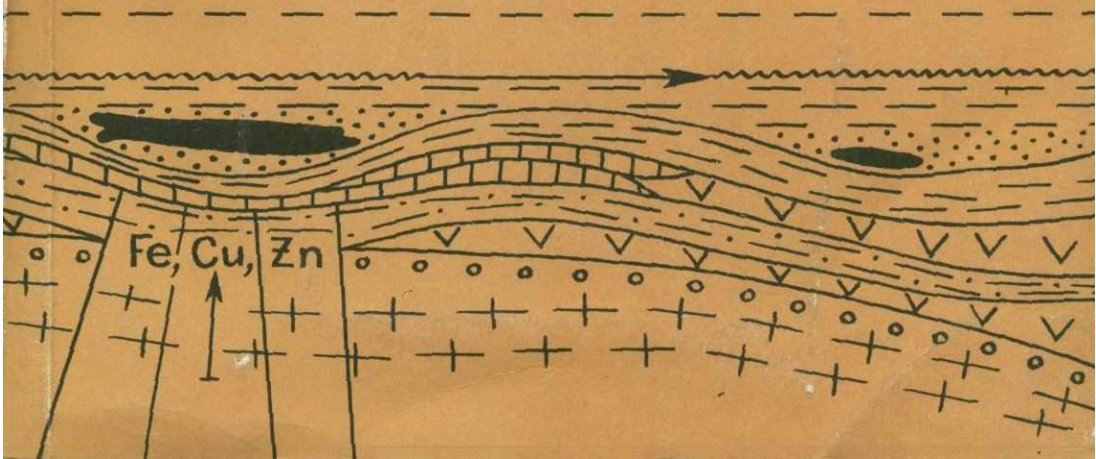


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

С. И. РЫБАКОВ

КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

С. И. РЫБАКОВ

КОЛЧЕДАННОЕ
РУДООБРАЗОВАНИЕ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ
БАЛТИЙСКОГО
ЩИТА

Ответственный редактор
доктор геол.-минер. наук
А. И. Кривцов



Ленинград
Издательство „Наука“
Ленинградское отделение
1987



4808

Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. - Л., „Наука“, 1987. - 266 с.

Рассмотрены закономерности эволюции колчеданного рудообразования в раннем докембрии Балтийского щита (? > 3500-1600 млн.лет). Выделено четыре тектоно-магматических цикла (саамский, лопийский, карельский, свекофенский), каждый из которых характеризуется своеобразием палеотектонического режима, формационного состава породных комплексов и обстановок рудообразования. Дана общая систематика колчеданных месторождений, большое внимание уделено процессам их метаморфической регенерации.

Библиогр. 485 назв. Ил. 89. Табл. 35.

Рецензенты:

Е.М. КРЕСТИН, А.И. ГОЛУБЕВ

ВВЕДЕНИЕ

История изучения колчеданных месторождений у нас в стране и за рубежом насчитывает несколько десятилетий, за которые опубликованы тысячи работ, посвященных различным аспектам колчеданной проблемы. В острых дискуссиях, достигших своего апогея в 50–60-х годах, были выяснены кардинальные вопросы соотношения колчеданных месторождений с эвгеосинклинальным вулканизмом, проведена их генетическая и формационная классификация, оценена роль метаморфических факторов и разработан ряд других проблем. Выдающийся вклад в решение этих вопросов сделали советские геологи. Академиком А. Н. Заварицким (1936, 1950) впервые была установлена генетическая связь месторождений колчеданного типа с вулканизмом в противовес господствовавшей точке зрения связи их с гранитоидами. В это же время была выяснена большая роль метаморфических факторов в преобразовании руд. Эти идеи в различных аспектах нашли развитие в исследованиях советских и зарубежных геологов: Т.Н. Шадлун, В.П. Логинова, М.Б. Борадаевской, С.Н. Иванова, Г.Ф. Яковлева, А.И. Кривцова, Г.А. Твалчредзе, В.И. Старостина, Н.И. Еремина, Т.Я. Гончаровой, С.Н. Скрипченко, Н.И. Пшеничного, П.Я. Яроша, Е.И. Богдановой, Е.П. Ширая, Г.В. Ручкина, Х. Офтедаля, А. Кинкеля, Г. Борхерта, Д. Вильямса, Ф. Воке, Т. Коарка, Т. Рикарда, Г. Цвейфеля, Р. Хатхинсона, А. Миколы, У. Латвалаhti и мн. др.

Академиком В.И. Смирновым впервые были показаны полигенный характер колчеданного оруденения и конвергентность его признаков. Им выделены три класса колчеданных месторождений: 1) вулканогенный гидротермально-метасоматический, 2) вулканогенно-осадочный (вулканогенный гидротермально-осадочный), 3) комбинированный (Смирнов, 1968). В последние годы взгляды на условия колчеданного рудообразования развивались в соответствии с этими идеями, различаясь в деталях. При этом определенно намечается сближение представлений различных исследователей на генезис колчеданов, что нашло отражение в коллективной монографии „Колчеданные месторождения мира“, вышедшей в 1979 г. под редакцией академика В.И. Смирнова.

Основные закономерности колчеданообразования были выяснены благодаря изучению многочисленных месторождений фанерозойского возраста, тогда как месторождения докембрия оставались слабо

изученными. В последние 20–30 лет уровень исследований геологии и металлогении докембрия несравнимо возрос и позволяет сейчас решать вопросы генетического плана на уровне фанерозойских месторождений. Это важно с точки зрения сопоставления условий их образования и последующей эволюции, выяснения общих закономерностей колчеданообразования.

В свою очередь, разработка теоретических вопросов поможет стратегически по-новому планировать поисковые работы на данный тип месторождений. Это особенно важно подчеркнуть в свете решений XXVII съезда КПСС о развитии сырьевой базы СССР, ибо ее перспективы во многом связываются с разработкой металлогенетических аспектов в докембрии. В решении этой крупной проблемы большое значение имеют вопросы колчеданной металлогении, еще слабо разработанной для раннего докембрия. Особые трудности вызывает генетическая сторона колчеданообразования, что связано со сложностью докембрийской геологии, обусловленной многократным наложением друг на друга во времени и пространстве различных геологических процессов. В первую очередь это касается складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации. Роль названных процессов в образовании колчеданных месторождений докембрия, и в частности на Балтийском щите, оценивается по-разному. Одна группа исследователей считает, что определяющую роль в их генезисе играли вулканизм и седиментогенез, а наложенные метаморфические процессы привели к значительному преобразованию месторождений (Домарев, 1970; Рыбаков, 1967, 1969; Робонен, Рыбаков, 1975; Ручкин и др., 1972; Серноколчеданные месторождения Карелии, 1978; Попов, 1979; Koark, 1962; Rickard, Zweifel, 1975; Latvalahti, 1979, и др.). Вторая группа исследователей основную роль в образовании подобных месторождений отводит метаморфическим процессам (Gavelin, 1955; Saksela, 1957; Руденко, 1968; Глебовицкий, Турченко, 1970; Турченко, 1978, и др.). Это обстоятельство вызывает необходимость рассмотреть данную проблему в совокупности всех факторов и оценить роль каждого из них в колчеданном рудообразовании.

Большая информация по месторождениям колчеданного типа, в том числе и рассматриваемым в настоящей работе, содержится в вышедших в последние годы работах: „Минеральные месторождения Европы“ (1982), „Колчеданные месторождения СССР“ (1983) и „Колчеданные месторождения зарубежных стран“ (1984). Во второй из них серноколчеданные месторождения Карелии автор совместно с В.И. Робоненом относили к нижнепротерозойскому возрасту в соответствии с принятой ранее схемой стратиграфического расчленения докембрия восточной части Балтийского щита. В настоящее время на основе новых геологических и радиологических данных колчеданоносные осадочно-вулканогенные формации и находящиеся среди них месторождения относятся к комплексам архейских зеленокаменных поясов с возрастом древнее 2700 ± 100 млн.лет.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность акад. В.И. Смирнову и проф. Т.Н. Шадлун, ознакомившимся с настоящей

работой и давшим ценные советы, а также своим коллегам В.И. Робонену, А.И. Световой, В.С. Куликову, С.Б. Лобач-Жученко, И.Н. Крылову, Г.В. Ручкину, В.Д. Конкину, Н.Е. Сергеевой, с которыми его связывает многолетнее творческое сотрудничество.

В 1974 г. автор имел возможность вместе с В.И. Робоненом в течение месяца ознакомиться с геологией ряда районов и некоторыми месторождениями Швеции благодаря любезности геологов этой страны: проф. С. Гавелина, Г. Каутского, С. Сарапа, Н. Линдросса, Н. Пилава-Подгурского, проф. Е. Велина, проф. Г. Коарка, Г. Швейфеля.

Аналогичную двухнедельную экскурсию вместе с М.М. Стенарем автор совершил в 1980 г. по Финляндии с геологами Геологической службы Финляндии и Университета в Оулу: К. Мериляйна, К. Корсмана, проф. Т. Пиирайна, К. Тайпале, Д. Туокко, В. Пертунена, Е. Луукконена, Е. Рясянена, Х. Йоппери, С. Лавикайна, а также с геологом фирмы Оутокумпу У. Латвалаhti. Всем зарубежным коллегам автор искренне признателен за неоценимую помощь в этих экскурсиях. Большую благодарность хотелось бы выразить проф. А.И. Кривцову, взявшему на себя труд по редактированию данной работы.

Список принятых сокращений

Алб - альбит	Мнгф - манганофиллит
Акт - актинолит	Му - мусковит
Амф - амфибол	Норб - норбергит
Анд - андалузит	Ол - олинит
Ант - антофиллит	Парг - паргасит
Би - биотит	Пент - пентландит
Брус - брусит	Пи - пирит
Ган - ганит	Пир - пирротин
Гаус - гаусманит	Пл - плагиоклаз
Гед - геденбергит	Прен - пренит
Гем - гематит	Ро - роговая обманка
Геф - гефферит	Род - родохрозит
Гип - гиперстен	Рут - рутил
Гр - гранат	Сер - серицит
Граф - графит	Серп - серпентин
Грос - гроссуляр	Сил - силлиманит
Грюн - грюнерит	Скп - скаполит
Гу - гумит	Ст - ставролит
Ди - диопсид	Сул - сульфиды
Дол - доломит	Сф - сфалерит
Жед - жедрит	Сфн - сфен
Илм - ильменит	Теф - тефроит
Ка - карбонат	Тлк - тальк
Кв - кварц	Турм - турмалин
Ки - кианит	Фл - флогопит

Клц - клиноцоизит
Кнеб - кнебелит
Кор - кордиерит
К.п.ш. - калиевый полевой
шпат
Кум - куммингтонит
Людв - людвицит
Мгз - магнезит
Мгт - магнетит
Мил - миллерит
Микр - микроклин

Форс - форстерит
Фукс - фуксит
Хизл - хизлевудит
Хл - хлорит
Хлп - халькопирит
Хлт - хлоритоид
Хонд - хондродит
Хр - хромит
Шп - шпинель
Эп - эпидот

Г л а в а I

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Балтийский щит, расположенный в пределах национальных границ СССР, Финляндии, Швеции и Норвегии, является крупным структурным элементом литосферы в северном полушарии нашей планеты, имеющим сложную геологическую и металлогеническую историю.

При рассмотрении тектонической структуры и геологического развития Балтийского щита прежде всего следует отметить три главные особенности: 1) вертикальную расслоенность земной коры и верхней мантии по физическим свойствам, 2) наличие различного порядка блоков земной коры, ограниченных зонами глубинных разломов, 3) циклический характер геологических процессов.

Концепция о блоково-слоистой структуре Балтийского щита в различных вариациях развивается многими исследователями начиная с академика А.А. Полканова (Полканов, 1939; Кратц, 1955, 1963; Вайюрюнен, 1959; Харитонов, 1966; Муратов, 1980). Дальнейшее развитие она нашла в последние годы благодаря значительным геологическим и геофизическим исследованиям, проведенным коллективами геологов и геофизиков СЗТУ, ЗТУ, ВСЕГЕИ, ИГГД, ЛГУ, Карельского и Кольского филиалов АН СССР (Литвиненко, 1963; Цирюльникова, Сокол, 1968; Глубинное строение..., 1968; Строение континентальной земной коры..., 1974; Поротова и др., 1976; Шустова, 1966; Земная кора..., 1978; Металлогения..., 1980; Строение земной коры..., 1983, и др.).

По сейсмологическим и гравиметрическим данным, средняя мощность земной коры Балтийского щита составляет 35–42 км при вариациях от 38 до 50 км (Земная кора..., 1978). Н.К. Булин (1975) полагает, что она должна составлять не менее 42–44 км. По данным Л.Е. Шустовой (1966), наибольшие значения мощности земной коры (41–42 км) находятся в районе Ботнического залива и на его северном продолжении вплоть до района Печенги, а к границам щита наблюдается ее уменьшение.

По данным М.М. Голода, А.С. Гришина (Земная кора и металлогения..., 1983), наименьшая мощность земной коры устанавливается в пределах Беломорского блока, где она варьирует от 28 до 38 км. Для Карельского мегаблока она составляет 33–42 км, а в Ладожском – наблюдается подъем поверхности М, и мощность коры здесь составляет 33–38 км.

Для восточной части Балтийского щита в настоящее время принимается четырехслойная модель земной коры, разработанная С.А. Анкудиновым в 1973 г. и Г.А. Завинским и Р.В. Былинским в 1975 г. (Земная кора..., 1978). Выделяются следующие слои: 1) базальтовый (гранулит-базитовый) со средней плотностью $\sigma = 2,90 \text{ г/см}^3$, 2) диоритовый ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$), 3) гранит-ультраметаморфический ($\sigma = 2,60\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$) и 4) осадочно-вулканогенный ($\sigma = 2,62\text{--}2,87 \text{ г/см}^3$).

Подошва земной коры (раздел М) устанавливается по отчетливой сейсмической границе с $V = 7,8\text{--}8,2 \text{ км/с}$ и перепадом скорости $V = 0,3\text{--}0,4 \text{ км/с}$. Этот раздел разграничивает оболочки литосферы с плотностью 3,4–3,2 и 2,9 г/см³. Выше него менее отчетливо устанавливается граница базальтового и вышележащих слоев (раздел Конрада – К) с $V = 6,4\text{--}6,9 \text{ км/с}$. В пределах последнего выделяется раздел с $V = 5,9\text{--}6,1 \text{ км/с}$, отождествляемый с границей „диоритового“ и гранитного слоев. Граница самого верхнего осадочно-вулканогенного слоя фиксируется сейсморазведкой МОВ и КМПВ в пределах наложенных структур.

Предполагается, что в „базальтовом“ слое преобладают породы габбро-анортозитового и габбро-норитового рядов ($\sigma = 2,9 \text{ г/см}^3$).

К „диоритовому“ слою по физическим свойствам относятся гранодиориты, чарнокиты, гнейсо-гранодиориты, различные сланцы и гнейсы гранулитовой фации. В отличие от базальтового „диоритовый“ слой не имеет повсеместного распространения. Его наличие или отсутствие в разрезе земной коры обусловлено, по-видимому, степенью переработки этого слоя гранитизирующими процессами. В гранитно-ультраметаморфический слой включаются комплексы гранитизированных пород и гранитов.

При анализе гравиметрических карт и их трансформант с $R_{\text{оср}} = 80\text{--}130 \text{ км}$ было установлено, что выделяются аномальные зоны поля Δg , соответствующие блокам разного порядка: 1-го – геоблокам, 2-го – мегаблокам, 3-го – сегментам, 4-го – блокам (Земная кора..., 1978; Металлогения..., 1980). В названных работах к геоблокам относят наиболее крупные структурные составляющие докембрийского щита, отличающиеся историей геологического развития от других геоблоков и выделяющиеся на гравиметрических картах в виде аномальных областей первого порядка. Им, как правило, отвечают геохронологические зоны. Всего в пределах докембрия Балтийского щита выделяются три геоблока (блоки I порядка): Дальнесландский, Свекофеннский, Кольско-Карельский.¹ В свою очередь геоблоки не имеют однородного строения и подразделяются на мегаблоки (блоки II порядка). Под мегаблоком понимается часть геоблока, имеющая отличительные черты геологического строения и развития от других данного порядка блоковых структур. В гравиметрических полях им отвечают обычно

¹ В работе М.М. Голода, А.С. Гришина и др. (Строение земной коры..., 1983) под термином „геоблок“ понимается блоковая структура более низкого порядка. В частности, в пределах Карелии ими выделяются Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки.

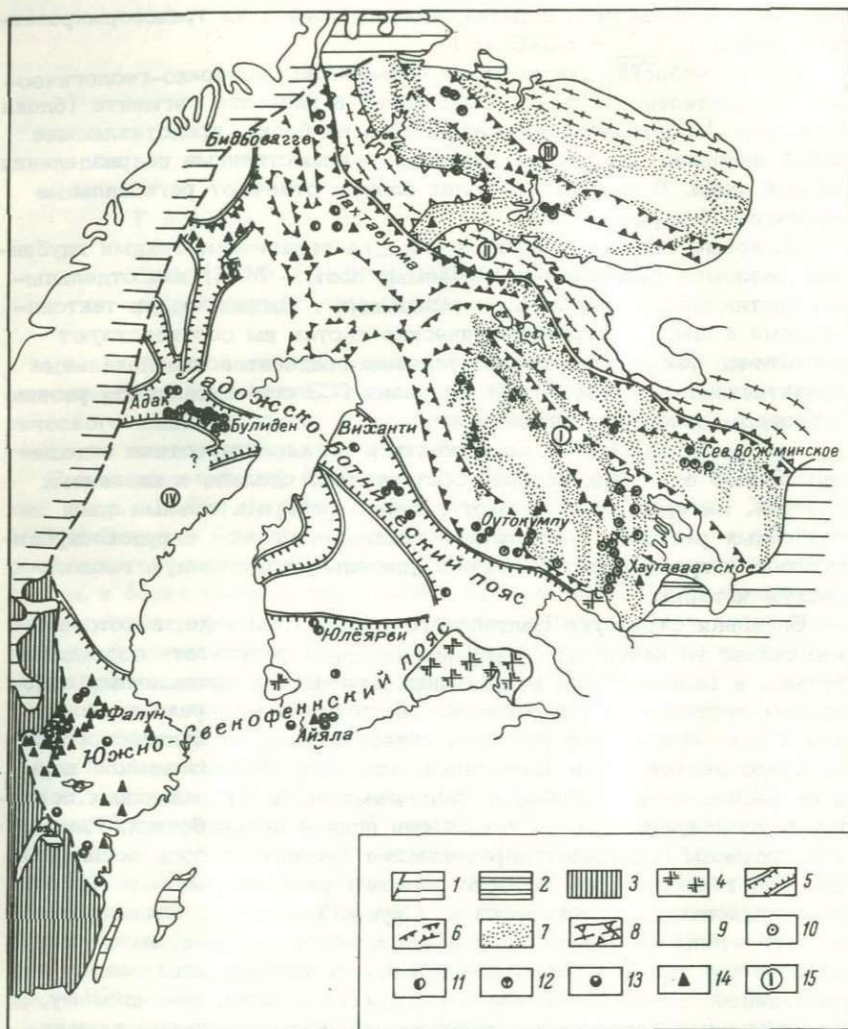


Рис. 1. Палеотектоническая схема Балтийского щита. Составлена с использованием литературных данных и опубликованных карт (ссылки в тексте).

1 - палеозойские отложения; 2 - отложения иотния; 3 - граниты и кислые вулканиты серии Смоланд и Вермлянд; 4 - граниты рапакиви; 5 - свекофенские подвижные пояса; 6 - карельские рифтогенные структуры; 7 - архейские зеленокаменные пояса; 8 - саамский (беломорский) структурно-формационный комплекс; 9 - блоки переработанного фундамента; 10-14 - месторождения и рудопроявления: 10 - серноколчеданные, 11 - медноколчеданные, 12 - медно-цинковоколчеданные, 13 - свинцово-цинковоколчеданные, 14 - железорудные; 15 - геоблоки: I - Фенно-Карельский, II - Беломорский, III - Кольский, IV - Свекофенский.

аномальные области II порядка, фиксирующиеся на трансформированных картах ($R_{оср} = 80-50\text{км}$).

Часть геоблока, являющаяся наименьшим историко-геологическим подразделением коры*, выделяется в качестве сегмента (блока III порядка). Сегменты подразделяются на блоки, представляющие собой наиболее однородные структурно-вещественные подразделения земной коры. В физических полях блокам отвечают региональные аномалии II порядка.

Блочные структуры разного порядка ограничены зонами глубинных разломов (мобильно-проницаемые зоны - МПЗ) или отдельными протяженными глубинными разломами - пограничными тектоническими швами. На гравиметрических картах им соответствуют достаточно узкие зоны горизонтальных градиентов или локальные гравитационные аномалии. На разрезах ГСЗ они выделяются резким перепадом поля силы тяжести.

Нет необходимости останавливаться на характеристике отдельных блоков структур, которая обстоятельно сделана в названных работах. Интерес представляют в первую очередь шовные зоны глубинных разломов, являющиеся главными магмо- и рудоконтролирующими структурами, имеющими длительную и сложную геологическую историю.

