - 0.032$). Однако в большинстве случаев они образуют тонкозернистые землистые агрегаты, не поддающиеся оптическому определению. Характерно большое содержание в породах карбоната, который чаще всего развивается в виде жилок по сланцеватости. Диабазы превращены в актинолитовые сланцы. Характерна минеральная ассоциация актинолит-альбит-клиноцоизит (эпидот)-карбонат. Нередко проявляется бледно-зеленый хлорит с аномальными интерференционными окрасками. В районе Игнойлы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизованы вулканиты андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава. Здесь сохраняются минеральные парагенезисы, образованные при автотоматизме: альбит-эпидот-хлорит-кварц-карбонат. Хорошо сохраняются реликты обломков и вкрапленников плагиоклаза (№ 22-48).



- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9

Минеральная ассоциация регионального метаморфизма в породах андезит-дацитового состава (хлорит-биотит-альбит-кварц-серицит-клиноцоизит) замещает ранее образованные парагенезисы и развивается преимущественно по сланцеватости. В породах андезитового и андезит-базальтового состава вместо хлорита и серицита появляется актинолитовая роговая обманка ($2V = -78$, $Ng - Np = 0.022$) вместе с клиноцоизитом. Здесь же часто присутствуют биотит и эпидот, иногда встречается альмандиновый гранат.

Динамометаморфизм был незначительным. Сланцеватость выражена слабо. Сохраняются первичные текстуры вулканитов, однако обломки туфов в большинстве своем ориентированы.

В условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизована подавляющая часть пород Хаутаваарской зоны. Наибольшим изменением в этих условиях подверглись вулканогенные породы основного и среднего состава. На прогрессивной стадии они идут в направлении увеличения зернистости пород, разрушения микроструктур, а с увеличением степени метаморфизма - и макроструктур. Общая физико-химическая направленность процесса - образование пород более простого состава в результате метаморфической дифференциации вещества.

На Чалкинском и Няльмозерском участках соответственно в северной и южной частях Хаутаваарской зоны в породах андезитового и андезит-базальтового состава характерной минеральной ассоциацией является обыкновенная роговая обманка-альбит-олигоклаз (N_5-10^0)-клиноцоизит-кварц-гранат.

Химический состав роговых обманок и граната представлен в табл. 5. Пересчеты на кристаллографические формулы сделаны по методу А.Г. Булаха (1967).

Проанализированные амфиболы являются роговыми обманками с теоретической формулой $A_2B_5(Si_6Al_2)_8O_{22}(OH)_2$. Для них характерна относительно высокая железистость и глиноземистость ($f = 65-77$, $f' = 63-76$, $A = 10-12$) и низкая магнезиальность ($X_{Mg} = 0.33$), что объясняется исходным составом пород.

Гранаты по химическому составу соответствуют альмандину и характеризуются высоким содержанием альмандинового компонента и низким пирропа и спессартина.

Из минералов эпидотовой группы в породах преобладает клиноцоизит ($Ng - Np = 0.010$) и реже встречается эпидот ($Ng - Np = 0.028$). В метаморфических жилах иногда кристаллы имеют

Рис. 22. Схема метаморфической зональности Хаутаваарской зоны.

1 - зеленосланцевая фация; 2 - эпидот-амфиболитовая фация; 3 - амфиболитовая фация; 4 - участки аутометасоматического изменения пород; 5 - зоны ультраметаморфизма; 6 - контуры распространения прижерловых фаций; 7 - граниты рапакиви; 8 - гнейсо-граниты, граниты; 9 - разрывные нарушения.

Т а б л и ц а 5

Химический состав минералов из пород Хаутаваарской зоны

Окислы	Хаутаваара			Чалка				Няльмозеро			
				амфиболы				гранат	биотит	биотит	гранат
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,06	48,38	45,70	45,60	45,85	46,12	44,89	48,68	38,65	57,32	37,83
TiO ₂	0,91	1,31	1,25	0,92	1,20	0,78	1,16	0,86	1,60	0,18	0,07
Al ₂ O ₃	10,25	7,83	12,82	15,74	14,66	13,58	15,80	14,93	19,44	15,67	20,41
Fe ₂ O ₃	2,73	1,93	4,09	3,25	2,60	4,12	2,70	1,18	6,41	н/о	0,27
FeO	12,86	12,86	11,92	17,13	16,28	16,32	16,86	22,17	12,50	11,94	32,69
MnO	0,34	0,30	0,43	0,47	0,51	0,42	0,57	5,18	0,25	0,20	2,20
MgO	9,46	11,30	7,18	2,71	4,44	4,57	3,32	сл.	8,45	3,47	1,02
CaO	11,28	12,16	12,27	9,93	10,57	9,86	10,27	6,42	2,12	2,26	5,20
Na ₂ O	1,18	1,28	1,45	1,08	1,16	1,57	1,05	0,14	0,50	2,05	0,05
K ₂ O	0,68	0,27	0,81	0,55	0,45	0,62	0,60	0,10	5,12	3,57	0,10
H ₂ O	0,16	0,23	0,12	0,16	0,16	0,15	0,13	0,40	0,65	0,32	-
П. п. п.	2,01	2,54	1,91	2,29	2,50	2,34	2,42	-	4,45	3,41	-
Σ	99,98	100,45	99,95	99,88	100,42	100,38	99,84	100,06	100,14	100,39	99,86
$f = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$	0,48	0,43	0,47	0,77	0,65	0,66	0,74	1,0	0,45	0,66	0,95
$f' = \frac{Fe}{Mg + Fe}$	0,51	0,41	0,62	0,76	0,63	0,71	0,76	1,0	0,54	0,66	0,95
$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe + Mn}$	0,48	0,56	0,44	0,20	0,33	0,27	0,23	0	0,47	0,33	0,05
$F_{порц} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}$	0,42	0,40	-	0,54	0,47	-	0,61				
$A = \frac{Al \cdot 100}{Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si}$	7	575	10	12	10	11	12				

1 - роговая обманка $(Ca_{1,8}Na_{0,32}K_{0,2})_{2,24}(Mg_{2,1}Fe_{2,0}^{2+}Fe_{0,3}^{3+}Al_{0,7}Ti_{0,1}Mn_{0,04})_{3,24}(Si_{7,0}Al_{1,0})_{8,0}O_{22}$
 $(OH_{1,6}O_{0,4})_{2,0}$; 2 - роговая обманка $(Ca_{1,8}Na_{0,33}K_{0,04})_{2,17}(Mg_{2,31}Fe_{1,8}^{2+}Fe_{0,2}^{3+}Al_{0,08}Ti_{0,13}Mn_{0,04})_{4,45}$
 $(Si_{6,7}Al_{1,3})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 3 - роговая обманка $(Ca_{1,84}Na_{0,4}K_{0,14})_{2,38}(Mg_{1,5}Fe_{1,36}^{2+}Fe_{0,43}^{2+}Al_{0,57}Ti_{0,13}$
 $Mn_{0,05})_{4,04}(Si_{6,44}Al_{1,56})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 4 - роговая обманка $(Ca_{1,5}Na_{0,25}K_{0,1})_{1,85}(Mg_{0,56}Fe_{2,14}^{2+}$
 $Fe_{0,34}^{3+}Al_{1,12}Ti_{0,1}Mn_{0,05})_{4,31}(Si_{6,32}Al_{1,68})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 5 - роговая обманка $(Ca_{1,6}Na_{0,3}K_{0,08})_{1,98}$
 $(Mg_{1,0}Fe_{1,98}^{2+}Fe_{0,17}^{3+}Al_{0,82}Ti_{0,2}Mn_{0,06})_{4,43}(Si_{6,38}Al_{1,62})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 6 - роговая обманка $(Ca_{1,7}Na_{0,42}$
 $K_{0,11})_{2,23}(Mg_{1,00}Fe_{2,00}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Al_{1,1}Ti_{0,08}Mn_{0,05})_{5,66}(Si_{6,8}Al_{1,2})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 7 - роговая обманка
 $(Ca_{1,56}Na_{0,31}K_{0,11})_{1,98}(Mg_{0,7}Fe_{2,0}^{2+}Fe_{0,3}^{3+}Al_{1,05}Ti_{0,12}Mn_{0,07})_{4,29}(Si_{6,4}Al_{1,6})_{8,0}O_{22}(OH)_2$; 8 - гранат
 $(Na_{0,02}K_{0,01})_{0,03}(Ca_{0,51}Fe_{1,51}^{2+}Mn_{0,61})_{2,63}(Al_{1,34}Fe_{0,05}^{3+})_{1,39}(Si_{3,7}Ti_{0,1})_{3,8}O_{12}$; 9 - биотит
 $(K_{0,48}Na_{0,07})_{0,55}(Mg_{0,95}Fe_{0,78}^{2+}Fe_{0,36}^{3+}Al_{0,55}Ti_{0,07}Mn_{0,01})_{2,72}(Si_{2,84}Al_{1,16})_{4,0}O_{10}(OH)_2$; 10 - биотит
 $(K_{0,33}Na_{0,25})_{0,58}(Mg_{0,31}Fe_{0,61}^{2+}Ti_{0,01}Mn_{0,01})_{1,55}(Si_{3,5}Al_{0,5})_{4,0}O_{10}(OH)_2$; 11 - гранат $(Ca_{0,92}Mg_{0,24}$
 $Fe_{4,44}^{2+}Mn_{0,3})_{5,9}(Al_{4,38}Fe_{0,05}^{3+})_{4,43}(Si_{3,04}Ti_{0,004})_{3,0}O_{12}$.

зональное строение: центральная часть зерна представлена эпидотом, а периферийная — клиноцоизитом.

Довольно постоянным метаморфическим минералом является коричнево-бурый биотит. Он часто замещает амфибол на регрессивной стадии метаморфизма и присутствует как самостоятельный минерал в породах андезито-дацитового или дацитового составов вместе с альбитом и клиноцоизитом и магнетитом. Основные характеристики химического состава биотита приведены в табл. 5.

В высокожелезистых вулканогенно-осадочных породах Няльмозерского месторождения коричнево-бурый биотит находится в равновесной ассоциации с гранатом и магнетитом. Для пары биотит-гранат из этих пород был рассчитан индекс Фроста ($M = 5.6 - 1.5 \lg K_2$), где $K_2 = \left(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}} \right)^{Би} \cdot \left(\frac{1 - X_{Mg}}{X_{Mg}} \right)^{Гр}$, который оказался равным 4.15 (по Фросту, границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, $M = 4.2$). По геотермометру Л.Л. Перчука (1968) для этой же пары гранат-биотит температура метаморфизма не превышала 450–500°.

В вулканитах дацитового и липарито-дацитового состава района Хаутаваара развивается неравновесная минеральная ассоциация биотит-серицит (мусковит)-альбит-эпидот-кварц. В ряде участков развития вулканогенно-осадочных пород с высоким содержанием глинозема появляется ассоциация с андалузитом и кордиеритом. Здесь же диабазовые порфириты превращены в мелкозернистые амфиболиты с хорошо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Реликты первичной структуры наблюдаются в редких случаях. Минеральный состав характеризуется парагенезисом: обыкновенная роговая обманка-олигоклаз (№ 15–20)-эпидот (клиноцоизит).

Шаровые диабазы менее перекристаллизованы, сохраняют свой афанитовый облик, часто наблюдаются реликты первичной офитовой структуры. Амфибол представлен актинолитовой или обыкновенной роговой обманкой ($Ng-Np = 0.014-0.018$, $2V = -78-80^\circ$, $cNg = 18^\circ$). В ассоциации с ним находится клиноцоизит, альбит и реликтовый плагиоклаз (№ 30–64).

Метаморфизм осадочно-вулканогенных образований амфиболитовой фации достигает в северном и южном окончаниях Хаутаваарской структуры, а также на западном фланге западнее д. Хюрсюля.

В северной части Хаутаваарской зоны, на участке Кивач вулканогенно-осадочные породы превращены в биотит-амфиболовые гнейсы с характерной минеральной ассоциацией: сине-зеленая роговая обманка-биотит-плагиоклаз (№ 26–38)-эпидот-(гранат).

На юге Хаутаваарской зоны, на участке Ведлозерского месторождения вулканиды превращены в мелкозернистые амфиболиты с большим количеством метаморфических жил существенно кварц-эпидотового состава. Реликты первичных пород не сохранились. Ассоциация обыкновенная роговая обманка ($cNg = 22^\circ$)-плагиоклаз (№ 18–32)-эпидот (клиноцоизит)-(гранат) свидетельствует об амфиболитовой фации метаморфизма.

У западного контакта Хаутаваарской зоны с гранито-гнейсами (участок Хюрсюля) в метаморфизованных туфах и туффитах андезитового состава появляется ассоциация биотит-гранат-кордиерит-плагиоклаз (№ 18-24)-кварц.

Регрессивная стадия. Сущность регрессивных изменений состоит в разрушении минеральных парагенезисов, сформировавшихся в прогрессивной стадии, и замещении их более низкотемпературными минеральными ассоциациями. Они обусловлены падением температуры и давления метаморфизма в его заключительную фазу и высоким насыщением пород метаморфическими растворами (Судовиков, 1964, с. 186). В данном случае регрессивные изменения пород представляют собой определенную стадию, причинно связанную с прогрессивной стадией регионального метаморфизма одной фазы складчатости. Метаморфические растворы были сформированы при прогрессивном метаморфизме. Преимущественно в местах ослабленного давления, трещинах, зонах интенсивного расщепления они производили регрессивные изменения пород. Минеральные ассоциации, возникшие на этой стадии, соответствуют фации зеленых сланцев. В Хаутаваарской зоне наиболее ранние регрессивные изменения проявляются в широко развитом замещении роговой обманки биотитом. Позже по зонам расщепления и в метаморфических жилах образуются ассоциации: эпидот (клиноцоизит)-хлорит-кварц-карбонат; актинолит-хлорит-клиноцоизит-карбонат; кварц-хлорит-пирротин; хлорит-клиноцоизит (эпидот)-альбит-кварц. Минеральные ассоциации регрессивной стадии для различных пород во многом сходны, однако химический состав минералов, в частности хлоритов, зависит от химического состава метаморфизующихся пород. Хлориты из пород основного состава более магnezильны в отличие от железистого хлорита пород среднего состава (табл. 6). Эту же особенность отражают и оптические свойства хлоритов (табл. 7).

Регрессивная стадия регионального метаморфизма играет важную роль при метаморфической регенерации колчеданных месторождений, поскольку циркуляция метаморфических растворов происходила наиболее интенсивно в рудовмещающей толще. Это обусловлено ее неоднородным строением и, следовательно, неоднородностью механических свойств, послужившей причиной интенсивного расщепления пород и образования в них разрывных нарушений. Благодаря этим механическим деформациям рудовмещающая толща приобрела высокую проницаемость преимущественно в одном направлении — в плоскостях сланцеватости и разрывных нарушений.

С региональным метаморфизмом, как нам представляется, связаны проявления F_0-M_0 метасоматизма в ряде участков Хаутаваарской зоны. Наиболее интенсивно он проявился в осадочно-вулканогенных образованиях дацитового и липарито-дацитового состава западнее Хаутаваары. Зона метасоматического изменения проходит вдоль контакта вулканогенно-осадочных пород последовательно дифференцированной формации с диабазами недифференцированной

Т а б л и ц а 6

Химический состав хлоритов регрессивной стадии метаморфизма

Окислы	1	2
SiO ₂	26.08	27.90
TiO ₂	0.38	0.73
Al ₂ O ₃	20.74	21.98
Fe ₂ O ₃	2.97	4.51
FeO	19.60	21.31
MnO	0.018	0.40
MgO	17.30	10.00
CaO	0.20	0.74
Na ₂ O	0.14	0.36
K ₂ O	0.05	0.70
H ₂ O	1.12	0.51
П. п. п.	11.76	10.2
Сумма	100.36	99.59

Примечание. 1 - хлорит из диабазов района Хаутаваарского месторождения: $(\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.01}\text{Ca}_{0.02})_{0.06}(\text{Mg}_{2.78}\text{Fe}^{2+}_{1.8}\text{Fe}^{3+}_{0.2}\text{Al}_{1.34}\text{Ti}_{0.03})_{6.15}(\text{Si}_{2.81}\text{Al}_{1.19})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$; 2 - хлорит из кварц-хлорит-биотитовых сланцев (Чалка): $(\text{Na}_{0.07}\text{K}_{0.09}\text{Ca}_{0.08})_{0.24}(\text{Mg}_{1.59}\text{Fe}^{2+}_{0.36}\text{Fe}^{3+}_{0.36}\text{Al}_{1.72}\text{Ti}_{0.06})_{4.63}(\text{Si}_{2.92}\text{Al}_{1.08})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

Аналитики В.А. Доильница, З.В. Помазан.

формации. Этот процесс выражен в широком развитии кордиерита, андалузита, антофиллита, реже диопсида, граната -уваровита, хлорита, турмалина. В измененных породах значительно увеличивается содержание окиси магния, железа, глинозема (табл. 8). Представляется, что источником этих элементов (за исключением алюминия), а также хрома, бора явились эффузивы основного состава, а также интрузии основного и ультраосновного состава, из которых они выносились при метаморфизме.

Т а б л и ц а 7

Оптические свойства хлоритов
из пород различного состава

Породы	N_m хлоритов
Габбро-диабазы	1.618-1.620
"	1.616
"	1.640-1.642
Туфы андезитовых порфиритов	1.628
То же	1.638
Дацитовый порфирит	1.610

Д и а ф т о р е з. В Хаутаваарской зоне диафторез проявлен в слабой степени и связан с тектоническими движениями селецкой фазы складчатости. Последняя проявилась в образовании систем разрывных нарушений и трещин кливажа субширотного и северо-западного ($310-330^\circ$) простирания. По этим трещинам развивается низкотемпературная минеральная ассоциация, представленная преимущественно хлоритом ($cNg = 1,625$) с примесью кварца, карбоната, эпидота, сульфидов. В ряде случаев трещинки выполняются кварцем. Эти изменения наиболее сильно проявлены в южной и северной оконечностях зоны, но и здесь не играют существенной роли в метаморфическом преобразовании пород.

У л ь т р а м е т а м о р ф и з м. Процессы ультраметаморфизма проявились у восточного контакта осадочно-вулканогенных образований с гранитами. В предварительно регионально метаморфизованных породах роговая обманка замещается биотитом, плагноклаз представлен олигоклазом, появляется микроклин. Увеличивается зернистость пород, которые переходят в гнейсы.

Мигматизация диабазов, обусловленная внедрением в них даек плагногранитов, наблюдалась у западного контакта Хаутаваарской зоны (западнее д. Хаутаваара). При этом диабазы превращаются в полевошпатовые амфиболиты, реже мигматиты.

Койкарский, Бергаульский, Парандовский и Ялонваарский участки

На участке Койкарского рудопроявления региональный метаморфизм соответствует условиям фации зеленых сланцев. Следует отметить, что здесь проявилась интенсивная складчатость в несколько фаз (по меньшей мере две), и все породы превращены в метаморфические сланцы различного

Т а б л и ц а 8

Химический состав туфов и туффитов дацитовых порфиритов, подвергшихся процессам Fe-Mg метасоматизма

Окислы	1	2
SiO ₂	57.20	49.80
TiO ₂	0.81	0.93
Al ₂ O ₃	23.33	12.69
Fe ₂ O ₃	1.25	3.32
FeO	2.22	10.78
MnO	0.06	0.24
MgO	3.76	8.33
CaO	4.62	9.86
Na ₂ O	2.93	0.34
K ₂ O	1.60	0.12
H ₂ O	0.14	0.05
П. п. п.	2.48	3.91
Σ	100.40	100.37

П р и м е ч а н и е. 1 - корднерит-андалузитовый сланец по туффитам дацитовых порфиритов; 2 - туф дацитовых порфиритов. Аналитики В.А. Доильнищина, З.В. Помазан.

состава, обладающие характерной сланцеватой текстурой. Обычными минеральными ассоциациями пород основного состава являются хлорит ($N_{gr} = 1,622$)-альбит-карбонат-лейкоксен, актинолит-альбит-хлорит, актинолит-эпидот-альбит. Очень часто в диабазах сохраняется реликтовый плагиоклаз (№ 38-58). В породах кислого состава развиваются ассоциации серицит-кварц-альбит, хлорит-альбит-серицит-эпидот-кварц-карбонат. В связи с региональным метаморфизмом происходит интенсивная актинолитизация туфов основного состава. Во многих случаях образуются крупнокристаллические актинолититы с характерной шестоватой структурой.

К югу от описываемого участка (южнее р. Суны!) метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой фации.

На участке рудопроявления Бергаул вулканиты основного и кислого состава претерпели региональный метаморфизм и динамометаморфизм в период ребольской фазы складчатости в условиях, изменяющихся от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации.

Все породы интенсивно рассланцованы, смяты в мелкие складки с субмеридиональным простираем осей. Для вулканитов базальтового состава обычными метаморфическими минеральными ассоциациями являются обыкновенная роговая обманка ($2V = -81, Ng-Np = 0.028$)—эпидот—(клиноцоизит)—альбит (олигоклаз № 10—18)—сфен (кварц). В качестве вторичного минерала по амфиболу развивается коричневатый биотит. Встречаются также хлорит, карбонат, знаменующие собой регрессивную стадию регионального метаморфизма.

В туфах кислого состава преобладают мусковит—кварц—олигоклаз (альбит). Редко встречаются серицит, биотит.

Таким образом, минеральные ассоциации прогрессивной стадии регионального метаморфизма свидетельствуют об условиях, изменяющихся от эпидот—амфиболитовой до амфиболитовой фации у южного контакта вулканитов с гранитами (Руденко, 1968).

Для пород основного состава весьма характерно широкое развитие порфиробластеза. Порфиробласты плагиоклаза, внешне напоминающие миндалины, развиваются в вулканитах основного состава. Размер порфиробласт 0.2—0.3 см (рис. 13). Они образуются в породах любой фациальной принадлежности без какой-либо закономерности, часто нарушая границы различных пород. Образование их, по-видимому, связано с метаморфической дифференциацией.

Наиболее поздние метаморфические преобразования связаны с формированием зон разломов и рассланцевания, по которым на регионально метаморфизованные породы наложился диафторез. Он выразился в широком развитии хлорита по амфиболу, а также карбоната и кварца.

На участке Парандовского месторождения, по данным Н.И. Пинаевой (1966), региональный метаморфизм проходил в три стадии. Первая стадия — низкотемпературный метаморфизм, который обнаруживается в породах основного состава в форме реликтового сильно железистого хлорита (репидолита), а в слюдяных сланцах — серицита. Вторая стадия — высокотемпературный метаморфизм. Для вулканитов основного состава и порфиробластических амфиболитов характерны следующие минеральные ассоциации: роговая обманка—плагиоклаз № 30—гранат—биотит—кварц, роговая обманка—плагиоклаз—анкерит—кварц—(эпидот). В туфах кислого—среднего состава развита ассоциация плагиоклаз (№ 2—7)—биотит—мусковит—(гранат). Н.И. Пинаевой (1966) по минеральным ассоциациям установлено увеличение степени метаморфизма в сторону кочкомских гранитов. Третья стадия — диафторез, приуроченный к зонам интенсивного рассланцевания, в которых на ранее образованные высокотемпературные минеральные ассоциации накладываются вторичные хлорит, карбонат, куммингтонит, происходит кварцевание пород.

Важное значение для понимания геологического строения района Парандовского месторождения имеют широко развитые на его территории породы с порфиробластами амфибола, граната, карбоната и биотита. Впервые в литературе порфиробластические амфиоло-

вые породы Восточной Карелии были описаны Н.Г. Судовиковым (1934) и выделены в особую группу метаморфических пород, названную им амфиболитами пезозерского типа. Н.Г. Судовиковым наблюдались постепенные переходы от типичных пезозерских амфиболитов к метаморфизованным мандельштейнам диабазового состава через мелкозернистые разновидности амфиболитов с реликтами миндалекаменных текстур и офитовых структур. По его мнению, порфиробластические амфиболиты пезозерского типа являются глубококоматоморфизованными основными эффузивами, преобразованными под воздействием гранитов.

В противоположность этому особенности полосчатого строения порфиробластических амфиболовых пород вызывают у некоторых геологов представление о реликтовой слоистости этих образований. Для их состава характерно высокое содержание железа, кальция, кремнезема, а в ряде случаев — значительное количество глинозема. При нанесении на диаграммы Ниггли и Симонена они попадают в поле пелитовых пород. Анализируя эти данные, некоторые исследователи относят порфиробластические амфиболиты пезозерского типа к высокометаморфизованным железо-кремнистым, железо-кремнисто-глинистым осадкам с примесью карбонатного материала, возникшим в период максимальной трансгрессии нижнепротерозойского бассейна при замедленной скорости седиментации (Пинаева, 1966; Воинов, Богданов, 1968).

Сходные порфиробластические амфиболовые породы, для которых предполагается метасоматическое происхождение, были описаны С.Б. Лобач-Жученко (1960) из кварцито-гнейсовой свиты мамской серии бассейна р. Б. Чукча. О метасоматическом образовании амфиболовых пород свидетельствуют разнообразный химический и минералогический состав, большое разнообразие слагающих амфиболовые породы минералов, унаследованность минералогического состава вмещающих пород, присутствие неравновесных ассоциаций, широко развитые структуры замещения. На изученной территории порфиробластические амфиболовые породы в виде линз, варьирующих по мощности от нескольких метров до 500 м, а по простиранию от первых десятков до 2–5 км, залегают в разных частях стратиграфического разреза и не составляют горизонта, имеющего определенное стратиграфическое положение. Положение линз порфиробластических пород контролируется вышеописанными зонами сланцеватости и бластомилонитов. Поэтому в местах выклинивания линз расположены зоны рассланцевания, сложенные амфиболовыми и биотитовыми бластомилонитами (Ручкин и др., 1971а). Кроме того, следует подчеркнуть, что порфиробластические образования отмечаются в интрузивных телах метаморфизованных габброидов и дацитовых порфиритов.

Для порфиробластических пород типичны пойкилопорфиробластические структуры, как правило, полосчатые текстуры. Порфиробласты, размер которых колеблется от 0.2–0.3 см до 5–6 см, представлены кристаллами роговой обманки, граната, биотита и

карбоната. Роговая обманка образует радиально-лучистые сростания кристаллов в плоскости кристаллизационной сланцеватости пород и ориентирована в ней без определенной закономерности. На отдаленных участках наблюдаются порфиробласты амфибола, расположенные косо или поперек сланцеватости. Спорадически кристаллизационная сланцеватость вообще отсутствует. Полосчатость амфиболовых пород обусловлена чередованием полос роговообманковых, гранатовых и других разновидностей мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров и неравномерным распределением порфиробласт. В гранатовых разновидностях амфиболовых пород кристаллы граната подчиняются направлению линейности, слагают биотит-гранатовые и гранатовые прожилки, расположенные под острым углом к кристаллизационной сланцеватости пород.

Микрополосчатость, наблюдаемая в шлифах, связана с количественными вариациями плагиоклаза, кварца, хлорита, биотита. Структура основной массы мелкозернистая, гранобластовая, гранолепидобластовая, лепидофибробластовая. Редко отмечаются реликты офитовой и порфировой текстуры. По минералогическому составу основной массы порфиробластические породы можно разделить на три группы.

Основная масса пород первой группы варьирует по составу от кварц-полевошпатовой, кварц-хлорит-полевошпатовой до кварц-хлоритовой и хлоритовой. Для плагиоклазов (№ 26-34) основной массы характерны редкие двойники и наличие зональности. Мелкочешуйчатые агрегаты хлорита (клинохлора) в породах этой группы образуют полосы, вытянутые согласно общей сланцеватости пород. Хлорит имеет слабо-зеленый и зеленый цвет с едва заметным плеохроизмом и серые цвета интерференции ($N_g - N_p = 0.007 - 0.010$), слабо двуосный, положительный, часто с полисинтетическими двойниками. Кроме того отмечается удлинённый, таблитчатый-чешуйчатый, с характерными аномальными цветами интерференции пеннин-клинохлор, развивающийся по порфиробластам амфибола и граната. В породах второй группы в основной массе наряду с кварцем и плагиоклазом № 20 существенную роль играет карбонат, слагающий иногда до 50-55% породы. Клинохлор выступает в качестве второстепенного минерала. В основной массе порфиробластических пород третьей группы вместе с кварцем и плагиоклазом широко развит мелкочешуйчатый биотит, образующий полосы и гнезда и составляющий до 40-50% породы. Хлорит и карбонат - второстепенные минералы.

Во всех группах порфиробластических пород преимущественное развитие имеют порфиробласты обыкновенной роговой обманки призматически-таблитчатого габитуса с обильными включениями минералов основной массы. Оптические константы: $2V = 70-80^\circ$, $N_g = 14-17^\circ$. Показатель преломления, замеренный теодолитно-иммерсионным методом на приборе ППМ-1, в амфиболах из разных образцов изменяется от 1.651 до 1.683. Точность определения ± 0.001 . Плеохроизм очень интенсивный: по N_g - зеленые, синие

зеленые тона, по *Np* — желтовато-зеленые, по *Nm* — светлые желто-зеленые. В то же время во второй группе преобладают порфиробласты биотита и граната. Показатели преломления гранатов всех групп, определенные в высокодвупреломляющих мышьяковистых жидкостях, колеблются в широких пределах: от 1,774 до 1,815 ($\pm 0,003$).

Можно предполагать, что состав основной массы порфиробластических образований в значительной степени зависит от состава пород, по которым порфиробластические сланцы развиваются. Например, порфиробластические породы с биотит-кварц-плагиоклазовой основной массой преимущественно приурочены к кварцитам, известковистым кварцитам, дацитовым порфиритам. В то же время порфиробластические сланцы с кварц-хлорит-полевошпатовой и кварц-хлоритовой основной массой наблюдаются среди диабазов и габбро-диабазов.

Контакты между вмещающими и порфиробластическими породами всегда согласные с зонами рассланцевания во вмещающих породах, переход от которых к крупнозернистым порфиробластическим амфиболовым породам осуществляется через зону мелкозернистых образований с постепенным увеличением размеров порфиробласт от 1 до 2–4 см. Порфиробластические амфиболовые породы залегают не только грубо согласно с простираем туфов и диабазов, но и пересекают их границу, подчиняясь секущей зоне рассланцевания. В метаморфизованных диабазах шаровой текстуры в первую очередь порфиробластические породы развиваются по межшаровым перегородкам, в рассланцованных подушках шаровых лав проявляются метасоматические зонки и гнезда мелкозернистых порфиробластических амфиболовых пород. Полосчатость амфиболовых образований ориентирована параллельно зонам рассланцевания и направлена косо по отношению к простираению лав шаровой текстуры (Ручкин и др., 1971а).

Туфы дацитовых порфиритов пересекаются многочисленными прожилками порфиробластических сланцев, имеющих кварц-полевошпато-хлоритовую основную массу с порфиробластами роговой обманки и граната. Иногда гранат образует мономинеральные прожилки. Наряду с этим отмечаются почти полное замещение рвущих дацитовых порфиритов кварц-полевошпато-биотитовыми порфиробластическими сланцами и пятнистое развитие по кислым породам кварц-полевошпато-хлоритовых пород с порфиробластами роговой обманки.

Относительно взаимоотношений амфиболовых пород с осадочными заметим, что в кварц-графитистых сланцах встречены жилы и изометричные обособления гранат-амфиболовых образований, пересекающих слоистость сланцев, а в порфиробластических амфиболовых породах на контакте с мраморизованными известняками отмечаются останцы последних.

Полученные результаты убеждают в том, что порфиробластические породы являются своеобразными метаморфическими образованиями, сформировавшимися в зонах рассланцевания, пересекающих метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения. Полос-

чатость порфиробластических пород полностью отвечает направлению зон рассланцевания и ориентирована независимо от стратиграфического напластования. Это само по себе противоречит представлениям о первично-осадочном происхождении порфиробластических сланцев. Решение вопроса о связи этих образований с каким-либо конкретным геологическим процессом требует дальнейшего изучения. Однако уверенно можно утверждать, что формирование порфиробластических амфиболовых пород не связано с внедрением плагис-микроклиновых гранитов в метаморфизованные толщи района, а местоположение первых не зависит от положения гранитов.

Установлено, что порфиробластические породы являются более молодыми по отношению к пиритовым залежам и более древними по отношению к пирротиновой минерализации. В пиритовых рудных телах, расположенных среди порфиробластических пород, отмечаются рассланцевание и плоччатость. К последним элементам приурочены кристаллы граната и чешуйки биотита, которые подчеркивают сланцеватое строение руд. Широко развиты гранат-биотитовые и биотитовые прожилки и жилы амфиболовых пород с порфиробластами граната, располагающиеся согласно сланцеватости в рудах. Мощность этих образований колеблется от нескольких миллиметров до 5-15 см. В пиритовых рудах наблюдаются и более мощные участки порфиробластических пород, расчленяющие единые рудные линзы на мелкие блоки. Интенсивность сланцеватости в рудах постепенно уменьшается к центральным частям рудных блоков.

На контакте с порфиробластическими образованиями руды подверглись процессу перекристаллизации и переотложения. Метаморфические и гетерогранобластические структуры пиритовой руды в приконтактных участках сменяются крупнокристаллическими ангедральными агрегатами пирита. Эти агрегаты образуют кайму по границе руд и порфиробластических пород мощностью от нескольких миллиметров, реже 3-5 см.

Пирротиновые руды, напротив, являются более поздними по отношению к порфиробластическим породам и часто содержат многочисленные включения этих пород. Пирротиновая вкрапленность и прожилки встречаются во всех разновидностях этих образований. В шлифах и аншлифах можно наблюдать, что пирротин замещает порфиробласты амфибола и совместно с кварцем и карбонатом пересекает порфиробласты граната. Таким образом, становление пирротиновой минерализации отделено от пиритовых руд на Парандовском месторождении по меньшей мере временем формирования порфиробластических пород, замещающих регионально метаморфизованные породы.

Для районов Я л о н в а а р с к о г о м е с т о р о ж д е н и я метаморфические преобразования вулканитов аналогично Хаутаваарской зоне носят полигенный характер, но в отличие от последней не зафиксированы процессы гранитизации и Fe-Mg метасоматизма.

Наиболее ранний этап связан с автотематоморфическими изменениями типа среднетемпературной пропилитизации, происходившими на стадии формирования вулканогенных комплексов. Характерной минеральной ассоциацией является эпидот-альбит-хлорит-кварц-пирит-халькопирит. Последующие изменения пород обусловлены интенсивным региональным метаморфизмом и складчатостью, что привело к полной раскristализации вулканитов и минеральным преобразованиям.

В вулканитах андезитового и андезито-базальтового состава развивается преимущественно базальтовая ассоциация: роговая обманка ($Ng-Np = 0.022$, $2V = -82$)-плагиоклаз № 16-24 (альбит)-эпидот-(биотит)-кварц, свидетельствующая об условиях эпидот-амфиболитовой фации. Изменения регрессивной стадии выражены в замещении роговой обманки биотитом и образовании эпидотовых жилков с карбонатом, кварцем, сульфидами.

Непосредственно на участке Ялонваарского месторождения в вулканитах и осадочно-вулканогенных породах кислого состава широко развиты низкотемпературные ассоциации альбит-кварц-серицит-хлорит, кварц-альбит-биотит-эпидот-хлорит. Здесь характерны минерализованные зоны рассланцевания и хлоритизации по синскладчатым трещинам.

Таким образом, в районах серноколчеданных месторождений проявился сложный комплекс метаморфических преобразований пород, которые носят полигенный характер. Наиболее ранние изменения связаны с автотематоморфическими процессами и приурочены главным образом к реликтам палеовулканических построек. В результате регионального метаморфизма, проявившегося в прогрессивной и регрессивной стадиях, сформировалась вертикальная и горизонтальная зональность, заключающаяся в увеличении степени регионального метаморфизма с глубиной, а в плане - от центральных частей структур к их крыльям и периклинальным частям.

В связи с региональным метаморфизмом проявляются различные метаморфические процессы: актинолитизация вулканитов основного состава, скарнирование карбонатных пород, Fe-Mg метасоматизм.

По классификации А. Миаширо (Mijashiro, 1961), региональный метаморфизм описанных районов можно отнести к андалузит-силлиманитовому типу.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ
СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Хаутаваарская зона

В Хаутаваарской зоне расположены (с севера на юг) рудопроявления Чалкинского участка (Северный рудник, Пиритовая „жила“, Южный рудник, Мулдусельгское, Корбозерское и ряд рудопроявлений без названий), Хаутаваарское, Няльмозерское, Ведлозерское месторождения, постоянно приуроченные к вулканогенно-осадочным образованиям последовательно дифференцированной формации (рис. 2).

Рудопроявления Чалкинского участка в северной части Хаутаваарской зоны представлены рядом пиритовых и пирит-пирротиновых залежей, большая часть которых в виде узкой прерывистой полосы вытянута в субмеридиональном направлении вдоль восточного контакта нижнепротерозойских пород с гнейсо-гранитами на расстоянии 0,5–1,5 км от него.

Геологическое положение рудопроявлений определяется их приуроченностью к вулканогенно-осадочной толще туффилов, хемогенных кварцитов, превращенных в кварц-серицитовые и другие сланцы, графитистых сланцев. На данном участке она занимает определенное стратиграфическое положение, налегая на андезито-дацитовые порфириты и перекрываясь кристаллокластическими туфами андезитодацитового состава. Ориентировочная мощность толщи составляет 150–200 м.

Северный рудник представлен небольшой жилеобразной метасоматической залежью пирротиновых руд длиной около 100 м и мощностью 4–6 м (рис. 23). Рудное тело вытянуто в субмеридиональном (СВ 5–10°) направлении согласно со слоистостью и сланцеватостью вмещающих сланцев. Участок рудопроявления сложен различными тонкозернистыми кремнистыми сланцами (кремнистыми туффитами), среди которых петрографически различаются кварц-биотитовые с клиноцоизитом, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-альбит-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы. Все разновидности сланцев тонко перемежаются между собой, смяты в мелкие изоклинальные складки и интенсивно рассланцованы. Непосредственно у восточного контакта с рудным телом были встречены маломощные прослой графитистых сланцев.

Рудовмещающая пачка сланцев прорвана дайками субвулканических андезитовых порфиритов, гранитов и габбро-диабазов. Установлено, что если габбро-диабазы в центральной части дайки имеют

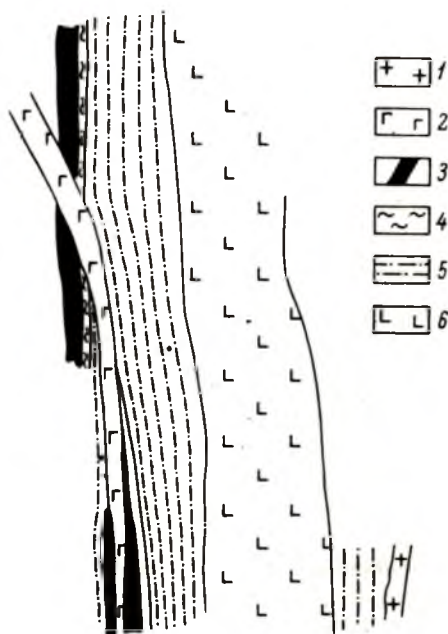


Рис. 23. Геологическая схема рудопроявления Северный рудник.

1 - аплитовидный гранит; 2 - габбро-диабаз; 3 - рудное тело; 4 - графитистые сланцы; 5 - серицит-кварцевые, кварц-биотит-серицитовые, кварц-биотитовые и другие сланцы, кварциты; 6 - рассланцованные субвулканические андезитовые порфириты.

хорошо сохранившуюся реликтовую офитовую структуру, то в приконтактовой части с пирротиновой рудой они ее полностью утратили. Породы интенсивно рассланцованы и хлоритизированы и содержат густую вкрапленность пирротина.

Пиритовая „жила“ (рис. 24) расположена в 1,5 км южнее Северного рудника. Рудное тело залегает в нижней части пачки пород, представленных афанитовыми кварцитоподобными породами серицит-кварцевого состава с клиноцоизитом, реже биотитом, серицит-биотитовыми и графитистыми сланцами.

Морфологически рудопроявление представлено одной пластообразной залежью протяженностью около 400 м, вытянутой субмеридионально (СВ 10°) согласно с вмещающими породами. Мощность рудного тела колеблется от 1,2 до 4,5 м. Падение его крутое, северо-восточное под углом $65-85^{\circ}$. Рудная залежь состоит из 2-3 пиритовых слоев, разделенных прослоями серицит-кварцевых сланцев.

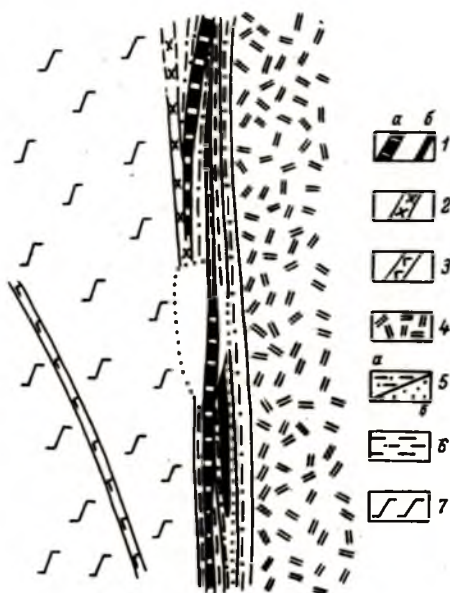


Рис. 25. Геологическая схема Мулдусельгского рудопоявления.

1 - рудные тела (а - пирротиновые, б - пиритовые); 2 - дайки субвулканических андезитовых порфиритов; 3 - дайки габбро-диабазов; 4 - кристаллокластические туфы андезито-дацитовых порфиритов; 5 - серицит-кварцевые, кварц-биотит-серицитовые сланцы (а), кремнистые туффиты (б); 6 - графитистые сланцы; 7 - андезитовые, андезито-дацитовые порфириты.

Контакт пиритовых руд с вмещающими сланцами, наблюдающийся в образцах из отвалов старых выработок, резкий. Параллельно ему, как устанавливается в шлифах, идет тонкая метаморфическая полосчатость. Во вмещающих породах интенсивно развит серицит, клиноцоизит, содержится вкрапленность пирита, подчеркивающая метаморфическую полосчатость. Пиритовая руда со стороны вмещающих сланцев окаймлена тонкой (0,5-1,5 мм) каймой клиноцоизита, что свидетельствует о постпиритовом характере гидротермального изменения пород. В местах выклинивания рудного тела, особенно в южном конце, руды обогащены пирротинном. Наличие секущих жил пирротина в пиритовой руде свидетельствует о наложенном характере пирротиновой минерализации.

Южный рудник является непосредственным продолжением Пиритовой „жилы“ (рис. 24, см. вкл.), но в отличие от последней руды сложены здесь в основном пирротинном, часто с порфиробlastами пирита.

Вмещающие породы, представленные графитистыми, графит-хлорит-серицитовыми, кварц-биотитовыми с клиноцоизитом, кварц-биотитовыми с гранатом сланцами, образованными по туффитам андезитового и дацитового состава, которые переслаиваются между собой, интенсивно рассланцованы и смяты в мелкие складки с размахом крыльев 4–6 м и простиранием осей СЗ 350 – СВ 5°. В свою очередь эти мелкие складки осложнены более мелкой плейчатостью. Для мелких складок устанавливается крутое (75–80°) воздымание осей на север. Среди рудовмещающей толщи на Южном руднике встречаются разности сланцев (кварц-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые), которые по своему внешнему облику, петрографическому и химическому составу, по наличию реликтов обломковидного плагиоклаза можно отнести к туфам дацитового состава. Сланцы на участке рудопроявления прорваны несколькими дайками андезитовых порфиритов.

Рудопроявление состоит из 20 существенно кварц-пирротиновых жил и жилообразных залежей различного размера, вытянутых согласно со сланцеватостью и слоистостью вмещающих пород на северо-восток 5–10°. Наиболее крупные из них имеют длину 100–200 м при мощности от 1 до 10 м. Рудные залежи представляют собой тела метасоматического замещения, реже выполнения трещин с резкими контактами, выклиниванием в форме „конского хвоста“, с невыдержанной мощностью. В рудах постоянно присутствует значительное количество ксенолитов вмещающих сланцев.

Для двек андезитовых порфиритов устанавливается допирротиновый возраст. В контакте с пирротиновой рудой они изменены, что выразилось в широком развитии хлорита, клиноцоизита, реже эпидота, мусковита и пирротиновой вкрапленности.

Рудная зона к югу от Южного рудника прослеживается в виде прерывистой линии магнитных аномалий на протяжении нескольких километров. Отдельными горными выработками в них выявлено пирротиновое оруденение, аналогичное Южному и Северному рудникам.

Мулдусельгское рудопроявление (рис. 25) приурочено к той же рудовмещающей толще и расположено в 3–3.5 км к югу от Южного рудника. Рудовмещающая толща на этом участке имеет мощность не более 25–30 м и представлена серицит-кварцевыми, кварц-серицит-биотитовыми сланцами, кремнистыми туффитами и графитистыми сланцами. С запада ее подстилают типичные для Чалкинского участка лавы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов с миндалекаменными текстурами. С востока толща перекрывается тонкослоистыми кварц-плагиоклаз-биотитовыми сланцами, развивающимися по плагиоклазовым кристаллокластическим туфам. Лавы андезито-дацитовых порфиритов и сланцы прорваны маломощными (0.5–1.0 м) дайками габбро-диабазов и андезитовых порфиритов, несущих следы воздействия рудоносных растворов (хлоритизация, эпидотизация, образование пирротиновой вкрапленности).

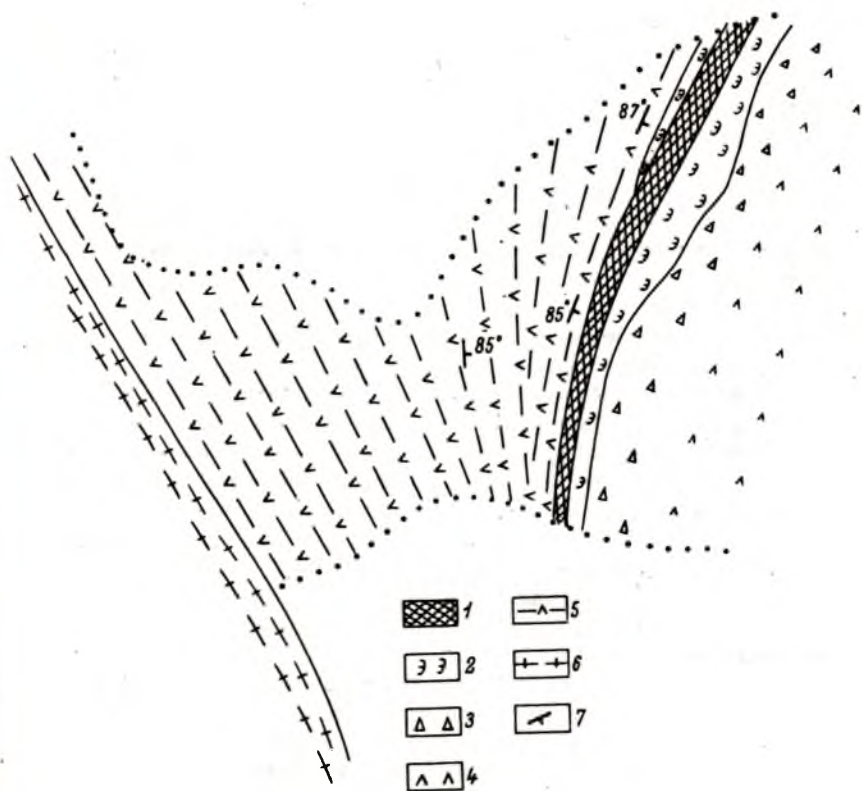


Рис. 26. Геологическая схема рудопоявления Корбозеро.

1 - пирротиновая руда; 2 - эпидозиты; 3 - туфы андезитовых порфиритов; 4 - лавы андезитовых порфиритов; 5 - туффиты андезитовых порфиритов, превращенные в плагиобиотитовые сланцы; 6 - разгнейсованные гранодиориты; 7 - сланцеватость.

Морфологически рудопоявление представлено двумя жилообразными телами пирротиновых руд, прослеженными канавами на 160 м. Мощность их не превышает 3,5 м. Кроме пирротиновых залежей в сланцах встречаются маломощные (0,25–0,6 м) пласты тонкозернистых пиритовых руд. Наблюдаются постепенные переходы от вмещающих серицит-кварцевых сланцев с графитом к массивной пиритовой руде. Вначале идут графит-кварц-серицитовые сланцы с вкрапленностью пирита, постепенно сменяющиеся более светлыми серицит-кварцевыми сланцами. Одновременно увеличивается содержание пирита, от сланцев остаются только „реликты“ и, наконец, последние сменяются массивной пиритовой рудой. Как в массив-

ной тонкозернистой руде, так и в руде, содержащей тонкие прослои сланцев, встречаются мелкие пиритовые конкреции концентрически-зонального строения (оолиты). Со стороны другого контакта располагаются кремнистые туффиты с тонкими (1–2 см) прослоями пиритовой руды.

Рудопроявления Корбозеро расположено у западного контакта образований Чалкинского участка с гранодиоритами. Рудная залежь кварц-пирротинового состава с небольшой примесью халькопирита, сфалерита и сидерита приурочена к контакту кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев, образовавшихся, по-видимому, по туффитам андезитового состава, с лавами и туфами андезитовых порфиритов и расположена в 200 м на восток от западного контакта этих пород с разгнейсованными гранодиоритами (рис. 26).

Рудное тело имеет форму жилы (СВ 5–100) мощностью до 6–7 м и протяженностью до 1.5 км. Со стороны восточного, а отчасти и западного контактов пирротинового тела располагаются эпидозиты – породы, на 70–80% сложенные эпидотом и клиноцоизитом при участии хлорита, тремолита, кварца, мусковита и альбита. Эпидозиты содержат значительное количество (8–10%) сфалерита в виде мелких жилок и гнезд размером 0.5–2.5 см и рассеянной вкрапленности. Пирротиновая вкрапленность в эпидозитах присутствует только в узкой (1–3 см) зоне непосредственного контакта с пирротиновой рудой.

Кроме описанных, на Чалкинском участке имеется еще ряд рудопоявлений, залегающих главным образом у восточного контакта нижнепротерозойских вулканогенных пород с гранито-гнейсами, где они фиксируются магнитными аномалиями и единичными горными выработками. Например, на западном берегу и севернее оз. Няльозеро пирротиновое тело залегает в гранитизированных породах. Здесь же Г.О. Глебова-Кульбах и А.А. Миндлина отмечают пирротиновую жилу в пегматитах.

Х а у т а в а а р с к о е м е с т о р о ж д е н и е (рис. 27, см. вкл.) одно из наиболее крупных месторождений Карелии. По своей геологической позиции и характеру оруденения является типичным представителем серноколчеданных месторождений. Его руды локализованы в мощной (около 1 км) толще вулканогенно-осадочных пород последовательно дифференцированной формации, которая подстилается и перекрывается эффузивными диабазами недифференцированной формации. Рудовмещающая толща (каляярвинская свита) залегает на внутрiformационных полимиктовых туфоконгломератах, которые вместе с кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами венчают разрез основных лав лоухиваарской свиты. В низах толщи располагается пачка ритмично-слоистых кварцевых туфопесчаников с прослоями туфоконгломератов, амфиболовых сланцев и телами дацитовых плагиокварцевых порфиритов. Выше в разрезе преобладают кварцевые туфопесчаники, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты с линзами туфоконгломератов кислого состава и маломощными прослоями графитистых сланцев. Разрез рудо-

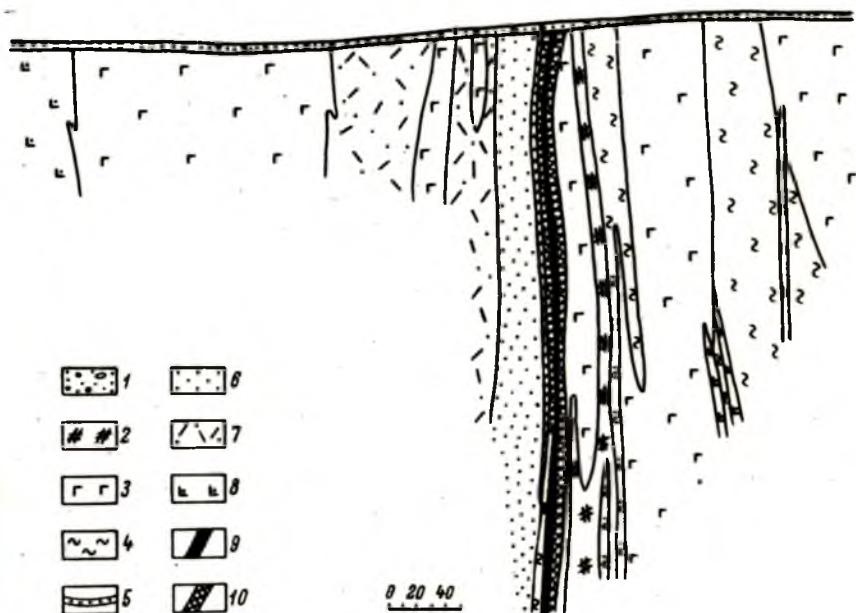


Рис. 28. Разрез Хаутаваарского месторождения.

1 - четвертичные отложения; 2 - гипербазиты; 23 - габбро-диабазы; 4 - графитистые сланцы; 5 - хемогенные кварциты, кремнистые туффиты и кварц-серцитовые сланцы по ним; 6 - туфопесчаники; 7 - туфы, туффиты, дацитовых порфириров; 8 - субвулканические (?) дацитовые плагиокварцевые порфиры; 9 - пиритовая руда; 10 - пирротиновая руда.

вмещающей толщи заканчивается пачкой кварц-графитистых, кварц-серцит-графитистых сланцев с маломощными прослоями хемогенных кварцитов. Рудовмещающая толща перекрыта маломощным горизонтом туфоконгломератов основного состава, на котором согласно залегают надрудные диабазы кульюнской свиты.

Рудная зона в виде S-образной в плане складки прослежена на 7 км. В юго-восточной части она имеет северо-западное простирание (СЗ 330-340°), которое на северо-западе изменяется до 320°, а в северной части круто поворачивает на СВ 10-40° (рис. 28).

Основная масса рудных залежей приурочена к контакту кварцевых туфопесчаников и кварцитов с графитсодержащими сланцами. Частично рудные тела залегают в нижней части пачки графитистых сланцев. Весь рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс прорван пластовыми телами и дайками метаморфизо-

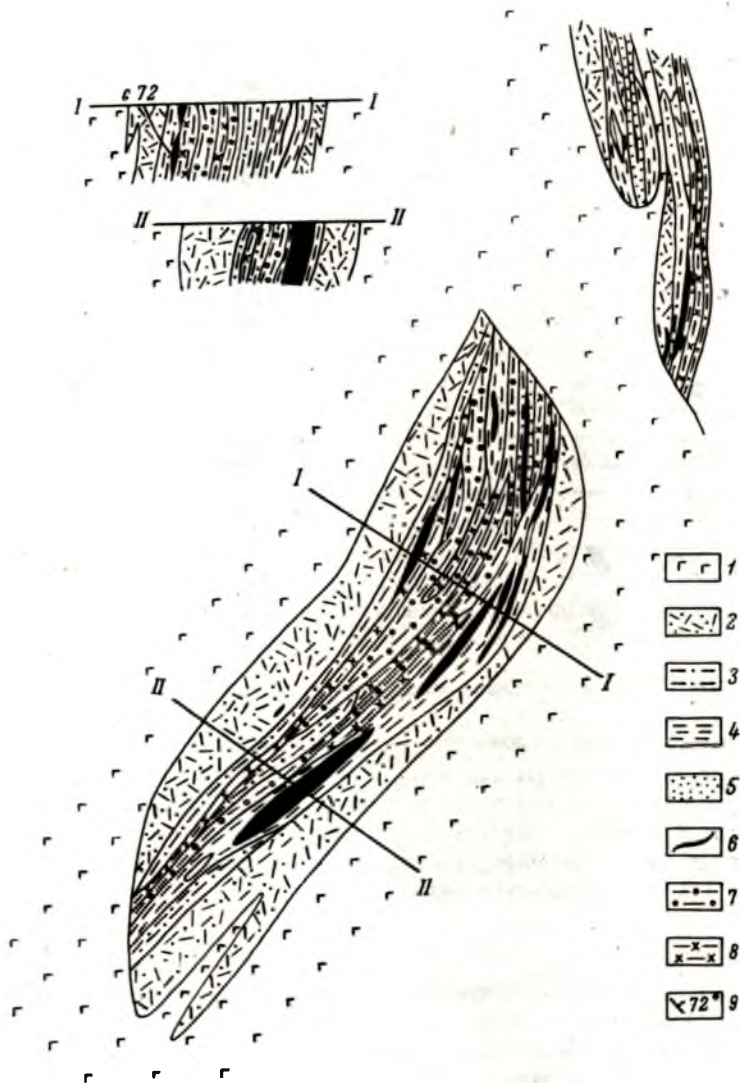


Рис. 29. Геологическая схема Няльозерского месторождения.

1 - габбро-амфиболиты; 2 - туфы андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов; 3 - кварц-серицитовые сланцы, серицит-биотитовые и другие сланцы по туффитам дацитов; 4 - графитистые сланцы; 5 - хемогенные кварциты, кремнистые туффиты; 6 - серноколчеданные руды; 7 - филлитовидные гранат-биотитовые сланцы с прослоями известняков, известковистых туфопесчаников; 8 - биотит-гранат-амфиболовые, гранат-амфиболовые сланцы с графитистым веществом и магнетитом, 9 - сланцеватость.

ванных габбро-диабазов, ультраосновных пород и дацитовых порфиров.

По данным С.М. Бреслер и других исследователей (1956 г.), на Хаутаваарском месторождении выделяется несколько параллельных и кулисообразно расположенных относительно друг друга рудных тел, наиболее крупными из которых являются Основная и Параллельная залежи. Основная залежь длиной 750 м имеет форму асимметричной пластообразной линзы с максимальной мощностью 20,3–22,5 м на ее северо-западном окончании. На глубину линза прослежена на 350–400 м. Мощность рудной залежи меняется как по падению, так и по простиранию, что фиксируется в виде небольших пережимов и раздувов. Наибольшая картируемая по скважинам мощность до глубины 350 м равна 5–10 м, ниже она колеблется от 4 до 22,5 м. Падение этого рудного тела изменяется от ЮЗ 80–87° до СВ 78–87°. Руда основной залежи до глубины 80–120 м сложена полосчатыми сплошными пиритовыми и вкрапленными пиритовыми и пирит-пирротиновыми рудами. С глубины 80–120 м преобладают массивные пиритовые руды, а на глубине 250–300 м в рудах вновь появляются прослои вмещающих пород. Падение рудных тел крутое, согласное с вмещающими породами (рис. 28).

Остальные рудные тела меньших размеров имеют такую же форму и строение. Характерной морфологической особенностью пластообразных пиритовых тел является их слоисто-полосчатое строение. Как правило, они состоят из нескольких слоев пиритовой руды, разделенных прослоями серицит-кварцевых сланцев и кварцитов с большим или меньшим количеством вкрапленного пирита. Пиритовые руды имеют контакты, согласные с простиранием вмещающих пород. Часто наблюдаются постепенные переходы от густовкрапленных пиритовых руд к массивным. Пирротиновые руды в виде прожилков рассекают пиритовые тела и преимущественно развиты в зальбандах и на флангах рудных тел, маскируя непосредственные взаимоотношения пиритовых руд с вмещающими породами. С неравномерным развитием пирротиновой минерализации связаны изменения мощности и формы рудных залежей. В частности, асимметричное строение линз, их тупое выклинивание объясняются резким увеличением мощности рудных тел на флангах за счет пирротиновых руд. Для пирротина также характерно широкое распространение во вмещающих породах в виде вкрапленности и прожилков. Особенно значительное количество пирротина содержат графитистые сланцы, представляющие собой в данном случае бедную пирротиновую руду.

Н я л ь м о з е р с к о е м е с т о р о ж д е н и е (рис. 29) расположено в 35 км южнее Хаутаваарского и в основных своих чертах сходно с последним. Отличается более широким развитием на его территории осадочно-туфогенных отложений андезито-дацитового состава. Лавы основного состава имеют подчиненное значение. Единая полоса вулканогенно-осадочных рудовмещающих пород мощностью около 500 м расчленена разрывными нарушениями, частично залеченными телами габбро-диабазов. В север-

ной части месторождения она залегает непосредственно на эффузивных диабазах и прослеживается на юг после выклинивания основных пород, где подстилается вулканитами андезито-дацитового состава. С востока рудовмещающая толща ограничена гранитами и гнейсо-гранитами. Простирание вмещающих пород на отдельных участках изменяется от северо-восточного (СВ 55°) до субмеридионального.

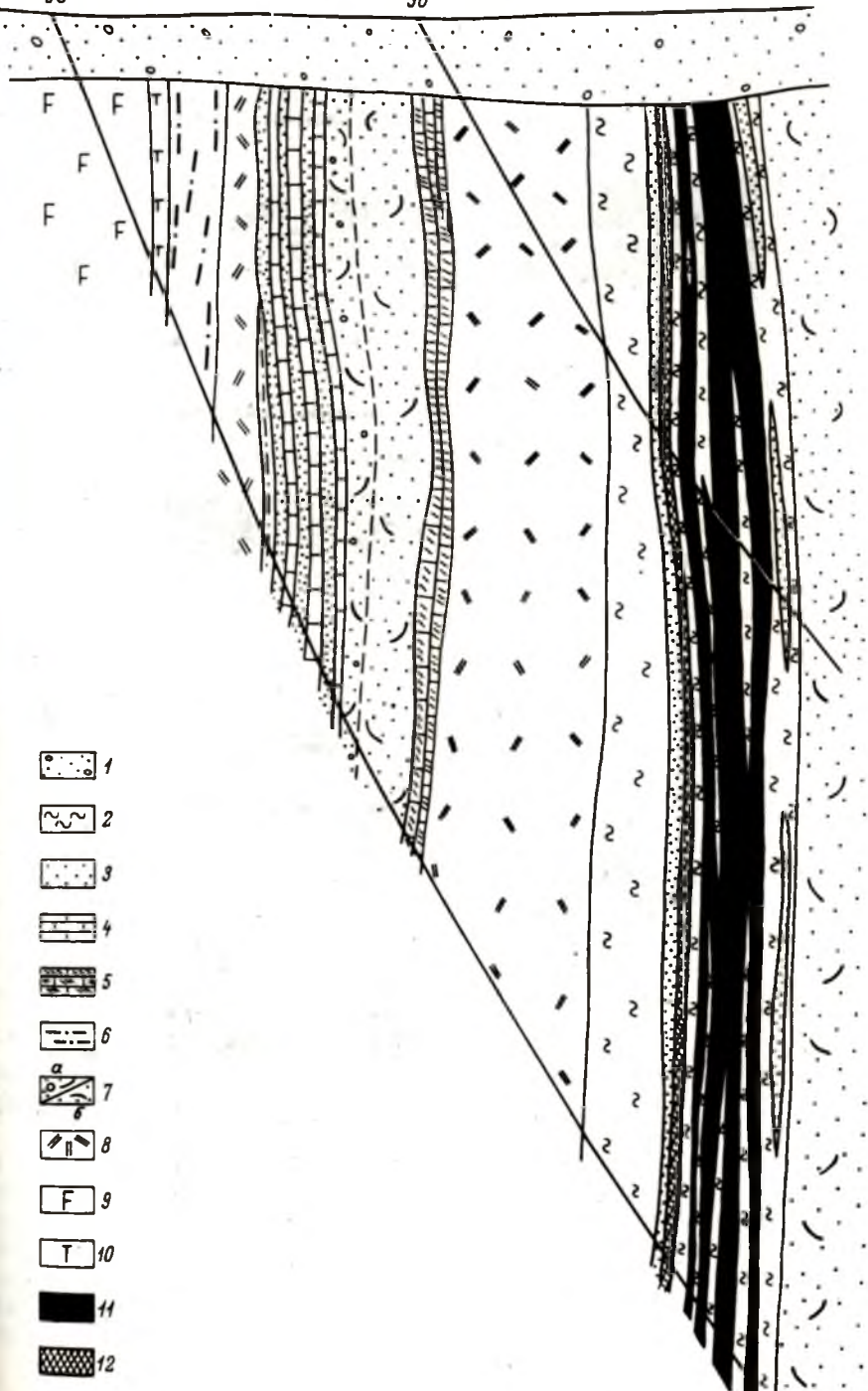
В нижних частях рудовмещающей толщи наибольшим развитием пользуются кристаллокластические туфы андезито-дацитового состава, переслаивающиеся с кварцитами, мраморизованными известняками, известковистыми песчаниками и содержащие линзы кварц-графитистых, кварц-серицит-графитистых, графитистых сланцев и кремнистых туффитов, связанных между собой постепенными переходами. Выше в разрезе преобладают осадочные породы — мраморизованные известняки и тонко переслаивающиеся филлитовидные сланцы, кварциты, известковистые туфопесчаники, магнетит-амфиболовые, гранат-амфиболовые и биотит-гранат-амфиболовые сланцы. Графитистые и графитсодержащие сланцы являются неотъемлемым элементом этой части разреза. Они либо переслаиваются с филлитовидными сланцами и известковистыми туфопесчаниками, либо совместно с кремнистыми туффитами образуют горизонты мощностью от 10–15 до 50–60 м.