Блоковая структура Балтийского щита в том виде, в котором мы сейчас ее наблюдаем, сформировалась в результате последовательно, в разное время в различных его частях проявленных эндогенных процессов. Существующий фактический материал приводит нас к заключению, что вся геологическая история Балтийского щита представляет собой чередование этапов дробления земной коры и ее расчленения глубинными разломами на блоки различных порядков с последующей их частичной или полной переработкой. Именно эти процессы оказывают определяющее влияние на весь последующий ход геологической истории региона: развития магматизма, осадконакопления, метаморфизма и рудообразования. Отсюда следует, что этапы дробления земной коры, обусловленные накоплением энергии под твердой оболочкой планеты и последующим резким ее проявлением и как следствие - растяжением коры, по-видимому, будут являться хронотектоническими границами тектоно-магматических циклов. Имеющийся на сегодня геологический материал в совокупности с данными радиологического возраста позволяют выделить в раннем докембрии (архей-нижний протерозой) четыре тектоно-магматических цикла: саамский (беломорский) (> 3500 млн.лет?), лопийский ($> 2700 \pm 100$ млн.лет), карельский ($2700 \pm 100 - 2100 \pm 100$ млн.лет) и свекофеннский ($2100 \pm 100 - 1600 \pm 50$ млн.лет) (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Салоп, 1971; Келлер и др., 1977; Геохронологические рубежи..., 1972; Гилярова, 1972; Лазарев, 1977; Этапы тектонического..., 1973; Хаин, 1973; Тектоника..., 1974; Загородный, Радченко, 1978; Негруца и др., 1980). Каждый из циклов характеризуется специфическими условиями тектоно-магматического режима и определенным формационным составом породных комплексов (рис.1,2, см. вкл.).

Г л а в а II

СААМСКИЙ (БЕЛОМОРСКИЙ) ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Обоснованность выделения более раннего, чем протогео-синклинальный лопийский, саамского (беломорского) тектоно-магматического цикла является остро дискуссионной проблемой и на сегодня не может считаться решенной.

Ряд исследователей (Судовиков, 1937; Полканов, 1939; Шуркин и др., 1962; Шуркин, 1968; Кратц, 1963; Стенарь, 1969, 1973; Соколов, Стенарь, 1980; Негруца и др., 1980) на основе особенностей структурно-метаморфической истории беломорид относят их к более ранним, чем лопий, образованиям. По их представлениям, между теми и другими существует структурное несогласие, которое фиксируется в ряде районов базальными конгломератами в основании лопид (Богданов и др., 1968; Руденко, 1968). Другие исследователи не находят достаточно аргументов для разделения лопид и беломорид и считают, что их различие обусловлено неодинаковой степенью метаморфических преобразований (Харитонов, 1966; Горлов, 1967; Гилярова, 1966; Перевозчикова, 1971; Бибилова, Тугаринов, 1972). В пределах Кольского мегаблока исследователи не устанавливают различий между супракрустальными образованиями беломорской и кольской серий, которые выделены в протогеоинклинальный ряд формаций, лежащих на нестрафицированном сиалическом фундаменте и сопоставляющихся с лопийским структурно-формационным комплексом Карельского мегаблока (Бельков и др., 1971; Макиевский, 1973; Загородный, Радченко, 1978).

Можно указать ряд причин, не позволяющих однозначно решить данную проблему: 1) ввиду полигенного и полихронного характера метаморфических преобразований и гранитизации не установлена первоначальная природа беломорского комплекса; 2) не получены значения радиологических возрастов древнее лопийских; 3) не установлены продукты плутонического магматизма древнее-лопийских; 4) нет надежных данных о наличии структурного несогласия между беломорским и лопийским структурно-формационными комплексами.

В настоящей работе вопрос о выделении самостоятельного саамского (беломорского) тектоно-магматического цикла решается, как это принято в Институте геологии Карельского филиала АН СССР, однако, в значительной степени условно, в рамках описания специфического породного комплекса беломорид, без решения вопросов о его возрасте.

Основные черты строения и развития беломорид

Беломорский структурно-формационный комплекс впервые был выделен В.М. Тимофеевым (1935) под названием „беломорская формация“ и отнесен по возрасту к ботнийским, а позже Н.Г. Судовиковым (1937) – к свионийским образованиям архея. Он изучался большим коллективом геологов (Полканов, 1939; Беломорский комплекс..., 1962; Дук, 1967; Горлов, 1967; Эз, 1968; Стенарь, 1969, 1972, 1973; Этапы тектонического развития..., 1977; Володичев, 1975, 1976; Стенарь и др., 1977; Земная кора..., 1978; Сыстра, 1972, 1978; Голованова, 1979, и др.). По данным этих исследователей, структурно-формационный комплекс беломорид, состоящий из различных сложноскладчатых гнейсов и мигматитов, слагает Беломорский мегаблок в пределах Карелии и Кольского полуострова (рис. 2). Его северо-восточная граница определяется так называемым Главным беломорским швом, а на юго-западе – Восточно-Карельская мобильно-проницаемая зона отделяет его от образований Карельского мегаблока (Земная кора..., 1978).

Стратиграфическое расчленение беломорского структурно-формационного комплекса остается проблематичным. Ряд геологов в их составе выделяют пять (Калафатти, 1960) или восемь (Шуркин и др., 1962) свит, исходя из их моноклинального строения при мощности от 8 км (Шуркин и др., 1962) до 15 км (Мишарев и др., 1960). Большинство исследователей придерживается точки зрения о трехчленном строении разреза.

Нижняя, керетьская, свита развита преимущественно в западной и юго-западной частях Беломорья и состоит из довольно однородных плагиобиотитовых гнейсов, гранито-гнейсов с горизонтами амфиболитов, гранатовых амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Видимая мощность свиты не превышает 2000 м (Сыстра, 1978). Слагающие ее породы в значительной степени мигматизированы.

Хетоламбинская свита, занимающая более высокое стратиграфическое положение, имеет более разнообразный и отличный от первой состав. Она представлена комплексом переслаивающихся пород, состоящим из гранат-пироксеновых полевошпатовых амфиболитов, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, биотитовых, эпидот-, гранат-, кианит-гранат-биотитовых гнейсов. По данным Ю.Й. Сыстры (1978), в районе озер Большое Крохино-Кенозеро в основании свиты повсеместно устанавливается горизонт полосчатых гранат-пироксеновых (диопсидовых) и гранатовых амфиболитов с прослоями и горизонтами гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Остальная часть разреза сложена чередующимися мелкозернистыми амфиболовыми и другими гнейсами и амфиболитами. Нередко можно наблюдать тонкую полосчатость (слоистость) с мощностью полос от 2–5 до 30–40 см. Мигматизация пород свиты выражена слабее, чем в керетьской. Верхняя часть разреза беломорид сложена образованиями чупинской свиты, с которой в разных частях

данного района сопоставляются лоухская и енская свиты. В ее составе Л.С. Головановой (1979) в районе Хетоламбино-Кив-губа выделяются мелкозернистые кианит-гранат-биотитовые, гранат-биотитовые, биотитовые плагиогнейсы, редко амфиболиты и мигматиты, образованные по названным породам. Мощность свиты составляет около 500-800 м.

В тектоническом развитии беломорского комплекса исследователями выделяются два главных периода складчатости и сопровождающего их метаморфизма (Дук, 1967; Володичев, 1972; Сыстра, 1972; Лазарев, 1977; Соколов, Стенарь, 1980). Наиболее ранние этапы тектогенеза, по М.М. Стенарю (1973), принадлежат чупинскому периоду, с которым связаны крупные складки юго-западной части беломорид.

Формирование этих структур сопровождалось региональным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации высоких давлений (Володичев, 1980). Возраст метаморфизма, определенный Rb/Sr изохронным методом, составляет 2950 млн.лет (Горохов, Герлинг, 1974). Завершился данный период складчатости внедрением гранитов, позже превращенных в гнейсы (Лазарев, 1977).

Со вторым, лоухским, периодом связано образование складок с субширотным простиранием осевых поверхностей (Стенарь, 1972). Складчатые деформации сопровождаются региональным метаморфизмом амфиболитовой и, реже, эпидот-амфиболитовой фаций, ультраметаморфизмом и внедрением плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2750±50 млн.лет (Тугаринов и др., 1974). С завершающими фазами лоухских движений связано, по-видимому, внедрение дифференцированной серии лерцолитов-габбро-норитов, размещение которых контролируется разломами субширотного простирания. Сюда же относится скорее всего и интрузия чарнокитов с возрастом 2400-2500 млн.лет (Тугаринов и др., 1970).

Последующие тектонические движения во время свекофеннского и карельского циклов усложнили структуру беломорид. Часто меридиональные и северо-восточные структуры изменяются на северо-западные. К этому времени приурочено внедрение микроклиновых гранитов и пегматитов с возрастом 1800-1900 млн.лет.

В целом беломорский структурно-формационный комплекс характеризуется развитием куполовидных структур, широких изометричных и куполовидных складок, широким проявлением складчатости течения, нагнетания, выжимания в отличие от изоклиальной складчатости в лопийских зеленокаменных поясах (Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967). Здесь отсутствуют протяженные линейные структуры, характерные для лопид и свекокарелид. Эти особенности структурного плана объясняются, по-видимому, глубинным характером тектогенеза, где преобладают РТ-условия, приводящие к палингенезу и пластическому течению вещества.

По вопросу о первичной природе слагающих беломорский комплекс пород можно судить по некоторым признакам. Прежде всего следует отметить стратифицированное строение беломорского комплекса, где выделяются горизонты и слои мощностью от первых метров до де-

сятков метров, что может свидетельствовать о преимуществе осадочной или, скорее, вулканогенно-осадочной его природы, как это полагает большинство исследователей. О наличии в его составе первично-вулканических продуктов свидетельствуют встреченные в ряде случаев реликты подушечных текстур вулканических пород.

Особенности регионального метаморфизма саамского (беломорского) цикла

Метаморфизм структурно-формационного комплекса беломорид в пределах Беломорского мегаблока имеет полихронный характер и проходил в условиях высоких давлений кианит-силлиманитового типа (Горлов, 1967; Богданов, Воинов, 1971; Стенарь, 1972; Володичев, 1972, и др.). По данным О.И. Володичева (1972, 1976), наиболее ранний метаморфизм в беломорском комплексе соответствует гранулитовой фации умеренных давлений, которая встречается как реликтовая среди амфиболитовой фации в районе губы Поньгома, Чупино-Лоухском районе, оз. Керчуг и Ковдозера.

Более поздний этап включает три стадии метаморфизма: 1) домигматитовый метаморфизм, 2) метаморфизм, связанный во времени с процессами мигматизации, ультраметаморфизма и гранитообразования, 3) регрессивная стадия. В его заключительную стадию условия метаморфизма соответствовали субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

Заключительный этап является регрессивным, при котором эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации накладываются на дистен-микроклиновую субфацию и по режиму давления соответствуют, по В.А. Глебовишскому (1973), фациальной серии B_2 (Володичев, 1976).

Завершающие фазы метаморфизма имеют свекофеннский возраст (1700-1800 млн. лет) и проходили также в условиях высоких давлений фации дистен-мусковитовых гнейсов.

Метаморфизм в районе рудопроявления Кив-губа и других аналогичных ему соответствует амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа и сопровождается мигматизацией и гранитизацией, захватившими и руду. Температура метаморфизма по гранат-амфиболитовому геотермометру Л.Л. Перчука равна 650-670°.

Повсеместно устанавливаемый возраст 1800-2000 млн. лет приводит к выводу, что Беломорско-Лапландская зона испытала повторный метаморфизм во время свекофеннского орогенеза (Глебовишский, Другова и др., 1971).

Сульфидное оруденение в беломорском структурно-формационном комплексе

Сульфидное оруденение в беломорском структурно-формационном комплексе представлено рядом рудопроявлений (Рогомским, Кохозеро, Кив-губа и др.) в пределах полосы, прослеживаю-

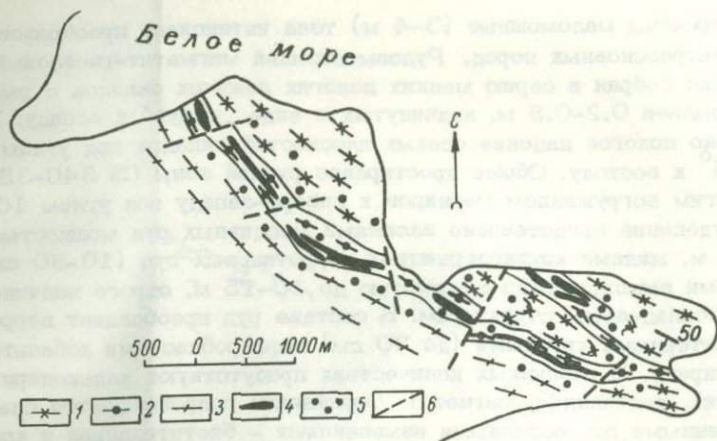


Рис.3. Геологическая схема рудопроявления Кив-губа:

1-2 - хетоламбинская свита: 1 - биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, 2 - полевошпатовые и гранатовые амфиболиты и амфиболовые гнейсы; 3 - гнейсограниты керетьской свиты; 4 - рудные тела; 5 - сульфидная вкрапленность; 6 - разрывные нарушения.

шейся на 30 км от мыса Кив-губа на Белом море до п-ова Карташ и далее до о.Кереть (Металлогения..., 1980). Они приурочены к кианит-гранат-биотитовым, амфиболовым гнейсам и амфиболитам керетьской и хетоламбинской свит, в которых представлены изолированными телами протяженностью до 500-600 м при мощности от 0,5-1,5 до 10-12 м. Руды, крайне невыдержанные по мощности и составу, имеют относительно высокие содержания Cu, Zn, Co, Ni.

Наиболее крупное из названных рудопроявлений - Кив-губа (рис.3) находится в северо-западной части беломорского комплекса на одноименном мысу Белого моря. По данным М.А. Любавина, Г.М. Левина и др., сульфидное оруденение приурочено к синклиналиной зоне северо-западного простирания, сложенной гранат-биотитовыми, амфиболовыми и другими гнейсами и амфиболитами керетьской и хетоламбинской свит. Рудная зона прослеживается на 6,3 км при мощности от 10 до 50 м, а на поверхности ее ширина достигает 200 м. Вмещающий комплекс представляет собой чередование мигматитов, мигматит-гранитов, гранатовых биотитизированных амфиболитов, амфиболовых гнейсов и мигматизированных амфиболитов с прослоями мелкозернистых биотитовых плагиогнейсов. Местами хорошо заметна довольно тонкая слоистость мелкозернистых амфиболитов и биотитовых плагиогнейсов, в которой мощность слоев составляет 30-35 см. Среди амфиболитов различаются мелкозернистые и более крупнозернистые варианты, возникшие при перекристаллизации первых и образующие полосы мощностью до 1 м. Нередки жилы гранатитов - кварц-гранатовых пород, содержащих вкрапленность пирротина.

Встречены маломощные (3–4 м) тела интенсивно преобразованных ультраосновных пород. Рудовмещающий мигматит–гнейсовый комплекс собран в серию мелких пологих лежачих складок с размахом крыльев 0,2–0,5 м, надвинутых в виде „чешуй“ к западу. Характерно пологое падение осевых плоскостей складок под углом 10–35° к востоку. Общее простирание рудной зоны СЗ 340–350° с пологим погружением шарниров к северо–западу под углом 10–40°

Оруденение представлено залежами массивных руд мощностью 1–4,5 м, жилами крупнозернистых пирротиновых руд (10–30 см) и зонами вкрапленности мощностью до 10–15 м, строго подчиняющимся складчатым структурам. В составе руд преобладает пирротин с характерными крупными (до 30 см) порфиробластами кобальтоносного пирита. В различных количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, пентландит, магнетит. Оруденение сопровождается слабо выраженными регрессивными изменениями – биотитизацией и хлоритизацией. Генетически оно рассматривается некоторыми исследователями как фальбаццы, образованные в результате мобилизации и переотложения вкрапленных сульфидных руд в осадочных и вулканических породах (Металлогения..., 1980). По мнению автора, здесь произошел процесс полной регенерации стратиформного месторождения колчеданного типа с частичным рассеиванием рудного вещества.

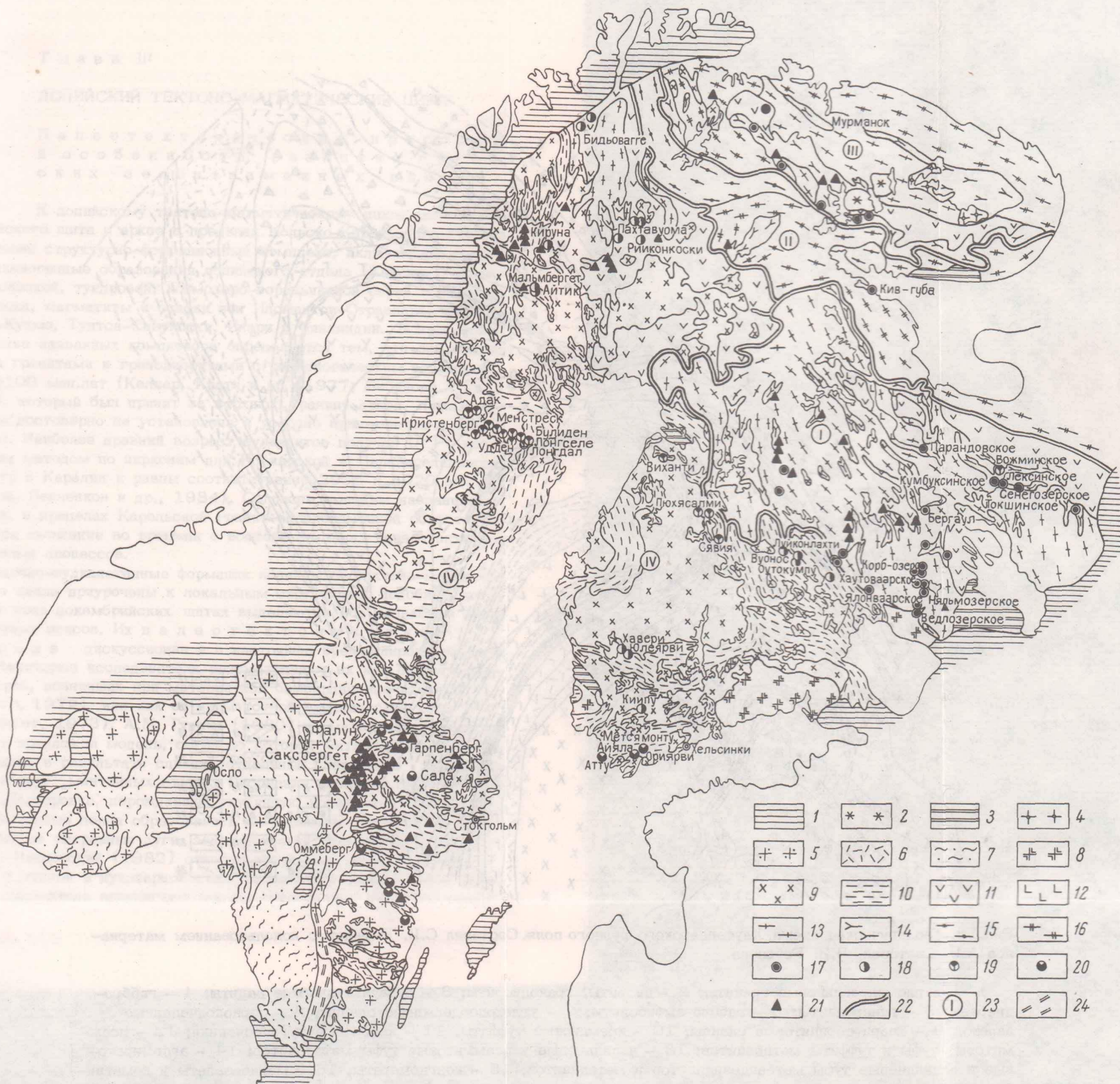


Рис. 2. Структурно-формационная схема Балтийского щита с элементами металлогении. Составлена с использованием литературных данных (ссылки в тексте).

1 - палеозойские отложения; 2 - нефелиновые сиениты; 3 - отложения иотния; 4 - щелочные граниты; 5 - граниты и кислые вулканиты субиотния; 6 - кислые вулканиты серий Смоланд и Вермлянд; 7 - предготские гнейсы; 8 - граниты рапакиви; 9-10 - свекофеннский структурно-формационный комплекс (9 - граниты, гнейсо-граниты, мигматит-граниты и мигматиты комплекса Упланд; 10 - андезит-дацит-риолитовая, базальт-андезибазальтовая, филлитовая, натровая дацит-риолитовая, калиевая трахидацит-трахириолитовая, андезит-базальтовая, флишоидная граувакко-сланцевая, граувакко-конгломератовая формации, перидотиты, серпентиниты, габбро-диабазы, анортозиты); 11-12 - карельский структурно-формационный комплекс: 11 - толеит-базальтовая, пикрит-базальтовая, натровая дацит-риолитовая вулканогенные формации, конгломерато-песчанистые, кремнисто-карбонат-углеродистые отложения, интрузии габбро, габбро-диабазов, перцолитов, перидотитов (ятулий); 12 - калиевая дацит-риолитовая, андезит-базальтовая, вулканотерригенная молассовая формации (сумий-сариолий); 13-14 - лопийский структурно-формационный комплекс: 13 - плагиограниты, гнейсо-, мигматит-граниты, плагио-микроклиновые граниты, мигматиты; 14 - дацит-андезитовая, коматитит-базальтовая, дацит-риолитовая, вулканотерригенная флишоидная железисто-кремнистая, габбро-диабазовая, габбро-плагиогранитная, ультрабазитовая формации; 15-16 - саамский (беломорский) структурно-формационный комплекс: 15 - гранулиты, 16 - гнейсы, мигматиты, мигматит-граниты; 17-21 - месторождения и рудопроявления: 17 - серноколчеданные, 18 - медноколчеданные, 19 - медно-цинковоколчеданные, 20 - свинцово-цинковоколчеданные, 21 - железорудные; 22 - границы мега- и геоблоков; 23 - мега- и геоблоки: I - Фенно-Карельский, II - Беломорский, III - Кольский, IV - Свекофеннский; 24 - зона милонитов.