Кулисообразно расположенные рудные тела, имеющие северо-восточное падение под углами 80–85°, как правило, не выходят за пределы линз и горизонтов графитсодержащих сланцев. Протяженность рудных тел, по сведениям А.И. Ивановой и А.И. Болотиной (1954 СЗГТУ), колеблется от 90 до 576 м, а мощность — от 1,5–2 до 16,0–18,5 м. Отношение средней мощности к длине от 1:19 до 1:180, что позволяет форму рудных залежей определить как пласт. Это прежде всего относится к пиритовым рудам, так как пирротиновые руды накладываясь на пиритовые, осложняют форму рудных тел. Рудные залежи в общеструктурном плане залегают согласно с вмещающими породами и имеют крутое падение (рис. 30).

Для пиритовых залежей характерно слоистое строение. Слои пиритовой руды мощностью от 0,5 до 5,5 м чередуются с прослоями серицитизированных и хлоритизированных, графитсодержащих, графитистых сланцев и кремнистых туффитов (рис. 31). Непосред-

Рис. 30. Разрез Няльмозерского месторождения.

1 — четвертичные отложения; 2 — графитистые сланцы; 3 — кварциты; 4 — известняки; 5 — известковистые кварциты; 6 — кварц-серицитовые сланцы; 7 — туфопесчаники (а — мелкообломочные, б — крупнообломочные); 8 — туфы дацитовых порфиритов; 9 — габбро-амфиболиты; 10 — серпентиниты; 11 — пиритовая руда; 12 — пирротиновая руда.



ственно в пиритовой руде наблюдаются слои и линзочки графитистых сланцев и кремнистых туффитов мощностью от долей сантиметров до 10–15 см. Линзочки графитистых сланцев выклиниваются на протяжении 2–5 см. В свою очередь в прослоях графитистых сланцев и кремнистых туффитов отмечаются маломощные слои и невыдержанные линзочки пирита, часто подчеркивающие ритмично-слоистое строение графитистых сланцев. При приближении к слоям пиритовой руды мощность и количество пиритовых выделений увеличиваются и пиритизированные графитистые сланцы постепенно переходят в пиритовые руды. В отдельных случаях выделения пирита в графитистых сланцах представлены оолитами, слагающими в том числе и слои сплошных пиритовых руд, чередующихся с прослоями графитистых сланцев. Как правило, количество пиритовых слоев в рудном теле достигает 5–7.

На пиритовые руды, как и на Хаутаваарском месторождении, наложены пирротиновая минерализация, приуроченная к флангам, местам выклинивания и пережимов рудных тел. Кроме того, пирротином сложены отдельные мелкие тела, а пирротиновые прожилки и вкрапленность широко распространены во вмещающих породах. Мощность прослоев колеблется от 10–15 см до 1,5–6,0 м. В них постоянно содержится то или иное количество пирита и пирротина.

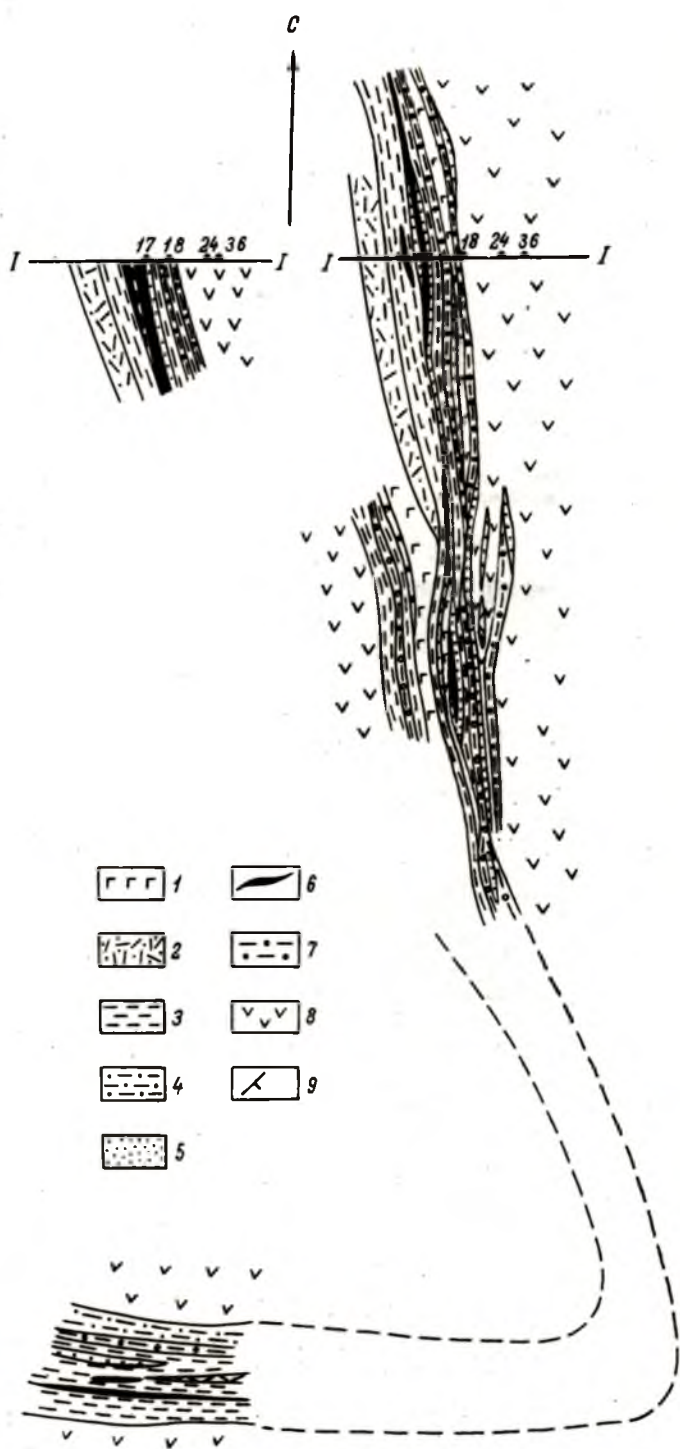
В е д л о з е р с к о е м е с т о р о ж д е н и е находится в 10–15 км южнее Няльмозерского месторождения и является почти полным аналогом последнего.

Рудные залежи локализованы в узкой (50–100 м) зоне, рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород, заключенных среди диабазов и прорывающих пластовых тел габбро-амфиболитов (рис.32). Рудная зона в плане имеет форму дуги выпуклостью к юго-востоку. Основная масса разведанных пирротин-пиритовых тел находится в восточном крыле, имеющем простирание СЗ 350–355°, и прослежена на протяжении 1200 м. Юго-западное крыло дуги имеет субширотное простирание и фиксируется магнитной аномалией протяженностью 3000 м. Аномалия вскрыта только тремя скважинами на протяжении 400 м.

По данным М.Е. Зильбера, К.П. Молотков и др. (1956 г., СЗТУ), рудовмещающая толща состоит из двух горизонтов. Ниж-

Рис. 31. Особенности строения рудовмещающих горизонтов Няльмозерского месторождения (по скважинам).

1 – кварциты, кремнистые туффиты; 2 – мраморизованные известняки; 3 – известковистые кварциты; 4 – филлитовидные сланцы с гранатом; 5 – графитистые сланцы; 6 – туфы дацитовых порфиритов; 7 – мелкообломочные известковистые туфопесчаники; 8 – крупнообломочные туфопесчаники; 9 – кварц-серицитовые сланцы; 10 – пирротиновая руда; 11 – пиритовая руда; 12 – вкрапленность пирита (а) и пирротина (б).



ний горизонт сложен гранат-амфиболовыми, амфибол-биотит-гранатовыми, гранат-кварц-биотитовыми сланцами с прослоями кварц-магнетит-амфиболовых сланцев, графитистых сланцев, реже кремнистых туффитов. По данным А.И. Ивановой, К.П. Пирогова (1950 г., СЗТГУ), среди этих сланцев присутствуют маломощные прослои кордиеритовых сланцев, сложенных кордиеритом, кварцем, биотитом. М.Е. Зильбер к этому горизонту относит прослои доломитизированных известняков мощностью 0,5-4,0 м. Общая мощность горизонта колеблется от первых метров до 36 м. Оруденение в основном представлено пирротинном, магнетитом, присутствующими в графитистых сланцах и магнетит-амфиболовых сланцах.

В верхнем горизонте преобладают графитистые, серицит-графитовые, графит-серицит-кварцевые сланцы, в меньшей степени кварциты и пирротин-пиритовые руды. Между всеми разностями сланцев наблюдаются постепенные переходы. На контакте с рудными телами заметно уменьшается содержание графита, развивается серицит и мусковит, увеличивается содержание кварца. Среди пород верхнего горизонта установлены пачки туфов и туффитов андезито-дацитового и дацитового состава, которые часто превращены в кварц-серицитовые плаггиосланцы.

Первичная форма рудных залежей пластовая, осложненная наложенной пирротиновой минерализацией.

Скважинами прослежено три крупных рудных тела пирит-пирротиновых и пирротин-пиритовых руд длиной соответственно 320, 175, 170 м и ряд более мелких рудных тел мощностью от десятков сантиметров до 3 м. По простиранию и падению мощность не испытывает больших колебаний. Наибольшая (5-8 м) мощность приурочена к центральным частям рудных тел и постепенно уменьшается на выклинивании.

Рудные тела нередко состоят из 2-3 слоев руд мощностью 0,5-3,0 м, разделенных прослоями графитистых, серицит-кварцевых и других сланцев и кварцитов. Рудные залежи залегают согласно с вмещающими их породами и имеют крутое (субвертикальное) падение. Непосредственные взаимоотношения в большинстве случаев замаскированы последующим нало-

Рис. 32. Схема геологического строения Ведлозерского месторождения.

1 - габбро-амфиболиты; 2 - рассланцованные туфы и туффиты андезито-дацитовых порфиритов; 3 - графитистые сланцы; 4 - серицит-кварцевые сланцы по кремнистым и дацитовым порфиритам; 5 - хомогенные кварциты, кремнистые туффиты; 6 - рудные тела; 7 - гранат-амфиболовые, кварц-магнетит-амфиболовые, гранат-биотитовые и другие сланцы с прослоями карбонатных пород; 8 - амфиболитизированные диабазы (мелкозернистые амфиболиты); 9 - сланцеватость.

женным пирротиновым оруденением. Следует отметить более высокое по сравнению с Хаутаваарским месторождением содержание в рудах пирротина (до 40–60%).

Койкарское и Бергаульское рудопроявления

Койкарское и Бергаульское рудопроявления являются небольшими по масштабу, тем не менее их изучение представляет интерес для решения генетических вопросов, так как они метаморфизованы в условиях различной ступени регионального метаморфизма: зеленосланцевой (Койкарское) и эпидот-амфиболитовой (Бергаульское).

По данным А.И. Егоровой и А.И. Елисеевой (1951 г., СЗТГУ), Койкарское рудопроявление (рис. 10) представлено несколькими согласными пластообразными телами пиритовых руд, протяженность которых не превышает 60 м при мощности не более 6.25 м. Падение рудных тел крутое, близкое к вертикальному.

Общая протяженность рудной зоны, имеющей субмеридиональное простирание, составляет 135 м при ширине 15 м. Вмещающими образованиями являются вулканогенно-осадочные породы, связанные с базальтовым вулканизмом: туффиты основного состава, кремнистые туффиты. В результате регионального метаморфизма и рассланцевания они превращены в хлоритовые, хлорит-биотитовые и другие сланцы. Контакты руды с вмещающими породами резкие, согласные со слоистостью. Околорудные изменения пород отсутствуют. Руды сложены в преобладающей степени тонкозернистым пиритом с реликтами метаколлоидной структуры. Пирротин присутствует только в виде вкрапленности во вмещающих породах непосредственно в приконтактной зоне с рудным телом.

Бергаульское рудопроявление представлено согласной жилеобразной залежью пирротиновой руды, имеющей субширотное простирание и крутое падение. Вмещающими породами являются графитистые, кварц-серицитовые, кварц-плаггио-серицитовые и другие сланцы, образованные по вулканогенно-осадочным породам, связанным с кислым вулканизмом. Встречаются прослои карбонатных пород. Рудовмещающая пачка пород, мощность которой 80–100 м, подстилается туфами дацитов и перекрывается диабазами (рис. 11).

Руда сложена пирротином с порфиробластами пирита и небольшим содержанием халькопирита и сфалерита. Контакты рудного тела с вмещающими сланцами явно рвущие. Во вмещающих породах наблюдается интенсивная вкрапленность пирротина. Структура руды, взаимоотношение ее с вмещающими породами свидетельствуют о гидротермальном их отложении.

Парандовское месторождение

Рудные тела Парандовского месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным горизонтам, связанным с последовательно дифференцированной формацией и переслаивающимся с эффузивами основного состава недифференцированной формации (рис. 14). Эти горизонты, мощность которых колеблется от 20 до 60 м, сложены мраморизованными известняками, кварцитами, кремнистыми туффитами, редкими линзами известковых кварцитов и маломощными прослоями графитистых сланцев. Они редуцированы пластовыми телами ультраосновных пород, представленными тальк-хлоритовыми сланцами. Отдельные рудные тела залегают среди тальк-хлоритовых сланцев и метаморфизованных диабазов. На контакте с диабазами, как правило, наблюдаются маломощные прослои (сантиметры—первые десятки сантиметров) кварцитов. Непосредственно в рудных телах встречаются кварциты и графитистые сланцы, прослои метаморфизованных туфов дацитовых порфиритов. В вулканогенно-осадочных горизонтах широко распространены порфиробластические сланцы, являющиеся более молодыми по отношению к пиритовым рудам и маскирующие взаимоотношения руд с первичными осадочными породами (Ручкин и др., 1971а).

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, имеют простирание СЗ 315–330° и падение на юго-запад под углом 75–85° (рис. 33). По представлениям Г.О. Глебовой-Кульбахи (1953), рудные залежи месторождения слагают довольно правильные чечевицеобразные линзы, постепенно выклинивающиеся с глубиной, иногда более сложные залежи с пережимами по простиранию, с расщепленными концами и значительными раздувами, образовавшимися вследствие слияния нескольких параллельных тел. Длина линз изменяется от 50 до 500 м, мощность в среднем колеблется от 5 до 8 м, иногда достигает 17 м.

Порфиробластические породы, развивающиеся по зонам рассланцевания пиритовых руд, часто пересекают рудные линзы, будируют их, а также обуславливают их пальцеобразное выклинивание. Рудные тела сложены главным образом массивными пиритовыми рудами и часто содержат включения и прослои графитистых сланцев, кварцитов и известковистых пород. Иногда в графитистых сланцах встречаются оолитовые пиритовые руды, имеющие постепенные переходы к массивным. Пирротиновая минерализация, как и на других месторождениях, является наложенной и развивается преимущественно в зальбандах и на флангах рудных тел, редко образуя самостоятельные маломощные пирротиновые тела. Пирротиновые руды являются более поздними по отношению к порфиробластическим сланцам.

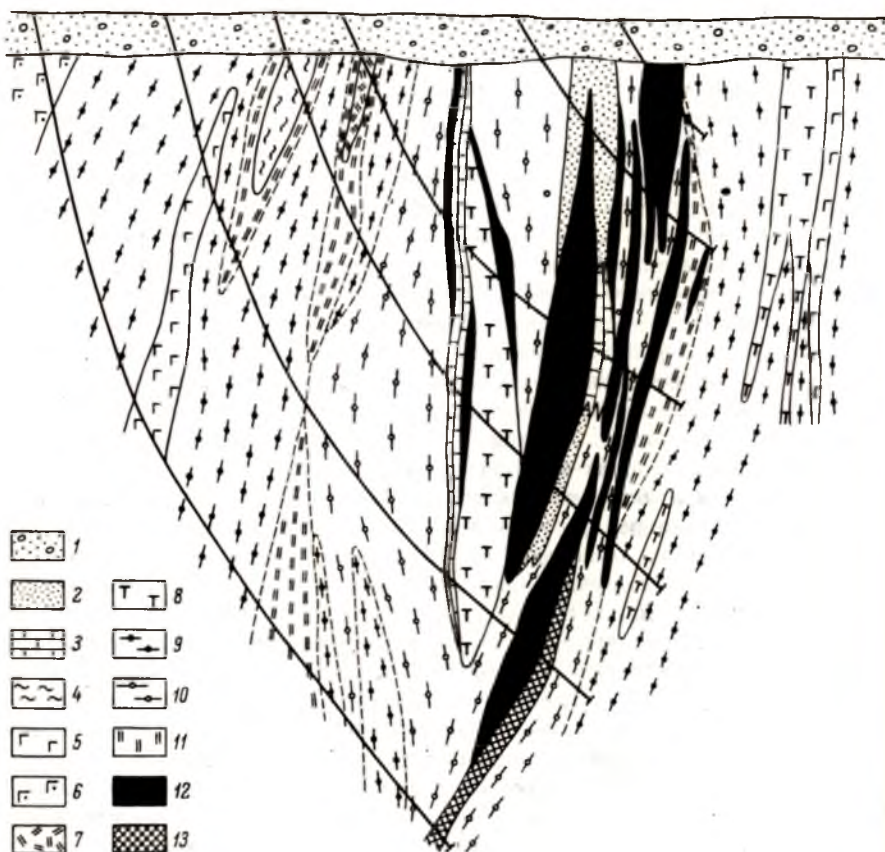


Рис. 33. Разрез Парандовского месторождения.

1 - четвертичные отложения; 2 - кварциты; 3 - известняки; 4 - графитистые сланцы; 5 - амфиболизированные диабазы; 6 - амфиболизированные габбро-диабазы; 7 - туфы дацитовых порфититов; 8 - хлорит-тальковые сланцы; 9 - порфиробластические породы с кварц-плагиоклаз-хлоритовой основной массой; 10 - порфиробластические породы с кварц-плагиоклазовой основной массой; 11 - порфиробластические породы с биотитизированной основной массой; 12 - пиритовая руда; 13 - пирротиновая руда.

Ялонваарское месторождение

Ялонваарское месторождение расположено в северной части Ладожского подвижного пояса, в области развития вулканогенно-осадочных образований, состав которых сходен с составом вулканических комплексов Хаутаваарской зоны. Месторождение приурочено к узкой (40–70 м) полосе серицит-кварцевых, кварц-хлорит-серицитовых, эпидот-кварц-серицитовых сланцев, образованных по туффитам дацитов, кремнистым туффитам и хемогенным кварцитами. Простираание этой полосы северо-западное $320\text{--}330^\circ$, падение пород на юго-запад под углом $65\text{--}75^\circ$ (рис. 34).

Вкрест простираания, по утверждению Л.Н. Потрубович (1949, СЗГТУ), породы собраны в поперечные складки, оси которых отклоняются на запад от направления падения пород. Серия мелких поперечных складок на участке месторождения образует антиклинальную структуру, которая по простираанию пород прослеживается на 500 м.

Преобладающее развитие на участке месторождения имеют серицит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые, эпидот-серицит-хлоритовые, кварц-биотитовые с клиноцоизитом плагиосланцы. При микроскопическом изучении в них часто устанавливается реликтовая бластопорфировая структура, обусловленная корродированными вкрапленниками альбит-олигоклаза и кварца.

В центральной части рудной зоны в виде согласных линз и пластов развиты кремнистые туффиты и хемогенные кварциты, представляющие тонкозернистые, иногда яшмовидные породы светло- или темно-серого цвета, в составе которых преобладает кварц. Среди них встречаются прослои магнетитовых кварцитов, имеющих полосчатое строение. Мощность магнетитовых полос колеблется от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Около рудных тел кварциты интенсивно рассланцованы с образованием тонкоплитчатой отдельности.

В рудной зоне почти отсутствуют графитистые сланцы. Они были встречены только в одной скважине в юго-западном конце месторождения, где переслаиваются с тонкими прослоями кварцитов. Мощность этой пачки графитистых сланцев 6–7 м. Породы в пределах месторождения прорваны интрузиями диоритовых порфириров, гранитов и лейкократовых микроклиновых гранитов, содержащих кварц-пиритовые, кварц-молибденовые и пирит-сфалеритовые жилы.

Рудные тела приурочены к лежащему и висящему бокам линз кремнистых туффитов, залегая в их приконтактных частях с кислыми эффузивами (кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми и другими сланцами). Разведано пять рудных тел, имеющих форму пластов и вытянутых линз. Отношение мощности рудных тел к их длине колеблется от 1:25 до 1:100. Залегая согласно с вмещающими породами, они имеют северо-западное ($320\text{--}330^\circ$) простираание и падение на юго-запад под углом $55\text{--}77^\circ$. Первое и второе

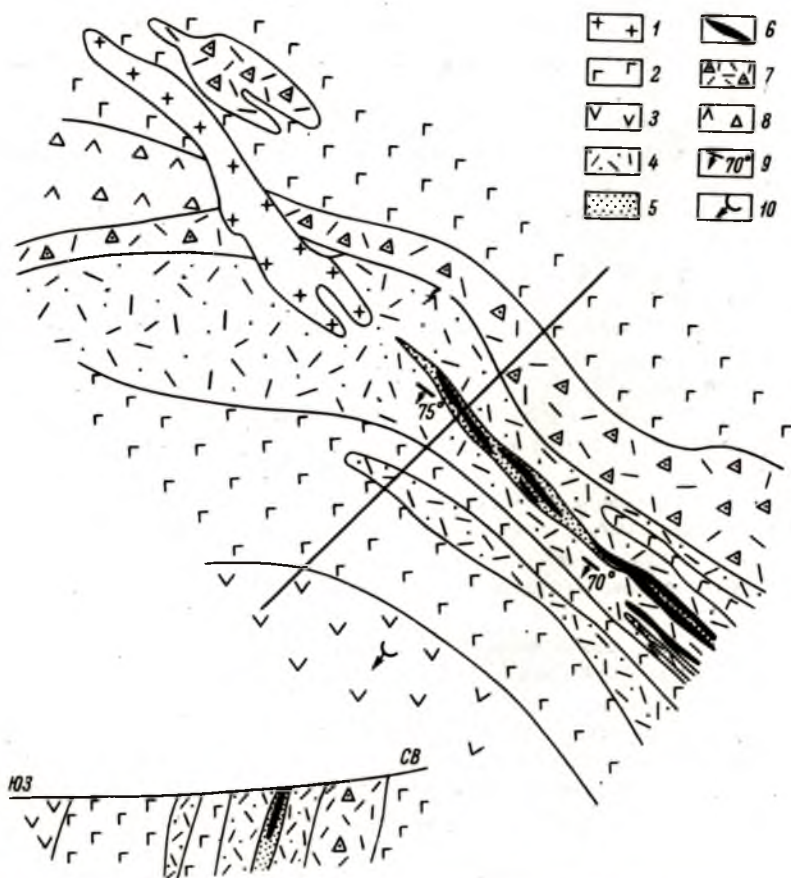


Рис. 34. Геологическая схема Ялонваарского месторождения.

1 - граниты; 2 - габбро-диабазы; 3 - массивные и шаровые диабазы; 4 - туфы, туффиты дацитовых, липарит-дацитовых порфиров с прослоями кремнистых туффитов; 5 - хомогенные кварциты, кремнистые туффиты; 6 - серноколчеданные рудные тела; 7 - агломератовые, лапиллиевые и другие туфы андезито-дацитовых и дацитовых порфиров; 8 - лавы, агломератовые и другие туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиров; 9 - сланцеватость; 10 - направление кровли лавовых потоков.

рудные тела находятся в лежащем боку кварцитов, у контакта с подстилающими их кварц-серицитовыми плагиосланцами. Длина соответственно достигает 320 и 250 м. Мощность колеблется от 1,5 до 11,25 м. Со стороны висячего и лежащего боков второе тело сопровождается серией мелких рудных тел мощностью 0,3-1,5 м и длиной до 20 м. В третьем рудном теле встречена линза сплошной халькопирит-магнетитовой руды мощностью 0,4-2,38 м. Четвертое и пятое рудные тела расположены в 15-25 м к юго-западу от третьего и приурочены к контакту кварц-серицитовых, серицит-кварцевых сланцев с дайками габбро-диабазов. Длина их соответственно 170 и 120 м при мощности 1,5 до 5,4 м. Четвертое рудное тело сложено вкрапленными халькопирит-пирротиновыми рудами и серией мелких (1-5 м длиной) линз сплошных руд. Пятое рудное тело в основном сложено вкрапленными пиритовыми рудами. Каждая рудная залежь в отдельности представляет собой чередование сплошных пиритовых руд и оруденелых кварцитов (рис. 34). По флангам и на выклинивании рудных тел концентрируются халькопирит, пирротин, сфалерит.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Минеральные типы колчеданных руд

Характерной чертой минерального состава серноколчеданных руд месторождений является их однообразие и почти полная идентичность. Различия существуют только в количественных соотношениях главных рудообразующих сульфидов — пирита и пирротина, составляющих в руде 96–99%. Кроме названных двух сульфидов в небольшом количестве встречаются халькопирит и сфалерит. Во вкрапленных рудах широко распространен магнетит, реже встречаются хромит, сидерит, ильменит, борнит, арсенопирит.

Отличия в минеральном составе руд установлены только в Ялонваарском месторождении. Они заключаются в том, что кроме пирита и пирротина в них значительно больше, чем в других месторождениях, содержится халькопирита и сфалерита. Кроме того, во вкрапленных рудах присутствуют такие минералы, как галенит, борнит, тетраэдрит, молибденит, ванадинит, самородное серебро (по данным Л.А. Потрубович и О.Н. Анищенко, 1953 г., СЗТУ).

На Хаутаваарском месторождении в серпентинитах, прорывающих рудовмещающие сланцы, известны пентландит-халькопирит-пирротиновые руды с промышленным содержанием никеля.

Минеральный состав руд всех месторождений связан по крайней мере с двумя процессами.

1) вулканогенно-осадочным образованием пиритовых руд;

2) метаморфизмом пиритовых руд и гидротермально-метаморфогенным образованием пирротиновой минерализации с халькопиритом и сфалеритом.

В связи с тем что эти процессы одновременны, а в пространстве накладываются друг на друга, некоторые исследователи принимали их проявление за стадийность, а последнюю считали одним из доказательств гидротермального генезиса серноколчеданных руд и связи их с поздними гранитами.

По составу и количественному соотношению главных рудообразующих минералов различаются следующие типы руд: пиритовые, пирротиновые, пирротин-пиритовые и пирит-пирротиновые, пентландит-халькопирит-пирротиновые (в серпентинитах Хаутаваарского месторождения), халькопирит-пирит-пирротиновые, пирит-пирротин-магнетитовые, сфалерит-пиритовые, халькопирит-пиритовые, халько-

пирит-магнетитовые. Эти руды характерны только для Яловаарского месторождения, имеют незначительное распространение и не образуют промышленных концентраций.

Пиритовые руды в целом широко развиты на всех месторождениях, за исключением Чалкинского участка и рудопроявления Бергаул. Они слагают согласные с вмещающими породами пласты массивных или полосчатых руд. Первоначальный состав их крайне прост: кроме пирита никаких других сульфидов обычно не устанавливается, появление ничтожных количеств других минералов связано с более поздними процессами.

Пирротиновые руды также широко представлены во всех изученных месторождениях, кроме Койкарского рудопроявления. Объем их в различных месторождениях находится в определенной зависимости от фаций метаморфизма. В месторождениях, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и высокой степени эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (Северный рудник, Южный рудник, Бергаул, Парандово), содержание пирротина в рудах колеблется от 30-40 до 80-90%, в зеленосланцевой и низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации - от 5 до 15-20% (Койкарское, Ялонваарское). Для пирротиновых руд характерна приуроченность к флангам и местам выклинивания рудных тел. В ряде рудопроявлений (Бергаул, Северный рудник, Южный рудник) рудные тела сложены пирротинном полностью.

Микроскопически это явнoзернистые, массивные агрегаты пирротина с миндалевидной (очковой), брекчиевидной текстурами. Очень часто содержат реликты замещаемых пород. Кроме пирротина широко развиты порфиروبласты пирита, присутствуют также сфалерит, халькопирит.

Пирротин-пиритовые и пирит-пирротиновые руды возникли в результате наложения пирротиновой минерализации на пиритовые руды и в зависимости от преобладания того или иного сульфида различаются пирротин-пиритовые и пирит-пирротиновые. Так же как и пирротиновые, они чаще приурочены к флангам рудных залежей или к приконтактовым частям отдельных слоев. Характерны брекчиевые или брекчиевидные текстуры, где обломки представлены перекристаллизованной пиритовой рудой, а цементом является пирротин.

Пентландит-пирротиновые руды известны только на Хаутаваарском месторождении. Заключенная в серпентинитах рудная зона имеет суммарную мощность 18 м. Различаются массивные и вкрапленные руды. Массивные слагают жилу мощностью 0,6 м, а вкрапленные руды образуют ореол вокруг этой жилы. Содержание сульфидов в них колеблется от 5-10 до 50-60%, а количество никеля - 0,3-0,5%.

В составе пентландит-пирротиновых руд преобладает пирротин (80%), значительно меньше пентландита (10%) и халькопирита (10-15%), изредка присутствует валерит (? или макьянавит). Кроме того, во вкрапленных рудах встречаются магнетит, ильменит, хромит.

Халькопирит-пирит-пирротиновые руды на Ялонваарском месторождении слагают северо-западную часть третьего рудного тела. Различаются массивные и вкрапленные руды. Содержание меди в отдельных пробах достигает промышленных значений.

Пирит-пирротин-магнетитовые руды на Ялонваарском месторождении имеют небольшое распространение. Встречаются главным образом на флангах колчеданных тел. Характерны тонкополосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос пирита, пирротина и магнетита.

Магнетит-пирротиновые руды образовались в результате наложения пирротина на магнетитовые руды (магнетитовые кварциты).

Сфалерит-пирротин-пиритовые руды встречены только в юго-восточной части второго рудного тела, где пиритовые руды обогащены наложенными пирротинном и сфалеритом. Содержание цинка достигает 1.2%. Сфалерит развит в виде жилок вместе с пирротинном. Руды имеют локальное распространение.

Халькопирит-пиритовые руды слагают четвертое рудное тело и приурочены к рассланцованной интрузии габбро-диабазов. Различаются сплошные и вкрапленные руды. Содержание меди достигает 2%. В пиритовой руде халькопирит образует вкрапленность, реже мелкие жилки.

Халькопирит-магнетитовые руды встречены в северо-западном конце третьего рудного тела. По текстурным признакам выделяются массивные и вкрапленные руды. Первые сложены сплошной массой магнетита с включениями и жилками халькопирита.

Текстуры и структуры колчеданных руд

Древние метаморфизованные месторождения во многих случаях утратили большинство своих первичных признаков в результате перекристаллизации, поэтому для решения вопроса о их генезисе особенно важно выявление реликтов первичных текстур и структур, позволяющих судить об условиях образования руд. Кроме того, изучение структурно-текстурных особенностей перекристаллизованных руд дает возможность во многих отношениях проследить основные этапы их метаморфического преобразования, что имеет большое значение для решения генетических вопросов.

Структурно-текстурные признаки пиритовых руд рассматриваемых месторождений отражают высокую степень перекристаллизации, в результате которой руды почти полностью утратили свои первоначальные признаки (Богданов, 1957; Рыбаков, 1967). В то же время структуры и текстуры пирротиновых руд свидетельствуют о

Классификация текстур и структур руд серноколчеданных месторождений Карелии

Генетические типы текстур и структур	Текстуры	Структуры	Минеральный тип руды
I. Первичные (реликтовые)	Оолитовые, почковидные, глобулярные (фрамбoidalные), слоистые	Микрозернистые, метаколлоидные (колломорфные), сложнокристаллические и кристаллически-зональные	Пиритовая
II. Вторичные (метаморфические)	Массивные, прожилково-полосчатые, линзовидно-полосчатые, брекчиевидные, гнейсовидные, сланцеватые и пльчатосланцеватые, полосчатые	Гранулированные метаколлоидные, кристалло-бластические (грано- и гетерогранобластические, порфиробластические, гипидиоморфнобластические, ориентированно-бластические - удлиненнозернистые)	Пиритовая
III. Метаморфогенно-гидротермальные	Массивные, миндалевидные (очковые), брекчиевые и брекчиевидные, полосчатые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные	Алотриоморфные, замещения и коррозионные, распада твердых растворов, метакристаллические, пойкилитовые	Пирротиновая, пирит-пирротиновая, пентландит-пирротиновая
IV. Вторичные (выветривания)	Натечные и почковидные, каемочные	Скрытокристаллические и колломорфные, пластинчатые	Пирротиновая, пирит-пирротиновая



Рис. 35. Почковидные сращения оолитов. Полиров. шлиф, увел.45, Мулдусельгское месторождение.