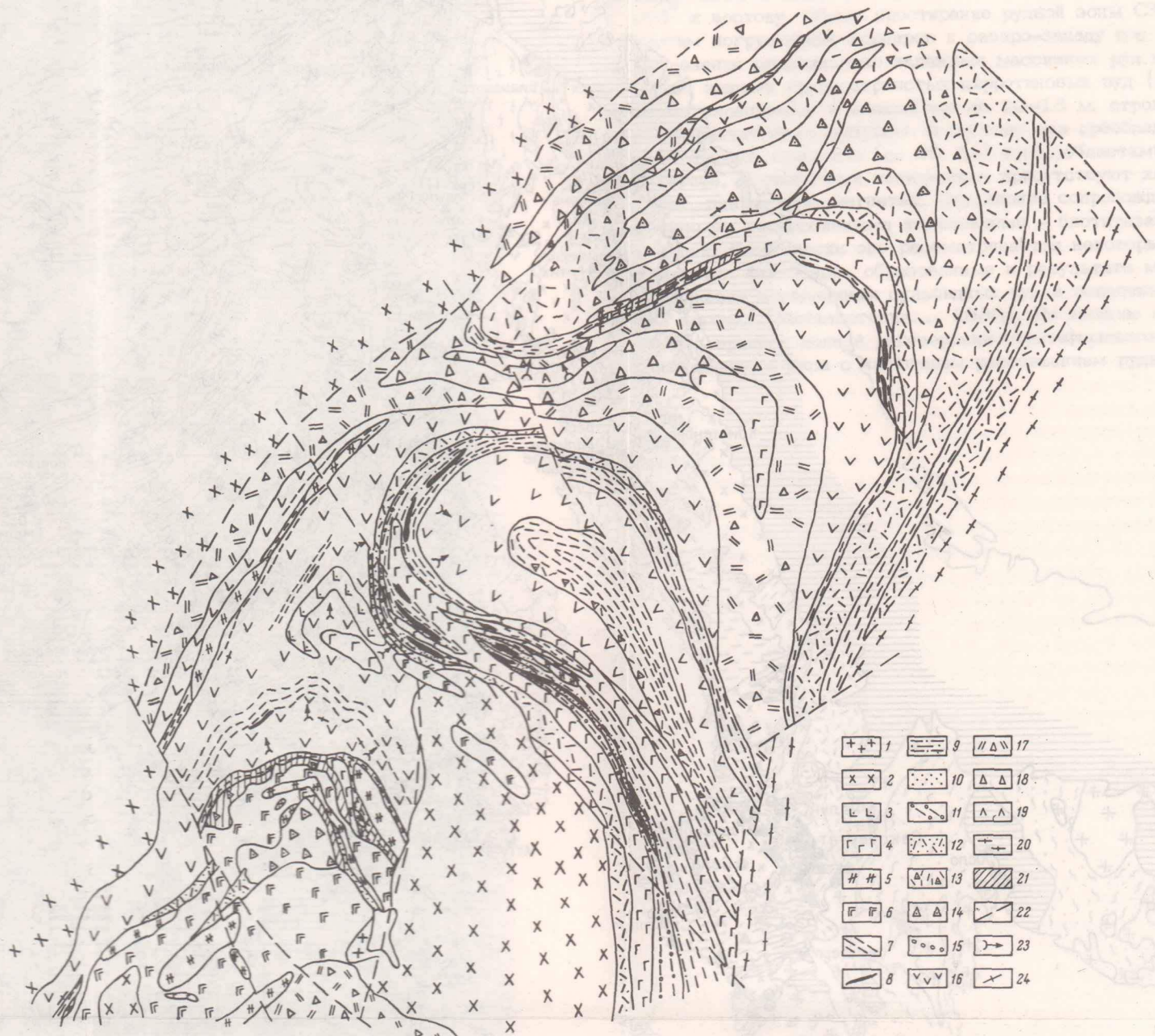


Рис.18. Геологическая схема Хаутаваарского рудного поля. Составил С.И. Рыбаков с использованием материалов А.И. Световой, В.И. Робонена.

1 - плагиомикроклиновые граниты; 2 - диориты, гранодиориты; 3 - субвулканические дациты; 4 - габбро-диабазы; 5 - гипербазиты; 6 - габбро-амфиболиты; 7 - углеродсодержащие сланцы; 8 - серноколчеданные залежи; 9 - кварц-серицитовые сланцы; 10 - кремнистые туффиты, 11 - кварцевые туфопесчаники; 12 - псаммитовые туфы и туффиты метадацитов; 13 - лапильные и псаммитовые туфы метадацитов; 14 - агломератовые и лапильные туфы метаандезидцитов и метадацитов; 15 - конгломераты; 16 - метабазалты и коматииты с горизонтами вулканогенно-осадочных пород; 17 - псаммитовые и лапильные туфы метаандезитов; 18 - агломератовые, лапильные туфы метаандезитов; 19 - массивные и подушечные лавы метаандезитов; 20 - гнейсограниты; 21 - зона железо-магнезиального метасоматоза; 22 - разрывные нарушения; 23 - кровля лавовых потоков; 24 - сланцеватость.



ЛОПИЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Палеотектоническая природа и особенности развития архейских зеленокаменных поясов

К лопийскому тектоно-магматическому циклу развития Балтийского щита в архее в пределах Кольско-Карельского геоблока отнесен структурно-формационный комплекс, включающий осадочно-вулканогенные образования лопийского отдела (Карелия), кольской, кейвской, тундровой, колмозеро-вороньинской серий Кольского мегаблока, магматиты и осадки зон Иломантси-Отраваара, Суомсалми-Кухмо, Тунтса-Савукоски, Инари в Финляндии. Возрастное положение названных комплексов определяется тем, что они прорываются гранитами и гранодиоритами с радиологическим возрастом 2700 ± 100 млн. лет (Келлер, Кратц и др., 1977; Бибилова и др., 1977), который был принят за верхнюю границу архея. Нижняя граница достоверно не установлена и условно принимается в 3500 млн. лет. Наиболее древний возраст вулканитов получен U-Pb изохронным методом по цирконам для Койкарской и Палаласельгинской структур в Карелии и равны соответственно 2935 и 3020 млн. лет (Крылов, Левченко и др., 1984). Согласно выводам названных авторов, в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области наблюдается смещение во времени с востока на запад начала активных эндогенных процессов.

Осадочно-вулканогенные формации лопийского тектоно-магматического цикла приурочены к локальным структурам, подобные которым на всех докембрийских щитах выделяются под названием зеленокаменных поясов. Их палеотектоническая природа дискуссионна и в настоящее время широко обсуждается. Некоторые исследователи рассматривают их как аналоги лунных морей, возникших при метеоритной бомбардировке планеты (Green, 1972), или как останцы тонкой океанической коры (Ahaeusser, 1973). А.М. Гудвин (1980) на материалах Канадского щита предложил модель, согласно которой материковая кора сформировалась в результате слияния отдельных „бассейнов“, разраставшихся вокруг „мантийных струй“. Последние возникли при метеоритной бомбардировке, порождавшей глубинную конвекцию. Архейские зеленокаменные пояса образовались по окраинам „бассейнов“ как примитивные островные дуги, заложенные на океанической коре.

Е.В. Павловский (1982) относит ассоциации зеленокаменных поясов к лунной и нуклеарной стадиям развития земной коры. Другие исследователи предлагают модели образования зеленокаменных

поясов с привлечением механизма тектоники плит (Уиндли, 1980; Rutland, 1973; Берк и др., 1980; Каляев, 1980; Крёнер, 1984). Главным основанием подобной модели является тот факт, что вулканические ассоциации зеленокаменных поясов по химическому содержанию главных и малых элементов мало отличаются от эквивалентных пород островных дуг мезозойско-третичного возраста. Отсюда делается вывод о едином механизме образования молодых островных дуг, возникших при столкновении плит континентальной коры с океанической, и архейских зеленокаменных поясов. С позиций подобного подхода зеленокаменные пояса рассматриваются как архейские аналоги краевых бассейнов, подобных комплексу Рокас-Вердес в Чили (Тарни, 1980). Согласно К. Берку, Дж. Кидда (1980), они возникли при микроконтинентальных столкновениях в областях раздвигающихся хребтов (возможно, над „горячими точками“) в океанах и краевых бассейнах, в пределах островных дуг над погружавшимися пластинами океанической литосферы.

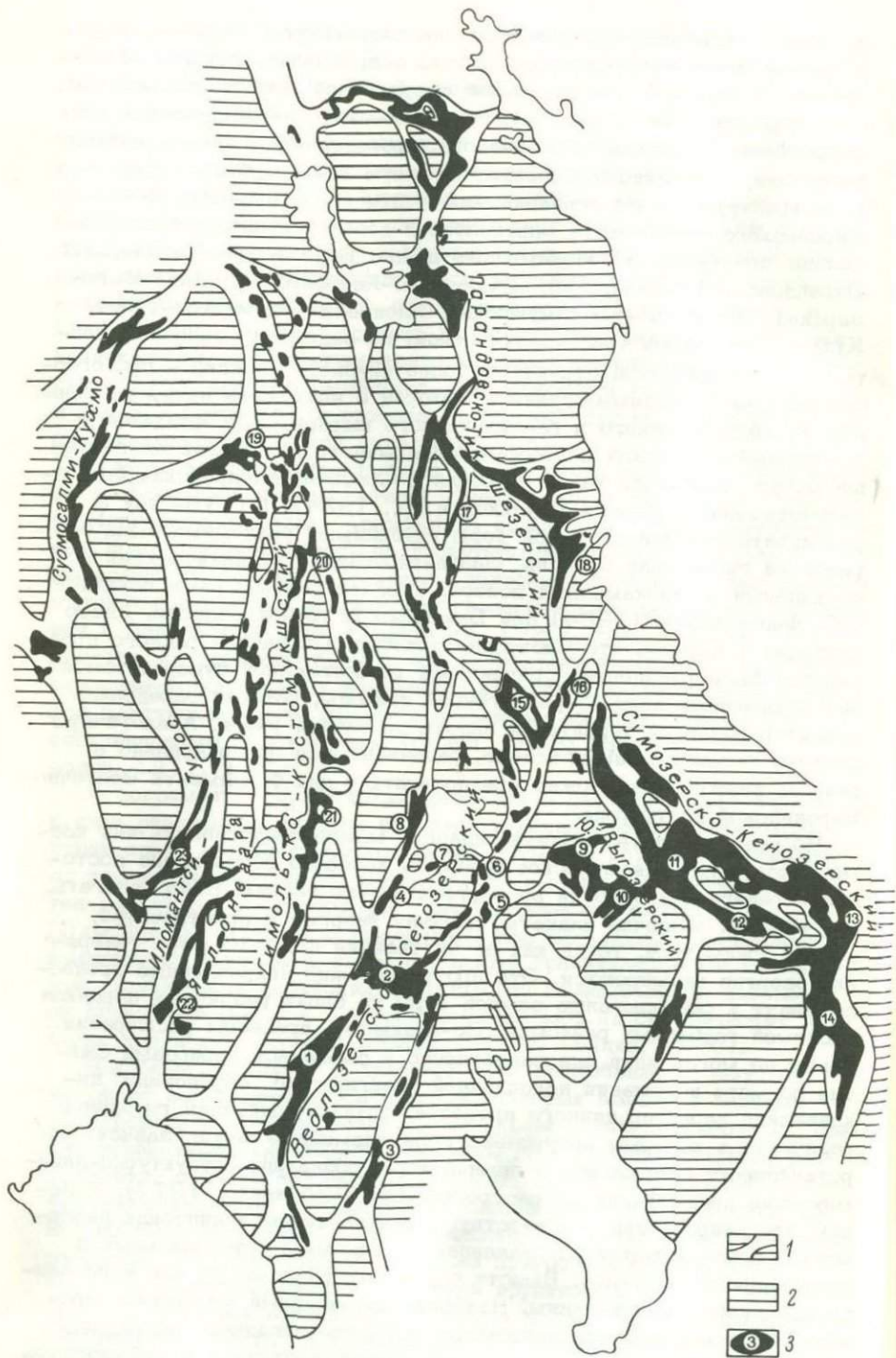
Модель микроконтинентальных столкновений встречает возражение со стороны ряда исследователей (Бинс и др., 1980) архея Восточно-Йилгарнского блока (Австралия), по мнению которых зеленокаменные пояса сформировались на гранитном фундаменте в условиях мелководного бассейна. Механизм тектоники плит некоторые геологи пытаются применить при анализе геологического развития в докембрии и Балтийского щита (Хейсканен, 1980; Gaal, 1982). Большинство же исследователей в оценке геотектонического положения осадочно-вулканогенных ассоциаций архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита сходятся во мнении об отнесении их к геосинклинальным образованиям (Салоп, 1968; Муратов, 1970; Лазарев, 1977, и др.).

В современном эрозионном срезе эти образования сохранились в виде различного размера реликтов в узких шовного типа структурах среди гнейсо-гранитных полей, размеры которых колеблются от первых километров до 250–300 км в длину при ширине от сотен метров до 50–60 км. На гравиметрических картах с $R_{\text{оср}} = 7-10$ км данные структуры, выделенные под названием „реликтовых“, выражаются линейными положительными гравитационными аномалиями. Глубинность допийских структур, по геофизическим данным, не превышает 5–7 км, однако зоны разломов на сейсмических профилях достигают глубины порядка 200 км (Булин, 1975).

Подобные „реликты“ в пределах всех докембрийских щитов и называют зеленокаменными поясами, которые вместе с блоками реоморфизованного фундамента и молодыми гранитами образуют гранит-зеленокаменные области. Цепочное, или эшелонированное, расположение этих реликтовых структур подчеркивает линейный характер первоначальных вулканических поясов и структурный контроль их системой сопряженных ортогональных и диагональных глубинных разломов. Это подтверждается также приуроченностью к этим же зонам поясов гипербазитов, реликтов эруптивных центров, наибольшими мощностями вулканитов (Рыбаков и др., 1979; Вулканические постройки..., 1978). К зеленокаменным поясам отнесены реконстру-

ированные линейные вулканические протоструктуры, приуроченные к одному или нескольким сближенным сопряженным глубинным разломам, обладающие относительной структурной самостоятельностью. Палеотектонические и палеовулканологические реконструкции в пределах Фенно-Карельского мегаблока, проведенные с учетом данных геофизики, отчетливо показывают сложную сеть глубинных разломов и контролируемых ею зеленокаменных поясов. В пределах Фенно-Карельского мегаблока с определенной долей условности были выделены следующие зеленокаменные пояса: Ведлозерско-Сегозерский, Парандовско-Тикшезерский, Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский, Гимольско-Костомукшский, Ялонваара-Иломантси-Тулос, Кухмо-Суомосалми (рис.4). Эти пояса, по-видимому, являются частью геотектонической структуры более крупного порядка - протогеосинклинали системы, границы которой в настоящее время не ясны. Анализ геологического и геофизического материала по фундаменту Восточно-Европейской платформы показывает, что к этой же системе могут относиться также Курская и Среднеприднепровская гранит-зеленокаменные области (Куликов и др., 1984). По существу в результате дробления земной коры глубинными разломами была образована гигантская брекчия, сцементированная вулканическими ассоциациями зеленокаменных поясов. Сходная картина была показана В.С. Федоровским (1984) для Байкальской горной области. Автор приходит к выводу, что Сибирская платформа в начале раннего протерозоя была расчленена „гигантской разветвленной суперсистемой зеленокаменных поясов” рифтогенной природы, которая определила характер развития территории вплоть до начала рифея. Аналогичную систему зеленокаменных поясов, развивавшихся первоначально в режиме рифтогенеза, можно предполагать и для фундамента Восточно-Европейской платформы.

Во всех вариантах моделей планету можно представлять как космическое тело, динамическое развитие которого обусловлено постоянной генерацией энергии во внутренних его частях. Надо полагать, что верхняя оболочка планеты, излучая энергию в пространство, должна сжиматься, тогда как ее внутренние части по мере генерации энергии расширяются. Эти противоположно направленные процессы ведут к раскалыванию земной коры на блоки различных порядков системой глубинных разломов. По-видимому, процессы расширения Земли не могли идти однонаправленно и сменялись периодами сжатия по мере истощения накопленной энергии, что обусловило циклический характер данного процесса. Структурный план глубинных разломов, к которым приурочены зеленокаменные пояса, зависит от ротационного напряжения в земной коре, создавшим структурно-динамические предпосылки ее растрескивания (Чебаненко, 1977). В целом эти направления соответствуют направлениям эллипсоида деформаций, среди которых устанавливаются системы ортогональных и диагональных разломов. Вместе с тем эти разломы не все и не везде одинаково были активны. Наиболее интенсивный магматизм проявился в зонах субмеридионального и северо-западного направлений при относительно слабой активности северо-восточных и субширотных.



В южной части Карелии и Финляндии была образована система субпараллельных меридиональных разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии 30–60 км; в Восточной Карелии и Кольском полуострове система субпараллельных разломов имеет северо–западное направление, а северо–восточные устанавливаются в Финляндии и Западной Карелии.

Вопрос о фундаменте архейских зеленокаменных поясов решается неоднозначно. Многие исследователи считают архейские вулканические структуры заложенными на океанической коре и по отношению Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ предполагают, что вулканы и развитые в пределах гранит–зеленокаменных областей граниты имеют мантийный источник (Glikson, 1970; Anhaeusser, 1973, и др.). Другие приходят к выводу о существовании континентальной сиалической коры ко времени заложения зеленокаменных поясов (Барагар, Мак-Глинн, 1977; Уиндли, 1980; Бинс и др., 1980; Gorman, e.a., 1978; Kröner e.a., 1973; Шоу, 1980; Кратц, Митрофанов, 1980, и др.). В пределах Балтийского щита наличие сиалического фундамента в основании зеленокаменных поясов доказывается результатами исследований К.О. Кратца (1963), Л.Я. Харитоновой (1966), С.Б. Лобач–Жученко (1977), М.А. Гиляровой (1980), М.М. Стенаря (1972, 1973), Л.П. Свириденко (1974, 1980), И.В. Белькова и И.Д. Батиевой (1977, 1984) и мн. др. Комплекс фундамента, имеющий существенно тоналитовый состав и соответствующий „диоритовому слою“ земной коры, включает плагиогранито–гнейсы, тоналито–гнейсы, пироксеновые и гранатовые амфиболиты, чарнокиты (Свириденко, 1974; Лобач–Жученко, 1974). В пределах беломорского комплекса в Западной Карелии (участок Тулос) установлены реликты пород гранулитовой фации метаморфизма, которые, как предполагают, входят в состав комплекса фундамента (Синицын, Корсакова, 1971; Володичев, 1972, 1975; Свириденко, 1980). К ним же, возможно, относятся реликты двупироксеновых гнейсов в гранулитовом комплексе Финской Лапландии и Кольского полуострова (Meriläinen, 1976). Как отмечалось выше, многие исследователи беломорский комплекс гнейсов и мигматитов также рассматривают как фундамент зеленокаменных поясов (Соколов, Стенарь, 1980). И.В. Бельков, И.Д. Батиева (1977, 1984) среди первичнокорых

Рис.4. Схема реконструкции архейских зеленокаменных поясов Фенно–Карельского кратона.

1 – зеленокаменные пояса; 2 – блоки фундамента; 3 – локальные структуры (цифры на схеме): 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарско–Корбозерская, 3 – Киндасово–Маньгинская, 4 – Совдозерская, 5 – Паласельгинская, 6 – Сайозерская, 7 – Бергаульская, 8 – Лужмозерская, 9 – Шилосская, 10 – Рыбозерская, 11 – Каменноозерская, 12 – Сенегозерская, 13 – Кожозерская, 14 – Токшинская, 15 – Парандовско–Надвоицкая, 16 – Восточно–Идельская, 17 – Тунгудская, 18 – Пибозерская, 19 – Костомукшская, 20 – Хедозеро–Большеозерская, 21 – Гимольская, 22 – Ялонваарская, 23 – Иломантси.