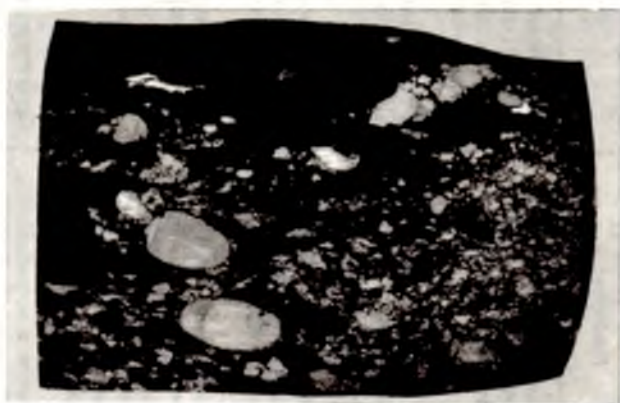


Рис. 36. Оолиты и глобулы пирита в графитистом сланце. Полиров. штупф, увел. 1.5. Няльмозерское месторождение.

гидротермальной (метаморфогенно-гидротермальной) их природе и более позднем отложении, чем пиритовые руды.

Структуры и текстуры руд изученных месторождений можно разделить на четыре генетических типа: первично-осадочные; перекристаллизации; метаморфогенно-гидротермальные; выветривания. Общая их характеристика приведена в табл. 9.

1. К реликтовым первично-осадочным текстурам руд относятся оолитовые, глобулярные (фрамбоидальные), слоистые, массивные, сложенные микрозернистыми, с реликтами колломорфных структур агрегатами пирита.

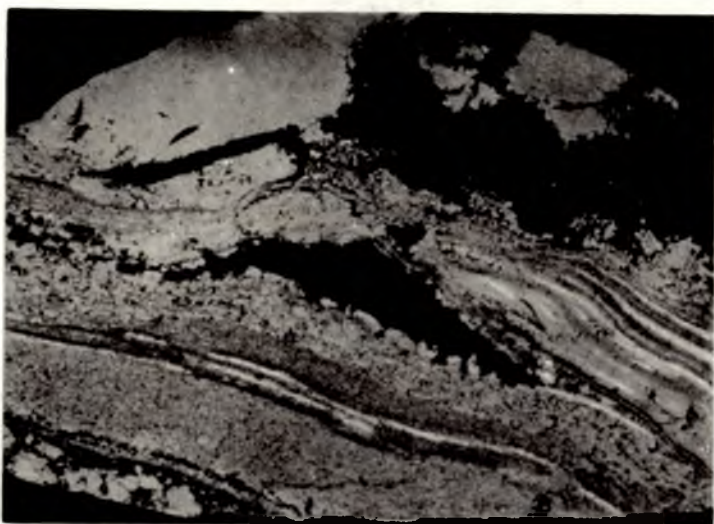


Рис. 37. Слоистая текстура пиритовой руды (слоистость гелевого осадка). Полиров. штупф, увел. 1.8. Хаутаваарское месторождение.

Оолитовые текстуры достаточно хорошо сохранились и встречаются почти во всех месторождениях. Характерной чертой их распространения является то, что они наблюдаются только в рудах, для которых вмещающими породами являются графитистые и серицит-графитистые сланцы независимо от того, слагают ли руды тонкий (первые сантиметры) пропласток или достаточно мощный (до 5–5.5 м) пласт массивной пиритовой руды.

Морфологические оолиты представляют собой округлые, овальные, эллипсоидальные стяжения микрозернистого пирита с ясно выраженной концентрической зональностью. Размеры их колеблются от 1–2 мм до 1–1.5 см. В массивных рудах преобладают крупные размеры оолитов, а мелкие оолиты чаще бывают рассеяны во вмещающих графитистых сланцах. Нередко оолиты обжаты и разлинзованы, а ориентировка их длинных осей совпадает со сланцеватостью пород и руд. Наряду с простой овальной, линзовидной или округлой встречаются сложные почковидные формы (рис. 35). В одних оолитах зональность видна очень отчетливо, в других же заметны лишь ее слабо выраженные реликты, хотя форма оолитов сохраняется.

Оолитовые текстуры образуют переходы с глобулярными и фрамбоидальными текстурами. Руды такой текстуры встречаются относительно редко и, как правило, вместе с оолитовыми среди графитистых сланцев (рис. 36). Они состоят из большого количества мелких (<1 мм) сферических стяжений пирита (глобулей), собранных иногда во фрамбоиды (Ручкин и др., 19716).



Рис. 38. Радиально-лучистая структура отдельных зон оолитов. Полиров. шлиф, увел. 180. Мулдусельгское месторождение.

Слоистые текстуры обычно встречаются в приконтактных частях рудных тел или отдельных слоев. Они представляют чередование тонких (0,2–0,5 мм) прослоев средне-, реже микрозернистого колломорфного пирита и вмещающих сланцев. Пирит, как правило, перекристаллизован, однако текстурный рисунок первичных руд во многих случаях сохраняется. Их трудно отличить от полосчатых текстур, возникших в результате переотложения пирита по сланцеватости вмещающих пород. Более определенно об этом можно судить, если в пиритовых слоях встречаются оолиты.

Другая разновидность слоистой текстуры пиритовых руд (рис. 37) обусловлена чередованием тонких слоев микрозернистого колломорфного пирита и является результатом отложения коллоидного осадка дисульфида железа.

Массивные текстуры руд встречаются наряду с оолитовыми и другими текстурами. Они представляют собой сплошные массы микрозернистого пирита, в которых встречаются реликты колломорфных структур.

Для всех описанных типов руд, в которых сохранились первично-осадочные текстуры, характерны микрозернистые, с релик-

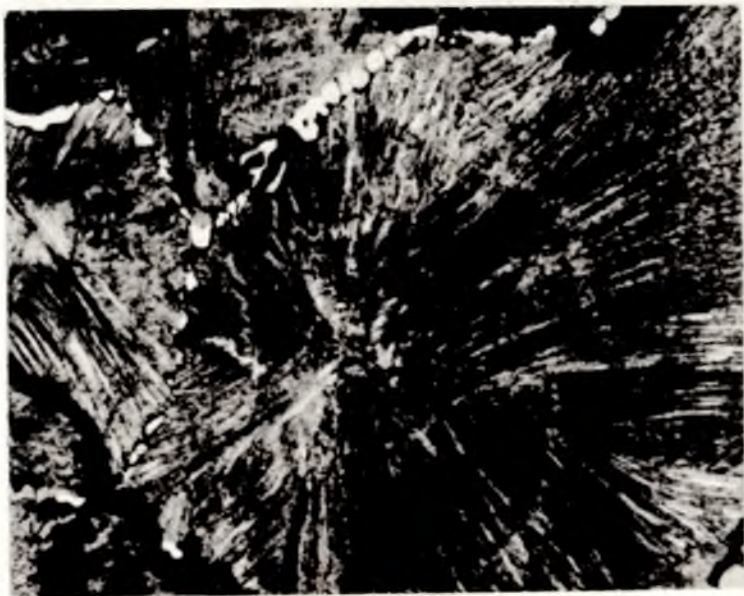


Рис. 39. Радиально-лучистое строение отдельных почек в оолите. Полиров. шлиф, увел. 180. Няльмозерское месторождение.

тами колломорфных, структуры пиритовых агрегатов, которые выявляются после структурного травления концентрированной $\text{HNO}_3 + \text{CaF}_2$. Отдельные зоны концентрически-зональных оолитов бывают сложены аллотриоморфнозернистыми сростками пирита с размером зерен в сотые и тысячные доли миллиметра, волокнистыми, радиально-лучистыми (рис. 38) агрегатами пирита либо скоплением мелких почек. В центре почек расположен нерудный минерал, и сами они часто имеют радиально-лучистое строение (рис. 39). Встречаются агрегаты, образованные срастанием пиритовых сферолитов радиально-лучистого и концентрически-зонального строения. В графитистых сланцах, вмещающих оолитовые руды, в промежутках между желваками расположены метаколлоидные почки пирита и микроскопические пиритовые выделения, имеющие глобулярное и фрамбоидальное строение.

Реликты колломорфных структур выявлены в пиритовых рудах массивной текстуры, особенно Парандовского и Няльмозерского месторождений. Наиболее характерными колломорфными структурами для массивных руд являются описанные почковидные и радиально-лучистые агрегаты пирита. Иногда почковидный агрегат имеет сложное узорчатое строение (рис. 40).

С течением времени в результате коагуляции коллоидные образования подвергались диагенетическим изменениям и перекристаллизации, причем часто эти процессы не затушевывали первичных



Рис. 40. Сложноузорчатая метаколлоидная структура пиритового агрегата в оолите. Полиров. шлиф, увел. 180. Няльмозерское месторождение.



Рис. 41. Реликты зональных кристаллов пирита в раскристаллизованном пиритовом агрегате. Полир. шлиф, увел. 58,5. Няльмозерское месторождение.

признаков коллоидного происхождения. При перекристаллизации скрытокристаллических пиритовых масс возникали также сложно построенные зональные кристаллы пирита (рис. 41).

Следует полагать, что описанные реликтовые текстуры и структуры достаточно полно отражают особенности первичного строения пиритовых залежей Карелии. Эти особенности присущи и слабометаморфизованным колчеданным рудам более молодого возраста. Например, реликты колломорфных структур массивных пиритовых залежей Карелии идентичны структурам неметаморфизованных пиритовых руд Блявинского рудного поля на Южном Урале, для которых метаколлоидное строение является характерной чертой (Шадлун, 1950; Ручкин, Демян, 1969). В черных углисто-глинистых сланцах многих палеозойских колчеданных месторождений широко распространены глобулярные выделения пирита (Скрипченко, 1969), а во вмещающих сланцах барит-колчеданного месторождения Мегген (ФРГ) отмечаются желваки пирита (Zimmerman, 1970). Эти выделения пирита рассматриваются как осадочные образования. В качестве признаков первичного строения описаны реликты овоидных текстур и колломорфных структур в метаморфизованных колчеданных месторождениях Канадского щита (Hutchinson, 1965).

II. Процессы складчатости и метаморфизма серноколчеданных руд привели к интенсивной перекристаллизации, что выразилось в образовании характерных текстур и структур.

М а с с и в н ы е т е к с т у р ы перекристаллизованных руд распространены широко и часто переходят в другие разновидности текстур. Руды с подобной текстурой представляют собой сплошные тонко- и мелкозернистые массы пирита. Для тонкозернистых руд характерны многочисленные жилки переотложенного пирита (рис. 42). В случае их развития по системе параллельных трещинок (сланцеватости) руда приобретает прожилково-полосчатую текстуру.

П р о ж и л к о в о - п о л о с ч а т а я т е к с т у р а сплошных руд обусловлена системой параллельных жилок переотложенного пирита в тонкозернистой руде. Мощность таких полосок не превышает 0,5–1,5 мм. Переотложение происходило вдоль плоскостей рассланцевания руды, что свидетельствует об участии пиритовых пластов в складчатости. Нередко в отдельных участках рудных тел подобная полосчатость переходит в густую сеть мелких жилок (рис. 43). Очевидно, тонкозернистая пиритовая руда при преобладающем боковом давлении в одних местах рассланцовывалась, в других же развилась сеть тонких трещинок, по которым происходило переотложение пирита. В результате этого в рассланцованных местах образовались полосчатые руды, а в раздробленных – своеобразные катаклазированные „залеченные” по трещинкам переотложенным пиритом.

Л и н з о в и д н о - п о л о с ч а т ы е т е к с т у р ы руд образовались в местах наибольшего дробления и переот-



Рис. 42. Пиритовая руда массивной текстуры с жилками переотложенного пирита. Полир. штупф, увел. 2,5. Хаутаваарское месторождение.

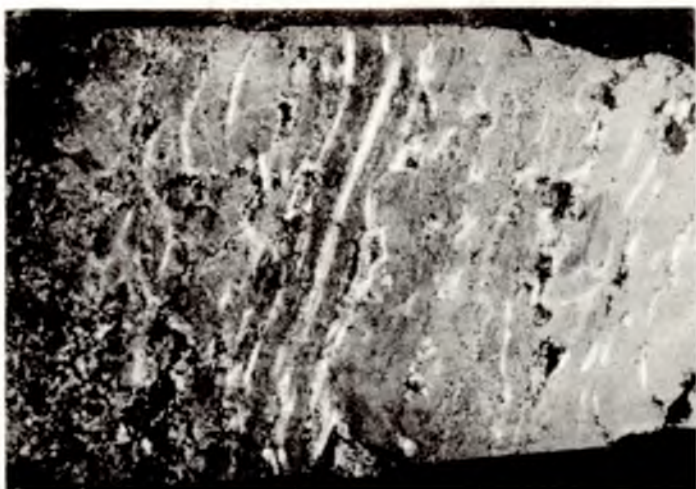


Рис. 43. Пиритовая руда прожилково-полосчатой текстуры. Полир. штупф, натур. вел. Хаутаваарское месторождение.

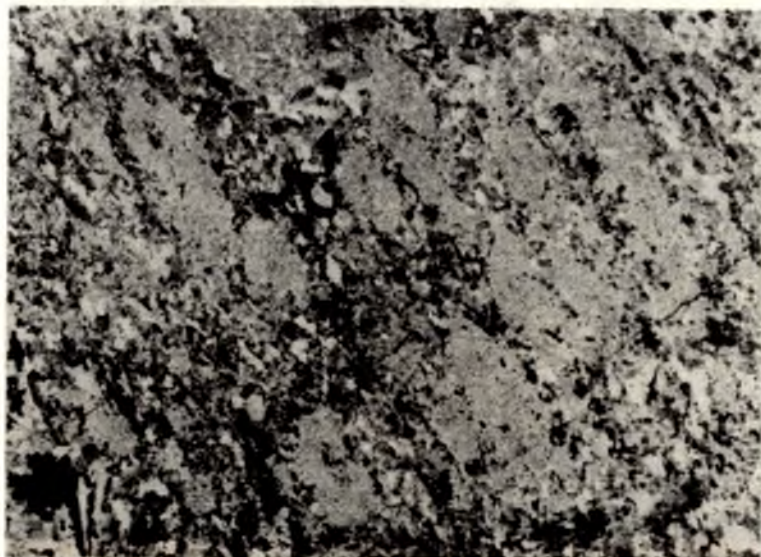


Рис. 44. Пиритовая руда брекчиевидной текстуры, переходящая участками в гнейсовидную. Полир. штуф, увел. 3. Парандовское месторождение.

ложения пирита. Руды представляют мелко- и среднезернистый агрегат пирита, иногда с кварцем, среди которого сохранились одинаково ориентированные согласно со сланцеватостью линзочки тонкозернистого пирита. При ориентированном боковом давлении образовались гнейсовидные текстуры. Все перечисленные разновидности связаны между собой взаимными переходами.

Брекчиевидные текстуры являются разновидностью линзовидно-полосчатых текстур. Они состоят из неориентированных „обломков“ тонкозернистых руд, сцементированных более крупнозернистым и перекристаллизованным пиритом (рис. 44).

Сланцеватые и плейчатосланцеватые текстуры обусловлены гофрировкой тонких полосок перекристаллизованного пирита и подчеркиваются распределением нерудных минералов. К плоскостям рассланцевания приурочены кристаллы граната, чешуйки биотита, графитового вещества. В рудах широко развиты гранат-биотитовые, биотитовые и хлоритовые прожилки, располагающиеся согласно сланцеватости. Интенсивность рассланцевания постепенно уменьшается к центру залежей. Сланцеватое и плейчатосланцеватое строение отмечается также и в рудах реликтовой слоистой текстуры в тех случаях, когда они совместно с вмещающими их графитистыми сланцами интенсивно рассланцованы.



Рис. 45. Гранулированный агрегат пирита в оолите. Замещается пирротинном. Полиров. шлиф, протравлен, увел. 180. Парандовское месторождение.

Полосчатые текстуры закономерно развиты в приконтактовых частях рудных тел и выражены чередованием полос среднезернистого аллотрикоморфнобластического пирита, вмещающих сланцев и субпараллельных зон густовкрапленных пиритовых руд. Такое чередование вызвано, во-первых, наличием в приконтактовых частях рудных линз слоев первичного пирита, а во-вторых, частичным выносом раствора рудного вещества из рудных тел в течение метаморфизма и переотложением его по сланцеватости вмещающих пород. Следует подчеркнуть, что перемещение вещества при метаморфических преобразованиях пиритовых руд на этом этапе происходило на незначительные расстояния, преимущественно вдоль плоскостей сланцеватости и редко по секущим трещинам.

Детальное изучение образцов и полированных шлифов колчеданных руд Карелии позволяет найти переходы от первичных текстур и структур к полностью видоизмененным и показывает неравномерность метаморфических преобразований руд. Первым этапом перекристаллизации пиритовых залежей является разрушение зональности оолитов и развитие в них прожилков переотложенного пирита, не выходящих за пределы желваков. При этом хотя форма оолитов и сохраняется, заметны лишь слабо выраженные реликты зональности. Часто оолиты катаклазированы, обжаты и разлинзованы, а ориентировка их длинных осей совпадает со сланцеватостью пород и руд.

Зональное строение зерен пирита в слоистых рудах утрачивается, а метаколлоидный пирит, слагающий оолиты и массивные руды, гранулируется, образуя гранулированные метаколлоидные структуры. Грануляция первичного пирита сопровождается перекристаллизацией и перетложением вещества (рис. 45).

В протравленных аншлифах наблюдаются постепенные переходы от гранулированных метаколлоидных структур до гранобластических, часто представленных полностью перекристаллизованным пиритом.

Гранобластические структуры характерны для тонкозернистых разновидностей руд, имеющих размеры зерен 0,01–0,1 мм. Как правило, пиритовый агрегат не обладает четко выраженными кристаллографическими очертаниями зерен, все они одинаково ксеноморфны и примерно равного размера. Гранобластические структуры возникают в начальные этапы их перекристаллизации, которая начинается с исчезновения зонального строения оолитов и проходит в направлении увеличения размеров пиритовых зерен в условиях повышающейся температуры, но без интенсивных механических деформаций и большого воздействия растворов. Это явление в геологической литературе известно под названием „собирательной перекристаллизации“. Увеличение размеров связано со стремлением к понижению общей свободной энергии системы. В литературе описаны примеры собирательной перекристаллизации металлов в вакууме, полученные экспериментальным путем (Лозинский, 1955). В этом случае при повышении температуры наблюдается увеличение размеров зерен благодаря плавному перемещению их границ (путем „поедания“ одних зерен другими).

Перекристаллизация пиритовых руд в природных условиях возникает, вероятно, в основном под воздействием температуры, в меньшей степени поровых растворов. Увеличение зерен происходит в результате растворения одних зерен и разрастания соседних.

Интересно отметить, что в протравленных участках тонкозернистых руд пиритовые зерна наиболее интенсивно растворяются кислотой в центральной части (в шлифе они более темные), а на периферии сохраняются менее протравленные, более светлые каймы (рис. 46). Чаше эти каймы охватывают центральное темное ядро только с одной стороны. Вероятно, они являются ни чем иным, как перетложенным пиритом.

Гетеробластические структуры возникли на более поздних этапах перекристаллизации при большом участии метаморфических растворов. Они характеризуются тем, что пирит, слагающий руды, весьма неравнозернист (размеры зерен от 0,2 до 1,5–2 мм) и обладает различной степенью идиоморфизма зерен. Это хорошо видно особенно после травления поверхности полированного шлифа. В отдельных участках, особенно где присутствует метаморфический кварц, некоторые зерна резко выделяются по своей величине и идиоморфизму, образуя



Рис. 46. Гранобластическая структура пиритовой руды.

Светлые каймы – переотложенный пирит. Полир. шлиф, протравлен, увел. 180. Парандовское месторождение.

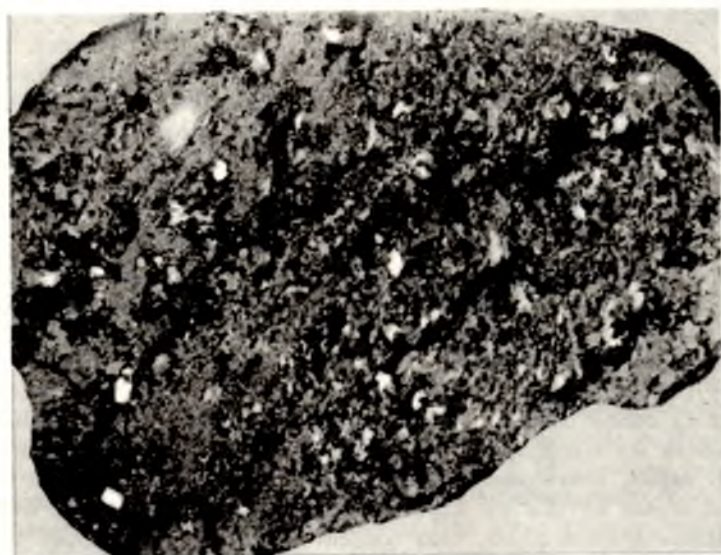


Рис. 47. Гетеробластическая структура пиритовой руды. Полир. шлиф, увел. 3.5. Хаутаваарское месторождение.

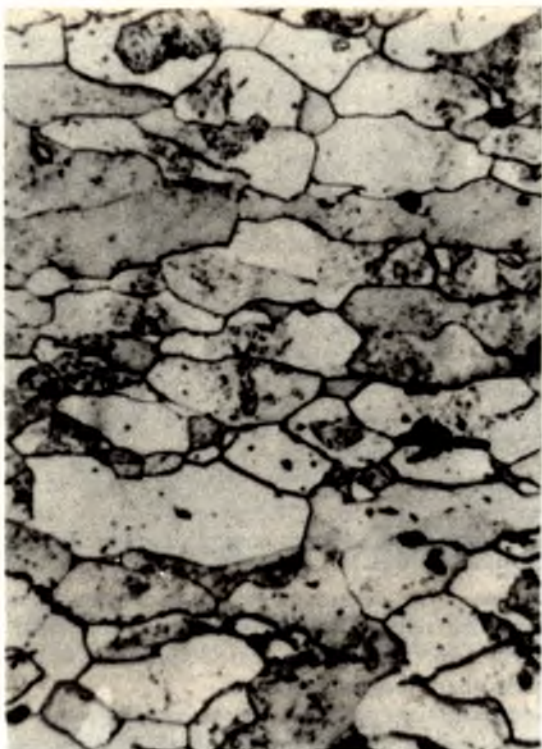


Рис. 48. Ориентированно-бластическая структура пиритовой руды. Полиров, шлиф, увел. 58.5. Хаутаваарское месторождение.

гипидиоморфнобластические и порфиробластические структуры (рис. 47).

Чаще зерна пирита имеют довольно правильную кубическую форму, иногда с несколько сглаженными контурами. В порфиробластах встречаются включения более мелких пиритовых зерен, иногда целых агрегатов. Порфиробластические структуры распространены во всех месторождениях, особенно на Ялонваарском месторождении.

Ориентированно-бластические структуры встречаются нечасто. Они характеризуются тем, что зерна пирита размером 0,2–0,5 мм имеют удлиненную форму и своими длинными осями ориентированы в одном направлении (рис. 48). Если в образце заметно рассланцевание, то ориентировка их совпадает со сланцеватостью. Интересно, что с увеличением размеров зерен они теряют всякую ориентировку.

Образование в процессе перекристаллизации более крупнозернистых структур явилось результатом воздействия на них нескольких факторов метаморфизма: бокового давления, метаморфических

растворов и температуры. В процессе механической деформации (при рассланцевании руд вместе с вмещающими породами) массивные пиритовые руды были рассланцованы и раздроблены, что обусловило свободное проникновение растворов по трещинкам и зонам рассланцевания. Под воздействием растворов пирит растворялся и переотлагался, о чем можно судить по многочисленным жилкам переотложенного, более крупнозернистого пирита. Растворы привносили с собой кремнезем, который отлагался в виде жилок и скоплений кварца. Характерно, что эти жилки всегда оторочены каймой более крупнозернистого пирита, чем в основной массе руды. При этом наиболее крупные и наиболее идиоморфные зерна пирита находятся в непосредственном соприкосновении с кварцем. О воздействии на руды бокового давления свидетельствуют сланцевато-полосчатые текстуры руд и ориентированно-бластические структуры.

Подтверждается высказанное ранее различными исследователями положение, что при перекристаллизации зерна пирита теряют зональное строение (Шадлун, 1954; Иванов, 1950, и др.). Все попытки выяснить травлением внутреннюю структуру зерен пирита к успеху не привели.

Важно отметить, что несмотря на интенсивный катаклиз массивных руд, отдельные пиритовые зерна не раздроблены. Это свидетельствует о том, что крупнозернистый пирит образовался в результате переотложения тонкозернистого.

III. Для пирротиновых руд характерны текстуры и структуры отложения из растворов и замещения.

М а с с и в н ы е т е к с т у р ы руд распространены широко и представляют собой явно зернистые сплошные массы пирротина. Массивной текстурой обладают руды, образованные путем выполнения трещин и реже замещения сланцев. В последнем случае в рудах находится большое количество их реликтов, и руды в отдельных участках переходят в брекчиевидные.

М и н д а л е в и д н ы е (о ч к о в ы е) т е к с т у р ы широко распространены во всех месторождениях. Они характерны тем, что в массивной пирротиновой руде заключены выделения полупрозрачного или серого кварца округлой или линзовидной формы размером от 0,3–0,5 до 1,3–3,0 см (рис. 49). Выделения эти практически мономинеральны. Их образование, возможно, вызвано обособлением кварца из растворов при кристаллизации пирротина.

Б р е к ч и е в ы е и б р е к ч и е в и д н ы е т е к с т у р ы образовались в результате наложения пирротиновой минерализации на раздробленные и перекристаллизованные пиритовые руды и вмещающие сланцы. Руды состоят из угловатых, реже линзовидных или изометрических обломков тонко- и мелкозернистой пиритовой руды почти всегда с тонкими жилками переотложенного пирита (рис. 50), сцементированных пирротинном. В некоторых случаях в обломках видны ориентированные структуры пиритового агрегата. Некоторые разновидности брекчиевидных руд характе-

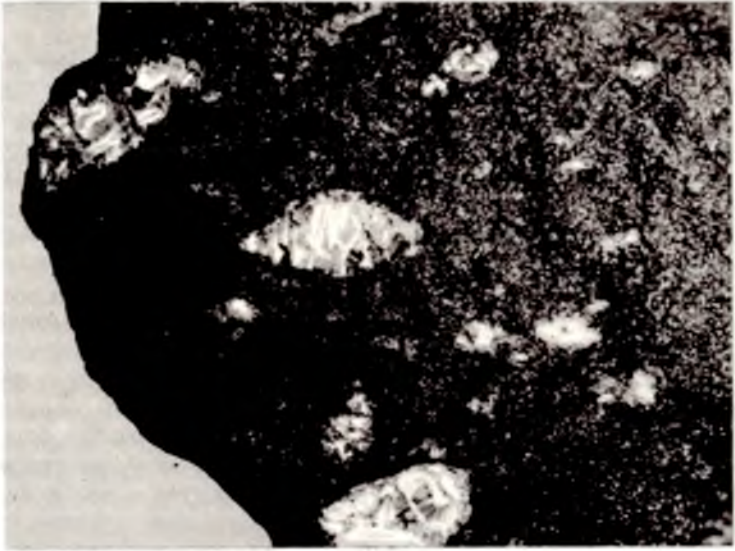


Рис. 49. Пирротиновая руда миндалевидной (очковой) текстуры. Образец, 0,5 нат. вел. Корбозерское рудопроявление.



Рис. 50. Пирит-пирротиновая руда брекчиевой текстуры. Полиров. штупф, 3/4 нат. вел.

ризируются наличием в пирротиновом цементе обломков вмещающих пород округлой формы размером от 0,2 до 1,0–1,5 см.

Полосчатые текстуры пирротиновых и пирит-пирротиновых руд встречаются в приконтактных частях рудных тел. Они образовались в результате замещения пирротином вмещающих сланцев вдоль плоскостей сланцеватости и образуют взаимные переходы с прожилково-вкрапленными и вкрапленными рудами.

Прожилково-вкрапленные текстуры руд характерны для вкрапленных пирротиновых руд в серпентинитах, графитистых сланцах и других породах.

В прожилково-вкрапленных пентландит-пирротиновых рудах содержание сульфидов достигает 25–50%. Обычно они находятся в форме равномерной вкрапленности, реже мелких жилок в серпентинитах.

В графитистых сланцах присутствует чаще пирротин в форме тонкой вкрапленности, мелких линзочек и различной мощности жилок. Рассеянная вкрапленность пирротина совместно с халькопиритом часто подчеркивает ритмично-слоистое сложение графитистых сланцев. Такое строгое подчинение пирротиновой вкрапленности слоистой текстуре сланцев свидетельствует об образовании его за счет рассеянных первично-осадочных сульфидов. Линзочки пирротина (от 0,5 до 2–3 см по длинной оси), вытянутые по сланцеватости, а также секущие жилы пирротина, вероятно, являются результатом мобилизации сульфидного вещества и концентрации его по ослабленным зонам, сланцеватости, трещинкам. Характерно, что жилки и линзочки пирротина в графитистых сланцах оторочены тонкой (0,5–1,5 мм) серицит-кварцевой каймой, являющейся, по всей вероятности, также результатом метаморфического переотложения силикатной части породы.

Для пирротиновых и пентландит-пирротиновых руд характерны различные зернистые аллотриоморфные структуры, свидетельствующие о выделении пирротина из растворов. В случае выполнения трещин пирротин более крупнозернистый, чем при замещении им вмещающих пород. В редких случаях в пирротине наблюдаются двойники давления.

В рудах, содержащих моноклинный и гексагональный пирротин, наблюдаются структуры замещения гексагонального пирротина моноклинным. Последний приурочен к границам пирротиновых прожилков и к включениям нерудных минералов в пирротиновой руде. Моноклинный и гексагональный пирротины корродируются и замещаются халькопиритом.

Наряду со структурами замещения гексагонального пирротина моноклинным удалось наблюдать структуры распада твердых растворов. Тонкие дискообразные либо более толстые веретенообразные линзы моноклинного пирротина в гексагональной фазе, обусловленные распадом твердых

растворов, обладают резкими границами и закономерным расположением по определенным кристаллографическим направлениям.

В большинстве случаев в изученных пирротинах в одном зерне присутствуют сразу как распад твердых растворов, так и структуры замещения (рис. 53). В структурах распада твердых растворов $FeS-(Fe,Ni)S$ пентландит обособляется в зернах пирротина в виде пламневидных выделений, которые обычно располагаются на границах зерен пирротина.

Метакристаллические структуры обусловлены наличием в пирротиновых рудах кристаллов пирита размером от 0,3 до 1,5 см, реже до 5–6 см. В отличие от корродированных пирротином гранобластовых зерен пирита более ранних пиритовых руд метакристаллический пирит характеризуется кубической формой, часто образует скелетные кристаллы и содержит многочисленные пойкилитовые вростки пирротина, кварца, иногда халькопирита и сфалерита. Важно отметить, что состав и структура пойкилитовых вростков пирротина в метакристаллах пирита полностью зависят от состава и структуры пирротина, вмещающего метакристаллы. Все это свидетельствует о более позднем выделении идиоморфных кристаллов пирита относительно заключенных в них минералов. В то же время на отдельных участках пирротин, вероятно, продолжал кристаллизоваться и после формирования метакристаллического пирита. В этих случаях эвгедральный пирит часто бывает катаклазирован и сцементирован узкими пирротиновыми прожилками. Причем, если метакристаллический пирит находится в поле гексагонального пирротина, то цементирующие пирит прожилки также будут представлены этой фазой пирротина. В некоторых случаях вдоль границы гексагонального пирротина и пирита кубической формы отмечаются узкие полоски моноклинового пирротина. Однако столь же часто встречаются метакристаллы пирита в гексагональном пирротине, но не сопровождаемые подобными каемками. Метакристаллы пирита в ряде случаев наблюдаются во вмещающих породах у контакта с пирротиновыми рудами.

При пересечении пирротиновыми прожилками пиритовой руды происходит увеличение числа метакристаллов пирита в эндоконтакте прожилка. В пересекаемых пиритовых рудах наблюдается значительное увеличение размера пиритовых зерен, которые приобрели при этом идиоморфные очертания. Возможно, что метакристаллы пирита, по крайней мере часть их, могли возникнуть при воздействии растворов, из которых выпадал пирротин с пиритовыми рудами.

По мнению А.Г. Бетехтина (1953), метасоматическое замещение пирротина пиритом происходит в более окислительных условиях по сравнению с условиями формирования пирротина либо в силу повышения концентрации ионов серы в остаточных растворах. Этот вывод вместе с наблюдаемым замещением гексагонального пирротина моноклиновым указывает на изменение физико-химических условий формирования пирротиновой минерализации с постепенным

увеличением окислительного потенциала растворов и уменьшением количества железа в растворе.