пород гранодиорит-тоналит-плагиогранитной формации установили метавулканы андезитового и дацитового состава. Однако, как следует из работ Л.П. Свириденко (Свириденко, Хейсканен, 1976), С.Б. Лобач-Жученко (1974), мигматит-граниты, гранито-гнейсы, развитые на блоках, во многих случаях являются продуктами гранитизации осадочно-вулканогенных комплексов зеленокаменных поясов. К таким образованиям, по мнению автора, могут относиться и описанные И.В. Бельковым и И.Д. Батиевой метавулканы среднего-кислого состава на Кольском полуострове, а также в Западной Карелии и зоне Иломантси (Юго-Восточная Финляндия). В пределах Карелии аналогичный по составу комплекс вулканитов находится в нижней части разреза лопийских зеленокаменных поясов. Возможно также, что часть разреза беломорского комплекса имеет лопийский возраст.

Анализ и корреляция с графических разрезов лопид Фенно-Карельского кратона не подтверждают установившегося мнения, что разрезы архейских зеленокаменных поясов обязательно должны начинаться с базальтов и коматиитов. На Балтийском щите в ряде локальных структур они начинаются с вулканитов андезитового состава (Хаутаваарская, Ялонваарская, Парандово-Надвоишская, Кухмо-Суомосалми), в других - с осадков (Костомукшская, Колмозеро-Воронье), в третьих - с базальтов и коматиитов (Койкарская, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс).

К настоящему времени в пределах Карелии, Кольского полуострова и Финляндии подробно изучен ряд реликтовых зеленокаменных структур (Хаутаваарская, Койкарская, Семченско-Корбозерская, Ялонваарская, Костомукшская, Каменноозерская - Карелия; Типасьярви, Кухмо-Суомосалми - Финляндия; Колмозеро-Воронье - Кольский полуостров), что с учетом данных многочисленных публикаций К.О. Кратца, Л.Я. Харитонова, М.А. Гиляровой, В.И. Робонена, В.М. Чернова, Г.О. Глебовой-Кульбах, М.М. Стенаря, Ю.И. Лазарева, С.Б. Лобач-Жученко, В.Е. Руденко, Ю.Б. Богданова, В.Г. Загородного, И.Д. Батиевой, А.П. Белолипецкого, Д.Д. Мирской и других исследователей позволяет с определенными допущениями провести корреляцию стратиграфических разрезов различных зеленокаменных поясов.

Следует отметить, что это осложнено, во-первых, отсутствием единых маркирующих горизонтов, во-вторых, - неравномерной гранитизацией различных частей разреза. В настоящей работе это проводится исходя из предположения, что коматиит-базальтовый вулканизм начался субодновременно во всем регионе и нижняя граница распространения его продуктов может являться своеобразным стратиграфическим репером. Выше отмечалось, что фундамент и базальные образования лопид в реликтовых структурах зеленокаменных поясов достоверно не установлены. По этой причине нельзя до конца быть уверенным в том, что нам известны наиболее низкие части их разрезов.

За основу для сопоставления взят наиболее полный и хорошо изученный разрез Хаутаваарской структуры в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, стратиграфическая схема ко-

Т а б л и ц а 1

Стратиграфическая схема Хаутаваарской структуры

Свита	Литологический и фациальный состав	Мощность, м
Усмйтсанъярвинская	Псаммитовые, лапиллиевые туфы и туффиты метаандезитов и метадацитов, углеродсодержащие сланцы	150-200
Кульюнская	Массивные и подушечные метабазаальты, субвулканические дайки, агломератовые туфы метабазаальтов	От 500-600 до 1200
Каляярвинская	Агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и другие туфы метаандезидацитов, метадацитов и метарнодацитов, туффиты, туфопесчаники, углеродсодержащие сланцы, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, колчеданные руды, карбонатные породы	900-1200
Лоухиваарская	Массивные и подушечные метабазаальты, базальтовые метапорфириты, перидотитовые коматииты, субвулканические метапорфириты, агломератовые туфы, туффиты, углеродсодержащие сланцы	От 600 до 1400-1500
Виетуккалам-пинская	Массивные, подушечные, миндалекаменные лавы, глыбовые, агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые и другие туфы, туффиты метаандезибазаальтов, метаандезитов и метадацитов, кремнистые туффиты, хемогенные кварциты, углеродсодержащие сланцы	2500-2700

торой разработана автором вместе с В.И. Робоненом (табл.1). Здесь нижняя часть разреза, выделенная под названием виетуккалам-пинской свиты, сложена метавулканиками и вулканогенно-осадочными породами, состав которых меняется от андезибазальтов до дацитов и завершается пачкой псаммитовых туфов и туфопесчаников дацитового состава, кремнистых туффитов, хемогенных кремнистых пород, углеродсодержащих сланцев, среди которых присутствуют мономиктовые конгломераты с галькой кварцевых порфиров. Ориентировочная мощность ее составляет 2500-2700 м.

С описываемой частью разреза сопоставляются метаандезиты в Улялегской, Сайозерской, Ялонваарской, Маньгинской, Пибозерской локальных структурах, в которых установлен целый ряд реликтовых вулканических построек, сложенных вулканиками среднего-кислого состава (Вулканические постройки..., 1978). Продукты раннего андезитового вулканизма известны в северной части зеленокаменного пояса Кухмо-Суомосалми (Финляндия). По данным группы исследователей из университета в Оулу, проф. Т. Пирайнена, К. Тайпела,

И. Туокко, И. Хански, нижняя часть разреза здесь представлена метавулканитами кислого и среднего состава, граувакками, аркозами и филлитами группы Луома, которую предположительно авторы относят к нижнему архею и сопоставляют с беломоридами (табл. 2). Однако предполагаемое несогласие с вышележащими metabазальтами группы Келлоярви не доказывается геологическими фактами. Ориентировочная мощность Луома-группы составляет 2500–3000 м. Метавулканиды прорываются гранодиоритами с возрастом 2740 млн. лет (U-Pb метод по циркону), а возраст аркозовых песчаников в восточной части района Суомосалми составляет 2965 млн. лет (206Pb-204Pb метод по породе в целом) (Taipale e.a., 1980).

В Костомушской структуре Гимольско-Костомушского зеленокаменного пояса, по данным В.Я. Горьковца, М.Б. Раевской (1977) и Ю.И. Лазарева (1977), в основании разреза находятся метатерригенные отложения, представленные серицитовыми кварцитами и мусковитизированными сланцами и гнейсами. Павышенная глинозёмистость этих метаосадков приводит к выводу, что они могут являться корой выветривания, развитой на плаггиогранитном фундаменте в основании допид. Однако правомочна и другая точка зрения. Рассматриваемые гнейсы и сланцы представляют собой метаморфизованные вулканогенно-осадочные и вулканотерригенные отложения, связанные с ранним андезитовым вулканизмом.

В пределах Кольского мегаблока в стратотипическом разрезе локальной структуры Колмозеро-Воронья, по данным А.П. Белолипецкого и Ю.И. Ильина (Геология и геохимия..., 1980), архейские высокометаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы относятся к тундровой толще, в которой выделяются три серии. Нижняя лязозерская свита, сопоставляющаяся с нижними частями допид Карелии, сложена метаосадочными породами, превращенными в биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кианит-ставролит-биотитовые и другие гнейсы и двуслюдяные сланцы. Мощность свиты колеблется от 100–150 до 600 м.

Расположенная выше часть разреза во всех зеленокаменных поясах сложена метавулканитами базальтового и коматитового состава. В Хаутаваарской структуре Ведлозерско-Сегозерского пояса она представлена лоухиваарской свитой, мощность которой колеблется от 500–600 до 1400–1500 м и сложена исключительно подушечными и массивными лавами metabазальтов, базальтовых метапорфиритов, коматитов с редкими горизонтами туфов и вулканогенно-осадочных пород.

В Койкарской структуре данная часть разреза представлена питкиламнинской свитой ориентировочной мощностью 700–900 м, в которой около 40–50% объема занимают коматиты различной фациальной принадлежности. Сходный разрез изучен в Паласельгинской структуре, находящейся в 40 км к северо-востоку от Койкар (Рыбаков, Светова, 1982).

В Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе, по материалам В.С. Куликова и В.В. Куликовой (Вулканизм архейских...,

Таблица 2

Стратиграфическая схема зеленокаменного пояса
Суомосалми-Кухмо (Tairale e.a., 1980)

Эра	Супер- группа	Группа	Фор- мация	Литологический состав	Возраст, млн.лет	Анализи- руемый материал
Протерозой	Карельская	Яту- лийс- кая		Альбитовые диабазы	2100	
		Сумий- сарио- лийс- кая		Основные вул- каниты, конг- ломераты	2513 2465	Гранит- ная галь- ка в конг- ломерате
Несогласие?						
Верхний архей	Кухмо	Онто- ярви	Петя- яние- ми	Слюдистые сланцы, пери- дотитовые ко- матииты, сил- лы толеитов, толеитовые базальты		
			Юурик- кание- ми	Слюдистые сланцы, квар- циты, кислые и средние вулканиты, конгломераты	2750 3000	Детри- товый циркон
			Сии- викко- ваара	Туфы основных и ультраоснов- ных вулканитов, серпентиниты, пироксеновые и перидотито- вые коматииты		
			Паха- кан- гас	Толеитовые базальты		
Несогласие?						
Нижний архей	Беломор- ская	Луома		Филлиты, граувакки Кислые и сред- ние вулканиты	2965 3250 3030	

Т а б л и ц а 3

Стратиграфическая схема лопийских образований
Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса
(по В.С. Куликову, В.В. Куликовой „Вулканизм архейских...“,
1981)

Толща	Структура	
	Каменноозерская	Синегозерская
Верхняя	Метавулканиты дацитового и риолитового состава, граувакки, кремнистые породы, углеродсодержащие сланцы, колчеданные руды. Мощность до 800 м	Метавулканиты кислого состава, тефраграувакки, углеродсодержащие сланцы, кремнистые породы, колчеданные руды. Мощность около 100 м
Средняя	Массивные и подушечные metabазальты, коматииты с горизонтами углеродсодержащих сланцев и пластовыми телами ультрабазитов. Мощность 200-800 м	Метабазальты, туфы и вулканические осадки. Мощность до 1000 м
Нижняя	Метабазальты с горизонтами углеродсодержащих сланцев, железистых кварцитов, колчеданных руд, граувакк, пластовыми телами ультрабазитов. Мощность до 850 м	Метабазальты с горизонтами углеродсодержащих сланцев, железистых кварцитов, метапесчаников грауваккового состава. Мощность около 400 м

1981), данному стратиграфическому уровню отвечают нижняя и средняя толщи, состоящие из базальтов, коматиитов, горизонтов углеродсодержащих сланцев, железистых кварцитов и колчеданных руд общей мощностью 1500-2000 м (табл.3). В Костомукшской структуре Гимольско-Костомукшского пояса с ними сопоставляются metabазальты выделенной В.Я. Горьковцом и М.Б. Раевской (1981) ниemiaрвинской свиты (табл.4), мощность которой достигает 1300 м.

В зеленокаменном поясе Кухмо-Суомосалми данный стратиграфический уровень представлен так называемой группой Келлоярви, лежащей выше группы Луома (Taipale e.a., 1980). В нижней ее части (мощность около 1200 м) находятся толеитовые metabазальты с горизонтами железистых кварцитов (до 50 м) и прослоями колчеданных руд в осадках (6-8 м) - формация Пахакангас. Метабазальты вверх по разрезу сменяются 500-метровой пачкой лав перидотитовых и пироксенитовых коматиитов с прослоями туфов аналогичного состава (формация Сиивакковаара). Характерно большее количество тел серпентинитов и габбро-диабазов. Детальное

Т а б л и ц а 4

Стратиграфическая схема лопийских образований
Костомукшской структуры (по Горьковцу и др., 1981)

Серия Свита	Литолого-фациальный состав	Мощность, м	
Гимольская	Сур- лам- пинс- кая	Кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом	50-1300
	Косто- муш- ская	Кварц-биотитовые, углеродсодержащие сланцы и гнейсо-сланцы с гранатом и ставролитом, железистые кварциты, полимиктовые конгломераты	80-1140
Контоская	Рувин- ваар- ская	Массивные и подушечные метабазалты, коматииты с горизонтами углеродсодержащих сланцев	50-1100
	Шурло- ваар- ская	Агломератовые, лапиллиевые и другие туфы и туффиты метадацитов, углеродсодержащие сланцы, железистые кварциты	До 600
	Ниemi- ярвин- ская	Подушечные и массивные метабазалты, коматииты, магнетитовые сланцы, кварциты	50-1300

петрологическое описание этого комплекса дано Е. Хански (Hanski, 1979). Выше находится пачка метавулканитов мощностью 500-1000 м, сложенная вариолитовыми подушечными лавами и пироксенитовыми коматиитами. В верхней части разреза группы Келлоярви значительную роль играют туфы основного и ультраосновного состава. Этот комплекс пород прорывается гранодиоритами с возрастом 2800 млн.лет (Kouvo, Tilton, 1966).

В локальной структуре Колмозеро-Воронья (Кольский мегаблок) с описываемой частью разреза можно сопоставить полмостундровую свиту, в составе которой присутствуют метавулканиты базальтового, коматиитового, реже андезитового состава, превращенные в различные амфиболиты и амфиболовые гнейсы с горизонтами осадков (Геология и геохимия..., 1980; Вревский, 1980). Мощность ее по разным оценкам колеблется от 400-750 до 2000 м.

Часть разреза, расположенная выше в ряде локальных структур, начинается с полимиктовых конгломератов, в галечном составе которых присутствуют основные, средние и кислые вулканиты, плагиограниты, габбро-диабазы (Робонен и др., 1974; Попов, 1968; Богданов и др., 1968; Taipale e.a., 1980). Надконгломератовые образования представлены комплексом метавулканитов кислого-среднего состава и ассоциирующих с ними вулканогенно-осадочных и вулка-

нотерригенных отложений с колчеданными рудами. В Хаутаваарской структуре к ним относится калаярвинская свита мощностью 900–1200 м. С последней сопоставляется аналогичный по составу осадочно-вулканогенный комплекс в Койкарской и Семченско-Корбозерской структурах, представленный кивилампинской свитой мощностью до 1400 м. В верхней части последней развит комплекс вулканогенно-осадочных и терригенных пород: однородных алломокремнистых силицитов, углеродсодержащих сланцев, конгломератов, граувакк, карбонатных пород, прослоев серноколчеданных руд.

В Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе с данной частью разреза сопоставляются образования верхней толщи, состоящие из метавулканитов дацитового и риолитового состава, граувакк, кремнистых и углеродсодержащих сланцев, колчеданных руд. В Костомукшской структуре Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса данному уровню соответствует, по мнению автора, шурловаарская свита (Горьковец и др., 1981), представленная туфами метадацитов, с углеродсодержащими сланцами и железистыми кварцитами мощностью до 600 м. В зеленокаменном поясе Кухмо-Суомосалми обсуждаемая часть разреза представлена группой Онтоярви, состоящей из двух формаций: Юуриkkаниеми и Петяяниеми. Первая из них с конгломератами в основании залегает на нижележащих коматиитах группы Келлоярви и представлена кислыми вулканитами, в фациальном составе которых преобладают пирокластиты. Кислые вулканиты, мощность которых составляет около 2000 м, перекрыты 400-метровой толщей серицитовых кварцитов и слюдястых сланцев. Возраст пирокластических пород формации (U-Pb метод по циркону) составляет 2760 млн. лет (Taipale, 1983).

В локальной структуре Типасьярви (южная часть пояса Кухмо-Суомосалми) с формацией Юуриkkаниеми коррелируется формация Койвумяки. С кислыми вулканитами и вулканогенно-осадочными образованиями связаны серноколчеданные месторождения Типасьярви, Вуориниеми, рудопроявления цинково-свинцовых колчеданных руд и железистых кварцитов (Taipale, 1983).

В разрезе структуры Колмозеро-Воронья (Кольский мегаблок) данному стратиграфическому уровню отвечает вороньетундровская свита, состоящая из метавулканитов среднего и кислого состава и метаосадков, представленных гранат-биотитовыми, гранат-амфибол-биотитовыми, мусковитовыми гнейсами с горизонтами конгломератов. Мощность свиты достигает 800–1000 м (Геология и геохимия..., 1980). Выше по разрезу она сменяется червуртской свитой, относящейся к кейвской серии и состоящей из глиноземистых гнейсов, сланцев и кварцитов. Мощность свиты колеблется от 300 до 600 м.

В ряде локальных структур разрез завершается описанными кислыми и средними вулканитами и осадками, в других же выше снова появляются метабазалты, иногда с коматиитами. В Хаутаваарской структуре они слагают кульюнкскую свиту, мощность которой колеблется от 600 до 1200 м. В Койкарской структуре ей соответствует лаволампинская свита мощностью 250–300 м. С названными

образованиями сопоставляются метабазалты рувинваарской свиты в Костомукше (табл.4).

В зеленокаменном поясе Кухмо—Суомосалми с ними коррелируется формация Петяяниemi, сменяющая в разрезе предыдущую формацию и сложенная толеитовыми метабазалтами, перидотитовыми коматититами с силлами габбро—амфиболитов. Мощность данной формации составляет около 1000 м. В структуре Типасъярви данная часть разреза представлена формацией Вуориниemi, сложенной метабазалтами и перидотитовыми коматититами с горизонтами туфов, пластовыми телами габбро—амфиболитов и расслоенных метагаббро. Верхнюю часть занимают перидотитовые коматититы формации Каллио. В Хаутаваарской структуре разрез архейских вулканогенно—осадочных комплексов завершается усмитсанъярвинской свитой, сложенной туфами и туффитами кислого состава и углеродсодержащими сланцами. Установленная по ограниченным данным мощность ее не превышает 150—200 м.

В Костомукшской структуре, по данным В.Я. Горьковца и др. (1981), этому уровню соответствует гимольская серия, залегающая с конгломератами в основании на базальтах рувинваарской свиты и разделенная авторами на две свиты: костомукшскую мощностью от 50 до 720 м, состоящую из железистых кварцитов, слюдистых и углеродсодержащих сланцев, прорванных пластовым телом и дайками метадацитов, и сурлампинскую, представленную толщей слюдистых ритмичнослоистых сланцев флишевого типа с редкими прослоями железистых кварцитов мощностью 500 м.

Разрез зеленокаменного пояса Кухмо—Суомосалми завершается толщей слюдистых сланцев, мощность которых в районе оз.Онтоярви изменяется от 200—300 до 800—1000 м. В Типасъярви эти сланцы выделены под названием формации Коккониemi, которая сложена тонкозернистыми слюдистыми, кварц—полевошпатовыми углеродсодержащими (с пиритом) сланцами.

Остается не совсем ясным строение разреза и его корреляция с другими структурами района Иломанси—Отраваара в юго—восточной Финляндии в пределах зеленокаменного пояса Ялонваара—Иломанси—Тулос. Эта зона, выделенная ранее Г. Гаалом, А. Миккола и Б. Седерхольмом (Gaal e.a., 1978) в самостоятельный зеленокаменный пояс, представлена четырьмя узкими синформами шириной 1—6 км, прорванными диоритами, гранодиоритами и плагиомикроклиновыми гранитами с возрастом 2770 млн.лет.

Характерной чертой разреза осадочно—вулканогенных комплексов района Иломанси является преимущественное развитие продуктов андезитового вулканизма и граувакковых осадков с горизонтами железистых кварцитов, гравелитов и конгломератов. Возраст циркона из осадков Хаттуваара, определенный U—Pb методом, равен 2900 млн.лет (Gaal e.a., 1978). Метабазалты, представленные массивными, реже подушечными лавами с горизонтами агломератовых туфов, встречаются в виде локальных участков, где образуют пачки мощностью до 300—500 м.

В пределах Северной Финляндии (в Финской Лапландии) архей—

ские супракрустальные образования прослеживаются по северной границе распространения гранулитового комплекса в виде полосы реликтовых структур через оз.Инари к самой северной точке Финляндии (Simonen, 1980), где в сланцевой зоне Куорбоарви (Meriläinen, 1976) они сложены слюдястыми сланцами и амфиболитами с горизонтами железистых кварцитов. Возраст пород определен в 2500–2800 млн.лет (Culson, 1970).

В расположенных несколько восточнее сланцевых зонах Анукасьярви и Витсьярви устанавливается тот же комплекс пород: амфиболиты, терригенные кварциты, кварц-амфибол-магнетитовые сланцы, кварц-полевошпатовые и слюдястые гнейсы. Среди амфиболитов встречаются горизонты графитсодержащих сланцев с пиритовым оруденением. Весь комплекс супракрустальных пород прорван кварцевыми диоритами, плагиомикроклиновыми гранитами, габбро-амфиболитами, анортозитами и гипербазитами.

Широким развитием пользуется комплекс лапландских гранулитов, прослеживающийся из Северной Финляндии на Кольский полуостров до Кандалакшского залива. Гранулитовый комплекс Финской Лапландии, детально изученный К. Мерилайненом (Meriläinen, 1976), представлен главным образом гранат-кордиеритовыми, гранат-полевошпатовыми, гранат-биотит-плагноклазовыми, слюдястыми, роговообманковыми и другими гнейсами и мигматитами. Радиометрический возраст гранулитов колеблется в широких пределах – 1980–2360 млн. лет (U-Pb метод по циркону, Meriläinen, 1976).

Гранулитовый комплекс прослеживается на территории Кольского полуострова в район Сальных тундр и далее к юго-востоку, где его образования известны в Кандалакшко-Колвицкой зоне. обстоятельная геологическая и петрологическая характеристика этого комплекса дана в работах Т.А. Федковой (1966), К.Д. Беляева (1971), С.Н. Суловой (1968), Л.Л. Горошенко (1971), В.А. Глебовицкого с коллегами (1971), М.Н. Богдановой и М.М. Ефимова (1976) и ряде др. Большинство авторов приходит к выводу, что исходными породами для гранулитов являлся гетерогенный осадочно-вулканогенный комплекс, подтверждением чему служат обнаруженные реликты осадочных и вулканогенных пород. Происхождение гранулитов связывают с глубинным разломом – Главным беломорским швом, ограничивающим их с юга. В Южной краевой зоне здесь развиты биотит-полевошпатовые гнейсы с гранатом и другие гнейсы.

Проведенный анализ стратиграфии и строения разрезов зеленокаменных поясов позволяет с определенными допущениями провести их корреляцию, которая показана на рис.5. Следует подчеркнуть наличие метаандезитов в нижних частях разрезов многих локальных структур различных зеленокаменных поясов. Кроме описанных Хаутаваарской структуры и пояса Кухмо-Суомосалми ранние андезиты известны в Уялегской, Маньгинской, Сайозерской, Ялонваарской локальных структурах. В целом же для разрезов архейских зеленокаменных поясов характерна общая закономерность, заключающаяся в грубом чередовании продуктов андезитового, коматинитового и толеитового вулканизма с тенденцией увеличения к верхам разрезов

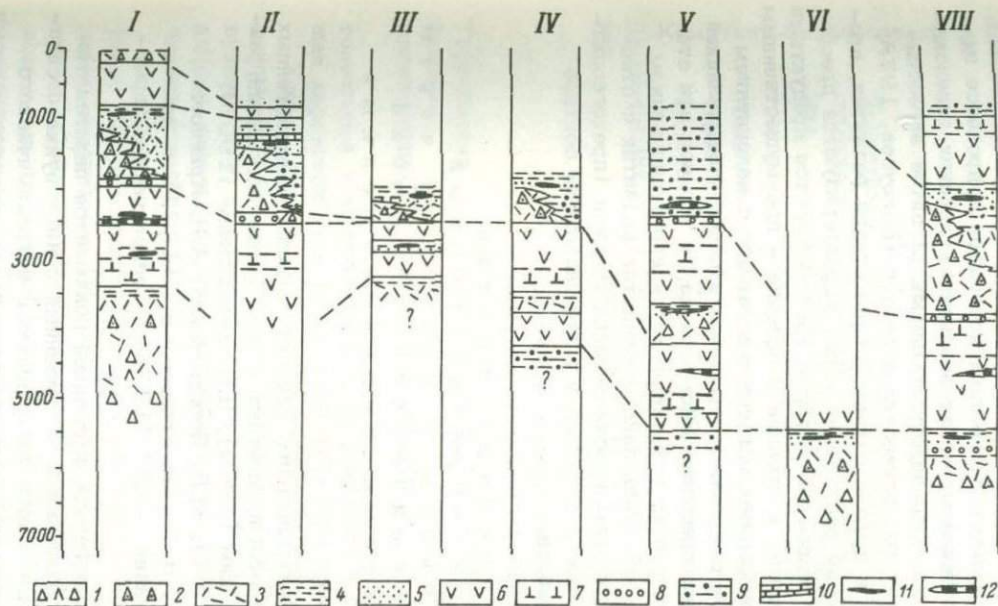


Рис. 5. Строение и корреляция разрезов архейских зеленокаменных поясов Фенно-Карельского кратона. Составил автор с использованием данных А.И. Световой, В.Я. Горьковца, М.Б. Раевской, В.С. Куликова, В.В. Куликовой, К. Тайпале и др. (Taipale e.a., 1980).

1 - лавы, агломератовые туфы метаандезитов; 2 - агломератовые лапиллиевые туфы метадацитов и метаандезидаци-
тов; 3 - кристаллокластические туфы метаандезитов, метадацитов; 4 - углеродсодержащие сланцы; 5 - кремнистые поро-
ды; 6 - метабазальты; 7 - коматиты; 8 - полимиктовые конгломераты; 9 - граувакки; 10 - карбонатные породы; 11 -
колчеданные руды; 12 - железистые кварциты. Зеленокаменные пояса: 1 - Ведлозерско-Сегозерский (I - Хаутаваарская, II -
Койкарско-Корбозерская структуры); Парандовско-Тикшезерский (III - Парандовско-Надвоишская структура); Сумозерско-Ке-
нозерский (IV - Каменноозерская структура); Гимольско-Костомукшский (V - Костомукшская структура); Ялонваара-Ило-
мантси-Тулоос (VI - Ялонваарская структура); пояс Кухмо-Суомосалми.

кислых вулканитов и осадков. Это обусловлено тектоно-динамическим развитием зеленокаменных поясов, когда условия магмогенерации периодически создавались как в мантии, так и в земной коре. Присутствующие в разрезах осадки тесно связаны с вулканизмом, а в верхних частях разрезов увеличивается объем терригенных отложений грауваккового, отчасти аркозового состава.

Наличие конгломератов и предполагаемой коры выветривания в средних и верхних частях разрезов зеленокаменных поясов могут свидетельствовать о наличии внутренних перерывов в процессе их формирования. Общие закономерности эволюции архейских зеленокаменных поясов в упрощенном виде напоминают развитие эвгеосинклиналей более поздних геологических периодов (Белоусов, 1978; Хаин, 1981). В том и другом случае ранние стадии развития, происходившие в обстановке растяжения коры, характеризуются преобладанием нисходящих движений, которые компенсируются продуктами инициального магматизма, а средние и поздние – преимущественным развитием среднего и кислого магматизма вместе с накоплением осадков грауваккового состава. Завершается процесс гранитизацией и внедрением калиевых гранитов. Несмотря на то что все эти стадии в зеленокаменных поясах устанавливаются в редуцированном виде, можно говорить об общих закономерностях развития и отнести последние к структурам геосинклинального типа (протогеосинклиналям), учитывая также сходство и в формационном составе магматических комплексов.

Ф о р м а ц и о н н ы й с о с т а в
о с а д о ч н о - в у л к а н о г е н н ы х
к о м п л е к с о в и о с н о в н ы е ч е р т ы
п е т р о х и м и ч е с к о й э в о л ю ц и и
в у л к а н и з м а з е л е н о к а м е н н ы х
п о я с о в

В основу формационного анализа осадочно-вулканогенных комплексов архейских зеленокаменных поясов взяты положения, разработанные Н.С. Шатским (1960), Н.П. Херасковым (1967), Ю.А. Кузнецовым (1964), М.Б. Бородаевской, А.И. Кривцовым, Е.П. Шираем (1977), В.Л. Масайтисом и др. (1974), в работах „Магматические формации СССР“ (1979), „Геологические формации“ (1982) и др.

Под осадочно-вулканогенной формацией понимается парагенетическая ассоциация вулканических и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород определенного фациального и петрохимического состава, обладающая пространственно-временными закономерностями эволюции и характеризующая геотектонические и палеогеографические условия ее образования.

С учетом более ранних работ (Попов, 1968; Робонен и др., 1974; Серноколчеданные месторождения..., 1978; Вулканизм архейских..., 1981) в пределах Фенно-Карельского кратона выделены следующие формации: дацит-андезитовая, коматит-базальтовая с

Т а б л и ц а 5

формационный состав протогеосинклинальных осадочно-вулканогенных образований архейских зеленокаменных поясов

Формация	Состав формации	
Дацит-андезитовая	Туфы, лавы, субвулканиты, метаандезибазальтов, метаандезитов и метадацитов (КЭ≈60-70%). Осадочно-вулканогенная фация составляет 15-20% объема формации	
Коматиит-базальтовая	Толейтовая субформация	Преимущественно подушечные и массивные лавы метабазальтов и базальтовых метапорфиритов. Пирокластическая и вулканогенно-осадочная фация не превышает 8-10%
	Коматиитовая субформация	Массивные, подушечные, вариолитовые лавы базальтовых и перидотитовых коматиитов, туфы (до 10-15%), субвулканитические дайки
Дацит-риолитовая	Туфы, лавы, субвулканиты андезитов, дацитов и риолитов (КЭ≈60-70%). Осадочно-вулканогенная фация составляет 20-25%	
Терригенная флишевая железорудная	Граувакки, конгломераты, аркозы, терригенно-хемогенные силициты, графитсодержащие сланцы	
	Конгломераты, кварц-биотитовые, биотит-плагиоклаз-кварцевые, углеродсодержащие сланцы, железистые кварциты	

толейтовой и коматиитовой субформациями и дацит-риолитовая. Общая характеристика выделенных формаций дана в табл.5.

Хотя в выделенных формациях присутствуют вулканогенно-осадочные и осадочные породы, находящиеся в тесной ассоциации с вулканитами, для простоты в названия формаций не введены их осадочные члены, как это рекомендуется рядом руководств (Геологические формации, 1982).

Д а ц и т - а н д е з и т о в а я ф о р м а ц и я, описанная ранее как последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая (Робонен и др., 1974), установлена в Хаутаваарской, Сайозерской, Пибозерской, Хизоваарской и Ялонваарской локальных структурах (рис.5), где она представлена образованиями соответственно виетуккалампинской, вороньеозерской и ялонваарской свит. Сюда же относятся метавулканиты Луома-группы в зеленокаменном поясе Кухмо-Суомосалми. В названных структурах продукты данной формации слагают нижние части разрезов лопид и представлены метавулканитами ряда андезибазальт-андезит-дацит в примерном отношении 2:5:3. Характерной чертой фациального состава дацит-андезитовой формации является широкое развитие пирокластических пород.

кластических фаций, хотя соотношение главных фашиальных разновидностей пород не везде одинаковы. По этим признакам можно выделить два типа разрезов: Игнойльский и Чалкинский, представленные в объеме вьетуккалампинской свиты Хаутаваарской структуры (Робонен и др., 1974, 1975).

Игнойльский тип разреза характеризуется широким развитием пирокластических, субвулканических, вулканогенно-осадочных фаций и незначительным развитием лав ($K\Theta=60-70\%$) (Вулканические постройки..., 1978). Характерно зональное распределение вулканических фаций вокруг эруптивных центров, где прижерловые фации, слагающие борта вулканической постройки, представлены глыбовыми, агломератовыми и лапиллиевыми туфами с отдельными потоками лав метаандезибазальтов, метаандезитов, метаандезидацитов. С удалением от центра грубые пирокластические фации сменяются кристаллокластическими туфами с прослоями агломератовых и лапиллиевых туфов, туфоконгломератов и, наконец, вулканогенно-осадочными образованиями: туффитами, кремнистыми хомогенными породами, углеродсодержащими сланцами и линзами серноколчеданных руд, переслаивающихся между собой.

Чалкинский тип разреза характеризуется широким развитием лавовых фаций при незначительной роли субвулканических. Пирокластические и вулканогенно-осадочные фации суммарно не превышают 40-50%. В районе горы Чалка (и одноименного озера) установлена и описана реликтовая вулканическая постройка (Робонен и др., 1975).

В петрохимическом отношении дацит-андезитовая формация характеризуется последовательной гомодромной дифференциацией от андезибазальтов до дацитов (табл.6). Как видно на диаграмме AFM (рис.6), в целом продукты формации относятся к известково-щелочной серии и сходны по своим основным петрохимическим характеристикам с андезитами и дацитами островных дуг, отличаясь от последних несколько пониженной глиноземистостью ($\alpha L^1=0.93-3.70$). По щелочности они принадлежат калий-натровому и натровому ряду ($Na_2O/K_2O=1.11-3.31$ - по средним значениям) с постоянным преобладанием натрия. Но в туффитах и тонких туфах, в которых присутствует примесь терригенного материала, калий часто преобладает над натрием. По сравнению с вулканитами кислого-среднего состава других щитов (Канадского, Южно-Африканского) метавулканиды дацит-андезитовой формации характеризуются несколько большей щелочностью и пониженной железистостью.

Коматиит-базальтовая формация развита в подавляющем большинстве реликтовых структур и составляет в них от 40 до 70% всего объема разрезов лопия. Она сложена исключительно метавулканидами базальтового (толеитового) состава, в ассоциации с которыми в ряде районов находятся базальтовые, пироксенитовые и перидотитовые коматииты. Это обстоятельство вызывает необходимость внести уточнение в название формации и подразделить ее на две субформации: толеитовую и коматиитовую.

Продукты базальтового вулканизма образуют, как правило, до-

Т а б л и ц а 6

Средние химические составы пород дацит-андезитовой формации

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63.19	63.34	59.15	65.64	60.58	60.48	57.94	66.45
TiO ₂	0.58	0.56	0.67	0.62	0.87	0.87	0.61	0.47
Al ₂ O ₃	15.90	16.28	15.48	17.42	16.23	15.67	13.79	15.60
Fe ₂ O ₃	1.54	2.05	1.71	1.21	1.75	1.88	2.99	0.61
FeO	3.30	2.57	3.14	1.68	4.88	5.07	4.75	2.44
MnO	0.06	0.06	0.07	0.08	0.14	0.13	0.27	0.07
MgO	3.76	3.10	4.05	1.81	2.93	3.56	7.04	1.67
CaO	3.21	3.93	4.59	5.69	5.95	4.75	3.29	4.10
Na ₂ O	4.57	4.42	4.29	2.41	3.34	2.72	2.25	4.04
K ₂ O	1.38	1.56	1.63	1.92	1.19	2.03	2.01	1.65
H ₂ O ⁻	0.12	0.10	0.13	0.10	0.18	0.20	1.95	0.08
П.п.п.	2.07	1.78	2.07	1.61	1.74	2.15	3.42	2.96
Na ₂ O/K ₂ O	3.31	2.83	2.63	1.25	2.80	1.33	1.11	2.44
αl'	1.84	2.10	1.73	3.70	1.69	1.49	0.93	3.30
f	0.56	0.59	0.54	0.61	0.69	0.66	0.52	0.64
n	12	14	22	10	44	19	6	4

П р и м е ч а н и е. 1 - субвулканиты, 2 - лавы, 3 - агломератовые туфы метаандезитов (Игнойла), 4 - агломератовые и другие туфы метаандезидацитов (Хаутаваара), 5-6 - лавы (5) и агломератовые туфы (6) метаандезитов (Чалка), 7-8 - туфы метаандезитов и метаандезидацитов (Ялонваара). Здесь и далее

$$n - \text{количество анализов, } \alpha l' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}, \quad f = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}.$$

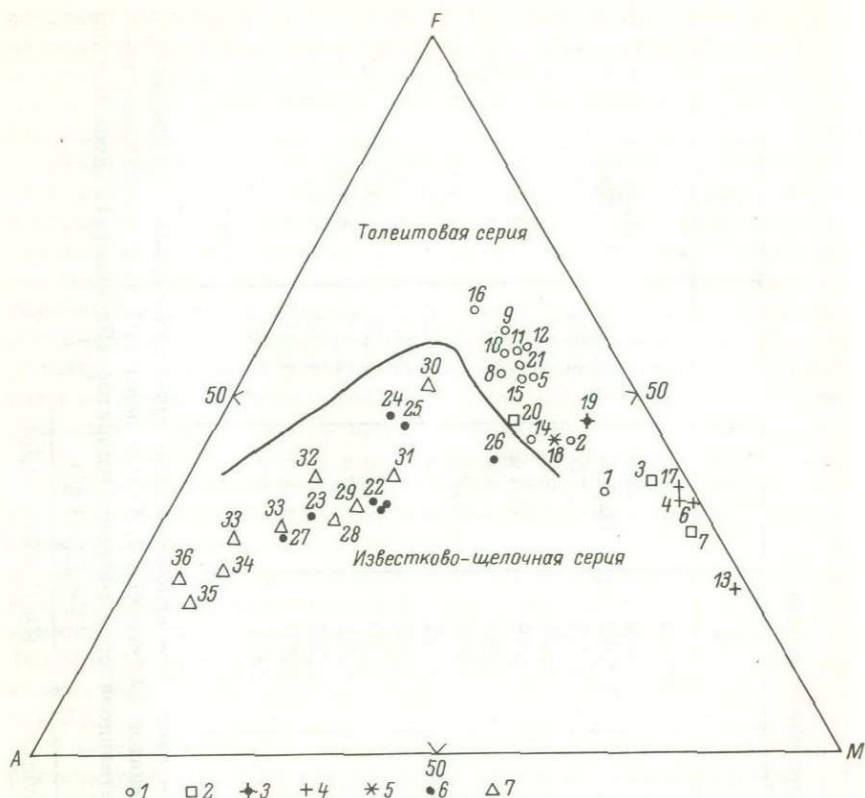


Рис.6. Диаграмма АФМ для осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов Фенно-Карельского кратона. Составлена автором с использованием химических анализов А.И. Световой и опубликованных данных (Вулканизм архейских..., 1981; Геология и петрология..., 1978, Hanski, 1979; 1980; Taipale, Tuokko, Piiranen, 1980; Lavikainen, 1980).

1 - metabазальты; 2 - базальтовые коматииты, 3 - пироксеновые коматииты; 4 - перидотитовые коматииты, 5 - зона спинифекс-структур перидотитовых коматиитов, 6 - вулканиты дацит-андезитовой формации; 7 - вулканиты дацит-риолитовой формации. Цифры на диаграмме - места взятия анализов: 1-21 - коматиит-базальтовая формация (1 - Хаутаваара, 2-4 - Койкары, 5 - р.Семчь, 6-8 - Палая Сельга, 9 - Сайозеро, 10 - Бергаул, 11 - Шилос, 12 - Кумбукса, 13 - Золотые Пороги, 14 - Парандово, 15 - Костомукша, 16 - Колмозеро-Воронье, 17-21 - Кухмо-Суомосалми); 22-27 - дацит-андезитовая формация (22 - Игнойла, 23 - Хаутаваара, 24-25 - Чалка, 26-27 - Ялонваара); 28-36 - дацит-риолитовая формация (28-30 - Койкары, 31 - р.Семчь, 32 - Корбозеро, 33-34 - Вожмозеро, 35 - Костомукша, 36 - Иломантси).

статочны монотонны толщи, характерной чертой которых является резкое преобладание лав над другими фаціальными разновидностями. Пирокластические и вулканогенно-осадочные фации суммарно не превышают 10-15% формации. Субвулканическая фация, представленная дайками и силлами габбро-диабазов и базальтовых метапорфиритов, в различных структурах занимает неодинаковый объем и достоверно еще не оценена.

Т о л е и т о в а я с у б ф о р м а ц и я, имеющая преимущественное развитие в объеме коматит-базальтовой формации, характеризуется развитием metabазальтоидов, отвечающих по составу кварцевым, нормальным и оливиновым толеитам. Они в различных пропорциях присутствуют практически во всех зеленокаменных поясах. Ее стратотипами можно считать существенно базальтовые части разрезов в Хаутаваарской и ряде других структур (лоухиваарская и кульонская свиты).

Характерной чертой фаціального состава толеитовой субформации является преимущественное развитие подушечных и массивных лав, потоки которых чередуются между собой. Мощности их колеблются в широких пределах - от 5-7 до 40-60 м (Робонен и др., 1974). Пирокластическая фация, как отмечалось, в объеме субформации имеет незначительное развитие. Туфы образуют относительно мало-мощные горизонты между лавовыми потоками и часто находятся в ассоциации с вулканогенно-осадочными породами. Мощность туфовых горизонтов колеблется от 0.5-1.0 до 7-8 м. Субвулканическая фация представлена относительно редкими дайками и силлами габбро-диабазов и базальтовых метапорфиритов мощностью от первых метров до 40-60 м.

Вулканогенно-осадочная фация, наиболее хорошо изученная в Хаутаваарской структуре, представлена горизонтами кремнисто-амфиболовых или амфиболовых углеродсодержащих сланцев, магнетит-актинолит-тремолитовых пород (туффитов).

К о м а т и т о в а я с у б ф о р м а ц и я в настоящее время установлена в целом ряде локальных структур различных зеленокаменных поясов: Койкарской, Хаутаваарской, Палосельгинской (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс), „Золотые Пороги“ (Сумозерско-Кенозерский), Костомукшской (Гимольско-Костомукшский), зеленокаменный пояс Суомосалми-Кухмо и в районе железорудного месторождения Яуратси (Тунтса-Савукоски - северо-восточная Финляндия), Полмос-Порос (Кольский мегаблок) (Вревский, 1980). Следует отметить, что в фаціальном составе ее преобладают лавы, но вместе с тем объем пирокластических фаций в различных структурах достигает 10-15%.