Таким образом, для пирротиновых залежей характерны текстуры и структуры отложения из растворов и замещения регионально-метаморфизованных пород и пиритовых руд. Формирование пирротина сопровождалось окварцеванием, серицитизацией и другими гидротермальными изменениями метаморфических пород на регрессивной стадии регионального метаморфизма, что может свидетельствовать о происхождении его в результате переотложения пиритовых руд метаморфическими растворами.

Следует подчеркнуть, что на большинстве колчеданных месторождений Карелии практически отсутствуют признаки метаморфизма пирротиновых руд: полосчатые текстуры, возникшие при разлинзовании пирротиновых рудных тел, волнистое угасание, широко развитые двойники давления, следы течения, замещение пирротина магнетитом и другие, описанные для метаморфизованных пирротиновых руд (Горбунов, 1968). Только на рудопроявлении Бергаул отмечаются следы рассланцевания пирротиновых руд и двойникования пирротина, что связано с поздними тектоническими деформациями.

1V. Повсеместно в пирротиновых рудных телах в зоне окисления отмечается замещение пирротина супергенными дисульфидами железа с образованием характерных натечных и почковидных текстур и округлых или полусферических образований, получивших в литературе название „птичий глаз“ (Бетехтин и др., 1958; Рамдор, 1962). Эти агрегаты имеют концентрически-зональное строение и сложены скрытокристаллическим или колломорфным марказитом и пиритом. Заметим, что колломорфные текстуры и структуры дисульфидов железа зоны гипергенезиса пирротиновых руд не следует путать с реликтами колломорфного строения пиритовых руд. Как было показано выше, колломорфные агрегаты пиритовых руд сложены только одним пиритом и подверглись процессам интенсивной метаморфической переработки. Вдоль спайности и по границам кристаллических зерен пирротина образуются каемки марказита и пирита пластинчатой структуры.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА,
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ
СЕРНОКОЛЧЕДАННЫХ РУД

Геохимическая характеристика
главнейших сульфидов
колчеданных руд

Геохимические исследования месторождений основывались на систематическом проведении опробования коренных горных пород по керну скважин и обнажениям. Всего было отобрано и обработано более 1000 проб. Спектральный анализ проводился в лаборатории физических методов анализа ИМГРЭ. Установлено, что в породах и рудах систематически обнаруживаются никель, кобальт, медь, цинк, свинец, серебро, титан, марганец, галлий, ванадий, хром. Результаты спектрального анализа обрабатывались графически с помощью вероятностного трафарета. Прямолинейный характер графиков (содержания откладывались в логарифмическом масштабе) свидетельствует о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов-примесей в породах и рудах серноколчеданных месторождений Карелии. Основными параметрами распределения элементов являются: C — среднее геометрическое (фоновое содержание в породах) и E — стандартный множитель. Эти параметры приведены в табл. 10 (см. вкл.) для рудовмещающих пород, пиритовых и пирротиновых руд. Из таблицы видно, что для пиритовых и пирротиновых руд характерно в основном понижение содержаний элементов-примесей по сравнению с их фоновыми содержаниями в породах.

В то же время во вмещающих породах наблюдается равномерное распределение элементов-примесей в соответствии с кларковыми содержаниями этих элементов и отсутствие участков с аномальными концентрациями. Все это указывает на то, что серноколчеданные руды бедны элементами-примесями и не имеют первичных геохимических ореолов.

Для изучения минерального состава руд помимо микроскопического описания шлифов применялись некоторые специальные методы, позволившие определить физические и химические свойства главных рудообразующих минералов. Особое место среди этих методов занимает исследование химического состава главных минералов с помощью рентгеноспектрального и лазерного эмиссионного микро-анализов, поскольку применение классических методов часто ограничено трудностью разделения находящихся совместно минералов или нескольких генераций одного и того же минерала.

Рентгеновский микроанализ, проводимый на микроанализаторе IXA-5 в лаборатории рудной микроскопии кафедры полезных ископаемых МГУ, позволил путем непосредственного изучения химического состава минералов под микроскопом решить следующие задачи в исследовании колчеданных руд:

- 1) проследить изменения состава минерала в пространстве и во времени;
- 2) установить парагенетическую связь между двумя или несколькими минералами, входящими в минеральную ассоциацию, и через их состав подойти к условиям образования;
- 3) исследовать неоднородность в составе минерала;
- 4) изучить стехиометричность и нестехиометричность состава минералов.

Абсолютная пороговая чувствительность рентгеновского микроанализа, характеризуемая минимально определяемым количеством вещества, очень высока и составляет приблизительно 10^{-14} г. Однако пороговая чувствительность этого метода вследствие весьма малого объема вещества составляет приблизительно лишь сотые и даже десятые доли весовых процентов. Поэтому для пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита удается измерить в большинстве случаев лишь содержания главных элементов: железа, серы, цинка, меди.

Измерения проводились при ускоряющем напряжении 25 кВ по линиям $S_{K\alpha}$, $Fe_{K\alpha}$, $Cu_{K\alpha}$, $Zn_{K\alpha}$. В качестве эталонов использовались 100% Fe, 100% Zn, 100% Cu и искусственный пирротин известного состава. При расчете содержаний вводились поправки на обратное рассеяние электронов и поглощение рентгеновских фотонов (Springer, 1967). Кроме того, вводилась коррекция на систематическую ошибку определения железа путем использования эталонного пирротина в качестве внутреннего стандарта. Статистическая точность измерения серы составляет $\pm 0.2\%$, точность измерения железа $\pm 0.1\%$. Время измерения на образцах и эталона составляло не менее 200с.

Для лазерного микроанализа концентрационная чувствительность выше на 1-2 порядка, что позволяет определять в рудных минералах элементы-примеси. Эмиссионный спектральный микроанализ с лазерным отбором пробы проводился на приборе LMA-1 (ГДР) со спектрографом PGS-2. Анализ проводился в диапазоне длин волн от 2300 до 4050 Å. Для того чтобы повысить чувствительность и воспроизводимость метода, каждый анализ (один спектр на фотоластинке) требовал трехкратного воздействия лазерного луча в соседние участки минерального зерна или близких зерен. Интенсивности главных аналитических линий выявленных элементов фотометрировались на микрофотометре МФ-2 с использованием шкалы почернений. Величина ΔS рассчитывалась как разница между почернением линии и фона возле нее. Эта величина является условной, и одна и та же концентрация элемента на разных пластинках характеризуется линиями, различ-

ными по интенсивностям. Величина ΔS связана с концентрацией C уравнением

$$\Delta S = j b \lg C + j \lg A,$$

j — фактор контрастности; b — константа аналитической линии; A — постоянная пластинки.

Следовательно, переход к концентрациям возможен при наличии эталонов для построения градуировочного графика в координатах $\Delta S - \lg C$.

В настоящее время разработана методика количественного определения кобальта и никеля в пирите и пирротине (Еремин и др., 1973). В качестве эталонов используются природные пириты, которые характеризуются достаточно равномерным распределением кобальта и никеля по всей площади эталонов.

С помощью лазерного микроанализа в пиритах и пирротинах систематически обнаруживаются кобальт, никель, медь, цинк, серебро, титан, реже свинец и марганец.

Применение методов электронной микроскопии позволяет изучить форму, размеры, структурную неоднородность и другие микроморфологические особенности минералов, способствует выявлению вещественной неоднородности минерала, в том числе структур распада твердых растворов. Платино-угольные реплики с поверхности сколов минералов, полученные по стандартной методике (Грицаенко и др., 1969), изучались на электронных микроскопах ЭМ-7 и ЭВМ-100Л в лаборатории электронной микроскопии кафедры минералогии МГУ.

Пирит

Главным рудным минералом в серноколчеданных рудах Карелии является пирит. Длительные метаморфические изменения, которым подвергались пиритовые руды (Рыбаков, 1967; Конкин и др., 1971) на разных стадиях регионального метаморфизма, нашли свое отражение в существовании нескольких генераций пирита. Макро- и микроскопически с использованием структурного травления в рудах выделены три разновидности пирита, соответствующие его различным генерациям.

Пирит I представлен тонкозернистыми (0,005–0,1 мм) агрегатами с реликтами метаколлоидных структур. В процессе регионального метаморфизма за счет перекристаллизации пирита I возникает пирит II, который составляет основную массу колчеданных руд и представлен разнозернистыми кристаллическими агрегатами. Пирит III встречается в тесной ассоциации с пирротинном и находится в пирротиновых прожилках в виде правильных идиоморфных кристаллов. Для него характерна четко выраженная кубическая форма кристаллов, обычно не поддающихся структурному травлению.



Рис. 51. Пирит I с реликтами коллоидного строения. Угольная реплика, увел. 6700.

С помощью метода электронной микроскопии обнаруживается различное внутреннее строение у пиритов разных генераций.

Пирит I представляет собой скопление мелких плохо ограниченных зерен несовершенной формы размером от 0.2 до 2 мкм с реликтами коллоидного строения (рис. 51). В некоторых случаях отмечаются шарообразные обособления, аналогичные описанным П.Я. Ярошем (1973) для пиритов колчеданных месторождений Урала. Сферические обособления на зернах пирита принадлежат этому же минералу и составляют единое целое с его гранями. Такие частицы пирита отражают, вероятно, несовершенное внутреннее строение зерен коллоидного пирита (Ярош, 1973). При перекристаллизации каплеобразные обособления сливаются в плотные участки.

При образовании пирита II в процессе метаморфической перекристаллизации происходит укрупнение зерен. Они выделяются хорошей огранкой. Часто кристаллы размером 5–10 мкм имеют пентагондодекаэдрическую форму (рис. 52). Более крупные зерна пирита II (20 мкм и больше) содержат многочисленные отрицательные кристаллы изометричной формы, размеры которых меняются от 0.1 до 1 мкм. Иногда количество их составляет до 30% общей площади поверхности образца.

Пирит III резко отличается по своим микроморфологическим особенностям от пирита II, хотя макроскопически обе эти генерации пирита представлены хорошо ограниченными кристаллическими зернами, особенно пирит III, который часто имеет кубическую форму. Не-

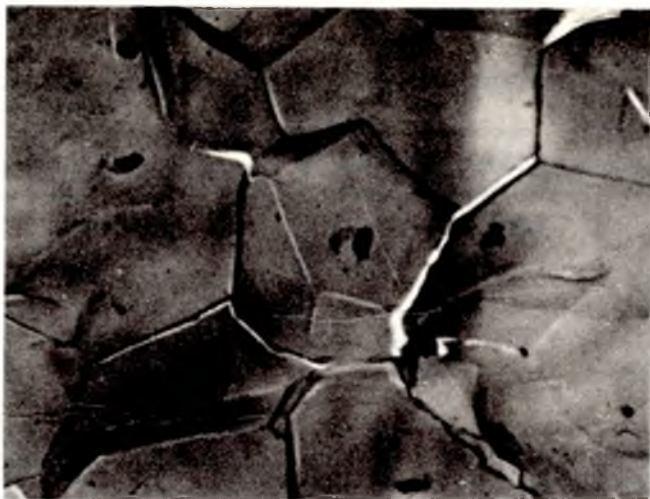


Рис. 52. Агрегат хорошо ограненных зерен пирита II, Угольная реплика, увел. 6300.

смотря на это, для внутреннего строения пирита III свойственно наличие агрегатов, состоящих из округлых обособлений размером десятые доли микрометра, которые постепенно приобретают форму зерен с нечеткими границами.

Наличие трех генераций пирита подтверждается измерениями микротвердости, которые проводились на микротвердомере ПМТ-3 с автоматическим нагружением индентора при нагрузке 100 г. Вычислялось среднее арифметическое ($H_{ср}$) из 10-15 определений на различных зернах данной разновидности в каждом образце. Из табл. 11 можно видеть, что наименьшую микротвердость имеет пирит I (от 883 до 999 кг/мм^2), сохранивший следы коллоидного строения, а наибольшую микротвердость имеют пириты II - от 1652 до 2114 кг/мм^2 . Для пирита III значения микротвердости колеблются в пределах от 1290 до 1594 кг/мм^2 . Снижение твердости для пиритов III генерации по сравнению с пиритами II может свидетельствовать о меньшей степени их метаморфизма (Прахова, 1968; Пшеничный, 1970), что согласуется с представлениями о более позднем их образовании.

Полученные результаты по изучению термоэлектрического эффекта позволяют говорить о том, что пириты I имеют дырочную (положительную) проводимость (+65 - +110 мкВ/град.), что характерно для низкотемпературных пиритов (Горбатов, 1957; Прохоров, 1970). Пириты II и III характеризуются электронной (отрицательной) термо-ЭДС. Величина термо-ЭДС для пиритов III (от -30 до -65 мкВ/град.) несколько ниже, чем для пиритов II (от 260 до -170 мкВ/град.).

Т а б л и ц а 11

Твердость пиритов разных генераций

Номер образца	$H_{\text{ср}}, \text{кГ/мм}^2$	Номер образца	$H, \text{кГ/мм}^2$
Пирит I		Пирит III	
59/185.5	946	59/185.5	1398
1019/1a	943	2/52.5	1396
2/52.5	899	112/198	1424
112/198	999	123/440.4	1482
112/194	964	112/194	1562
2/45	883	99/241.5	1410
		112/189	1594
		2/45	1530
		75/153.5	1434
		112/197.6	1290
		59/211	1613
		99/36	1405
		112/189.7	1506
Пирит II			
59/185,5	1982		
62/21	1652		
1019/1a	2026		
62/22	1938		
2/52.5	1982		
1019/6	2044		
112/198	1754		
99/235.3	1894		
2/45	2114		
75/153.5	1786		

Отдельные измерения показателей оптических свойств пиритов были проведены А.Д. Ракчевым в лаборатории оптической петрографии МГУ на установке его конструкции (Ракчев, 1965). Этим методом можно не только измерять отражательную способность, но и серию оптических констант, характеризующих индивидуальные свойства кристаллических тел. В качестве таких констант можно использовать главный угол падения и главный азимут, т.е. угол восстановленной линейной поляризации при главном угле падения. Эти константы функционально связаны с показателями преломления, поглощения и отражательной способностью. Измерения проводились в монохроматическом свете при $\lambda = 579 \text{ нм}$. Из табл. 12 видно, что пириты I характеризуются низкой отражательной способностью. Это свойственно пиритам осадочного происхождения. Наибольшей отражательной способностью обладают пириты II генерации. Это согласуется с представлениями о наиболее высокотемпературных условиях их образования. Пириты III имеют такой же показатель преломления, но коэффициенты поглощения и отражения у них несколько ниже.

Т а б л и ц а 12

Оптические свойства пиритов (обр. 112/198)

Генерации	Главный угол падения	Главный азимут	Показатель преломления	Коэффициент поглощения	Показатель отражения, %
I	76°48	46°00	2.97	0.96	50.5
II	78 15	44 12	3.44	0.92	53.7
III	78 00	43 30	3.44	0.88	52.4

В последнее время многие исследователи приходят к выводу о возможности отклонения природных пиритов от стехиометричности состава. В.Г. Прохоров (1970) приводит возможный интервал колебаний $S:Fe$ от 1.84 до 2.10, а для пиритов колчеданных месторождений Урала он дает среднее значение этого отношения 1.924. Именно вариациями содержаний железа и серы определяются физические свойства пиритов.

Полученные результаты по изучению химического состава пиритов показывают, что выделенные ранее генерации пирита отличаются по своему составу (табл. 13). На фоне некоторого дефицита серы наименьшие ее содержания отмечаются в пиритах второй генерации; при метаморфической перекристаллизации пирита I ($FeS_{1.92}$) в пирит II ($FeS_{1.86}$) дефицит серы возрастает. Пирит III ($FeS_{1.91}$) отличается увеличением концентрации серы относительно пирита II.

Увеличение дефицита серы при перекристаллизации пирита I, вероятно, отражает возрастание температуры в процессе регионального метаморфизма. Было показано, что с увеличением температуры синтеза пиритов происходит их обогащение железом и обеднение серой (Ракчеев, Чернышев, 1968).

Наибольший интерес из элементов-примесей в пиритах и пирротинах представляют собой кобальт и никель, так как они являются характерными геохимическими элементами для определения условий образования месторождений пирита (Hegemann, 1943).

Выделенные ранее генерации пирита не только отличаются по содержанию главных элементов: железа и серы, но и характеризуются разными концентрациями элементов-примесей. Результаты лазерного анализа показывают дифференциацию пиритов по элементам-примесям (табл. 14). Пирит II отличается от пиритов I несколько пониженными содержаниями кобальта и никеля. Эта разница небольшая, но она является значимой по коэффициенту Стьюдента для 10%-го уровня значимости. Кроме того, происходит некоторое уменьшение концентрации меди, в то же время для серебра эта разница совсем незначительна. Интенсивности аналитических линий цинка, титана, свинца, марганца так невелики, что по ним трудно судить

Т а б л и ц а 13

Химический состав пиритов по результатам
микрорентгеноспектрального анализа

Генерация пирита	Fe, вес. %	S, вес. %	Сумма	Формула
		Обр. 99/235		
I	47.1	52.8	99.9	FeS 1.95
II	48.2	52.9	101.1	FeS 1.90
III	47.8	53.2	101.0	FeS 1.93
		Обр. 99/270.3		
I	47.5	52.1	99.6	FeS 1.92
II	48.2	51.4	99.6	FeS 1.87
III	47.5	52.4	99.9	FeS 1.92
		Обр. 89/124		
I	47.8	52.6	100.4	FeS 1.91
II	48.4	52.0	100.4	FeS 1.87
III	48.1	52.7	100.8	FeS 1.90
		Обр. 112/198.7		
I	47.0	52.2	99.2	FeS 1.94
II	47.8	52.4	100.2	FeS 1.91
III	47.3	52.6	99.9	FeS 1.93
		Обр. 112/198		
I	47.7	52.1	99.8	FeS 1.90
II	48.3	52.1	100.4	FeS 1.87
III	48.0	52.6	100.6	FeS 1.90
		Обр. 56/124		
I	47.6	51.7	99.3	FeS 1.91
II	48.4	52.3	100.7	FeS 1.88
III	48.1	52.5	100.6	FeS 1.90
		Обр. 2/45		
I	47.4	51.7	100.1	FeS 1.91
II	48.2	51.7	99.9	FeS 1.87
III	47.7	52.0	99.7	FeS 1.90

Т а б л и ц а 14

Средние содержания меди, серебра, цинка, титана, свинца, марганца в пиритах и пирротинах

Элемент	Пирит I	Пирит II	Пирит III	Пирротин
Медь	25	20	21	12
Серебро	32	30	27	16
Цинк	5	5	7	6
Титан	10	8	11	9
Свинец	4	5	6	4
Марганец	7	2.5	4	7

о каких-то изменениях в содержании элементов, хотя, вероятно, можно говорить об уменьшении концентрации марганца при переходе от пирита I к пириту II. Следовательно, можно считать, что в процессе прогрессивного метаморфизма при перекристаллизации происходит небольшое „очистение“ пиритов от кобальта, никеля, меди, возможно марганца.

По мнению многих исследователей (Hegemann, 1943; Cambel, Iarkowsky, 1967; Прохоров, 1970), отношение Co/Ni в пиритах отражает геохимические условия образования: с ростом температуры и степени метаморфизма оно возрастает. В нашем случае отношение Co/Ni при переходе от пирита I к пириту II остается постоянным — 1.8. В.Г. Прохоров (1970) считает, что возрастание соотношения Co/Ni не будет при метаморфизме, если нет привноса или условий для перераспределения элементов.

По Ф. Хегеманну, колчеданные месторождения являются первично-осадочными, если пирит содержит довольно постоянные количества кобальта и никеля. В пирите гидротермального и магматического происхождения содержание кобальта и никеля колеблется в широких пределах. Наиболее равномерным распределением кобальта и никеля обладают пириты I, коэффициент вариации для кобальта в них 59%, для никеля 56%. По мере метаморфических преобразований распределение элементов-примесей становится все более неравномерным, на что указывает увеличение коэффициента вариации.

Более значительные изменения происходят на поздней стадии метаморфизма при образовании пирротиновых прожилков. В пиритах I и II генераций отмечаются колебания в содержаниях элементов-примесей в зависимости от положения пиритов относительно пирротиновых прожилков. В пирите I и II, находящихся на контакте с пирротинами, содержание элементов-примесей ниже, чем в пиритах, расположенных вдали от пирротина. На границе с пирротиновыми прожилками уменьшаются концентрации кобальта, меди, серебра (табл. 15, 16). Таким образом, при образовании пирротинов про-

Т а б л и ц а 15

Средние содержания ($C, \times 10^{-3}, \%$) кобальта и никеля в пиритах и пирротинах

Минерал	Кобальт			Никель			
	C	S	$v, \%$	C	S	$v, \%$	n
Пирит I	13	7,1	59	7.0	3.9	56	24
Пирит II	10	8,1	74	5.5	4,1	74	31
Пирит III	15	12,4	83	16	18,6	116	21
Пирротин	6	4,1	81	19	24,0	126	35

П р и м е ч а н и е. C – Среднее содержание; S – среднее квадратичное отклонение; v – коэффициент вариации; n – число проб.

исходит вынос элементов-примесей из пиритов и фиксация их в пирротине и ассоциирующем с ним пирите III.

Пирит III, образующийся совместно с пирротинном, характеризуется наиболее высокими концентрациями кобальта и никеля по сравнению с пиритами ранних генераций. Возрастание коэффициента вариации в пиритах III генерации объясняется тем, что в достаточно крупных кристаллах пирита III обнаруживаются различия в содержании кобальта и никеля в центральных и краевых частях зерна. Максимальные содержания кобальта приурочены к центральной части зерна и, наоборот, максимальные содержания никеля – к краевой зоне. Наибольшие содержания меди также приурочены к краю зерна.

Таким образом, дифференциация пиритов подтверждается и различными их свойствами. Изученные физические и химические свойства пиритов I (низкая микротвердость, положительная термо-ЭДС, низкая отражательная способность, максимальные содержания серы, низкие равномерные концентрации кобальта и никеля) однозначно указывают на низкотемпературные осадочные условия образования. Возникший в процессе перекристаллизации пирит II отличается по своим физическим и химическим характеристикам от первичного пирита. Все его свойства определяют пирит II как более высокотемпературное образование.

Пирротин

Характерной чертой минерального состава серноколчеданных месторождений Карелии является постоянное присутствие в них пирротина. Пирротины колчеданных месторождений Карелии иссле-

Т а б л и ц а 16

Перераспределение элементов-примесей в пиритах
при образовании пирротина

Генерация	Содержание элементов-примесей				
	Co, $\times 10^{-3}\%$	Ni, $\times 10^{-3}\%$	ΔS_{Cu}	ΔS_{Zn}	ΔS_{Ag}
I	$\frac{40}{12}$	$\frac{9}{5}$	$\frac{56}{20}$	$\frac{4}{6}$	$\frac{45}{19}$
II	$\frac{20}{12}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{17}{14}$	$\frac{6}{11}$	$\frac{80}{69}$
I	$\frac{16}{7}$	$\frac{7}{5}$	$\frac{23}{3}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{20}{15}$
II	$\frac{34}{12}$	$\frac{5}{22}$	$\frac{13}{11}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{8}{22}$
II	$\frac{45}{12}$	$\frac{5}{7}$	$\frac{37}{5}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{27}{5}$
I	$\frac{22}{7}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{49}{6}$	$\frac{6}{4}$	$\frac{60}{24}$
II	$\frac{14}{11}$	$\frac{5}{4}$	$\frac{20}{17}$	$\frac{8}{11}$	$\frac{54}{31}$
I	$\frac{8}{2}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{14}{10}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{44}{22}$

П р и м е ч а н и е. В числителе - вдали от пирротинового прожилка, в знаменателе - вблизи от пирротинового прожилка.

довались в полированных шлифах методом магнитной суспензии, разработанным для природных пирротинов М.А. Грабовским и О.Н. Жерденко (1964, 1966). Магнитная коллоидная суспензия пипеткой наносилась на поверхность аншлифа и накрывалась покровным стеклом. С помощью магнитной суспензии пирротины разделяются на три типа: 1) антиферромагнитные, не покрывающиеся магнитной суспензией, 2) ферромагнитные, обнаруживающие порошковые фигуры (домены) в пределах всего зерна и 3) пирротины промежуточного типа, сложенные двумя фазами. Можно считать, что пирротины, обладающие сильными магнитными свойствами, являются моноклинными. Слабыми магнитными свойствами характеризуются гексагональные пирротины (Леонченкова, 1963; Генкин и др., 1965).

Для идентификации фаз пирротинов была применена дифрактометрия пирротинов на дифрактометре УРС-50 ИМ (излучение Cu , 35 кВ, 12 мА). Один пик на дифрактограмме, отвечающий линии $10\bar{1}2$, обнаруживает наличие в пробе гексагонального пирротина, дуплет линий $202-20\bar{2}$ на других дифрактограммах указывает на присутствие моноклинного пирротина. На некоторых дифрактограммах высота сдвоенных пиков оказывается различной. Это свидетельствует о наличии в пробе как моноклинного, так и гексагонального пирротина. Таким образом, в рудах серноколчеданных месторождений Карелии существует две модификации пирротина.

Моноклинный и гексагональный пирротины характеризуются различной микротвердостью. Кроме того, пирротины обладают анизотропией твердости (Лебедева, 1963), выраженной в неодинаковой твердости по различным кристаллографическим направлениям. При измерении пирротинов приходилось иметь дело с разноориентированными срезами, поэтому для получения характерных для данного минерала значений твердости было произведено 20-30 замеров в каждом образце, наиболее вероятные значения найдены с помощью вариационных кривых. Для гексагонального пирротина $H_{\text{ср. макс}} = 367 \text{ кг/мм}^2$, $H_{\text{ср. мин}} = 302 \text{ кг/мм}^2$, коэффициент анизотропии $K_H = 1.22$. Для моноклинного пирротина $H_{\text{ср. макс}} = 296 \text{ кг/мм}^2$, $H_{\text{ср. мин}} = 256 \text{ кг/мм}^2$, $K_H = 1.16$.

Взаимоотношения моноклинной и гексагональной фаз в пирротинах хорошо выявляются с помощью магнитной суспензии при травлении пирротина ($\text{HCl}_{\text{конц}} + \text{эл. ток.}$). Кроме того, моноклинный пирротин выявляется в полированных шлифах путем их окисления на воздухе. Моноклинный пирротин покрывается буро-коричневым, синеватым налетом. Во всех случаях обнаруживаются своеобразные структурные рисунки с различным соотношением двух фаз. Часто наблюдаются тонкие дискообразные и более толстые веретенообразные линзы и пластинки моноклинного пирротина в гексагональном. Такие пластинки располагаются по определенным кристаллографическим направлениям под разными углами друг к другу в соседних зернах в зависимости от среза. Характерно, что в местах пересечения таких пластин происходит их сужение или полное выклинивание (рис. 53). Такие взаимоотношения явля-

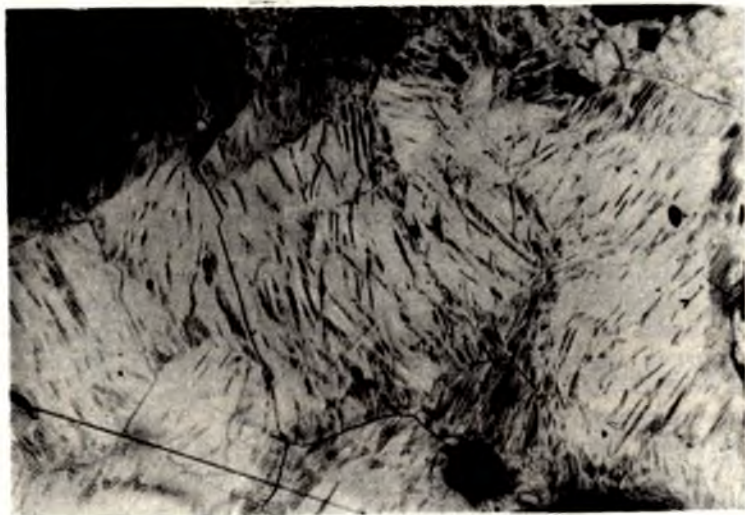


Рис. 53. Замещение гексагонального пирротина (светлый) моноклинным (серый) и структуры распада. Полир. шлиф с магнитной суспензией. Хаутаваарское месторождение, увел. 180.

ются признаком распада в твердом состоянии (Бетехтин и др., 1958).

В других случаях моноклинный пирротин приурочен к периферии зерен, окаймляя центральную гексагональную часть, в которой присутствуют отдельные пластинки моноклинного пирротина. Возможно, что в последнем случае происходит замещение гексагонального пирротина моноклинным в процессе перекристаллизации. В то же время имеются указания на возможность такого специфического случая распада твердого раствора, когда под действием каких-то факторов происходит миграция фазы-гостя в периферическую часть зерна (Рамдор, 1962). В большинстве случаев моноклинный пирротин одновременно встречается и в виде оторочки, и в виде отдельных пластин. Структура распада твердых растворов в пирротинах наблюдалась и на других месторождениях (Рамдор, 1962; Грабовский и др., 1969). Граница между оторочкой и ядром может быть неровной, с постепенным увеличением количества пластин от центра к периферии, или резкой. Если рассматривать пирротиновый прожилок в целом, то моноклинная модификация приурочена в большей степени к границам пирротиновых прожилков и к включениям нерудных минералов в пирротиновой руде.

В целом для пирротиновых руд отсутствуют признаки метаморфизма. Напротив, пирротиновые прожилки пересекают регионально метаморфизованные породы. Однако на отдельных локальных участках пирротины подвержены пластическим деформациям, вы-

раженным в явлении трансляции или двойниковании зерен пирротина по определенным кристаллографическим плоскостям без нарушения единства кристаллического зерна (Горбунов, 1968).

Пирротины колчеданных месторождений Карелии характеризуются неоднородным внутренним строением, неровной шагреновой поверхностью, которая в большей степени присуща гексагональным пирротинам. В ряде случаев отмечаются в пирротинах такие же пустоты, как и в пиритах II (аналогичных размеров), которые также, вероятно, являются газовой-жидкими включениями. На отдельных участках выделяются разноориентированные широкие пластины со слабо выраженной штриховкой, параллельной общей ориентировке пластин, здесь же присутствуют включения округлой формы, вероятно, другая минеральная фаза. Иногда наблюдаются узкие вытянутые обособления, расположенные субпараллельно, часто имеющие призматическую форму. Возможно, что такое строение отражает присутствие двух фаз пирротина — моноклинной и гексагональной.

В распределении гексагонального и моноклинного пирротина проявляется вполне определенная закономерность. На Хаутаваарском месторождении гексагональные пирротины развиты на глубоких горизонтах рудных тел. На Парандовском месторождении наиболее широко гексагональные пирротины распространены в центральных частях отдельных пиритовых линз, тогда как моноклинный пирротин преобладает в местах их выклинивания и во вмещающих породах (Ручкин и др., 1973).

Количественная оценка вариаций гексагональной и моноклинной фаз пирротина показала, что гексагональный пирротин преобладает в прожилках, пересекающих пирротиновые залежи. Наиболее редко эта разновидность встречается среди вкрапленности во вмещающих породах, где пирротин представлен моноклинной модификацией. Для оценки силы и достоверности влияния положения пирротина на распределение его модификаций был проведен дисперсионный анализ однофакторных комплексов (Плохинский, 1967), при котором учитывалось количество гексагонального и моноклинного пирротина среди прожилков в пиритовых рудах, а также в прожилках и вкрапленности во вмещающих породах. Дисперсионный анализ показал, что влияние положения пирротина на распределение его модификаций достоверно и составляет не менее 11,7 и не более 18,9% от общего влияния разнообразных факторов при уровне значимости 0,95.

Эти данные позволяют предполагать, что растворы в значительной степени могли извлекать железо из более древних по отношению к пирротинам пиритовых залежей. Об этом говорит и перекристаллизация пиритовых руд вдоль пирротиновых прожилков в крупнозернистый пиритовый агрегат.

На замещение вещества из пиритовых руд при образовании пирротина указывает также перераспределение элементов-примесей в пиритах, выявленное в результате лазерного спектрального анализа. Пириты I и II генераций, расположенные по границе с прожилками пирротина, заметно обеднены кобальтом, медью,

серебром. Существование таких зон выщелачивания свидетельствует о процессе мобилизации элементов-примесей из окружающей пиритной массы и фиксации их в пирротине и ассоциирующем с ним пирите III.