Наиболее типичен разрез коматитовой субформации в Паласельгинской структуре, где коматиты впервые были выделены С.Б. Лобач-Жученко, И.Н. Крыловым, А.А. Арестовой (Геология и петрология..., 1978). Здесь для данной субформации характерно широкое развитие подушечных, массивных базальтовых и пироксенитовых, с отдельными потоками перидотитовых коматитов, мощность которых колеблется от 0.4-1.5 до 50-60 м (рис.7). Горизонты туфов мощ-

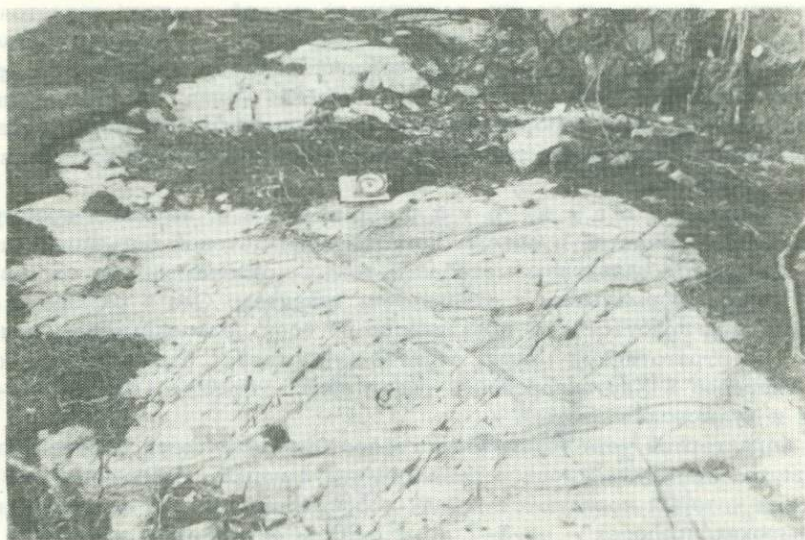


Рис.7. Подушечные лавы пироксенитовых коматиитов. Палай Сельга. Фото автора.



Рис.8. Туфы коматиитов. Палай Сельга. Фото автора.

Таблица 7

Химический состав пород коматиит-базальтовой формации

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
StO ₂	52.35	49.90	47.62	39.50	50.33	41.56	47.38	40.16	50.42	49.34	45.21	50.08
TiO ₂	0.77	0.88	0.64	0.36	0.78	0.28	0.44	0.22	0.76	1.05	0.46	0.70
Al ₂ O ₃	14.15	12.36	8.35	6.33	14.78	10.00	8.87	4.97	14.23	15.31	8.41	11.70
Fe ₂ O ₃	2.30	2.47	1.71	2.17	2.07	3.93	1.88	6.48	2.40	2.13	12.16	11.59
FeO	7.62	8.70	9.46	6.93	8.61	8.94	9.37	2.80	8.60	8.77		
MnO	0.23	0.18	0.21	0.23	0.19	0.13	0.22	0.20	0.17	0.22	0.19	0.21
MgO	6.97	10.85	16.83	23.62	7.23	22.64	16.51	30.56	8.24	7.25	19.87	11.34
CaO	12.11	6.65	8.73	7.90	11.15	5.57	9.65	3.98	9.77	10.75	7.50	8.69
Na ₂ O	1.90	2.18	1.05	0.09	2.17	0.22	0.87	0.02	2.76	2.24	0.33	3.30
K ₂ O	0.18	0.18	0.05	0.01	0.25	0.02	0.19	0.01	0.36	0.31	0.02	0.13
H ₂ O ⁻	0.12	0.19	1.19	0.14	0.10	0.17	0.12	0.44	0.31	0.29	н/о	-
П.п.п.	1.22	5.30	5.55	12.32	2.28	6.45	3.30	9.61	1.83	2.01	4.37	1.40
Сумма	99.92	99.94	101.39	99.60	99.94	99.91	99.80	99.49	99.85	99.69	98.52	99.14
Na ₂ O/K ₂ O	10.55	12.11	21.0	9.0	8.68	11.0	4.57	2.0	7.66	7.22	16.50	25.38
αl'	0.79	0.56	0.29	0.19	0.82	0.28	0.35	0.13	0.78	0.84	0.26	0.48
f	0.61	0.50	0.39	0.28	0.59	0.36	0.40	0.19	0.60	0.60	0.37	0.50
n	27	33	8	5	43	2	14	10	16	19	7	5

Примечание. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс: 1 - массивные и подушечные мета-базальты (Хаутаваара); 2-4 - Койкарская структура: 2 - метабаазальты, 3 - пироксенитовые коматииты, 4 - перидотитовые коматииты; 5 - метабаазальты (район р.Семчи); 6-8 - Паласельгинская структура: 6 - перидотитовые коматииты, 7 - пироксенитовые коматииты, 8 - перидотитовые коматииты (участок „Золотые Пороги“, анализы В.В. Куликовой и В.С. Куликова); 9 - метабаазальты (Парандово); 10 - метабаазальты (Костомукша, по В.Я. Горьковцу и М.Б. Раевской, 1981); 11-12 - перидотитовые коматииты: коммулятивная зона (11), зона спинифекс-структур (12) (Суомосалми-Кухмо; Hanski, 1979).

ностью 6–11 м, встречающиеся здесь в нижней части разреза среди потоков коматиитов и метабазальтоидов, представлены в основном пепловыми, реже агломератовыми и другими разновидностями, полностью перекристаллизованными и состоящими из спутанно-волоконистого агрегата актинолита, тремолита, магнезиального хлорита, магнетита с небольшим количеством цоизита и плагиоклаза (рис.8). Присутствие среди потоков агломератовых и более тонких туфов ультраосновного состава, которые известны также в зоне Кухмо, в районе Яуратси, Койкарской и Хаутаваарской структурах, свидетельствует о том, что коматиитовый вулканизм характеризуется не только спокойными излияниями, но и эксплозиями взрывного характера.

Анализируя петрохимические особенности коматиит-базальтовой формации, прежде всего необходимо отметить существенные различия двух выделенных субформаций, хотя и находятся они в тесной пространственной и генетической ассоциации и имеют переходные различия (табл.7).

Толейтовая субформация по своим петрохимическим признакам, как это видно на диаграмме AFM (рис.6), аналогична базальтам зеленокаменных поясов других докембрийских щитов и сходна с примитивными океаническими базальтами. Для нее характерны узкие колебания химического состава пород, слабая дифференцированность, низкая щелочность при постоянном преобладании натрия над калием ($N_{Ca_2O}/K_2O = 3.85-21.00$), повышенная известковистость, низкая и умеренная глиноземистость ($\alpha L' = 0.28-0.20$), невысокое содержание титана (табл.7).

На диаграмме $N_{Ca_2O} + K_2O - SiO_2$ (рис.9) фигуративные точки составов толейтовой субформации располагаются в субщелочном поле (Irvine, Baragar, 1971), аналогично базальтам архейских зеленокаменных поясов других докембрийских щитов и океаническим базальтам, но отличаются от последних большей изменчивостью состава. Область составов геосинклинальных базальтов (Южный Урал, по А.И. Кривцову, 1979) и базальтов современных островных дуг (Камчатки, Курил и Японских островов, по Б.П. Пискунову, 1975) относительно зеленокаменных поясов сдвинуты в сторону большей щелочности.

Характерными чертами вулканитов коматиитовой субформации являются их высокая магнезиальность, низкая щелочность, отношение CaO/Al_2O_3 , близкое единице, и содержание титана менее единицы. Согласно существующим классификациям (Naldrett, Cabri, 1976, и др.), в объеме описываемой субформации можно выделить перидотитовые ($MgO > 18\%$), пироксенитовые ($MgO = 12-18\%$) и базальтовые ($MgO = 10-12\%$) коматииты. Наиболее магнезиальные коматииты ($MgO > 30\%$) установлены В.В. Куликовой и В.С. Куликовым (1981) на участке „Золотые Пороги“ в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

Фигуративные точки составов на диаграмме AFM занимают узкую полосу вдоль линии FM. Некоторые исследователи обращают внимание на различное поведение титана в породах толейтового и коматиитового рядов (Viljoen M., Viljoen R., 1969;

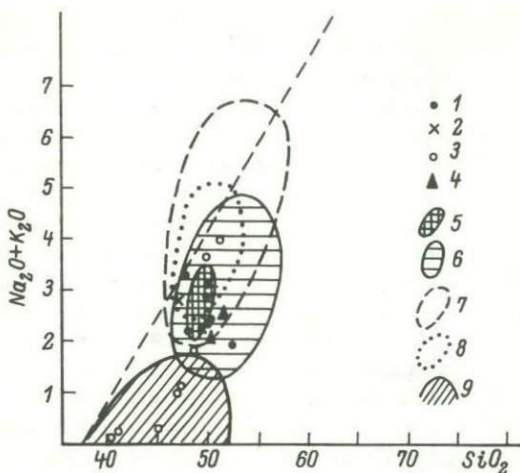


Рис. 9. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для коматиит-базальтовой формации архейских зеленокаменных поясов. Составил автор с использованием материалов А.И. Световой, В.С. Куликова и В.В. Куликовой и опубликованных данных.

1-2 - толеитовые метабазалты Хаутаваарской (1) и Койкарской (2) структур; 3 - пироксенитовые и перидотитовые коматииты из локальных структур: Койкарской, Паласельгинской, Золотые Пороги, Кухмо-Суомосалми; 4 - толеитовые метабазалты Семчинской структуры. Поля: 5 - океанические срединные хребты, 6 - архейские зеленокаменные пояса различных щитов, 7 - островные дуги, 8 - Южный Урал, 9 - коматииты Фенно-Карельского кратона.

Arndt, 1977; Naldrett, Turner, 1977; Jahn e.a., 1978, и др.). На этом основании с учетом поведения редкоземельных элементов (Jahn e.a., 1978) предполагается выделить две магматические серии, различающиеся по содержанию TiO_2 : коматиитовую ($< 1\% \text{TiO}_2$) и толеитовую ($> 1\% \text{TiO}_2$).

На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ (рис.10), построенной по имеющимся данным зеленокаменных поясов Фенно-Карельского кратона, непрерывный тренд распределения TiO_2 имеет две области. На первой диаграмме в интервале содержание $\text{MgO} = 10-40\%$, т.е. в коматиитовой области, содержание TiO_2 плавно увеличивается по линейному закону $K_{\text{распр}} = -1$. Линейная зависимость содержания TiO_2 от MgO сохраняется и дальше, однако в узкой толеитовой области 5-10% MgO тренд TiO_2 почти параллелен одноименной оси.

И.Н. Крыловым с коллегами (1979) отмечается низкое содержание Rb и большие вариации K/Rb отношений (от 118 до 1650). Содержание стронция довольно постоянно для всех районов.

Дацит-риолитовая формация по фациальному и химическому составу вулканических пород сходна с дацит-

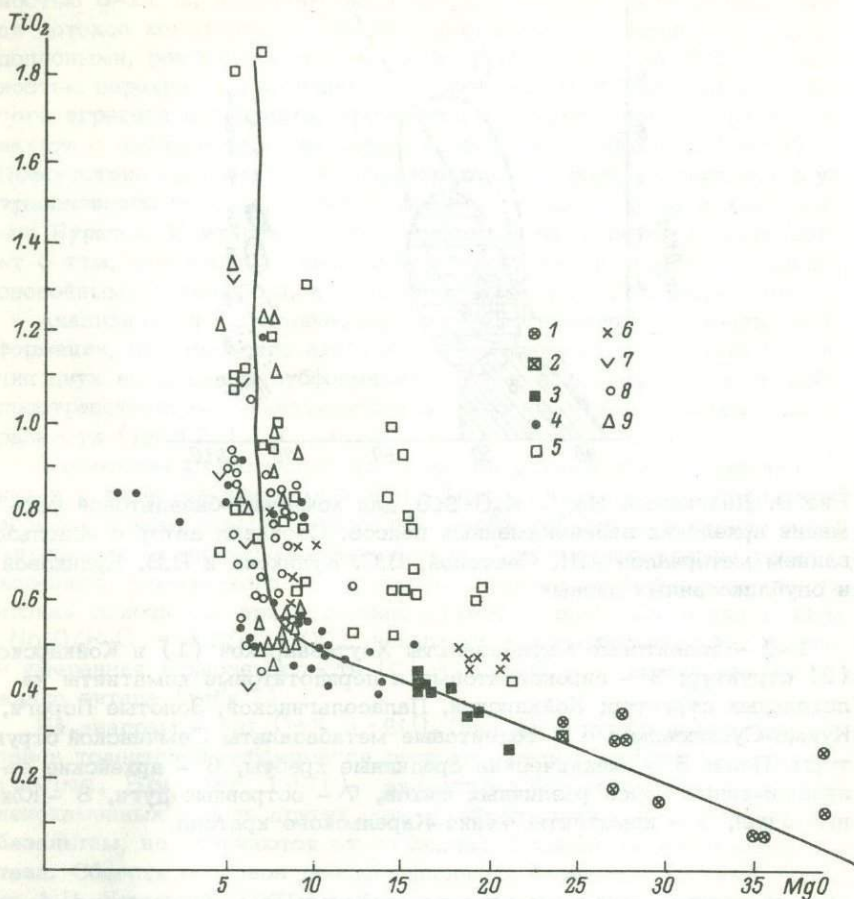


Рис.10. Диаграмма TiO_2 - MgO для вулканитов коматиит-базальтовой формации. Составил автор с использованием опубликованных материалов.

1-3 - перidotитовые и пироксенитовые коматииты с участков: Золотые Пороги (1), Палая Сельга (2,3); 4-5 - метабазальты: Палая Сельга (4), Койкары (5); 6 - перidotитовые коматииты (Кухмо-Суомосалми); 7-9 - метабазальты с участков: Пахаканкас (7), Хаутаваара (8), р.Семчь (9).

андезитовой, но отличается от последней большей долей кремнекислых дифференциатов и широким развитием вулканогенно-осадочных и вулканотерригенных фаций. По своим основным петрохимическим и фаціальным характеристикам обе эти формации можно отнести к одному формационному типу, связанному с андезитовой магмой.

Наличие полимиктовых конгломератов в основании дацит-риоли-

товой формации в некоторых структурах свидетельствует о предшествующем перерыве, вызванном инверсией региона. К данной формации относятся каляярвинская свита в Хаутаваарской структуре, сопоставляющиеся с ней части разрезов в Койкарской, Семченско-Корбозерской, Сайозерской, Совдозерской, Парандовской локальных структурах, верхняя толща Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, шурловаарская свита и гимольская серия в Костомукшской структуре и соответствующие ей кислые осадочно-вулканогенные образования в Хедозерско-Большезерской и Гимольской структурах, а также в зоне Иломантси-Отраваара и зеленокаменном поясе Суомосалми-Кухмо (формация Юуриkkониemi), вороньютундровской, лебяжинской свитах Кольского мегаблока.

В фациальном составе формации преимущественно развиты пирокластические фации (КЭ=60-70%). Прижерловая группа фаций, слагающая обычно реликты вулканических построек, представлена агломератовыми, глыбовыми, бомбовыми, лапиллиевыми метатуфами, реже лавами, тогда как в удаленной зоне имеют распространение псаммитовые кристаллокластические туфы с редкими горизонтами более грубых туфов и лав.

Грубопирокластические и лавовые фации дацит-риолитовой формации в пределах зеленокаменных поясов, как правило, слагают локальные участки размером от 4-5 до 10-15 км², представляющие собой реликты палеовулканических построек, вокруг которых широко развиты тонкопирокластические вулканогенно-осадочные фации, отчасти синхронные, отчасти более поздние по отношению к активному вулканизму. Характер фациальной зональности с учетом складчатости имеет одни закономерности, рассмотренные ранее (Вулканизм архейских..., 1981). Значительный объем в дацит-риолитовой формации занимают вулканогенно-осадочные отложения, с которыми связаны наиболее крупные колчеданные и частью железорудные месторождения.

Накопление осадков как синхронных вулканизму (вулканогенно-осадочных), так и продуктов разрушения вулканических построек (вулканотерригенных) происходило в депрессиях между вулканическими структурами и на их периферии, далеко выходя за пределы собственно вулканических поясов. Литологический состав данного вулканогенного комплекса в каждой локальной структуре имеет некоторые специфические черты, выражающиеся в количественных соотношениях разновидностей пород и наличии или отсутствии некоторых из них. В целом же их характеризует следующая ассоциация: туффиты дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, колчеданные руды или железистые кварциты, различные кремнистые породы, граувакки, карбонатные породы.

Широким развитием в вулканогенно-осадочной ассоциации пользуются черные углеродсодержащие сланцы. Среди осадков они образуют пачки мощностью от долей метра до 140-150 м (Хаутаваарское месторождение). В зонах кочеданных месторождений они содержат значительное количество сульфидов, преимущественно пирротина в виде рассеянной послойной вкрапленности и переотложенных

Т а б л и ц а 8

Химический состав углеродсодержащих сланцев, кремнистых пород и граувакк дацит-риолитовой формации

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	60,66	58,18	50,82	81,79	79,24	86,30	78,20	58,70	58,44
TiO ₂	0,60	0,66	0,98	0,27	0,10	0,16	0,03	1,19	0,82
Al ₂ O ₃	18,32	19,07	19,26	8,91	14,08	9,06	12,57	19,66	17,95
Fe ₂ O ₃	0,44	0,93	0,67	0,49	0,26	0,12	1,19	2,37	2,43
FeO	5,18	5,82	10,83	1,57	0,12	0,26	0,36	6,14	6,10
MnO	0,09	0,096	0,083	0,05	0,01	n/o	0,02	0,25	0,08
MgO	2,25	2,24	6,34	1,56	0,56	0,55	0,70	3,67	4,20
CaO	2,44	2,10	0,96	1,98	0,07	0,07	0,22	6,37	1,53
Na ₂ O	1,80	2,38	3,35	1,57	0,73	0,35	2,26	1,60	2,00
K ₂ O	2,77	2,91	1,42	0,84	4,66	2,17	3,16	2,17	2,63
H ₂ O ⁻	0,22	0,13	0,20	0,14	0,09	0,05	0,16	0,11	0,14
П.п.п.	5,26	5,36	5,25	1,17	2,33	1,24	1,43	3,09	3,87
Сумма	100,03	99,88	100,17	100,34	100,26	100,33	100,31	100,33	100,25
S	2,07	2,80	-	0,48			0,01		
C	2,7	4,05	1,4						

П р и м е ч а н и е. 1-3 - углеродсодержащие сланцы Хаутаваарской (1-2) и Койкарской (3) структур; 4-7 - силициты Хаутаваарской (4) и Койкарской (5-7) структур; 8-9 - граувакки Койкарской (8) и Семченско-Корбозерской структур (9).

жилок, а также нередко вмещают конкреционные серноколчеданные руды. Вещественной основой углеродсодержащих сланцев являются тонкие глинисто-терригенные осадки, реже – псаммитовые песчаники или туфопесчаники. Об этом свидетельствует также их химический состав, близкий составу глин (табл.8). Содержание углерода в них колеблется от 0.5–1.5 до 6.5–7.0%, причем структурная форма углистого вещества прямо зависит от степени метаморфизма и с его повышением изменяется по такой схеме: шунгит–графитоид–графит.

Кремнистые и алюмокремнистые породы вместе с филлитовидными кварц–серицитовыми и серицит–кварцевыми сланцами присутствуют в рудовмещающих ассоциациях практически всех колчеданных месторождений. Характерным диагностическим признаком кремнистых пород является их афанитовый, однородный облик, иногда с тонкой, плохо заметной слоистостью. По химическому составу разделяются на силициты – хемогенно–осадочные породы с содержанием кремнезема менее 75%, отличающиеся заметной примесью вулканотерригенного материала, что выражается в присутствии обломочного плагиоклаза, кварца, широком развитии серицита, повышенной глиноземистости и щелочности. По текстурным признакам выделяется несколько разновидностей: однородные массивные породы, тонкослоистые силициты, образующие линзовидные прослои в кварцевых песчаниках, иногда смятые и разорванные при складчатости, и конкреционные силициты (рис.11, 12).

Химический состав кремнистых пород варьирует в широких пределах (табл.8). Основными компонентами являются кремнезем, глинозем и щелочи. Повышенная глиноземистость некоторых разновидностей описываемых пород объясняется, с одной стороны, присутствием в них терригенной примеси, с другой – главным образом дополнительным привнесом глинозема в бассейны осадконакопления из зон кислотного выщелачивания вулканических областей от разложения туфового материала. Присутствие кремнезема и глинозема в бассейне в форме коллоидной взвеси способствовало их взаимной коагуляции и осаждению.

Терригенные и вулканотерригенные осадочные породы грауваккового, реже аркозового состава встречаются на различных стратиграфических уровнях, но основная масса их приурочена к верхней части разреза, где они находятся в тесной ассоциации с вулканогенно–осадочными породами дацит–риолитовой формации. В Хаутаваарской, Койкарской, Семченско–Корбозерской, Каменноозерской и других локальных структурах они представлены метапесчаниками, металавролитами, конгломератами, хлоритовыми, амфиболовыми, глиноземистыми сланцами и гнейсами с градиационной и ритмичной слоистостью. Мощность их колеблется от десятков до первых сотен метров. Химический состав (табл.8) и особенности минерального состава обломочной части свидетельствуют о том, что их образование связано как с разрушением вулканических построек, так и блоком сиалического фундамента.

Карбонатные породы в целом не характерны для вулканогенно–



Рис.11. Конкреционные силициты (Койкары).



Рис.12. Силициты в виде линз в туфопесчаниках.

осадочных ассоциаций зеленокаменных поясов, хотя они присутствуют в рудовмещающих комплексах ряда колчеданных месторождений в виде горизонтов мощностью до 10–35 м.

Метавулканиды дацит-риолитовой формации относятся к известково-щелочной серии (табл.9, рис.6) и характеризуется гомодромной

Т а б л и ц а 9

Химический состав вулканитов дацит-риолитовой формации

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	61.94	63.90	68.40	71.56	69.75
TiO ₂	0.52	0.57	0.60	0.19	0.29
Al ₂ O ₃	15.47	15.86	15.32	15.07	15.11
Fe ₂ O ₃	1.67	1.04	2.17	0.43	0.63
FeO	3.00	2.75	1.28	1.87	1.76
MnO	0.09	0.09	0.06	0.024	0.03
MgO	3.22	2.92	1.78	1.46	0.97
CaO	7.22	5.74	2.38	0.53	2.61
Na ₂ O	3.75	4.35	3.44	6.72	4.36
K ₂ O	0.39	0.90	1.35	0.54	2.96
H ₂ O ⁻	0.20	0.06	0.02	0.03	0.02
П.п.п.	2.72	2.28	3.08	1.17	-
Сумма	100.19	100.46	99.90	99.59	-

П р и м е ч а н и е. 1 - агломератовый метатиф андезидацитов (Семченская структура), 2 - агломератовый метатиф андезидацитов (Койкарская структура), 3 - субвулканический риодацит (Койкарская структура), 4 - лава риодацитов (Вожминская структура), 5 - метатифы дацитов (Костомукшская структура, среднее из 9 анализов; Горьковец и др., 1981).

направленностью дифференциации с образованием кремнекислых дифференциатов в верхней части разреза формации. По щелочности они принадлежат к калий-натровому ряду ($Na_2O/K_2O = 1.50-28.00$) с высокой глиноземистостью ($\alpha' = 1.8-5.5$).

По основным петрохимическим характеристикам дацит-риолитовая формация сходна с дацит-андезитовой, и на вариационных диаграммах обе образуют один эволюционный ряд и поле составов, обособленное от коматиит-базальтовой формации (рис.6). Учитывая этот факт, а также геологические данные, следует сделать вывод, что эти две формации образуют один генетический формационный тип и связаны с самостоятельной андезитовой магмой.

Существуют различные представления о происхождении андезитовых магм: за счет дифференциации базальтовых магм, селективного выплавления из перidotитовой мантии (Соболев, 1978), плавления корового субстрата (Волохов, 1979).

Здесь нет возможности обсуждать эту большую и сложную проблему. Необходимо только отметить, что изложенные данные, на наш взгляд, не противоречат представлению о коровом происхождении андезитовой магмы. Это укладывается в принятую в работе геотектоническую концепцию о связи зеленокаменных поясов с зонами глубинных разломов, заложенных на „диоритовой“ коре и последовательного перемещения уровня магмагенерации из коры в мантию.

Это подтверждается также и геологическими данными, в частности — большие объемы вулканитов среднего-кислого состава по отношению к базальтам (от 1:1 до 1:3) в локальных структурах, образование самостоятельных вулканических структур и отсутствие взаимопереходов между вулканитами различного состава. Сейчас уже можно считать установленным, что к началу архейского вулканизма существовала диоритовая или тоналитовая кора, на которой закладывались древнейшие вулканические пояса. Сходный химический состав кислых-средних вулканитов с комплексом фундамента (Рыбаков и др., 1979), широкое развитие в зеленокаменных поясах интрузивных формаций ряда габбро-диорит-диорит-гранодиорит, образование самостоятельных вулканических формаций андезитового ряда — все это позволяет предполагать генетическую связь андезитовых магм с „диоритовой“ корой. Механизм расплавления корового субстрата мог быть различным: или за счет высокого геотермического градиента в архейский период, приводящего к расплавлению пород на „коровых“ глубинах, или же путем расплавления блоков коры при их погружении в мантию.

Терригенная флишевая формация (Горьковец, Раевская и др., 1981) выделена в Западной Карелии, где с ней связаны главнейшие железорудные месторождения: Костомукшское, Корпангское, Гимольское и др. Данная формация в пределах рудного поля Костомукшского месторождения представлена гимольской серией и состоит из подстилающих конгломератов, железистых кварцитов, гравелитов, ритмичнослоистых кварц-биотитовых, биотит-плаггиоклаз-кварцевых, углеродсодержащих сланцев. Авторы предполагают формирование ее на заключительной стадии развития зеленокаменных поясов, в условиях затухающей вулканической деятельности в мелководном морском бассейне.

Особенности регионального метаморфизма лопийского цикла

Метаморфизм в пределах архейских зеленокаменных поясов носит полигенный и полихронный характер, в котором можно выделить следующие этапы: 1) автометасоматоз вулканитов, происходивший на стадии накопления и носивший объемно-площадной характер; 2) метаморфизм погружения, совпадающий с ранней фазой складчатости и проходивший в условиях зеленосланцевой фации; 3) зональный региональный метаморфизм, связанный с главной (ребольской) фазой складчатости и сопряженный с гранитизацией; 4) диафторез, связанный с поздними фазами складчатости и в том числе с постсумийскими тектоническими движениями, выразившимися в образовании тектонических нарушений и зон локального расланцевания.

Ассоциации автометасоматической стадии преобразования вулканитов сохраняются как реликтовые в условиях зеленосланцевой и низкой ступени эпидот-амфиболитовой фации (Рыбаков, 1980). В вулканитах кислого и среднего состава наиболее интенсивные

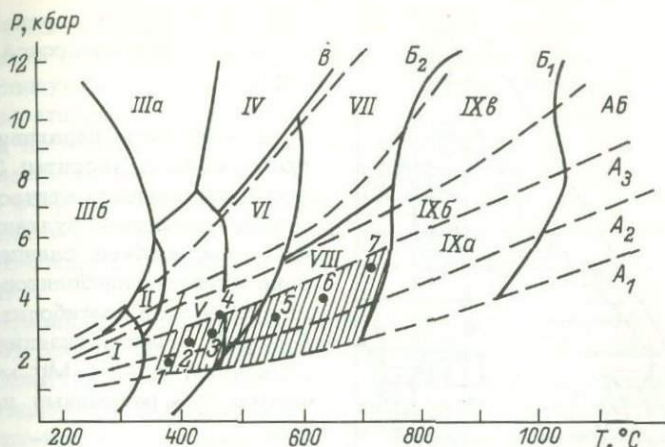


Рис.13. Условия регионального метаморфизма в колчеданосных зонах лопийского тектоно-магматического цикла (на петрогенетической сетке В.А. Глебовицкого).

Месторождения: 1 - Койкарское, 2 - Вожминское, 3 - «Золотые Пороги», 4 - Ялонваарское, 5 - Хаутаваарское, 6 - Чалкинские рудопроявления, 7 - Парандовское.

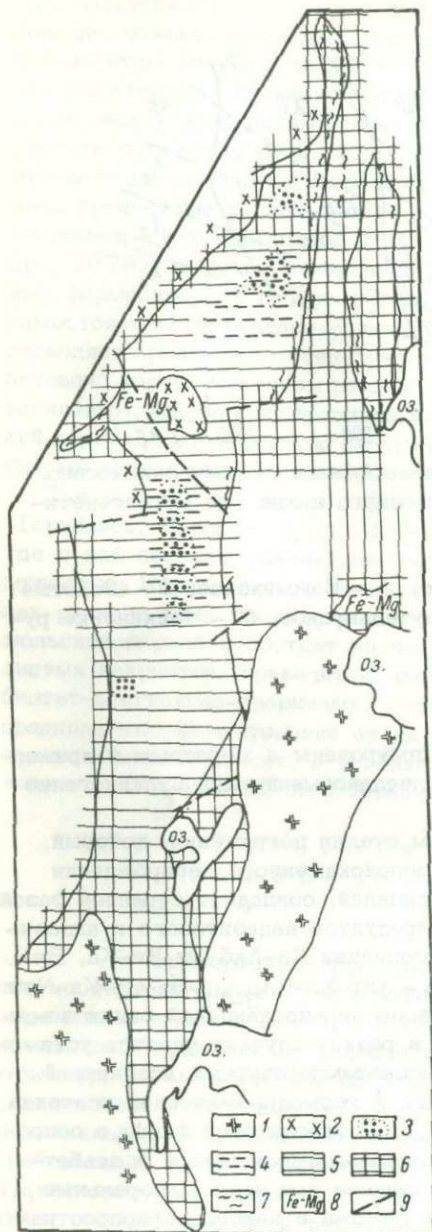
автометасоматические изменения приурочены к жерловым и прижерловым фациям и отсутствуют в колчедановмещающих вулканогенно-осадочных фациях.

Динамотермальный метаморфизм стадии погружения, который можно сопоставить с процессами зеленокаменного перерождения вулканитов фанерозойских геосинклиналей, совпадает с ранней фазой складчатости. Для вулканических продуктов андезитового и андезидацитового состава характерны ассоциации Хл-Алб-Эп-Кв-Ка, Би-Хл-Алб-Эп-Кв-Ка, а для базальтов - Акт-Хл-Пл₅₋₁₅-Эп-Сф-Ка-Мгт. Эти парагенезисы сохраняются в зоне зеленосланцевой фации зонального метаморфизма, и только в редких случаях удается установить наложение на них более высокотемпературных ассоциаций.

Зональный метаморфизм проходил в термодинамических условиях, изменяющихся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, и сопровождался локально проявленным железо-магnezияльным и альбит-кварцевым метасоматозом. Образующиеся при этом минеральные ассоциации различных фаций метаморфизма в наиболее распространенных породах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса обсуждались ранее (Рыбаков, 1980).

По условиям давления зональный метаморфизм лопийского цикла в большинстве локальных структур принадлежит к андалузит-силлиманитовому типу серий А₂ и А₃ (рис.13), по В.А. Глебовицкому (1973). Только в северной части Фенно-Карельского кратона, в

Рис.14. Метаморфическая зональность Хаутаваарской структуры.



1 - граниты рапакиви; 2 - гранодиориты, диориты; 3 - реликты аутометасоматической стадии изменения вулканитов; 4 - зона зеленых сланцев; 5 - зона эпидот-амфиболитовой фации; 6 - зона амфиболитовой фации; 7 - мигматизация и гранитизация; 8 - Fe-Mg метасоматоз; 9 - разрывные нарушения.

районах Тикшозера, Пяозера и Топозера метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому глубинному типу, где прогрессивный этап проходил в условиях фации альмандиновых амфиболитов в температурном интервале $530-680^{\circ}$ при давлении не ниже 7-8 кбар (Московченко, 1971; Московченко, Турченко, 1975). Однако возраст этого метаморфизма, по данным названных авторов, может быть свекофеннским, так как им охвачены более молодые, чем лопий, отложения сумийского и ятулийского возраста.

Особенностью регионального метаморфизма в архейских зеленокаменных поясах является то обстоятельство, что каждая узкая локальная структура, сложенная лопийскими образованиями, имеет свою метаморфическую зональность, примером которой может служить Хаутаваарская структура (рис. 14).

Эта зональность полигенетична и полихронна, но вместе с тем проявляется отчетливая закономерность ее зависимости от уровня (глубины) фронта гранитизации и мигматизации, и по этой причине изограды метаморфизма не согласуются со стратиграфическими границами. С другой стороны, наблюдается замещение ранних минеральных ассоциаций метаморфиз-

ма погружения более поздними и более высокотемпературными. В результате подобного процесса зеленосланцевая фация сохраняется при последующем наложении зонального метаморфизма, связанного с новым этапом складчатости. Характерно, что в нижних частях разреза по периферическим частям структур вулканогенно-осадочные образования подвергаются гранитизации и мигматизации, причем в первую очередь этот процесс захватывает и наиболее интенсивно проявляется в вулканических и вулканогенно-осадочных породах среднего-кислого состава, метааркозах и менее интенсивно в мета-базальтах.

В региональном плане распространение метаморфических фаций отражает особенности современной структуры, выражающейся в сочетании остатков узких вулканических поясов и блоков реоморфированного фундамента, в пределах которых развиты молодые граниты и мигматит-граниты, образованные по осадочно-вулканогенным и вулканотерригенным породам лопия. Региональный метаморфизм здесь отвечает условиям амфиболитовой фации, и на фоне широких полей ее распространения в узких лопийских структурах развита метаморфическая зональность от зеленосланцевой фации в их центральных частях до амфиболитовой - на периферии (Рыбаков, 1980).

Термодинамический режим метаморфизма конкретных месторождений показан на диаграмме (рис.13), составленной на основе петрогенетической сетки В.А. Глебовицкого. Температурные условия определялись по минеральным ассоциациям вмещающих пород и для некоторых месторождений рассчитывались по диаграмме Л.Л. Перчу-

Т а б л и ц а 10

Составы сосуществующих амфибола и граната из различных пород и температуры их образования по геотермометру Л.Л. Перчука (1970г.)

Исходная порода	Mg/(Mg + Fe + Mn)			Автор анализа
	Амф	Гр	T, °C	
Парандово				
Метабазальт	0.37	0.05	520	Г.В. Ручкин, Н.Е. Сергеева
	0.57	0.06	470	
Гранат-амфиболо- вый сланец	0.32	0.07	650	""
	0.40	0.12	690	""
	0.20	0.04	700	""
Хаутаваарская структура (Чалка)				
Метаандезит	0.35	0.05	550	С.И. Рыбаков
	0.34	0.13	750(?)	
	0.29	0.05	600	

ка (1970) (табл.10). Метаморфизм в пределах Хаутаваарского рудного поля соответствует эпидот-амфиболитовой фации, где температура по амфибол-плагиоклазовому геотермометру равна 440° (Годлевский, Баташев, 1976). По биотит-гранатовому геотермометру температура метаморфизма на участке Нальмозерского месторождения равна $500-550^{\circ}$ (Рыбаков, 1969).

Геологическая позиция
колчеданных месторождений
архейских зеленокаменных
поясов и особенности их
строения

Первые открытия месторождений серного колчедана на территории Карелии были сделаны в предвоенные годы геологами Ленинградского геологического управления и связаны с именами В.М. Тимофеева, Г.М. Виноградской, П.К. Коровина, З.А. Левина, Ю.С. Желубовского, А.А. Руденко, И.М. Озера, М.Н. Рохлина и других исследователей. Основные работы по поискам и разведке месторождений серного колчедана и их изучению были проведены в послевоенные годы (1945-1955 гг.) главным образом силами СЗТГУ и ЗГТ, в которых большую роль сыграли И.В. Занин, М.А. Маргулис, Г.О. Глебова-Кульбах, А.А. Миндлина, Т.Г. Златкинд, С.М. Бреслер, Е.С. Родина, Е.П. Молоткова, А.И. Болотина, А.И. Иванова, Г.В. Свирский, Г.В. Зильбер, З.А. Бурцева, А.А. Мустонен, Е.М. Михайлюк, Л.Н. Потрубович, О.Н. Анищенко, А.И. Егорова, А.И. Елисеев, а также Т.В. Билибина, А.Д. Дашкова, Ю.В. Богданов (ВСЕГЕИ) и др.

В 1970-е годы в Юго-Восточной Карелии и Архангельской области работами Карельской КГРЭ и ЗГТ объединения „Севзапгеология“ и Архангельским геологическим управлением были сделаны новые интересные открытия серно- и медно-цинковоколчеданных рудопоявлений. Эти исследования проводились С.А. Морозовым, А.В. Федюком, В.Н. Фурманом, А.А. Черепановым и другими геологами и геофизиками, опубликованные материалы которых (Земная кора..., 1983, и др.) в той или иной степени использовались в настоящей работе.

По своему геологическому положению и генетическим особенностям колчеданные месторождения архейских зеленокаменных поясов имеют много общих черт и были подробно охарактеризованы в книге „Серноколчеданные месторождения Карелии“ (1978). Поэтому в данной монографии описываются наиболее хорошо изученные месторождения, в основных чертах характеризующие их особенности.

В пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса сосредоточена подавляющая часть серноколчеданных месторождений Карелии, которые находятся в сходной геологической обстановке и принадлежат одному генетическому типу. К ним относятся наиболее крупное в Карелии Хаутаваарское месторождение и несколько более мелких: Няльмозерское, Ведлозерское, Улялегское, Петусьярви, Корбозерское, Койкарское, Бергаул, а также ряд мелких рудопроявлений, не имеющих названий (рис.15). Значительная часть их сосредоточена в Хаутаваарской структуре.

Из приведенного выше анализа стратиграфических разрезов осадочно-вулканогенных формаций архейских зеленокаменных поясов ясно, что колчеданные руды находятся на различных стратиграфических уровнях в пределах всего лопийского разреза. В Хаутаваарской структуре наиболее низкое стратиграфическое положение занимают рудопроявления Чалкинского рудного поля.

Чалкинское рудное поле представляет собой смятую в складки реликтовую палеовулканическую постройку, сложенную продуктами дацит-андезитовой формации, - виетуккалампинская свита (рис.16). Рудовмещающий комплекс, развитый по периферии палеовулканической постройки, на ее восточном фланге, на расстоянии 1.5-2.0 км от эруптивного центра, имеет следующее строение (снизу вверх):

- туфы метаандезидацитов 150 м
- углеродсодержащие серицит-кварцевые сланцы, кремнистые и глиноземисто-кремнистые туффиты, серноколчеданные руды . 150 м
- серицит-кварцевые, кварц-серицит-биотитовые, гранат-биотитовые и другие сланцы, образованные по вулканогенно-осадочным породам 80 м
- углеродсодержащие, кварц-серицитовые сланцы 15 м
- рассланцованные кристаллокластические туфы метаандезидацитов 100 м

Связанные с этим рудовмещающим комплексом рудопроявления „Северный рудник“, „Пиритовая жила“, „Южный рудник“, Мулдусельгское и ряд других в виде узкой прерывистой полосы субмеридионального простирания вытянуты вдоль восточного контакта вулканитов с гранитами (рис.16). Они представлены пластообразными залежами пирротин-пиритовых или пирротиновых руд длиной 100-400 м при мощности 1-6.5 м, имеют согласное со слоистостью и сланцеватостью субмеридиональное (СВ 5-10°) залегание и вертикальное падение. Вмещающие серицит-биотит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-альбит-мусковитовые, углеродсодержащие, иногда с гранатом, сланцы смяты в мелкие изоклиналиные складки и содержат вкрапленность пирротина. Вмещающие породы и пиритовые руды пересекаются дайками габбро-диабазов, андезитовых метапорфиритов и гранитов. В тонкозернистых пиритовых рудах сохраняются конкреционные текстуры. Пирротиновые руды, которые в некоторых рудопроявлениях составляют около 80-90% объема рудных тел, имеют



Рис.15. Геологическая схема Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

1 - палеозойские отложения, образования карельского цикла (протерозой); 2 - вулканиты и осадки ятулия, суйсария и вепсия; 3 - конгломераты сариолия; 4 - базальты сумия; 5 - лопийский осадочно-вулканогенный комплекс зеленокаменных поясов (архей); 6 - граниты рапакиви; 7 - габбро-амфиболиты, габбро-диориты, диориты; 8 - ультрабазиты; 9 - разновозрастный комплекс гранитоидов, гнейсо-гранитов, мигматит-гранитов; 10 - месторождения и рудопроявления: серноколчеданные (а) и железорудные (б).

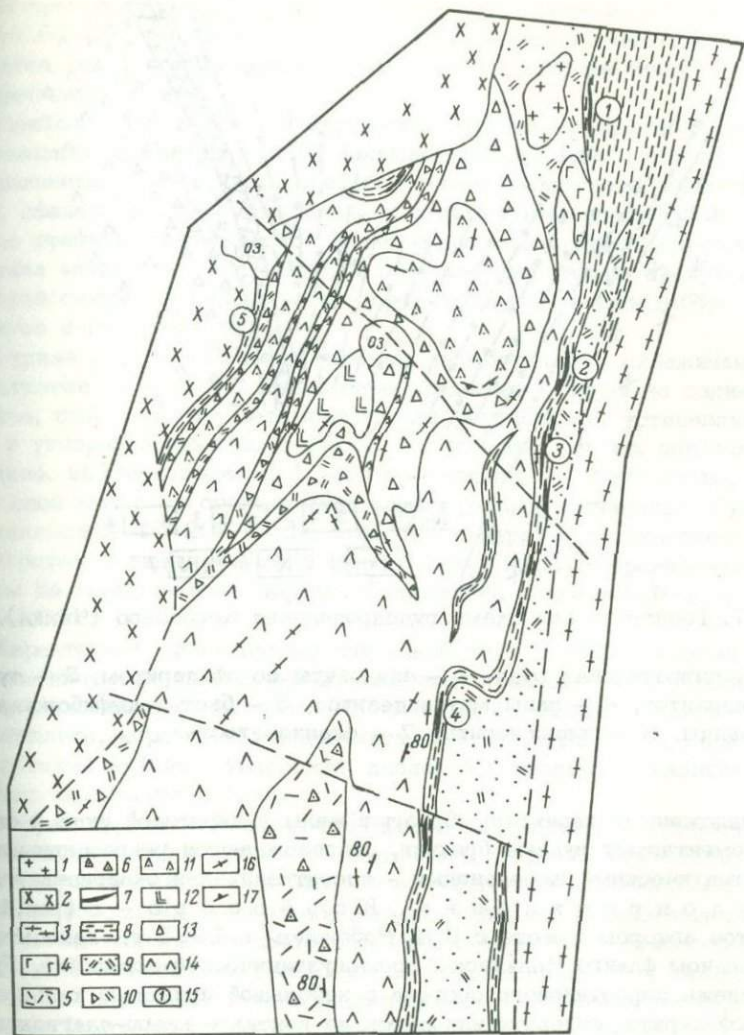


Рис.16. Геологическая схема Чалкинского рудного поля. Составили С.И. Рыбаков, В.И. Робонен, А.И. Светова.