Пирротин характеризуется минимальным содержанием кобальта и максимальным никеля. Такая закономерность, когда кобальт накапливается в пирите, а никель в пирротине, отмечается многими авторами. В равновесии дисульфид-моносulfид кобальт проявляет большое сродство к дисульфиду, а никель к моносulfиду (Маркушев, Безмен, 1972). Распределение кобальта и никеля в некоторой степени зависит от того, какой модификацией представлен пирротин. Более высокие содержания кобальта присущи гексагональному пирротину, а никеля - моноклинному.

В пирротинах по сравнению с пиритами уменьшаются концентрации меди и серебра.

При исследовании пирротинов методом рентгеноспектрального анализа обнаруживаются значительные колебания в их составе. Разница между отдельными анализами одного и того же образца составляет до 1 вес. % Fe и S. Поскольку подавляющее число пирротинов представлено двумя фазами, то отклонения в их составе, вероятно, зависят прежде всего от того, какое количество моноклинной или гексагональной фазы попадает в анализируемый участок при микроанализе. Большинство чисто моноклинных пирротинов имеет состав Fe_7S_8 ($Fe_{0,97}S - Fe_{0,98}S$), гексагональные пирротины отвечают составу Fe_9S_{10} ($Fe_{0,90}S - Fe_{0,91}S$).

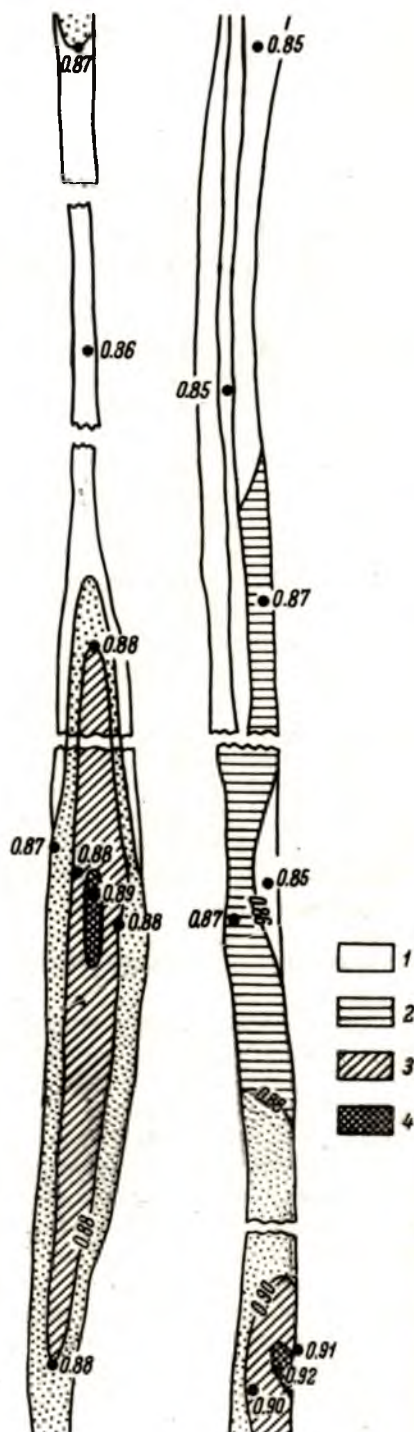
При сканировании в обратнорассеянных электронах на экране катодно-лучевой трубки отчетливо проявляется двуфазовое строение пирротина. На фоне более светлого гексагонального пирротина выделяются темные пластинки моноклинного. Эта картина отвечает изображению, получаемому при травлении или методом магнитной порошковой графии. Таким образом, появляется возможность проанализировать непосредственно моноклинную и гексагональную фазы пирротина; соотношения между размерами пластин и зонда позволяют это сделать.

Часть анализов гексагональных пирротинов дублировалась с помощью дифрактометрии. Состав пирротинов определялся по методу Арнольда (1966). В основу метода положена зависимость межплоскостного расстояния $d(10\bar{1}2)$ пирротина от его состава. В целом оба метода характеризуются хорошей сходимостью.

В соответствии с изменением распространения моноклинной и гексагональной фаз пирротина меняется и его железистость. Причем не только суммарный состав, но и состав отдельных фаз. Особенно четко это проявляется для гексагональной фазы. На рис. 54 показано изменение железистости отдельных фаз на разрезах Хаутаварского и Парандовского месторождений, из которых видно, что максимальной железистостью обладают пирротины, расположенные в центральных частях рудных залежей. На флангах рудных тел и на выклинивании не только увеличивается количество моноклинной

Рис. 54. Схема изменения железистости пирротина в пределах рудных тел Парандовского (I) и Хаутаваарского (II) месторождений.

1 - 0,85-0,86; 2 - 0,80-0,87; 3 - 0,87-0,88;
4 > 0,89.



фазы, но параллельно уменьшается железистость гексагональной фазы. Для Хаутаваарского месторождения характерно увеличение железистости на глубоких горизонтах рудного тела, но и здесь увеличение железистости происходит от фланга рудного тела к его центральной части.

Состав пирита III находится в прямой зависимости от состава пирротина, с которым он ассоциирует. Проведенный параллельно рентгеноспектральный анализ для пары пирит-пирротин в двух образцах показывает, что между железистостью пирротина и железистостью пирита имеется прямая корреляционная зависимость $+0.73$, являющаяся значимой для уровня 0.95 . Вероятно, можно принять, что пирит III и пирротин являются сосуществующими минералами.

Халькопирит и сфалерит

В ассоциации с пирротиновой минерализацией халькопирит и сфалерит встречаются в виде мелких гнезд и секущих прожилков. Количество этих минералов составляет 2-3% от общего количества сульфидов. Размеры аллотриоморфных зерен сфалерита и халькопирита меняются в широких пределах и достигают 1.5 мм.

Сфалериты обладают полисинтетическими двойниками, выявляющимися при травлении. Двойниковые пластинки имеют самую различную ширину. Халькопирит при травлении также обнаруживает двойниковое строение. Можно предполагать, что сфалерит и халькопирит не оказывали влияния на распределение модификаций пирротина в зернах.

Определение состава сфалеритов имеет большое значение для характеристики условий образования минеральной ассоциации пирит-сфалерит-пирротин. Сфалериты колчеданных месторождений Карелии характеризуются значительной железистостью, меняющейся от 6.8 до 10.4% железа. В табл. 17 представлены химические составы сфалеритов, определенные на рентгеноспектральном микроанализаторе. Состав сфалеритов тесно взаимосвязан с составом сосуществующих пирротинов. Коэффициент корреляции между железистостью пирротинов и сфалеритов равен -0.68 . Наибольшей железистостью обладают сфалериты, встреченные на флангах рудных залежей.

Железистость халькопиритов также меняется в разрезе рудных тел (табл. 18). Наиболее железистые халькопириты, так же как и сфалериты, приурочены к флангам рудных залежей, наименее железистые - к центру рудных тел. Обращает на себя внимание тот факт, что железистость халькопиритов Хаутаваарского месторождения несколько ниже, чем Парандовского.

Т а б л и ц а 17

Химический состав сфалеритов (в вес. %)

Zn	Fe	S	Формула
33.8	7.5	58.7	(Zn Fe) S _{1.02}
34.2	7.4	58.4	(Zn Fe) S _{1.04}
33.5	8.4	58.1	(Zn Fe) S _{1.01}
34.4	9.0	56.6	(Zn Fe) S _{1.05}
34.0	9.9	56.1	(Zn Fe) S _{1.03}
34.6	7.8	57.6	(Zn Fe) S _{1.06}
33.3	9.1	57.6	(Zn Fe) S _{1.00}
33.5	7.5	59.0	(Zn Fe) S _{1.00}
34.1	9.0	56.9	(Zn Fe) S _{1.033}
33.0	8.3	58.7	(Zn Fe) S _{0.98}
34.3	7.1	57.8	(Zn Fe) S _{1.05}
37.9	10.4	51.7	(Zn Fe) S _{1.21}
35.2	6.8	58.0	(Zn Fe) S _{1.09}

Т а б л и ц а 18

Химический состав халькопиритов (в вес. %)

Cu	Fe	S	Формула
34.9	30.7	34.4	Cu Fe _{1.00} S _{1.95}
35.0	31.1	33.9	Cu Fe _{1.01} S _{1.92}
34.6	31.0	34.4	Cu Fe _{1.02} S _{1.97}
34.2	30.8	34.9	Cu Fe _{1.02} S _{2.02}
34.3	31.0	36.8	Cu Fe _{1.03} S _{2.00}
34.8	30.9	34.3	Cu Fe _{1.01} S _{1.95}
34.2	31.4	34.5	Cu Fe _{1.04} S _{2.00}
34.7	30.7	34.6	Cu Fe _{1.04} S _{1.98}
35.6	30.5	33.9	Cu Fe _{0.98} S _{1.89}
34.9	30.8	34.3	Cu Fe _{1.00} S _{1.95}
34.2	30.5	35.3	Cu Fe _{1.02} S _{2.02}
35.5	30.2	34.3	Cu Fe _{0.97} S _{1.91}
33.9	29.8	36.3	Cu Fe _{1.00} S _{2.12}
35.2	30.5	34.3	Cu Fe _{0.99} S _{1.93}
35.3	30.1	34.5	Cu Fe _{0.97} S _{1.94}

Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений

Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений охарактеризован 278 анализами мономинеральных фракций сульфидов, которые были проанализированы Д.М. Воинковым и Л.Н. Гриненко в ГЕОХИ АН СССР по материалам Г.В. Ручкина, В.Д. Конкина, Нат.Е. Сергеевой.

Не останавливаясь детально на рассмотрении данных, опубликованных в работе Л.Н. Гриненко и др. (1971), приведем основные выводы об источнике серы сульфидов, условиях их накопления и преобразования, полученных с помощью метода изотопного анализа серы.

По изотопному составу серы большинство изученных серноколчеданных месторождений Карелии характеризуется узким диапазоном вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$, не превышающим $\pm 6\%$, причем средние значения $\delta^{34}\text{S}$ отдельных месторождений близки к метеоритному уровню (рис. 55), что предполагает глубинный ювенильный источник серы рудных минералов.

В отличие от других рудных объектов в оолитовых пиритовых рудах Мулдусельгского рудопроявления наблюдается значительная дисперсия величин $\delta^{34}\text{S}$ (от $+2.4$ до -10.2%) как в различных оолитах, так и в пределах одного и того же оолита. Ядра некоторых оолитов облегчены по сравнению с краевыми частями до 2% , а в других, наоборот, утяжелены до 4% (рис. 56). Руды Няльмозерского месторождения, приуроченные исключительно к графитистым сланцам, представлены слоистыми пиритовыми рудами, часто содержащими оолиты, либо слоями оолитовых руд, которые также показывают большую изменчивость в обогащении сульфидов изотопом $\delta^{34}\text{S}$. Значения $\delta^{34}\text{S}$ изменяются от $+12.1$ до -6.6% . По сравнению с изотопными вариациями серы на Парандовском и Хаутаварском месторождениях средние значения $\delta^{34}\text{S}$ этого месторождения отклоняются в область более легкой серы. Такое распределение изотопных отношений серы в рудах Няльмозерского месторождения и Мулдусельгского рудопроявления свойственно сере биогенного происхождения. Известно, что оолитоподобные стяжения сульфидов возникают при раннем диагенезе осадков, богатых органическим веществом, в результате бактериальной сульфатредукции (Страхов, 1968). Источником энергии для жизнедеятельности бактерий было органическое вещество, широко распространенное в графитистых отложениях на территории Балтийского шита (Сидоренко, Сидоренко, 1968; Marmo, 1960). Следовательно, на некоторых серноколчеданных месторождениях Карелии сера сульфидов имеет два источника — преобладающий мантийный и подчиненный биогенный. Возможно, появлению биогенной серы можно объяснить отклонение средних значений $\delta^{34}\text{S}$ на Няльмозерском месторождении в область более легкой серы.

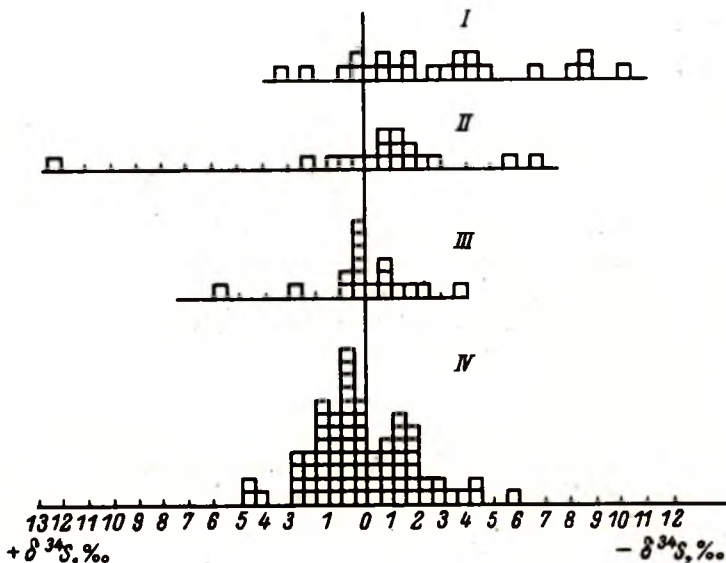


Рис. 55. Гистограмма распределения $\delta^{34}\text{S}$ в пиритовых рудах (Гриненко и др., 1971).

I - Мулдусельское рудопроявление; месторождения: II - Няльмозерское, III - Хаутаваарское, IV - Парандовское.

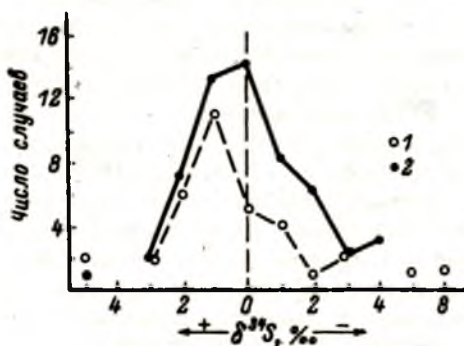


Рис. 56. Изотопный состав серы тонкозернистого (1) и крупнозернистого (2) пирита Парандовского месторождения (Гриненко и др., 1971).

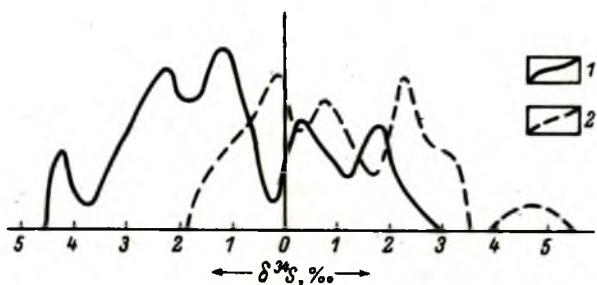


Рис. 57. Распределение $\delta^{34}\text{S}$ пирротинов на удалении (1) и сре-
ди (2) пиритовых рудных тел.

Для выяснения изменений в изотопном составе серы пирита при его перекристаллизации в процессе регионального метаморфизма были отобраны пробы тонкозернистого пирита, в которых сохранились реликты метаколлоидного строения в участках руд с меньшей степенью перекристаллизации, и крупнозернистого пирита из сильно метаморфизованных пиритовых руд. Как видно из рис. 56, в изотопном составе серы таких пиритов в целом не наблюдается различий. В одних случаях крупнозернистый пирит слабо обогащен изотопом ^{32}S по сравнению с тонкозернистым, а в других — изотопом ^{34}S , причем различия не превышают $\pm 3\%$. Это приводит к выводу об отсутствии существенных изменений изотопного состава серы при перекристаллизации пирита в процессе прогрессивного регионального метаморфизма. Следовательно, зафиксированные в пиритовых рудах колчеданных месторождений Карелии изотопные отношения серы отвечают в основном их первичной природе.

В распределении величин ^{34}S по разрезам от всячего бока к лежачему, в центральных и фланговых участках рудных тел, как и во вмещающих породах, на разном расстоянии от рудных линз установлена определенная зональность. Пириты из центральных частей рудных тел обогащены тяжелым изотопом ^{34}S . По направлению к всяческому и лежачему бокам рудных тел, там, где в виде прожилков появляется пирротин, содержание изотопа ^{34}S в пиритах снижается. Сходная тенденция в распределении изотопов серы обнаружена в пирротинах. Наиболее обогащены изотопом ^{32}S пирротины из краевых частей рудных тел, по направлению к центру пиритовых линз повышается содержание изотопа ^{34}S (рис. 57). Сульфиды из прожилков и вкрапленности в удалении от рудных тел имеют повышенное содержание изотопа ^{34}S даже по сравнению с пиритом из центральных частей рудных линз.

Можно предполагать, что установленная зональность в распределении изотопов серы вызвана перераспределением серы и ее изотопов в процессе формирования пирротиновой минерализации, связанной с регрессивным этапом регионального метаморфизма.

Экспериментальными исследованиями изотопных обменных реакций между соединениями серы при повышенных температурах установлено, что при частичном разложении сульфидов отделяемая от них сера всегда обогащается тяжелым изотопом ^{34}S независимо от того, происходит ли такое отделение в виде сероводорода в газе или в растворе (В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко, 1974). Следовательно, сульфиды во вмещающих породах, образованные за счет выноса серы из колчеданных залежей, должны быть обогашены изотопом ^{34}S , что и наблюдается в данном случае.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПИРИТОВЫХ РУД

Как отмечал Ф. Вокес (Vokes, 1969), в результате большого стабильного поля устойчивости обычных сульфидных минералов и относительно простого химического состава сульфидных руд не могут быть выработаны индикаторы температур и давления во время метаморфизма, подобные тем, которые применяются при изучении метаморфических пород. Поэтому все известные критерии метаморфизма сульфидных руд являются описательными и чисто качественными. В этой связи при установлении метаморфизма серноколчеданных руд Карелии нами изучались не только текстурно-структурные особенности руд, но и их физические свойства, которые чутко реагируют на изменения пород и руд во время метаморфизма и позволяют дать количественную оценку этих изменений (Конкин и др., 1971).

Исследования физических свойств колчеданных руд проводились в руднопетрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ. Помимо экспериментального определения скоростей прохождения поперечных и продольных ультразвуковых волн, плотности по соответствующим формулам теории упругости вычислялись модули Юнга и сдвига, коэффициенты Пуассона, анизотропий и другие упругие характеристики. Полученные результаты по физическим свойствам карельских серноколчеданных руд Парандовского, Хаутаваарского, Няльмозерского месторождений сопоставлялись с соответствующими константами неметаморфизованных руд из месторождений Блявинского рудного поля (Южный Урал) и метаморфически переработанных пиритовых руд Холоднинского полиметаллического месторождения (Сев. Прибайкалье), локализованного в нижнепротерозойских толщах.

Для изучения упругих свойств руд было отобрано 67 образцов из различных участков рудных тел Парандовского, Хаутаваарского, Няльмозерского месторождений в Карелии и ряд проб из пиритовых руд Холоднинского месторождения (Сев. Прибайкалье). Для исследования анизотропии физических свойств готовились образцы в форме куба или параллелепипеда с обязательным условием параллельности противоположных плоскостей и их закономерной ориентировкой относительно видимых макроскопически текстурных особенностей — две плоскости перпендикулярно полосчатости или слоистос-

ти и одна параллельно. Размер таких проб составлял 1,5 x 1,5 либо 2 x 3, 3 x 4 см. Незначительные отклонения от параллельности плоскостей (до 10–15°) существенных изменений в измеряемые параметры не вносят (Александров и др., 1968). При этом параметры, измеренные по трем плоскостям, позволяют более точно определить их средние значения и вычислить коэффициенты анизотропии для данных образцов.

Упругие свойства изучались нами ультразвуковым импульсным методом. Экспериментально измерялись скорости прохождения продольных и поперечных волн. По известным формулам теории упругости (Ильницкая и др., 1969) рассчитывались динамические модули: упругости (E), сдвига (G), коэффициент объемного сжатия (K_{00}), коэффициент Пуассона (μ), а также коэффициенты анизотропии для продольных (K_{V_p}) и поперечных (K_{V_s}) волн:

$$E = v_p^2 \rho \frac{(1+\mu)(1-2\mu)}{(1-\mu)}, \quad G = v_s^2 \rho,$$

$$K_{00} = \frac{E}{3(1-\mu)}, \quad \mu = \frac{0.5 - R^2}{1 - R^2},$$

где v_p – скорость продольной волны, см/с; v_s – скорость поперечной волны, см/с; R – отношение скорости поперечной волны к скорости продольной волны; v_{\max} , мин. – максимальная и минимальная скорости соответствующей волны в образце, см/с; ρ – плотность образца, г/см³. Объемный вес (плотность) образца определялся на денситометре Д-3.

Минеральный состав руд, оказывающий существенное влияние на их упругие свойства, изучался в полированных шлифах, больших полированных образцах и сопровождался подсчетами процентного содержания пирита, пирротина, нерудного вещества и определением размеров зернистости руд. Выявление зависимости физических характеристик от вещественного состава, зернистости и текстурно-структурных особенностей руд проводилось графически. Установлено закономерное увеличение параметров, обратно пропорциональное повышению содержания пирротина в сплошных серноколчеданных рудах (Ручкин и др., 1973). Так, скорость продольных ультразвуковых волн увеличивается от 5000 м/с в существенно пирротиновых рудах до 7500 м/с в массивных пиритовых рудах. Соответственно возрастают и модули упругости, сдвига и коэффициент объемного сжатия (табл. 19). Средние скорости, например, для пирротиновых руд Парандовского месторождения составляют $v_p = 4876$ м/с, $v_s = 2892$ м/с, а для пиритовых руд $v_p = 7186$ м/с и $v_s = 4015$ м/с. Такие упругие характеристики, как коэффициенты анизотропии поперечных и продольных волн и коэффициент Пуассона, не обнаруживают какой-либо

закономерности поведения в зависимости от минерального состава руд. В то же время упомянутые выше модули упругости (G), Юнга (E) и коэффициент объемного сжатия характеризуются гиперболической зависимостью от минерального состава руд, причем максимальные значения данных упругих констант принадлежат пиритовым рудам.

Содержание нерудного вещества в рудах оказывает заметное влияние на абсолютные значения измеряемых констант, при этом выявляется прямо пропорциональная зависимость между скоростями продольных и поперечных ультразвуковых волн и количеством нерудного вещества в сплошных пиритовых рудах. Наиболее резко такая зависимость наблюдается при содержании нерудного вещества в количестве более 10% (10–25%). Простые расчеты показывают, что при разнице в содержании нерудного вещества в 1–2% абсолютные значения измеряемых упругих констант возрастают на такую же величину. Все другие (расчетные) упругие характеристики не обнаруживают определенной закономерности от количества нерудной массы.

Текстурно-структурные особенности описываемых руд проявляются главным образом в распределении таких упругих параметров, как коэффициентов анизотропии ультразвуковых волн и коэффициента Пауссона. Низкие значения их устанавливаются для руд со слабо выраженными ориентированными текстурами (массивными и слабогнейсовидными), тогда как максимальные значения приурочены к рудам с гнейсовидно-полосчатыми, очково-гнейсовидными и другими текстурами, возникающими в процессе метаморфических преобразований руд. И, наоборот, в мономинеральных пиритовых рудах, обладающих массивной и слабогнейсовидной текстурами, прослеживается увеличение упругих параметров (скоростей ультразвуковых волн, модулей упругости, сдвига и коэффициента объемного сжатия). Например, значения модуля Юнга в сланцеватых пиритовых рудах составляют $12-13 \cdot 10^5$ кг/см², а в массивных и слабогнейсовидных они возрастают до $28 \cdot 10^5$ кг/см². Модуль сдвига изменяется соответственно от $5 \cdot 10^5$ до $10 \cdot 10^5$ кг/см².

По структурным признакам сплошные пиритовые руды разделяются на две группы: мелкогранобластические с размером зерен сульфидов 0,05–1,15 мм и гетерогранобластические с размером зерен более 0,15 мм (до 0,5 мм). Проведенные исследования показали, что ни один из упругих параметров не имеет закономерных связей с изменением зернистости сульфидов.

Реликты колломорфного строения пиритовых руд, составляющие в среднем 2–3% (Хаутаваарское и Парандовское месторождения) от общего объема руд, не оказывали существенного влияния на упругие константы этих руд. В отдельных образцах Няльмозерского месторождения количество реликтовых структур достигало 10–15%, но такие структуры

Упругие свойства колчеданных руд

Месторождение	Фация метаморфизма вмещающих пород	Количество проб	Минеральный состав			Плотность S_{13} г/см ³	Скорость ультразвуковых волн, м/с	
			пирит	пирротин	нерудные		v_p	v_s
Парадовское, Восточная Карелия	Амфиболитовая	10	97	-	3	4.78	7283	4282
Хаутаваарское, Южная Карелия	Эпидиотамфиболовая	10	87	-	13	4.48	6962	4061
То же	То же	10	-	98	2	3.8	4876	2892
Няльмозерское, Южная Карелия	" "	5	95	-	5	4.40	6970	4351
Холоднинское, Сев. Прибайкалье	Амфиболитовая	7	85	1	14	4.95	6952	4412
Блявинское, Южный Урал	Пропилитизация	10	99	-	1	4.4	6662	3822

Коэффициент анизотропии		Модуль, $\times 10^5$		Коэффициенты		Коэффициенты вариации		Среднеквадратичное отклонение	
K_p	K_s	E	G	Объемной сжимаемости $K_{o.c.}$	Пуассона μ	K_{v_p}	K_{v_s}	h_{v_p}	h_{v_s}
4.3	8.4	21.8	8.9	14.0	0.20	2.1	4.2	156	181.3
2.3	5.8	18.4	7.4	11.8	0.24	6.9	5.9	450	230
8.8	6.9	7.97	3.2	5.1	0.24	4.5	6.6	48.0	36.5
7.04	6.44	19.36	8.36	10.8	0.17	2.5	6.3	174	273
6.2	9.35	22.66	9.63	11.1	1.8	5.0	6.3	328	260
1.7	3.2	15.7	6.4	11.0	0.23	0.4	0.7	296	280

оказывались „бронированными“ гетерогранобластовым переотложенным пиритом, и поэтому упругие характеристики этих руд снижаются лишь в незначительной степени.

Изменение значений физических констант в рудных линзах, происходящее в направлении от краевых частей к центру, тесно связано с неоднородным строением самих линз, обусловленным характером метаморфизма. В зальбандах рудных тел отмечается повышенная рассланцованность, гнейсовидность, развитие зон густовкрапленных пиритовых руд, здесь же, как правило, локализованы пирротин-пиритовые руды сланцеватой, брекчиевидной и брекчиевой текстур. В соответствии с этим наблюдается уменьшение всех абсолютных значений физических констант от центральных частей к флангам рудных линз. Эта общая тенденция наиболее отчетливо проявлена в распределении значений коэффициентов анизотропии, объемного сжатия, Пуассона и объемного веса (плотности). Увеличение скоростей продольных и поперечных волн и модуля сдвига происходит относительно постепенно к центральным частям рудных тел, в то время как значения остальных физических параметров характеризуются резкими колебаниями. Такое распределение наблюдается во всех без исключения изученных нами рудных телах серноколчеданных месторождений Карелии. Это, по всей видимости, объясняется сходными условиями метаморфических преобразований рудных тел, имеющих идентичную морфологию и минеральный состав. Различная тектоническая проработка рудных тел, текстурно-структурные особенности пиритовых руд обусловили резкое колебание упругих констант и коэффициентов анизотропии (табл. 19).

Чтобы оценить масштабы и направленность изменений упругих свойств пиритовых руд, обусловленных различными метаморфическими преобразованиями, нами проведен сравнительный анализ сплошных однородных пиритовых руд Блявинского месторождения (Южный Урал), залегающих в слабометаморфизованных вулканогенных толщах силурийского возраста, с пиритовыми рудами Карелии, преобразованными в условиях эпидот-амфиболитовой (Хаутаваарское и Няльмозерское месторождения) и амфиболитовой (Парандовское) фаций метаморфизма. Кроме того, в качестве дополнительного примера нами использованы результаты ультразвукового просвечивания метаморфизованных пиритовых руд Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Сев. Прибайкалье; Ручкин и др., 1973). Рудные залежи этого месторождения залегают в осадочных толщах харгитуйской свиты протерозойского возраста и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. По внешнему облику руд, редкому присутствию первичных метакolloидных структур можно предполагать, что степень метаморфизма этих руд, вероятно, соответствует интенсивности переработки пиритовых руд карельских месторождений.

В свете показанных выше закономерностей зависимости физических свойств руд от наличия в них пирротина и нерудного ве-

шества наиболее подходящим объектом для сравнения являются пиритовые руды Парандовского месторождения, где для такого анализа может быть выбрано значительное количество образцов сплошных, почти мономинеральных пиритовых руд. По таким же признакам отбирались руды Холоднинского и Блявинского месторождений. В рудах Парандовского месторождения устанавливается отчетливая тенденция к увеличению значений изученных упругих параметров на 10–25%, а также большая величина коэффициентов вариации и анизотропии. Отмеченные различия в свойствах при доверительном уровне 0,95 в соответствии с критерием Стьюдента являются величинами значимыми (табл. 19).

Подобная направленность в изменении физических свойств характерна также и для других месторождений Карелии и Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения, локализованных среди пород амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Однако следует отметить, что такого резкого увеличения всех констант, которое наблюдается при сравнении физических характеристик сплошных пиритовых руд Парандовского и Блявинского месторождений, не отмечается. Так, средние значения скоростей прохождения продольных волн в рудах Хаутаваарского месторождения и Холоднинского, поперечных ультразвуковых волн Хаутаваарского месторождения, средний объемный вес руд Хаутаваарского и Няльмозерского месторождений, средние значения коэффициентов объемного сжатия и Пуассона в рудах Няльмозерского и Холоднинского месторождений оказываются ниже соответствующих характеристик для руд Блявинского месторождения. Это явление, по всей видимости, объясняется особенностями строения и составом рудных тел Хаутаваарского, Няльмозерского и Холоднинского месторождений, в которых в значительных количествах (более 10%) содержатся пирротин и нерудный материал. Поэтому для этих месторождений в табл. 19 помимо средних значений приведены также значения упругих констант для единичных образцов, содержащих минимальные количества пирротина и нерудного вещества. Эти константы более строго отвечают выявленной закономерности изменений физических свойств руд в метаморфизованных месторождениях. В отличие от карельских пиритовых рудных тел на Блявинском месторождении наблюдается равномерное распределение всех физических параметров в разрезе рудной залежи, что свидетельствует об ее однородном строении.

В результате проведенных исследований упругих свойств колчеданных руд одного и того же типа видно, что блявинские и карельские руды существенно отличаются друг от друга. Причины этих различий, по нашему мнению, заключаются в степени метаморфических преобразований, что подтверждается изучением текстурно-структурных особенностей руд. Как было показано выше, пиритовые руды Парандовского, Хаутаваарского и Няльмозерского месторождений характеризуются метаморфогенными текстурами и структурами, среди которых сохранились лишь реликты их первоначаль-

ного строения, тогда как руды Блявинского месторождения, не испытав заметных метаморфических воздействий, остаются массивными и однородными (Шадлун, 1950; Ручкин, Демин, 1969).

Дополнительным примером к вышесказанному служат физические константы колчеданных руд месторождений им. III Интернационала (Средний Урал). Руды данного месторождения, локализованные среди вулканогенно-осадочных пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, характеризуются значениями упругих параметров, промежуточных между соответствующими характеристиками для руд Блявинского и карельских месторождений.

Таким образом, устанавливается закономерное изменение упругих свойств пиритовых руд под влиянием метаморфизма. Полученные результаты показывают, что в рассмотренных случаях метаморфизм руд соответствует метаморфизму вмещающих пород.

Существенное влияние на упругие свойства руд оказывает их минеральный состав. Скорости ультразвуковых волн, модули упругости сдвига и объемного сжатия увеличиваются обратно пропорционально содержанию пирротина и нерудного материала в сплошных рудах. Коэффициент анизотропии для продольных и поперечных ультразвуковых волн, а также коэффициент Пуассона зависят только от текстурно-структурных особенностей руд. Максимальные значения этих констант приурочены к рудам, обладающим директивными текстурами. В мономинеральных пиритовых рудах с массивной и слабонервновидной текстурой наблюдается увеличение скоростей ультразвуковых волн, модулей упругости, сдвига и объемного сжатия по сравнению с рудами сланцеватой текстуры.

Упругие характеристики сплошных пиритовых руд метаморфизованных серноколчеданных месторождений Карелии не обнаруживают закономерной связи с изменением зернистости слагающих их сульфидов и от наличия либо отсутствия в рудах реликтов первичного колломорфного строения.

Отмечается уменьшение абсолютных значений всех физических параметров от центра рудных тел к их зальбандам. В центральных частях рудных залежей установлены резкие колебания значений большинства физических характеристик руд, что, вероятно, связано с неоднородным строением самих рудных тел и неравномерным проявлением в них метаморфических преобразований.

Применение ультразвукового импульсного метода при изучении руд колчеданных месторождений позволяет получить дополнительный фактический материал для решения вопроса об их генезисе. В данном случае установлено закономерное изменение упругих свойств под влиянием метаморфизма, причем степень их изменений позволяет судить об интенсивности метаморфических преобразований пиритовых руд.

ГЕНЕЗИС СЕРНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В образовании серноколчеданных месторождений можно выделить два основных этапа рудообразования: 1) вулканогенно-осадочный и 2) метаморфогенный (Робонен, 1968; Рыбаков, 1969; Робонен, Рыбаков, 1975), разделенных значительным временным перерывом и играющим различную генетическую роль в формировании руд. С вулканогенно-осадочным этапом связано формирование пластовых пиритовых руд и вмещающих их вулканогенно-осадочных отложений. Метаморфогенный этап привел к перекристаллизации пиритовых руд и их метаморфической регенерации, в результате которой образовалась пирротиновая минерализация.

Вулканогенно-осадочная природа пиритовых руд

В настоящее время общепризнанной точкой зрения на генезис колчеданных месторождений является гипотеза А.Н. Заварицкого (1943, 1950) о связи их с процессами вулканизма. Особенности формирования и геологической позиции колчеданных месторождений в посткембрийское время показаны в работах А.Н. Заварицкого (1950), С.Н. Иванова (1950), В.И. Смирнова (1965, 1969), М.Б. Бородаевской и др. (1969), Г.С. Дзюценидзе (1965), Н.С. Скрипченко (1966), Г.Ф. Яковлева (Яковлев и др., 1965) и других исследователей. Поэтому, не останавливаясь на этих работах, дадим краткий обзор представлений об условиях формирования колчеданных руд в докембрийских толщах, уделяя основное внимание серноколчеданным месторождениям Карелии.

Первые исследователи серноколчеданных месторождений Карелии связывали оруденение с гидротермальной деятельностью нижнепротерозойских гранитоидов (Глебова-Кульбах, 1953; Глебова-Кульбах, Лобач-Жученко, 1960). Такой же точки зрения для колчеданных месторождений Балтийского щита придерживались О. Едман (Ödman, 1941), П. Раухонкоски (Rouhonkoski, 1968) и другие исследователи. Однако, как выяснилось в процессе проведения детальных работ, особенно для советской части Балтийского щита, эти месторождения не обнаруживают связи с гранитоидами.

Изучая особенности развития докембрийского вулканизма, многие исследователи пришли к выводу о связи с ним серноколчеданных руд Карелии. Так, Ю.В. Богданов (1957), М.Г. Попов (1968), сравнивая серноколчеданные месторождения Карелии с уральскими колчеданными месторождениями и основываясь на работах А.Н. Заварицкого, рассматривали эти месторождения с позиций гидротермально-метасоматических образований, генетически связанных с вулканической деятельностью. В.И. Робонен (1966, 1968, 1971) и С.И. Рыбаков (1967), отмечая стратиграфическую приуроченность пиритовых руд к определенным горизонтам, их переслаивание с вмещающими породами, пластообразную форму рудных тел, отнесли пиритовые руды к вулканогенно-осадочным образованиям, а пирротиновых – к метаморфогенным. По поводу генезиса серноколчеданных месторождений в Онтарио и Миннесота, подобных карельским, такой же точки зрения придерживается К. Райт (Wright, 1965). Необходимо отметить также и взгляды некоторых геологов о тесной связи докембрийского колчеданного оруденения с процессами подводной сольфатарно-фумарольной деятельности (De Bretizel, Foglierini, 1971; Mikkola, 1969). По их мнению, рудовмещающие породы – кремнистые сланцы и кварциты – представляют собой гейзериты (кремнистые туфы), возникшие при воздействии высокотемпературных термальных источников, несущих сульфидную минерализацию, на вулканические породы.

В то же самое время на примере Хаутаваарского месторождения В.Е. Руденко (1970) доказывает тесную генетическую связь серноколчеданного оруденения с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма. В.А. Глебовицкий и С.И. Турченко (1971) также считают, что решающая роль в образовании колчеданных месторождений Балтийского щита принадлежит региональному метаморфизму. В. Мармо (1960) указывает на значительную роль метаморфической концентрации рудного вещества, первоначально рассеянного в сапропелевых илах (графитистых сланцах), при формировании колчеданных месторождений Финляндии.

Таким образом, приведенные точки зрения на условия образования докембрийских колчеданных месторождений показывают большую сложность данной проблемы.

Главной особенностью геологического положения серноколчеданных месторождений Карелии является их постоянная приуроченность к нижнепротерозойским осадочно-вулканогенным формациям. Рудные тела пластообразной формы постоянно находятся в вулканогенно-осадочных отложениях, образование которых связано с формированием последовательно дифференцированной и реже недифференцированной (Койкары) формаций, и располагаются на расстоянии 1–3 км от эруптивных центров.

Колчеданные месторождения Карелии, как это можно видеть на корреляционной схеме (рис. 16), не образуют единого стратиграфического горизонта. Наиболее „древним“ является Ялонваарское месторождение, руды которого отложились вместе с вмещающими

вулканогенно-осадочными породами последовательно дифференцированной формации до излияния базальтовых лав недифференцированной формации.

В Хаутаваарской зоне основная масса руд Хаутаваарского, Няльмозерского и Ведлозерского месторождений была сформирована в период субодновременной деятельности базальтового и кислого вулканизма. В сходной геологической обстановке находятся рудопроявления Бергаул, Койкарское, Парандовское месторождения, свидетельствующие о неоднократном отложении руд в период активности андезитового и базальтового вулканизма.

Состав рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ относительно изменчив на различных месторождениях, однако имеет много общих черт: значительный объем тонких туфов и туффитов дацитового состава, кремнистых туффитов, хемогенных кварцитов, графитистых сланцев. Для большинства месторождений характерен парагенезис колчеданных руд с кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами и графитистыми сланцами. Элементы строения рудных тел убедительно свидетельствуют о том, что образование сульфидных концентраций неразрывно связано с седиментацией этого вулканогенно-осадочного материала. В рудах Хаутаваарского, Няльмозерского, Парандовского месторождений постоянно отмечаются прослои хемогенных кварцитов, кварц-графитовых и графитистых сланцев, мраморизованных известняков, причем часто наблюдаются постепенные переходы от этих пород, густо насыщенных пиритом, к массивным пиритовым рудам. Формирование пиритовых руд в процессе вулканогенно-осадочной седиментации подтверждается также строго согласным залеганием их с вмещающими породами, линзообразной и пластообразной формой рудных залежей, отсутствием околорудных изменений, одностадийностью отложения и простым минеральным составом. Морфология рудных тел и их взаимоотношение с вмещающими породами осложняются наложенной пирротиновой минерализацией. С ней же связаны и околорудные изменения колчеданных месторождений. На это указывает, во-первых, то, что гидротермальными изменениями затронуты и пиритовые руды, и, во-вторых, измененные породы не подверглись региональному метаморфизму в отличие от пиритовых руд.

Методом изотопного анализа серы пиритовых руд выявлено, что изотопный состав серы пиритов, за исключением руд оолитовой текстуры, характеризуется узким диапазоном вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$, не превышающим $\pm 6\%$. Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ отдельных месторождений близки к метеоритному стандарту. Однородность изотопных соотношений серы и их близость к метеоритному стандарту свидетельствует о ее гомогенном глубинном источнике. Учитывая связь пиритовых руд с вулканогенно-осадочными породами, можно сделать вывод, что таким источником серы мог быть глубинный вулканический очаг, из которого в период поствулканической гидротермальной деятельности выносились сероводород и железо, накапливающиеся в виде сульфидов на дне морского бассейна.

Как подчеркивал Н.М. Страхов (1963), вулканогенно-осадочные руды образуются при совместном участии эндогенных процессов и процессов поверхностного литогенеза. Выяснение роли каждого из них представляет большой интерес, позволяя вскрыть особенности генезиса колчеданных руд в докембрии Карелии.

Обстановку и механизм первоначального накопления сульфидных руд отражают их реликтовые текстуры и структуры. При поступлении поствулканических растворов в морской бассейн создавались условия, приводящие к образованию нерастворимых сульфидов железа (Бетехтин, 1953), которые осаждались в виде геля совместно с вулканогенно-осадочным материалом, образуя тонкие слоистые, ритмично-слоистые и оолитовые текстуры руд. Последние широко представлены на большинстве колчеданных месторождений. Известно, что оолитоподобные стяжения сульфидов возникают при раннем диагенезе осадков, богатых органическим веществом, в результате бактериальной сульфатредукции (Страхов, 1962). При этом образуется сероводород, сера которого обогащена изотопом ^{32}S (Чухров, 1970). Оолиты пиритовых руд колчеданных месторождений Карелии характеризуются широким разбросом значений и облегченной серой, что свойственно сере бактериального происхождения (Гриненко и др., 1971). Можно предположить, что часть железа и серы, выносимых поствулканическими растворами, мигрировала в виде ионов SO_4 и ионов железа вместе с сульфидными гелями в области, удаленные от источника растворов. Попадая в условия восстановительной среды, которая создается при накоплении органического вещества, в процессе диагенеза сульфатная сера (как вулканического происхождения, так и сера морской воды) подвергалась бактериальной сульфатредукции. Образующийся при этом сероводород связывался с ионным железом, и возникшие сульфиды фиксировались в виде оолитовых руд.

Следовательно, на колчеданных месторождениях Карелии проявлены два процесса, часто совмещенные во времени и в пространстве. Пространственная связь биогенных оолитовых и вулканогенных массивных пиритовых руд наиболее ярко проявлена на Няльмозерском месторождении, где среди массивных руд встречаются оолиты или оолитовые руды, постепенно переходящие в массивные пиритовые руды с колломорфной структурой. Возможно, влиянием биогенной среды можно объяснить отклонение средних значений $\delta^{34}\text{S}$ на Няльмозерском месторождении в область более легкой серы по сравнению с изотопными вариациями серы на Парандовском и Хаутаваарском месторождениях.

У с л о в и я о б р а з о в а н и я п и р р о т и н о в ы х р у д

Как уже указывалось, для пирротиновой минерализации всех колчеданных месторождений Карелии устанавливается наложенный

характер по отношению к сингенетичным пиритовым рудам, пирротин приурочивается к флангам и местам выклинивания рудных тел или отдельных прослоев, а также образует и самостоятельные залежи. Характерны жилы пирротина во вмещающих породах и в перекристаллизованной пиритовой руде. Нередки брекчиевые текстуры с обломками перекристаллизованной пиритовой руды в пирротиновом цементе.

Процесс пирротинизации первично-осадочных пиритовых руд сопровождается регрессивными гидротермальными изменениями вмещающих пород и формированием зон сульфидной вкрапленности (Рыбаков, 1971). Околорудные изменения в целом по отношению к региональному метаморфизму носят регрессивный характер, о чем свидетельствует минеральная ассоциация эпидот (чаще клиноцоизит)-хлорит-кварц-карбонат (биотит)-сульфиды (пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит и др.). Эти изменения накладываются как на регионально метаморфизованные породы, так и на пиритовые руды. Как выше отмечалось, на регрессивной стадии эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма образуются аналогичные минеральные парагенезисы. Этот факт дает основание сделать вывод, что на регрессивной стадии регионального метаморфизма в условиях большого насыщения пород метаморфическими растворами происходила регенерация серноколчеданных руд, в процессе которой значительная часть пиритовых руд была растворена и переотложена в форме пирротина. При этом процессе происходит довольно интенсивный обмен веществом между рудами и вмещающими породами. Из вмещающих пород в зону рудоотложения приносятся некоторые рудогенные элементы (Ni, Co, Cu, Zn, Pb, As) и вынос серы из массивных руд. Этот механизм привел к увеличению Cu, Ni, Co, Zn и некоторых других элементов в пирротиновых рудах по сравнению с пиритовыми. Вокруг рудных тел сформировались ореолы сульфидной вкрапленности и иногда бедных руд, причем минеральный состав вкрапленных руд нередко отличен от массивных руд. Например, на рудопроявлении Корбозеро (Хаутаваарская зона) около пирротинового тела образовались эпидозиты со сфалеритовым оруденением. На Няльмозерском месторождении около колчеданных тел возникли зоны с прожилковым полиметаллическим оруденением, на Ведлозерском месторождении около массивной пирит-пирротиновой руды во вмещающих породах развивается арсенопирит. На Хаутаваарском месторождении аналогичным путем, по-видимому, возникли небольшие тела пентландит-пирротиновых руд в серпентинитах.

Специальные исследования пирротина из колчеданных руд подтвердили вывод о регрессивном характере его образования.

Рентгенометрическое и химическое изучение пирротина (Рыбаков, 1971; Ручкин и др., 1973) показало, что в рудах в различных количественных соотношениях присутствуют две его модификации: гексагональная и моноклиальная. Химический состав пирротинов соответствует формуле соответственно Fe_8S_9

для гексагонального и Fe_7S_8 для моноклинного (см. гл. VII).

В распределении гексагонального и моноклинного пирротинов в разрезах Хаутаваарского, Няльмозерского и Парандовского месторождений и некоторых рудопоявлений выявляется определенная зональность. На Хаутаваарском и Няльмозерском месторождениях гексагональные пирротины развиты на глубоких горизонтах рудных тел. Здесь количество гексагонального пирротина увеличивается с глубиной не только в пирротинах, рассеяющих пиритовые залежи, но и в пирротиновых прожилках, и во вкрапленности среди вмещающих пород по мере приближения к глубоким горизонтам пиритовых тел со стороны висячего бока (рис. 54). На разрезах Парандовского месторождения зональное расположение модификаций пирротина имеет более сложный характер. Наиболее широко гексагональные пирротины представлены в центральных частях отдельных пиритовых линз, тогда как моноклинный пирротин преобладает в местах их выклинивания и во вмещающих породах (рис. 54).

В рудах серноколчеданных месторождений Карелии наряду с моноклинными и гексагональными пирротинами широко распространены и их смеси. Возможность существования подобных смесей в пирротинах, полученных синтетическим путем, была определена Ф. Гренвольдом и Х. Гаральдсеном (Gronvold, Haraldsen, 1952). Согласно данным Арнольда (Arnold, 1967, 1969), изучавшим природные и сингенетичные пирротины, в пирротиновых рудах широко представлены смеси этих двух фаз. Сравнения структуры, состава и фазовых взаимоотношений синтетических пирротинов при температурах ниже 310°C с природными показали, что смешанные и моноклинные пирротины являются либо низкотемпературными фазами, либо образуются при медленном охлаждении высокотемпературных гексагональных пирротинов с инверсией последних в моноклинные при температуре 320° с образованием природных ассоциаций, включающих моноклинный пирротин + пирит, гексагональный пирротин + моноклинный пирротин + пирит. Принципиальное условие для формирования таких ассоциаций состоит в том, чтобы начальный гексагональный пирротин имел состав от 46,5 до 47,5 атомн. % железа и пирит был бы не реактивен во время охлаждения. Считается, что обилие в рудах этих ассоциаций может служить доказательством термального метаморфизма пирротиновых руд при температуре выше $304\pm 6^{\circ}\text{C}$.

Объяснение зафиксированных нами модификаций пирротина на серноколчеданных месторождениях Карелии путем метаморфизма пирротиновых рудных залежей не приемлемо для изученных месторождений. В таком случае следовало бы ожидать, что моноклинный пирротин будет преобладать на глубоких горизонтах рудных тел, где потеря тепла после метаморфизма происходила бы более медленно, чем в верхних горизонтах, на которых в условиях быстрого охлаждения могло не наблюдаться инверсии гексагонального

пирротина в моноклинный. На самом деле устанавливается более сложная и даже обратная закономерность, которая не может быть интерпретирована с этих позиций. Кроме того, на серноколчеданных месторождениях Карелии полностью отсутствуют признаки метаморфизма пирротиновых руд — полосчатые текстуры, волнистое угасание, двойники давления, следы течения пирротиновых руд, замещение пирротина магнетитом и другие, характерные для метаморфизованных пирротиновых руд (Горбунов, 1968). Пирротиновые прожилки пересекают регионально метаморфизованные породы.

А.Д. Генкин с соавторами (1965) на примере Норильского, Приморского и других месторождений показал, что широкое развитие имеет образование моноклинного пирротина при воздействии поздних растворов на гексагональный пирротин в окислительных условиях. Наблюдаемые на колчеданных месторождениях Карелии взаимоотношения между различными фазами пирротина с метакристаллами пирита, прожилками сфалерита и халькопирита противоречат предложенному механизму образования моноклинного пирротина в результате реакции поздних растворов с гексагональной модификацией пирротина, так как пирит, сфалерит, халькопирит тесно связаны с пирротиновой минерализацией и формировались после образования моноклинного и гексагонального пирротина.

Закономерности распределения моноклинной и гексагональной фаз пирротина в колчеданных месторождениях Карелии показывают зависимость этих разновидностей от состава генерирующих растворов. Там, где растворы были обогащены железом, преимущественное распространение получил гексагональный пирротин. Поэтому можно предполагать, что растворы в значительной степени могли заимствовать железо из более древних по отношению к пирротинам пиритовых залежей. Мелкогранобластовые пиритовые руды вдоль пирротиновых прожилков очень часто перекристаллизованы в крупнозернистые пиритовые агрегаты, а богатый железом гексагональный пирротин развит преимущественно среди прожилков, пересекающих пиритовые залежи. Вероятно, что формирование пирротиновой минерализации происходило вообще с постепенным уменьшением количества железа в растворе по мере кристаллизации пирротина с увеличением окислительного потенциала растворов, так как в подавляющем большинстве случаев отмечается замещение гексагонального пирротина моноклинным, который развивается в краевых частях зерен и прожилков пирротина. Иногда данная закономерность нарушается и наблюдаются прожилки крупнозернистого пирротина, на 50% сложенные гексагональной фазой, среди моноклинного, либо гексагональный пирротин окаймляет моноклинный.

Термобарометрические исследования условий образования пирротиновой минерализации

Для определения температурного режима становления пирротиновой минерализации, а следовательно, и условий преобразования пиритовых руд на данном этапе было проведено изучение газожидких включений с применением двух методов минералогической термометрии — гомогенизации и декрепитации.

Основные вопросы, связанные с методами изучения газожидких включений и возможностями применения их результатов для целей геологической термобарометрии, достаточно широко освещены в печати (Ермаков, 1950, 1972; Лесняк, 1964; Родер, 1970, и др.) и обсуждались на трех всесоюзных совещаниях по термобарометрии. Однако главными объектами таких исследований служат пегматитовые и постмагматические гидротермальные месторождения, тогда как термометрия метаморфогенного рудообразования, за редким исключением (Холмский, 1965; Сиворонов, 1968; Помырляну, 1968; Гусельников, 1971), не проводилась. Интересно кратко рассмотреть результаты минералотермометрирования докембрийских метаморфогенных образований. Изучая газожидкие включения железистых кварцитов и джеспилитов Кольского полуострова, КМА и Кривого Рога, А.А. Сиворонов (1968) выделил несколько групп газожидких включений, образовавшихся на прогрессивном этапе метаморфизма. Наибольшего интереса заслуживают первичные и первично-вторичные включения в кварце с температурами гомогенизации от 220 до 240°C и от 320 до 330°C для КМА и Кривого Рога (без поправки на давление) и в кварце и гранате Оленегорского месторождения с температурами гомогенизации 220–315 и 475–530°C. Относительно более низкие температуры гомогенизации кварцитов КМА и Кривого Рога отражают преобразования кварцитов на стадии зеленокаменной фации метаморфизма, тогда как в джеспилитах Кольского полуострова, метаморфизованных в амфиболитовой фации, температуры гомогенизации более высокие. Если к этим температурам ввести поправки на давления, соответствующие этим фациям метаморфизма, то по мнению А.А. Сиворонова (1968), получаются температуры, сопоставимые с экспериментально установленными для зеленокаменной и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Температуры гомогенизации вторичных включений отвечают температурам регрессивного этапа метаморфизма.

В.Н. Гусельников (1971), по данным декрепитации метаморфогенного кварца из железистых кварцитов Михайловского и других районов КМА, приходит к выводу, что максимальные температуры прогрессивного этапа метаморфизма достигали 443–478°C, а температуры в интервале 130–320°C характеризуют регрессивный этап.

При изучении условий метаморфизма пород или руд методом гомогенизации одним из наиболее трудных вопросов является вопрос о возрасте газово-жидких включений относительно процессов метаморфизма. Циркулирующей в породе захороненный водный раствор, обусловивший протекание всех химических реакций при метаморфизме, может фиксироваться в трещинах и межзерновых полостях. При перекристаллизации породы межзерновые полости исчезают и включают в себя реликты метаморфических растворов (Сиворонов, 1968). Таким образом, эти включения можно рассматривать как мнимовторичные или как первичные по отношению к процессу метаморфогенного рудообразования. Так как в метаморфогенном рудообразовании принимают участие те же растворы, что и при общем метаморфизме пород, то температуры гомогенизации таких газово-жидких включений должны соответствовать температурам формирования самих руд. Если же в метаморфогенном рудообразовании помимо нагретых гипергенных растворов принимают участие и принесенные в систему растворы гидротермального происхождения, то разграничение включений, основываясь только лишь на температурах их гомогенизации, не представляется возможным. Для решения этого вопроса следует уделять большое внимание изучению химизма включений и исследованию приуроченности включений к определенным элементам породы (трещины, межзерновые и внутризерновые полости и т.д.), а также их морфологическим особенностям. Дополнительные трудности возникают и в связи с обилием вторичных газово-жидких включений, затрудняющих правильную интерпретацию данных декрепитации, а отчасти и гомогенизации.

Тщательное изучение нами морфологии газово-жидких включений и их положения в зернах прозрачных минералов, связанных с пирротиновыми рудами, результаты которых изложены ниже, показали отсутствие реликтовых метаморфогенных включений прогрессивной стадии регионального метаморфизма.

Гомогенизация газово-жидких включений в кварце, ассоциирующем с пирротиновой минерализацией. Методом гомогенизации было исследовано около 20 проб, приготовленных из: 1) пирротиновых руд с миндалевидными выделениями прозрачного и полупрозрачного кварца (Няльмозерское и Ведлозерское месторождения, Бергаульское рудопроявление); 2) пирротин-кварцевых и пирротин-кварц-карбонатных прожилков, иногда с халькопиритом и пиритом, во вмещающих породах и пиритовых рудах (Няльмозерское, Ведлозерское, Парандовское и Хаутаваарское месторождения); 3) прослоев пирротинизированных метаморфизованных кварцитов в пиритовой руде (Няльмозерское месторождение); 4) метаморфизованных пирротинизированных магнетитовых кварцитов (Хаутаваарское месторождение). Из каждой пробы изготовлялось по одной-две пластины, в которых исследовалось до 20-25 газово-жидких включений. Для некоторых из них гомогенизация и гетерогенизация повторялись по несколько раз, и не-

изменно температура гомогенизации была одна и та же, что свидетельствовало о герметичности данных включений.

Измерения проводились на минералотермической установке, собранной по схеме Н.П. Ермакова. Температура регистрировалась хромель-алюмелевой термопарой на потенциометре СПП-254М с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$.

Во всех образцах, отобранных для гомогенизации кварца, были обнаружены газово-жидкие включения как первичные и мнимовторичные, так и вторичные (по классификации Н.П. Ермакова, 1950). По генетической классификации, основная масса включений (около 60% объема всех включений) относится к группе мнимовторичных, о чем свидетельствует их морфологическая приуроченность к узким укороченным трещинкам в пределах границ одного зерна, иногда наблюдалось их клиноподобное расположение. К этой же группе принадлежат включения, приуроченные преимущественно к межзерновым границам в метаморфизованных магнетитовых кварцитах и кварцитах. Среди первичных и мнимовторичных газово-жидких включений наблюдаются как „объемные“ (толстостенные), так и „плоские“ (тонкостенные) включения разнообразной конфигурации — от изометрично-неправильной до угловатой. Размеры их колеблются от первых микрометров до 20–25 мкм. Преобладают двухфазовые газово-жидкие включения с различными коэффициентами заполнения (K_3) — от 0.5 до 0.9, большая часть из них имеет K_3 0.75–0.85. Наблюдались трехфазовые включения с минералом-узником: жидкость + минерал-узник + газовый пузырек. Трехфазовые включения с минералом-узником, имеющим кубическую форму, гомогенизируют в жидкую фазу, причем уже при температуре 170–180°C углы и грани кристаллика округляются, а при температуре 290–300°C он полностью растворяется. Все включения гомогенизировали при температуре 320–340°C. При гетерогенизации таких включений появлялся газовый пузырек и твердое включение неправильной формы, которое при комнатной температуре восстанавливалось в форме, близкой по конфигурации к первоначальному кристаллику. При повторной гомогенизации таких включений температура последней оставалась прежней. Большинство газово-жидких включений из группы мнимовторичных с коэффициентом заполнения до 0.6–0.9 гомогенизировали в жидкую фазу (1 тип) при температуре 300–320°C с постепенным уменьшением размеров газового пузырька. Отдельные включения с коэффициентом заполнения 0.40–0.45 гомогенизировали в газовую фазу (2 тип) при температурах 380–400°C.

Основным объектом наблюдений были первичные газово-жидкие включения, составляющие до 10–15% объема всех включений. По своей морфологии они характеризуются правильной овальной формой либо имеют негативную форму кристалла. Размер их резко колеблется, не превышая 10–15 мкм. Это в основном толстостенные „объемные“ включения, расположенные беспорядочно, чаще в центральных частях зерен кварца. Иногда наблюдалось их закономер-

ное расположение в одном зерне, где они выполняли, по всей видимости, одну из граней роста кристалла. Включения преимущественно двухфазовые, газовой-жидкие, с коэффициентом заполнения 0,75-0,9, иногда они содержат газообразную CO_2 . В единичных случаях отмечались трехфазовые включения с жидкой углекислотой. Температура частичной гомогенизации таких включений составляла от +27 до +30°C, а полная гомогенизация наступала при температуре 390°C. Основная масса первичных газовой-жидких включений в зависимости от коэффициента заполнения гомогенизировала по первому типу при 280-320°C.

Значительную часть, около 40% от числа всех включений, составляет группа вторичных включений, приуроченных к узким полого- и крутопадающим трещинкам, разноориентированным, ветвящимся, часто пересекающим межзерновые границы. Они характеризуются большими размерами (до 50-70 мкм) по сравнению с первичными и мнимовторичными включениями, сложными морфологическими очертаниями - от изометрично-неправильной, угловатой до удлиненной, различными коэффициентами заполнения (0,3-0,95). Для них характерен широкий температурный интервал гомогенизации по I и II типу - от 160-180 до 460°C, перекрывающий интервал температур гомогенизации первичных и мнимовторичных включений, что накладывает определенную трудность на интерпретацию данных при декрептофоническом изучении этих образцов.

Полевые и микроскопические наблюдения не дают оснований объяснять образование вторичных включений какими-либо процессами, не связанными с пирротиновой минерализацией. Поэтому нами предполагается, что процесс образования пирротина не был простым и одноактным. На фоне постепенного понижения температур (низкотемпературные вторичные включения) происходило поступление новых высокотемпературных растворов, которые фиксировались в высокотемпературных включениях. Интересно, что последние часто гомогенизируют в газовую фазу, что может быть связано с участием пневматолитовой деятельности либо с резким перепадом давлений в момент проникновения в сформированные пирротиновые руды вторичных растворов.

Все вышеупомянутые характеристики газовой-жидких включений относятся в основном к пробам из различных прожилков кварц-пирротинового, кварц-карбонат-пирротинового и пирротин-кварцевого состава, а также из кварцевых миндалин в пирротиновой руде. Эти образования накладываются на регионально метаморфизованные породы.

В связи с этим небезынтересно остановиться на характеристике газовой-жидких включений в кварце из метаморфизованных пирротинизированных магнетитовых кварцитов рудоподстилающей толщи Хаутаваарского месторождения и в кварце из 3-сантиметрового прослоя метаморфизованных кварцитов в пиритовой руде Няльмозерского месторождения. В этих образцах не было обнаружено первичных высокотемпературных реликтовых включений, связанных с

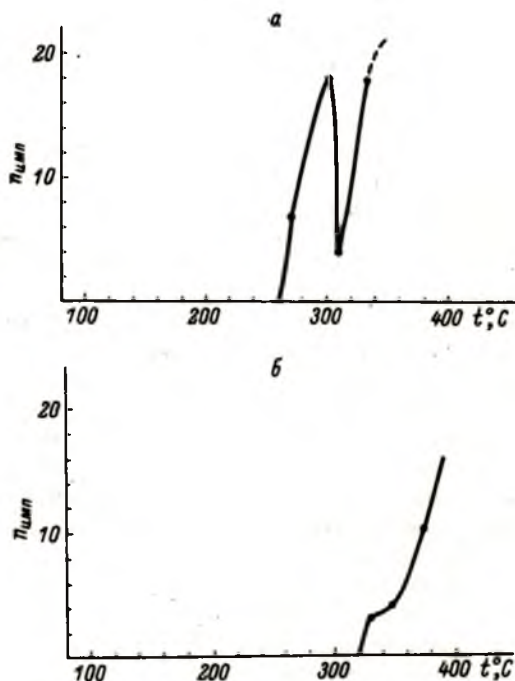


Рис. 58. Графики декрепитации пирротинов из Хаутаваарского (а) и Парандовского (б) месторождений.

прогрессивной стадией регионального метаморфизма. Здесь в основном наблюдались двухфазовые включения, располагающиеся либо по границам зерен кварца, либо приуроченные к мелким, быстро выклинивающимся трещинкам. Форма включений — от изометрично-неправильной до остроугольной. Отмечаются как тонкостенные („плоские“), так и толстостенные („объемные“) включения с коэффициентом заполнения от 0,65 до 0,9. Температура их гомогенизации соответствует 240–340°C на Хаутаваарском и 240–390°C на Няльмозерском месторождениях. Таким образом, по всем параметрам эти включения можно сравнивать с аналогичными включениями в кварце, сопровождающем пирротиновую минерализацию, и относить их к метаморфогенным включениям регрессивной стадии регионального метаморфизма.

Конкретно для каждого из месторождений, учитывая только первичные и мнимовторичные включения без поправки на давление, эти температуры составляют: на Хаутаваарском месторождении от 240 до 360°C, Парандовском — от 260 до 330°C, Няльмозерском — от 210 до 390°C, Ведлозерском — от 290 до 390°C. Эти цифры отражают приблизительные температуры формирования пирротиновой минерализации и связанного с ним кварца в довольно

широком температурном интервале (210–390°C) на разных месторождениях и в разных участках рудных тел.

Нанесение всех полученных данных на гистограмму распределения температур гомогенизации (рис. 58:) показывает, что кривая распределения температур относится к типу симметричных кривых с четко выраженным максимумом в интервале 300–320°C. Крайние температурные точки кривой с незначительными максимумами при 160–180°C и при 440–460°C характерны для вторичных включений. Таким образом, наиболее часто встречающаяся температура в 300–320°C (без учета поправки на давление) будет близка к истинной температуре формирования кварца, связанного со становлением пирротиновой минерализации на регрессивной стадии регионального метаморфизма.

Декрепитометрическое изучение пирротинов, пирита и кварца. Для декрепитационного анализа были отобраны образцы пирротинов, пирита и кварца. Образцы измельчались до фракции $-0,5 + 0,25$ мм и отбирались мономинеральные пробы весом до 1,5–2 г. Всего было продекрепитировано около 100 проб, большинство из которых при наличии достаточного количества материала дублировались по два–три раза. Исследования проводились на установке, собранной по схеме Н.П. Ермакова и А.Д. Нефедова (1968) с электромеханическим счетчиком МЭС-54. Показания счетчика снимались через 10°C. Время нагрева каждой пробы до температуры 600°C составляло около 30 мин. За температуру декрепитации принималась температура начала массового растрескивания газовой-жидких включений (Наумов, 1968). Ниже приводится краткая характеристика отдельных минералов и результаты декрепитационного анализа.

Главным объектом декрепитационного анализа были мономинеральные пробы пирротина, который, как было показано, на всех изученных нами месторождениях Карелии представлен двумя модификациями – гексагональной и моноклинной. Часто отмечались и их смеси, причем в различных процентных соотношениях. Пробы пирротина отбирались из сплошных пирротиновых руд, из кварц-пирротиновых и кварц-карбонат-пирротиновых прожилков, а также из тонкорассеянного пирротина в графитистых сланцах. Пределы температур декрепитации расположены в интервале 220–400°C, а максимум приходится на температуру в 260°C. Данная величина соответствует температуре начала массовой декрепитации моноклинного пирротина на всех изученных месторождениях и рудопрооявлениях Карелии как в прожилках, так и в рудных телах пирротинового состава. Второй слабо выраженный максимум приходится на температуру 300–320°C и отвечает температуре декрепитации смешанных (гексагональных и моноклинных) пирротинов. И третий максимум в интервале 340–360°C характеризует температуру начала массовой декрепитации гексагонального пирротина. Следует отметить, что гексагональные пирротины Мулдусельгского рудопрооявления декрепитировали при температуре 360–400°C, а единичные

пробы с Ведлозерского месторождения и ряда рудопроявлений обнаруживали добавочный пик с началом декрепитации при температуре 100–120°C с сохранением начала массового растрескивания, свойственного моноклинным пирротинам при 260°C (рис. 58). В пробах, где присутствовал гексагональный и моноклинный (больше 30%) пирротин либо один моноклинный, кривые декрепитации имели сложное строение с точкой перегиба в интервале 300–320°C, соответствующей температуре перехода моноклинного пирротина в гексагональный (Наумов, 1968). В то же время, если в пробе содержалась только гексагональная модификация пирротина, такие перегибы на кривой отсутствуют.

Все вышеперечисленные изменения в температурах декрепитации пирротинов согласуются с общей картиной распределения модификации пирротинов. Так, на Хаутаваарском месторождении и Молдусельгском рудопроявлении количество гексагонального пирротина увеличивается с глубиной не только в прожилках, пересекающих пиритовые залежи, но и в прожилках, и во вмещающих породах. К этим же глубоким горизонтам приурочены и относительно высокие температуры терморастрескивания – 340–360°C, характерные для гексагонального пирротина, в то время как в верхних частях преобладают моноклинные пирротины с температурой декрепитации 260–280°C, а для промежуточных горизонтов характерны смеси пирротинов с температурой декрепитации 300–320°C.

На разрезах Парандовского месторождения распределение модификаций пирротина, а соответственно и температур их образования, имеет более сложный характер. Наиболее широко гексагональные пирротины развиты в центральных частях отдельных пиритовых линз, тогда как моноклинный пирротин преобладает в местах их выклинивания, а отчасти и во вмещающих породах, т.е. в центральных частях пиритовых линз была более высокая температурная проработка (340–360°C), а на флангах линз она понижалась до 260°C.

Таким образом, температура декрепитации пирротинов подчеркивает своеобразную зональность становления пирротиновой минерализации в интервале от 360 до 260°C (без учета поправки на давление) на регрессивной стадии регионального метаморфизма.

Декрепитационному анализу были подвергнуты две группы пирита, составляющие основную массу рудных тел. Первая группа объединяет мелко- и тонкозернистый гетерогранобластовый пирит с редкими реликтами метаколлоидных структур. К ней же можно отнести и тонкозернистый пирит из руд оолитовой текстуры. Вторая группа включает крупнозернистый гранобластовый пирит и отчасти метакристаллический пирит (Конкин и др., 1971). В результате проведенных исследований установлено, что мелко- и тонкозернистые агрегаты пирита из руд массивной и оолитовой текстуры в большинстве своем до температуры 450–500°C не декрепитируют, за исключением отдельных проб с началом массового растрескивания при 350–370°C. В одном случае мелкозернистый пирит де-

крепитировал при температуре 100°C. В отличие от этих пиритов крупнозернистые переотложенные пириты устойчиво декрепитируют в интервале от 230–240 до 360°C (по 20 пробам), причем на Парандовском месторождении этот интервал составляет 260–360°C, на Хаутаваарском – 280–360°C, на Ньяльозерском – 250–340°C и на Мулдусельгском рудопроявлении – 230–260°C.

Суммируя вышеизложенные данные по декрепитации пиритов, можно сказать, что мелко- и тонкозернистые агрегаты пиритов практически не декрепитируют до температуры 450°C, за исключением отдельных проб с температурами декрепитации 100–120 и 350–370°C, вызванных, по всей видимости, взрыванием вторичных включений. Отсутствие декрепитации этих пиритов до температуры их разложения (400°C и выше) (Наумов, 1968) объясняется перекристаллизацией пиритовых руд в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций прогрессивного метаморфизма, температурный интервал которых, по Винклеру (1969), приходится на температуры выше 500°C, а также возможным отсутствием газовой-жидких включений в вулканогенно-осадочных пиритах и пониженной интенсивностью декрепитации пиритов, образовавшихся из коллоидных растворов (Ручкин, Демин, 1969).

Температуры декрепитации второй группы пиритов (крупногранобластовый и метакристаллический) в пределах 230–360°C в целом сопоставимы с температурами декрепитации пирротинов, что, вероятно, указывает на образование таких пиритов на пирротиновом этапе минерализации.

Методом декрепитации было исследовано около 20 проб кварца и в том числе кварца, в котором изучались газовой-жидкие включения методом гомогенизации. Анализ результатов этих исследований показывает, что начало массового растрескивания кварца различно не только для серноколчеданных месторождений Карелии, но меняется и в пределах одного месторождения. Так, на Парандовском и Ведлозерском месторождениях и на рудопроявлении Бергаул температуры декрепитации кварца колеблются от 120 до 320°C, а на Хаутаваарском месторождении этот максимум наблюдается при температуре 300–320°C при незначительном интервале колебания температур декрепитации кварца (250–320°C). В целом же никакой определенной закономерности в температурах декрепитации кварца установить не удалось, но вместе с тем необходимо отметить, что температуры декрепитации кварца рудопроявлений Бергаул относительно низкие (100–120°C). Декрепитометрическое изучение кварца было предпринято нами для определения возможных давлений, существовавших в момент формирования пирротиновых руд.

Температуры кристаллизации пирротина определялись также по геотермометру, созданному на основе коэффициентов распределения Co и Ni (Co/Ni) в сосуществующих пирротине и пирите (Маракушев, Безмен, 1972). Как видно из табл. 20, температуры кристаллизации пирротинов, определенные по данной методике, значительно отличаются от температур гомогенизации и декрепитации. Это несоответствие может быть объяснено или ошибками методов определения температур, или, возможно, оба метода фиксируют раз-

Т а б л и ц а 20

Коэффициент распределения кобальта и никеля между пиритом и пирротинном и соответствующие им температуры образования пирит-пирротинной ассоциации

Гене- рация перитов	K_D^{Co}	$t, ^\circ C$	K_D^{Ni}	$t, ^\circ C$	Гене- рация перитов	K_D^{Co}	$t, ^\circ C$	K_D^{Ni}	$t, ^\circ C$
III	-0.28	395	0.40	405	III	-0.48	425	0.43	400
II	-0.44	420	0.32	420	II	-0.21	390	0.18	445
III	-0.14	380	0.18	445	III	-0.64	445	0.06	460
III	-0.48	425			II	-0.40	415	0.25	425
III	-0.71	455	-0.02	480	III	-0.51	430	0.35	515
III	-0.50	430	0.32	420	II	-0.36	410	0.10	455
III	-0.63	445	0.18	445	III	-0.77	460	0.59	380
III	-0.36	410	0.08	455	II	-0.89	485	0.66	370
II	-0.36	410	0.26	425	III	-0.12	380	0.51	390
III			0.025	470	II			0.10	455
II			0.31	420	III	-0.25	395	0.12	455
III	-0.64	445	0.17	445	II	-0.35	410	0.01	470
II	-0.70	455	0.26	425	III	-0.60	440	0.11	455
III	-0.18	385	0.56	380	II	-0.40	415	0.14	450
II	-0.40	415	0.45	395					

личные стадии кристаллизации – наиболее ранние (метод на основе коэффициентов распределения Co/Ni в пирите и пирротине) и заключительные (методы гомогенизации и декрепитации).

В качестве геобарометра в последнее время широко обсуждается возможность использования сфалерита, находящегося в ассоциации с пирротинном и пиритом. Было показано, что сфалериты, кристаллизующиеся в равновесной системе сфалерит-пирротин-пирит должны иметь для температуры кристаллизации ниже $550^\circ C$ постоянное и равное 20.8 мол.% содержание FeS (N_{FeS}^{st}) (Boorman, 1967). С увеличением давления сфалерит прогрессивно уменьшает свою железистость. При давлении 2.5 и 5 кбар состав сфалеритов не зависит от температуры ниже $600^\circ C$ и составляет соответственно 17.92 ± 0.37 и 14.46 ± 0.12 мол.% FeS (Scott, 1973). Вероятно, надо учитывать, что на железистость сфалеритов помимо давления могут влиять какие-то другие факторы. Если принять, что давление характеризуется максимальными содержаниями железа в сфалеритах, когда влияние других факторов, мешающих вхождению Fe в сфалерит, наименьшее, то для:

Парандовского месторождения при $FeS = 16.9$ мол.% $P = 3.4$ кбар
 Хаутаваарского " " $FeS = 17.2$ " $P = 3.1$ "
 Няльмозерского " " $FeS = 17.5$ " $P = 2.9$ "

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал и его анализ свидетельствуют, что серноколчеданные месторождения Карелии имеют сложный генезис и связаны с двумя осадочно-вулканогенными формациями: последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и недифференцированной базальтовой (спилито-диабазовой). Размещение этих формаций в региональном плане контролируется линейными шовного типа структурами, которые развиваются между блоками реоморфизованного фундамента. Химический состав продуктов формаций и их возрастные взаимоотношения свидетельствуют о том, что формирование формаций связано с разноглубинными очагами андезитовой и базальтовой магм, действовавшими близкоодновременно.

Пластообразные серноколчеданные залежи существенно пирротин-пиритового состава приурочены к отдаленным вулканогенно-осадочным фациям последовательно дифференцированной формации и располагаются на расстоянии 2-5 км от эруптивных центров. Этот факт важен с точки зрения возможной постановки поисков на данный тип руд.

Серноколчеданные месторождения образовались в результате двух основных этапов рудообразования: 1) вулканогенно-осадочного и 2) метаморфогенного.

В первый этап отложились согласные пласты пиритовых руд одновременно с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами. Реликты колломорфных структур, оолиты приводят к выводу о коллоидном осаждении дисульфида железа, в котором участвовала и биогенная сера.

Метаморфогенный этап выразился, во-первых, в интенсивной перекристаллизации пиритовых руд, о чем отчетливо свидетельствуют их текстурно-структурные признаки и, во-вторых, в широкой метаморфической регенерации месторождений, связанной с растворением пиритовых руд метаморфическими растворами и перетолжением их в форме пирротина. Температура отложения пирротиновых руд, по-видимому, изменялась в интервале 400-300°. Пирротиновые оруденения сопровождаются низкотемпературными околорудными изменениями вмещающих пород, связанными с регрессивной стадией регионального метаморфизма. Следовательно, регенерация серноколчеданных месторождений происходила на завершающих этапах

регионального метаморфизма и знаменовала его регрессивную стадию.

Серноколчеданные месторождения Карелии могут быть объектом промышленной эксплуатации и использоваться как источники сырья для нужд целлюлозно-бумажного и сернокислотного производства. Первоочередному освоению подлежат Хаутоваарское и Парандовское месторождения, имеющие значительные запасы руд и перспективы их наращивания, а также расположенные близко к транспортным магистралям и потребителям.

Вместе с этим районы развития нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных формаций являются перспективными на обнаружение медноколчеданно-полиметаллических месторождений. Об этом свидетельствуют многочисленные месторождения Швеции и Финляндии, связанные со сходными осадочно-вулканогенными формациями, а также имеющиеся в ряде районов Карелии рудопроявления колчеданного типа с промышленным содержанием меди и цинка (Ветреный Пояс, Хаутаваарская зона, Ялонваарская зона и др.).

Особое внимание следует уделить изучению вулканогенных толщ, в пределах которых при детальном геолого-съёмочных работах могут быть выявлены вулканические постройки центрального типа. Наиболее детального исследования при этом будут заслуживать породы вулканогенно-осадочных фаций удаленной зоны вулканических построек. Изучение пород этих фаций должно сопровождаться привлечением комплекса горно-буровых работ и геофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров К.С., Беликов Б.П., Рыжова Т.В., Шабанова Л.А. Исследование упругих свойств при наличии текстуры горных пород. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 6, с. 17-28.
- Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротином и пиритом. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, Вып. 3. М., 1966, с. 132-159.
- Афанасьев Г.Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. - Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. М., 1964, с. 287-324.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 125-235.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Структуры и текстуры руд. М., 1958, 435 с.
- Богданов Ю.В. Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений Карелии. - Матер. ВСЕГЕИ, 1957, вып. 21, с. 114-122.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширай Е.П. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования палеовулканических колчеданосных областей. - Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 92, с. 3-18.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Сагло В.В., Ширай Е.П., Контарь Е.С. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 10, с. 109-118.
- Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., 1967, 144 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., 1969, 246 с.
- Воинов А.С., Богданов Ю.В. Химизм и условия образования архейских и протерозойских метаморфических осадочных пород Восточной Карелии. - Вестн ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1968, № 18, с. 31-39.

- В о й т о в и ч В.С. О природе Койкарской зоны дислокации Балтийского щита. - Геотектоника, 1971, № 1, с. 33-42.
- В и н о г р а д о в А.П., Т а р а с о в Л.С., З ы к о в С.И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. - Геохимия, 1959, № 1, с. 571-607.
- Г а в е л и н С. Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шеллефтео, Северная Швеция. - В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., 1957, с. 174-188.
- Г е н к и н А.Д., Л о г и н о в В.П., О р г а н о в а Н.И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3, с. 3-24.
- Г е о л о г и я СССР. Том XXXVII. Карельская АССР. Ч. 1. Геологическое строение. М., 1960, 738 с.
- Г и л я р о в а М.А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. - Тр. Карел.-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, Петрозаводск, 1948, № 1, с. 19-40.
- Г и л я р о в а М.А. Некоторые спорные проблемы геологии докембрия КАССР. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1962, вып. 3, № 8, с. 34-44.
- Г и л я р о в а М.А. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово-Надвоицы Карельской АССР. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1963, № 18, с. 15-27.
- Г и л я р о в а М.А. Зеленокаменные породы района Надвоицы-Парандово Карельской АССР и их метаморфизм. - Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР. М., 1967, вып. 7, с. 91-113.
- Г и л я р о в а М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм восточной части Балтийского щита. Л., 1974, 210 с.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. Парандовское рудное поле в Карело-Финской АССР. М., 1953, 190 с.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О. Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 93-110.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б. Интрузии средних и кислых пород района горы Ялонвары в юго-западной Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 204-227.
- Г л е б о в а - К у л ь б а х Г.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., П и н а е в а Н.И., Б о р и с о в а К.Д. Граниты Южной Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 15, с. 161-246.
- Г л е б о в и ц к и й В.А., Т у р ч е н к о С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 275-288.

- Головин И.В., Некрасова К.А., Петров А.И., Супруненко Э.И., Суслов М.Н., Чупров В.В. Опыт тектонического и металлогенического районирования восточной части Балтийского щита по региональным геофизическим данным. - В кн.: Методы разведочной геофизики, вып. 12. Л., 1970, с. 202-212.
- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968, 351 с.
- Горлов Н.В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры. - Изв. АН СССР, 1975, № 2.
- Горяинов П.М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова. - В кн.: Матер. по геол. и металлог. Кольского полуострова. Апатиты, 1970, вып. 1, с. 20-27.
- Грабовский М.А., Ветошкин И.Д., Жерденко О.Н. Магнитные свойства пирротинов промежуточного типа. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М., 1969.
- Грабовский М.А., Жерденко О.Н. Доменная структура пирротинов различного генезиса. - Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3, с. 90-97.
- Грабовский М.А., Жерденко О.Н. Доменная структура пирротина, сложенного двумя магнитными фазами. - ЗВМО, 1966, вып. 1, с. 30-38.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М., 1974, 272 с.
- Гриненко Л.Н., Воинов Д.М., Ручкин Г.В., Тугаринов А.И. Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений Карелии и некоторые вопросы их генезиса. - Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2, с. 52-60.
- Грицаенко Г.С., Звягина Б.В., Боярская Р.В., Горшков А.И., Самотоин Н.Д., Фролова К.Е. Методы электронной микроскопии минералов. М., 1969, 331 с.
- Гусельников В.Н. Температура прогрессивного метаморфизма железистых кварцитов КМА. - Сов. геология, 1971, № 10, с. 135-138.
- Дзоценидзе Г.С. О типе рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). - Матер. межведом. совещ. по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций". М., 1965, с. 136-148.
- Домарев В.С. Некоторые особенности металлогении докембрия. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 238-257.
- Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 3-18.

- З а в а р и ц к и й А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., 1950, с. 7-18.
- З а н д е р В.Н. Интерпретация геофизических данных на погруженных склонах Балтийского щита. — В кн.: Методы разведочной геофизики. Вып. 12. Л., 1971, с. 57-64.
- Е р е м и н Н.И., К е л ь х В.Е., П о з д н я к о в а Н.В., П о н о м а р е в а И.А., Р я б о в а Г.А., С е р г е е в а Н.Е., Т в а р ч е л и д з е А.Г. О количественном определении кобальта и никеля в сульфидах железа с помощью лазерного микроанализатора LMA-1. — В кн.: Новые методы исследования минералов и горных пород. М., 1973.
- Е р м а к о в Н.П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, 1950, 460 с.
- Е р м а к о в Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., 1972, 375 с.
- Е р м а к о в Н.П., Н е ф е д о в А.Д. Портативная полевая декрептометрическая установка. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2, М., 1968, с. 91-94.
- И в а н о в С.Н. Изучение зон роста пирита в колчеданных месторождениях Урала. — ЗВМО, 1950, № 2, с. 113-126.
- И в а н о в С.Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 1, с. 20-24.
- И л ь н и ц к а я Е.И., Т е д е р Р.И., Б а т о л и н Е.С., К у н т ы м М.Ф. Свойства горных пород и методы их определения. М., 1969, 392 с.
- К н я з е в Г.И., А г е е в А.Т., К р а в ч е н к о В.М. Замкнутые рудные пояса в щитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7, с. 50-60.
- К о н к и н В.Д., Р у ч к и н Г.В. Геотектоническая позиция серноколчеданных месторождений Карелии. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 94-104.
- К о н к и н В.Д., Р у ч к и н Г.В., С т а р о с т и н В.И. Физические свойства метаморфизованных серноколчеданных руд Карелии. — Сов. геология. 1971, № 6, с. 124-129.
- К о р и к о в с к и й С.П., Ф е д о р о в с к и й В.С. Геохимические соотношения пород удожанской серии и трогового комплекса (юго-западная часть Алданского щита). — Сов. геология, 1971, № 10, с. 120-131.
- К р а т ц К.О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. — Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР. 1958, с. 9-15.
- К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16, 210 с.
- К р а т ц К.О., Ш у р к и н К.А., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., М а с л е н н и к о в В.А. Региональная схема стратиграфии докембрийских образований. — В кн.: Стра-

- тиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 120-128.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964, 387 с.
- Кунно Х. Плато-базальты. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 434-440.
- Лазарев Ю.А. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971, 192 с.
- Лазарев Ю.И. Особенности стиля селещких движений и корреляции фаз складчатости. - В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 117-120.
- Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР. Т. III. М., 1971, 344 с.
- Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов. М., 1963, 123 с.
- Лейтс А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакоены и их место в развитии древних платформ. - ДАН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355-1358.
- Леоненкова Е.Т. О природе пирротина в сульфидных медно-никелевых рудах. - Обогащение руд, 1963, № 1/43.
- Лесняк В.Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Львов, 1964, 220 с.
- Лобач-Жученко С.Б. Метасоматические амфиболовые породы кварцито-гнейсовой свиты мамской серии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, с. 276-286.
- Лобач-Жученко С.Б., Пинаева П.И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и протерозоя (Южная Карелия). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 187-211.
- Логинов В.П. Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., 1950, с. 92-116.
- Лозинский М.Г. Аппаратура и методы для изучения строения и свойств металлов и сплавов при высоких температурах в вакууме. - Тр. научн.-техн. об-ва черной металлургии. Т. III, М., 1955.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемой рудообразования. М., 1972, 224 с.
- Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5, с. 70-76.
- Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., 1964, с. 15-20.

- М у р а т о в М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 47-73.
- Н а у м о в В.Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2, М., 1968, с. 37-42.
- Н о в и к о в а А.С. Элементы тектоники основания Восточно-Европейской платформы. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 412-413.
- Н о в и к о в а А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 237, 83 с.
- П а в л о в с к и й Е.В., М а р к о в М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., 1963, с. 9-53.
- П е р ч у к Л.Л. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах. — В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., 1968, с. 3-36.
- П и н а е в а Н.И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса района Парандово (Центральная Карелия). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. Л., 1966, с. 161-175.
- П л о х и н с к и й Н.А. Алгоритмы биометрии. М., 1967, 364 с.
- П о л к а н о в А.А., Г е р л и н г Э.К. Геохронология Балтийского щита. — Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК, проблема 3. М., 1960, с. 57-82.
- П о м ы р л я н у В.В. Определение температур диопсида в кристаллическом массиве Родна Восточных Румынских Карпат путем гомогенизации жидких включений. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, с. 272-273.
- П о п о в М.Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. — Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, Л., 1968, вып. 1, с. 60-73.
- П о п о в М.Г. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля-Хаутаваара (Южная Карелия). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 211-217.
- П о п о в М.Г., Г о р б и к Н.А. Хаутаваарская синклиналь. — Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР. Л., 1971, вып. 9, с. 48-54.
- П р а х о в а Е.В. О микротвердости пирита из колчеданных месторождений Урала. — Минерал. сб. Ин-та геол. и геохим. Уральск. фил. АН СССР, 1969, № 8, с. 5-11.
- П р о х о р о в В.Г. Геохимические особенности пород, руд и минералов-индикаторов колчеданных месторождений. М., 1970, 151 с.

- Пшеничный Н.И. Изменение микротвердости пирита под воздействием контактного метаморфизма сульфидных руд послерудной дажкой. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 10, Уфа, 1970.
- Ракчеев А.Д. Главный угол падения и азимут восстановленной линейной поляризации как диагностические константы рудных минералов. — Автореф. докл. Бюлл. МОИП. Отдел. геол., 1965, т. 30, вып. 3, с. 126.
- Ракчеев А.Д., Чернышев Л.В. Зависимость энергии активации и химического состава пиритов от условий их синтеза. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 5, с. 1184–1188.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., 1962, 1132 с.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964, 437 с.
- Робонен В.И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара-Чалка (Южная Карелия). — Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960, вып. 26, с. 93–105.
- Робонен В.И. Стратиграфия протерозоя района Парандово-Надвоицы (Восточная Карелия). — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 216–230.
- Робонен В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тез. докл. Апатиты, 1968, с. 92–93.
- Робонен В.И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Л., 1971, с. 274–279.
- Робонен В.И., Коросов В.И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156–167.
- Робонен В.И., Коросов В.И., Рыбаков С.И., Елисейев М.А., Светова А.И. Методы исследования метаморфизованных вулканитов нижнего протерозоя Карелии. — Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 6–14.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И. О текстурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка-Хаутаваара (Южная Карелия). — Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1968, вып. 1, с. 240–250.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И. Особенности колчеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии. — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1, с. 23–31.
- Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской

- зоны (Южная Карелия). - Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1974, вып. 20, с. 21-41.
- Р о б о н е н В.И., Р ы б а к о в С.И., С в е т о в а А.И. Палеовулканические реконструкции нижнепротерозойских вулканических структур в Карелии. - Сов. геология, 1975, № 8, с. 135-140.
- Р е д е р Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 428-478.
- Р у д е н к о В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). - Вестн. ЛГУ, 1968, № 6, вып. 1, с. 56-68.
- Р у д е н к о В.Е. Некоторые закономерности формирования колчеданосных провинций Южной Карелии. - Вестн. ЛГУ, № 24, Сер. геол. и геогр., 1970, вып. 4, с. 111-121.
- Р у д е н к о В.Е. История геологического развития Хаутаваарской структуры в связи с проблемой образования колчеданных руд (Южная Карелия). - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Т. 4, Л., 1972, с. 56-68.
- Р у ч к и н Г.В., К о н к и н В.Д., С е р г е е в а Н.Е. Порфириобластические амфиболовые породы Парандовского серноколчеданного месторождения (Восточная Карелия). - ДАН СССР, 1971а, т. 197, № 4, с. 915-918.
- Р у ч к и н Г.В., К о н к и ч В.Д., С е р г е е в а Н.Е. Реликты колломорфных текстур в нижнепротерозойских колчеданных рудах Карелии. - Геол. рудн. месторожд. 1971б, № 1, с. 111-114.
- Р у ч к и н Г.В., К о н к и н В.Д., С е р г е е в а Н.Е. Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии. - Геол. рудн. месторожд. 1972, № 5, с. 56-66.
- Р у ч к и н Г.В., К о н к и н В.Д., В е т о ш к и н И.Д., С е р г е е в а Н.Е. Пирротины колчеданных месторождений Карелии. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л., 1973, с. 61-67.
- Р у ч к и н Г.В., Д е м и н Ю.И. Некоторые вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Блявинского рудного поля (Южный Урал). - Сов. геология, 1969, № 1, с. 45-60.
- Р ы б а к о в С.И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. - Геол. рудн. месторожд., 1967, № 4, с. 87-92.
- Р ы б а к о в С.И. О первичных текстурных признаках докембрийских пиритовых руд некоторых месторождений Южной Карелии. - ДАН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1238-1241.
- Р ы б а к о в С.И. Генетические особенности сульфидного оруднения нижнепротерозойских толщ Южной Карелии. - Автореф. канд. дисс. М., 1969, 24 с.

- Рыбаков С.И., Светова А.И. Особенности геохимии малых элементов вулканогенных комплексов Хаутаваарской структурной зоны. — Тез. докл. на геол. межобл. конф. по проблеме „Геология и полезн. ископ. Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 44-45.
- Рябенко В.А. О влиянии блоков архейского фундамента на формирование протерозойских осадочно-вулканогенных толщ Украинского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, 1971, с. 95-109.
- Салоп Л.И. Докембрий СССР. — В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Л., 1968, с. 5-16.
- Сиворонов А.А. Об использовании включений растворов при изучении метаморфических пород железорудных месторождений. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. I. М., 1968, с. 181-184.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. О распространности предположительно биологического углерода в докембрии. — ДАН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 181-184.
- Синицын А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 52-60.
- Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., 1966, 261 с.
- Скрипченко Н.С. Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в колчеданных рудах. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 40-50.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — Матер. межвед. совещ. по проблеме „Рудоносность вулканогенных формаций“. М., 1965, с. 30-34.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 3, с. 3-17.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 586-647.
- Сokolov В.А., Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Светов А.П., Голубев А.И. Сумийско-сариолийский вулканогенно-осадочный (осадочно-вулканогенный) комплекс Центральной Карелии. — Тез. докл. конф. „Геология и полезные ископаемые Карелии“. Петрозаводск, 1971, с. 20-21.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли М., 1963, 535 с.
- Судовиков Н.Г. Геолого-петрографический очерк Шуэзерского района. — Тр. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, ОНТИ НКТП, 1934, вып. 6, с. 52-60.

- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964, 550 с.
- Федоровский В.С., Лейтс А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 114-127.
- Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. - Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР. Вып. 6. М., 1966, 355 с.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Избр. тр. „Тектоника и формации“. М., 1967, 404 с.
- Холмский Р.В. Некоторые данные о температурных условиях формирования богатых железных руд из железистых кварцитов Гостишевского и Яковлевского месторождений КМА. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с. 279-280.
- Чернов В.М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., 1966, с. 103-115.
- Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, 1970, 285 с.
- Чухров Ф.В. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе. - Литология и полезные ископаемые, 1970, № 2, с. 76-88.
- Шадулин Т.Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур некоторых колчеданных месторождений Урала. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., 1950, с. 117-147.
- Шадулин Т.Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 93-103.
- Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формации. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3-23.
- Ширай Е.П., Агеева С.Т. О вулканогенных формациях Верхне-Уральского рудного района. - Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 92, с. 33-45.
- Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений. - В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., 1957, с. 11-62.
- Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений. - В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., 1957, с. 63-81.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации горных пород. - Тр. Ин-та геол. УФ АН СССР, 1964, вып. 72, 106 с.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974, с. 8-15.

- Яковлев Г.Ф., Зарайский Г.П., Старостин В.И. Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Ю. Урал). - Сов. геология, 1965, № 4, с. 3-18.
- Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., 1973, 227 с.
- Arnold R.G. Range in composition and structure of 82 natural terrestrial pyrrhotites. - Can. Min., 1967, vol. 9, N 1, p. 31-50.
- Arnold R.G. Pyrrhotite phase relation below 304-6°C at 1 atm total pressure. - Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 4, 405-419.
- Boorman R.S. Subsolidus in studies in the ZnS-FeS-FeS₂ system. - Econ. Geol., 1967, vol. 62, N 5, p. 614-631.
- De Bretzel P., Fogliolini F. Les gites sulfures concordans dans l'environnement volcanique et volcano-sedimentaire. - Mineral deposits, 1971, vol. 6, p. 65-75.
- Cambel B., Iarkowsky I. Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. - Vydav. Slov. Akad. vied, Bratislava, 1967.
- Frost M.L. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. - Geol. Mag., 1962, vol. 49, p. 424-438.
- Gronvold F., Haraldsen H. On the phase relation of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S). - Acta Chem. Scand., 1952, vol. 6, N 9-10, p. 1452-1469.
- Hegemann F. Die Geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrit. Beitrag zur Entstehung der Kieselzuckerlagerstätten. - Zeit. Miner., 1943, Bd 4, Hf 2/3, S. 122-239.
- Hutchinson R.W. Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits. - Can. Min. Metallurg. Bull., 1965, vol. 58, N 641.
- Marmo V. On the sulphide and sulphide-graphite schists of Finland. - Bull. Conv. Geol. Finl., 1960, N 190, p. 77-80.
- Mijashiro A. Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3, p. 277-311.
- Mikkola A.K. Aspects of the wall-rock alteration associated with some Finnish sulphide deposits a review. - Trans. (Sec. B) Inst. Min. Metal., 1969, vol. 78, p. 865-871.

- O. d m a n O.H. Geology and ores of the Boliden deposits. - Swerig. Geol. Unders. Ser. G., 1941, N 438.
- R o u h u n k o s k i P. On the geology and geochemistry of the Vihanti zink ore deposit Finland.- Bull. Comm. Geol. Finl., 1968, N 236, 121 p.
- S p r i n g e r G. Die Berechnung von Korrekturen für die quantitative Elektronenstrahl-mikroanalyse. - Fortsch. miner., 1968, N 45, p. 103-146.
- S c o t t e S.D. Experimental calibration of the sphalerite geobarometer. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 4, p. 466-474.
- V o k e s F.M. A review of the metamorphism of sulphide deposits. - Earth Sci. Rew., 1969, vol. 5, N 2.
- W r i g h t C.M. Syngenetic pyrite associated with a Precambrian iron ore deposits. - Econ. Geol., 1965, vol. 60, N 5, p. 998-1019.
- Z i m m e r m a n R.A. Sedimentary features in the Meggen barite-pyrite-sphalerite deposit and a comparison with the Arkansas barite deposits N 76. - Min. Abh., 1970, vol. 113, N 2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е	3
Г л а в а I. Геология районов серноколчеданных месторождений	7
Геоструктурная позиция колчеданосных осадочно-вулканогенных формаций	7
Стратиграфия и элементы тектоники	12
Хаутаваарская зона	12
Койкарский участок	31
Бергаульский участок	35
Парандовский участок	41
Ялонваарский участок	44
Формационный анализ осадочно-вулканогенных образований колче- даносных районов	49
Условия формирования осадочно-вулканогенных формаций в колче- даносных структурах	61
Интрузивный магматизм районов серноколчеданных месторождений	63
Хаутаваарская зона	63
Койкарский участок	65
Бергаульский участок	66
Парандовский участок	66
Ялонваарский участок	67
Г л а в а II. Особенности метасоматизма и регионального ме- таморфизма осадочно-вулканогенных формаций	70
Автометасоматические процессы	70
Региональный метаморфизм	73
Хаутаваарская зона	73
Койкарский, Бергаульский, Парандовский и Ялонваарский участки	81
Г л а в а III. Условия залегания и морфология серноколчеданных залежей	89
Хаутаваарская зона	89
Койкарское и Бергаульское рудопроявления	104
Парандовское месторождение	105
Ялонваарское месторождение	107
Г л а в а IV. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности колчеданных руд	110
Минеральные типы колчеданных руд	110
Текстуры и структуры колчеданных руд	112
Г л а в а V. Физические свойства, геохимические особенности и изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных руд ...	131

Геохимическая характеристика главнейших сульфидов колчеданных руд	131
Пирит	133
Пирротин	140
Халькопирит и сфалерит	147
Изотопный состав серы сульфидов серноколчеданных месторождений	149
Г л а в а У I. Упругие свойства метаморфизованных пиритовых руд	153
Г л а в а У II. Генезис серноколчеданных месторождений	161
Вулканогенно-осадочная природа пиритовых руд	161
Условия образования пирротиновых руд	164
Термобарометрические исследования условий образования пирротиновой минерализации	168
З а к л ю ч е н и е	177
Л и т е р а т у р а	179