1 - плагиомикроклиновые граниты, 2 - диориты и гранодиориты, 3 - гнейсограниты, 4 - габбро-амфиболиты. Дацит-риолитовая формация: 5 - псаммитовые туфы метадацитов, 6 - агломератовые, лапиллиевые туфы метадацитов. Дацит-андезитовая формация: 7 - колчеданные руды, 8 - углеродсодержащие, кварц-серпичитовые и другие сланцы, 9 - псаммитовые туфы и туффиты метаандезидацитов, 10 - лапиллиевые, псаммитовые туфы метаандезитов, 11 - подушечные лавы метаандезитов, 12 - субвулканические метаандезиты, метаандезидазальты, 13 - агломератовые, глыбовые туфы метаандезитов, 14 - массивные лавы метаандезитов; 15 - серноколчеданные рудопроявления: 1 - Северный рудник, 2 - „Пиритовая жила“, 3 - Южный рудник, 4 - Мулдусельское, 5 - Корбозеро; 16 - сланцеватость, 17 - кровля лавовых потоков.

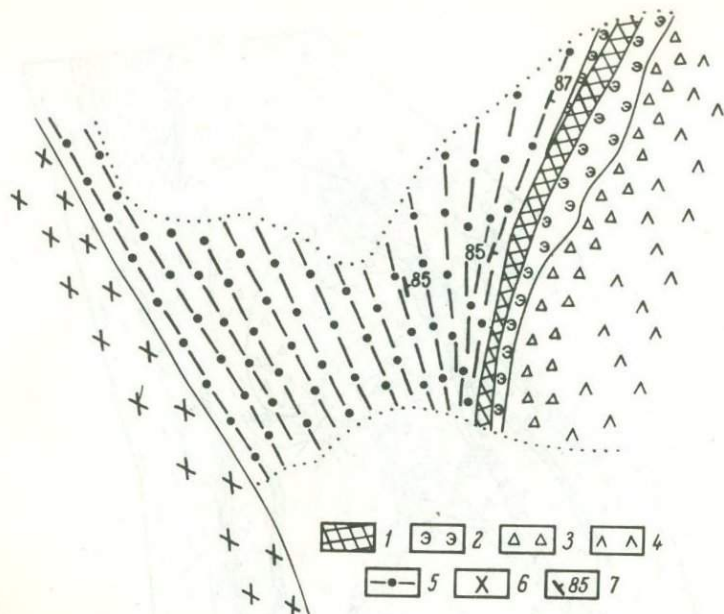


Рис.17. Геологическая схема рудопроявления Корбозеро (Чалка).

1 - пирротиновая руда, 2 - эпидозиты со сфалеритом, 3 - туфы метаандезитов, 4 - лавы метаандезитов, 5 - биотит-амфиболовые туфосланцы, 6 - гранодиориты, 7 - сланцеватость.

явно наложенный характер: образуют жилы в пиритовой руде и сланцах, цементируют рудные брекчии, сопровождаются регрессивными метасоматическими изменениями - хлоритизацией и окварцеванием.

Рудопроявление Корбозеро - 1 (рис.17), открытое автором вместе с В.И. Робоненом в 1965 г., находится на западном фланге Чалкинской палеовулканической постройки. Рудная залежь пирротинового состава с небольшой примесью халькопирита, сфалерита, сидерита находится на контакте кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев, образованных по вулканотерригенным породам, с туфами и лавами метаандезитов. Морфологически рудное тело имеет форму согласной крутопадающей пластообразной залежи мощностью 6-7 м и протяженностью до 1,3-1,5 км, однако пирротиновая руда, как и в других рудопроявлениях, является эпигенетической. Со стороны лежащего (восточного) и отчасти висячего боков находятся светло-зеленые плотные породы - эпидозиты, на 70-80% сложенные эпидотом, клиноцоизитом при участии хлорита, тремолита, кварца, мусковита и альбита. Эпидозиты содержат до 5-8% сфалерита в виде мелких жилок и гнезд размером 0,5-2,5 см и рассеянной вкрапленности с содержанием цинка 0,6-1,1%. Пирротиновая вкрапленность в эпидозитах присутствует только в узкой (1-3 см) зоне непосредственного контакта с пирротиновой рудой.

В пределах Хаутаваарского рудного поля, имеющего площадь около 80–90 км², кроме крупного Хаутаваарского месторождения¹ имеется ряд мелких рудопроявлений, занимающих различную стратиграфическую позицию.

Наиболее низкий стратиграфический уровень, соответствующий Чалкинским рудопроявлениям, занимает рудная зона с прожилково-вкрапленным оруденением, представленным пирротином, халькопиритом, сфалеритом. Она приурочена к вулканогенно-осадочной существенно графитисто-кремнистой пачке с прослоями туфов дацитового состава мощностью 150–250 м, завершающей разрез вьетуккалам-пинской свиты. Вся пачка этих пород прорвана телами габбро-амфиболитов и гипербазитов.

Рудная зона отдельными горными выработками и скважинами прослежена на 4–5 км. Сульфидное оруденение, первично седиментогенное, подвергшееся метаморфической регенерации, устанавливается как в углеродсодержащих сланцах, так и в кремнистых породах. Последние, наблюдавшиеся в 1 км юго-западнее ст. Хаутаваара, содержат слои мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников. Сульфиды, составляющие 10–20% и представленные пирротином, халькопиритом, сфалеритом в виде вкрапленности и мелких жилок, неравномерно рассеяны по всему объему породы. Содержание цинка – 0,6–1,0, меди – 0,4–0,65%.

Характерной особенностью описанной зоны с сульфидным оруденением являются интенсивно проявленные процессы Fe-Mg метасоматоза, выраженные в широком развитии магнезиального хлорита, антофиллита, кордиерита, андалузита, биотита, тремолита, силлиманита, а также фуксита, уваровита, диопсида в кислых вулканитах и углеродсодержащих сланцах.

Вторая группа небольших рудопроявлений связана с горизонтами вулканогенно-осадочных пород, находящихся среди metabазальтов лоухиваарской свиты. Они состоят из различных амфиболовых, магнетит-амфиболовых, углеродсодержащих сланцев, кремнистых пород, полосчатых железистых кварцитов (кварц-магнетит-амфиболовых сланцев) с отдельными прослоями серноколчеданных руд мощностью 0,5–2,5 м преимущественно пирротинового и пирит-пирротинового состава. Всего по разрезу установлено шесть рудных тел.

Кроме того, сланцы содержат вкрапленное оруденение, представленное пирротином, халькопиритом, сфалеритом. В отдельных пробах устанавливается относительно высокое содержание меди (до 0,7%) и цинка (0,5–1,2%). Сульфидные руды в некоторых горизонтах находятся в ассоциации с углеродсодержащими кварц-магнетит-амфиболовыми сланцами (железистыми кварцитами). В одном из них наблюдался следующий разрез (сверху вниз):

- базальтовые метапорфириты
- кварц-магнетит-амфиболовые сланцы 1,5–2 м
- углеродсодержащие сланцы 7–10 м

¹ В состав Хаутаваарского месторождения включен также находящийся на его северо-западном продолжении Шуйский участок, разведанный как самостоятельное месторождение.

- пирротиновая руда 0,3–0,6 м
- афанитовые алюмокремнистые породы 6–7 м
- агломератовые туфы метабазалтов 2,5–3,0 м
- подушечные метабазалты

Приуроченность рудных тел к горизонтам осадков между лавовыми потоками, пластообразная форма, согласное залегание, наличие слоистых амфибол-магнетит-сульфидных руд свидетельствуют об их первично вулканогенно-осадочном образовании, являвшихся по составу пиритовыми. Однако пирротин, слагающий руды, имеет метаморфогенно-гидротермальную природу, о чем свидетельствуют брекчиевые текстуры руд, наличие пирротиновых жилков, пересекающих слоистость, реликтовых пиритовых руд в некоторых залежах. Таким образом, здесь мы имеем пример практически полной метаморфической регенерации на месте первичных пиритовых залежей и замещение их пирротином.

Хаутаваарское серноколчеданное месторождение в Карелии связано с вулканогенно-осадочными образованиями дацит-риолитовой формации, представленной калаярвинской свитой.

Эти отложения, фациально и выше по разрезу сменяющие к югу прижерловые фации Масельгской полеовулканической постройки, выполняют здесь мульдообразную депрессию и по простиранию прослеживаются к югу на несколько десятков километров. По периметру этой мульды, преобразованной при складчатости в синклиналиную структуру, развиты пластообразные залежи серноколчеданных руд Хаутаваарского месторождения и двух рудопроявлений, одно из которых находится в 2,5 км по простиранию к северо-западу, а второе - в 3–4 км к северо-востоку (рис.18, см. вкл.).

Рудовмещающая калаярвинская свита на участке Хаутаваарского месторождения имеет следующий разрез. В основании находится горизонт полимиктовых конгломератов мощностью 7–8 м, которые перекрываются переслаивающейся пачкой слоистых туффитов с прослоями кристаллокластических туфов метадацитов и ритмичнослоистыми кварцевыми песчаниками. Последние имеют псаммитовую структуру терригенных (вулканотерригенных) пород. Эта часть разреза завершается афанитовыми кремнистыми туффитами, рассланцованными и превращенными в серицит-кварцевые, кварц-серицитовые сланцы, иногда с углистым веществом, которые вмещают серноколчеданные залежи. Завершается разрез 150-метровой пачкой черных углеродсодержащих сланцев с прослоями светлых алюмокремнистых пород.

Рудная зона в виде S-образной складки прослежена на 7 км. В юго-восточной части она имеет северо-западное 330–340° простирание, круто сменяющееся к северу на северо-восточное 10–40°. Основная масса рудных тел находится в зоне перехода от кварцевых песчаников к углеродсодержащим сланцам. Вмещающими породами являются филлитовидные серицит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы, кремнистые туффиты; частично рудные тела залегают в нижней части пачки углеродсодержащих сланцев. Весь рудовмещающий комплекс прорван пластовыми телами и дайками габбро-диабаз

зов, суббулканических метадацитов и ультраосновных пород. Серноколчеданные руды в виде согласных крутопадающих пластовых тел длиной от 100 до 750 м мощностью в пределах 1,0–2,5 м переслаиваются с вмещающими сланцами, располагаясь в разрезе на двух уровнях и кулисообразно вытягиваясь в пределах рудной зоны.

В 35 и 50 км южнее находятся Няльмозерское и Ведлозерское месторождения, в основных чертах аналогичные первому. В рудовмещающем комплексе здесь появляются прослои скарированных карбонатных пород и полосчатых гранат-амфиболит-кварцевых сланцев. Рудные залежи пирротин-пиритового состава образуют согласные крутопадающие пластообразные линзы в серицит-кварцевых и углеродсодержащих сланцах.

Характерной морфологической особенностью рудных пластов всех месторождений является их слоисто-полосчатое строение, где слои пиритовой руды мощностью 0,5–2,5 м переслаиваются с кварц-серицитовыми сланцами, кремнистыми туффидами, содержащими до 20–30% вкрапленности сульфидов.

Основными рудообразующими сульфидами являются пирит и пирротин. В ассоциации с последним в небольшом количестве (не более 2–3%) постоянно встречаются халькопирит и сфалерит, а также порфиробластический пирит. В зависимости от количественных соотношений главных сульфидов в руде выделяются следующие типы руд: пиритовая, пирротиновая, пирротин-пиритовая и пирит-пирротиновая. Для Няльмозерского месторождения характерны конкреционные пиритовые руды, залегающие в углеродсодержащих сланцах.

На Хаутаваарском участке несколькими скважинами в телах серпентинитов и габбро-амфиболитов в непосредственной близости от колчеданных залежей установлено несколько рудных зон с медно-никелевым оруденением, представленным вкрапленными и массивными рудами пентландит-халькопирит-пирротинового состава. Наибольшая мощность таких зон достигает 16 м. Оруденение является метаморфогенно-гидротермальным и связано с метаморфической регенерацией серноколчеданного месторождения. Аналогичную природу имеет ореол прожилково-вкрапленных полиметаллических руд на Няльмозерском месторождении.

Южно-выгозерский и сумозерско-кенозерский зеленокаменные пояса

Рудопоявление Рыбозеро локализовано в пределах одноименной реликтовой структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса. Оно представлено несколькими согласными пластообразными залежами колчеданных руд в залегающих в 150-метровой пачке, сложенной хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, кварц-карбонат-серицит-хлоритовыми, углеродсодержащими сланцами и кремнистыми туффидами на контакте их с metabазальтами или с прорывающими гипербазитами, превращенными в тальк-хлорит-карбонатные сланцы. Скважинами они прослежены до 1,5 км по простиранию (рис.19) при мощности от 4–6 до 50 м

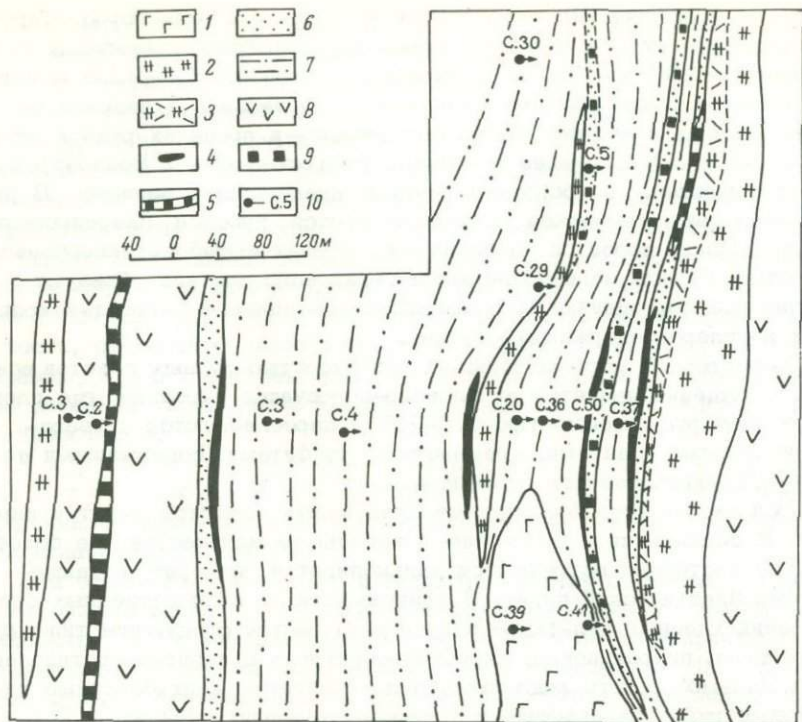


Рис.19. Геологическая схема рудопоявления Рыбозеро (по В.Н. Фурману, Земная кора и металлогения..., 1983).

1 - габбро-диабазы, 2 - ультрабазиты, 3 - метасоматически преобразованные ультрабазиты, 4 - колчеданная руда, 5 - железистые кварциты (амфибол-магнетитовые сланцы), 6 - кремнистые породы, 7 - вулканогенно-осадочные образования кислого состава, 8 - metabазальты, 9 - сульфидная вкрапленность, 10 - скважины.

(Горошко, Кайряк, 1982; Земная кора и металлогения..., 1983).

Кроме массивных залежей установлен ряд зон с прожилково-вкрапленным оруденением в кварц-хлорит-серицитовых и других сланцах у контакта с хлорит-талк-карбонатными сланцами.

В минеральном составе руд преобладает пирит, иногда с реликтами колломорфной структуры, а чаще перекристаллизованный. На пиритовые руды накладывается пиррогиновая минерализация (до 10%) с примесью халькопирита, сфалерита, магнетита. Кроме того, в некоторых рудных телах устанавливаются более значительные содержания халькопирита, сфалерита с примесью арсенопирита, галенита, сульфасолей (буланжерит-джемсонита, тетраэдрита, алтаита, теллури-висмутита, смальтина). Названная минеральная ассоциация накладывается на первичные тонкозернистые пиритовые руды и встречается часто в кварцевых жилках. Однако первоначальный характер

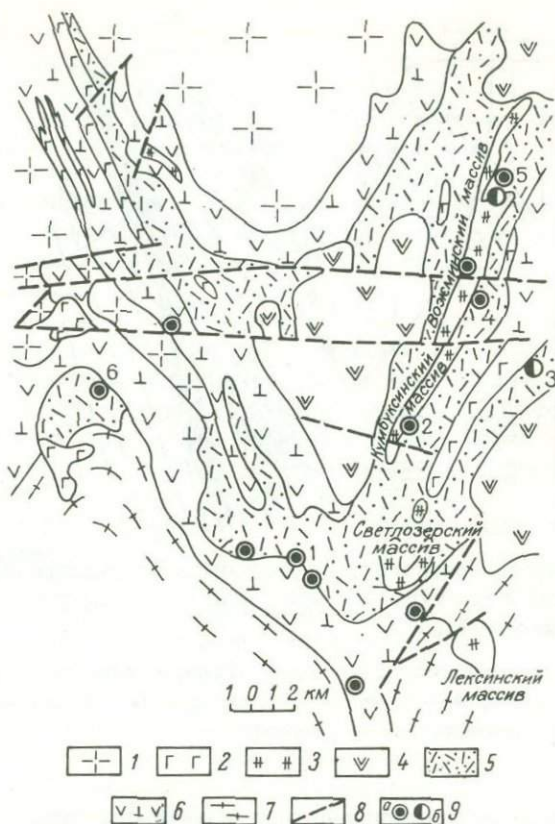


Рис.20. Геологическая схема Каменноозерской структуры. Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс (Земная кора и металлогения..., 1983, упрощено).

1 - плагиограниты; 2 - габбро-диабазы; 3 - ультрабазиты; 4 - андезибазальты и базальты андезит-базальтовой формации (сумий); 5 - вулканиты, вулканогенно-осадочные, вулканотерригенные породы дацит-риолитовой формации; 6 - метабазальты, коматииты коматиит-базальтовой формации; 7 - нерасчлененные образования саамского и лопийского структурно-формационных комплексов (архей); 8 - разрывные нарушения; 9 - месторождения и рудопроявления (цифры на схеме): а - серноколчеданные, б - колчеданно-полиметаллические (1 - Золотые Пороги, 2 - Параллельное, 3 - Верхневожминское, 4 - Нялозерское, 5 - Северовожминское, 6 - Савинское).

взаимоотношений в значительной степени замаскирован явлениями перекристаллизации, переотложения и новообразованием сульфидов, в частности пирротина, происходившим в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Он сопровождался интенсивным динамометаморфизмом и метасоматическими процессами. Рудовме-

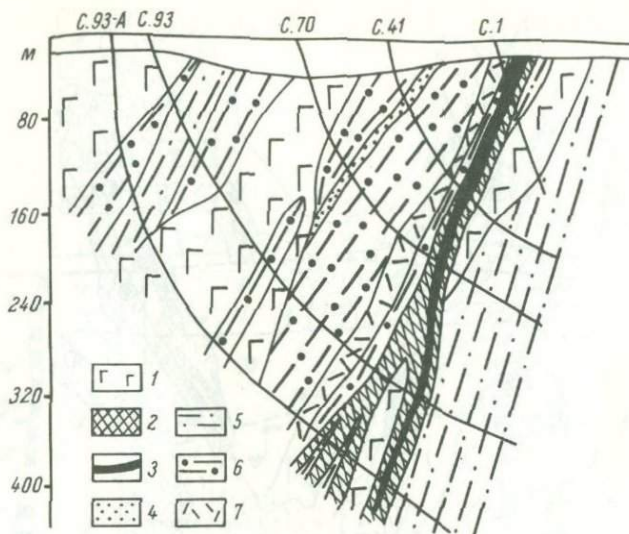


Рис.21. Разрез северного тела Вожминского рудопроявления. Каменноозерская структура (Земная кора и металлогения..., 1983, с дополнениями автора).

1 - габбро-диабазы, 2 - медно-сфалеритовая руда, 3 - серноколчеданная руда, 4 - кремнистые породы, 5 - кварц-серицитовые сланцы, 6 - граувакки, 7 - риолиты.

шающие сланцы окварцованы, в них развиваются турмалин, фуксит, высокомагнезиальный хлорит, железомagneзиальный карбонат, кальцит, скаполит, сульфидная вкрапленность.

В телах рассланцованных габбро-амфиболитов установлена халькопирит-пентландит-пирротиновая минерализация прожилково-вкрапленного типа с повышенным содержанием никеля. Этот тип оруденения, по-видимому, является метаморфогенно-гидротермальным и накладывается в виде жилок на стратиформные колчеданные залежи. С этим же процессом связано, по-видимому, образование листовитов по ультраосновным породам и габброидам с вкрапленным сульфидным оруденением (Земная кора и металлогения..., 1983).

В пределах Каменноозерской структуры (рис.20) колчеданное оруденение установлено в нескольких участках: Вожминском, Кумбуксинском, Светлоозерском, Золотые Пороги, Савинском и др. По составу руд выделяются два типа оруденения: серноколчеданное и колчеданно-полиметаллическое (свинцово-медно-цинковое).

Названные рудопроявления связаны с вулканогенно-осадочной толщей, мощность которой в районе Кумбуксы достигает 700 м (Попов и др., 1979). Она сложена метаморфизованными псаммитовыми и алевролитовыми граувакками (турбидитами), превращенными в хлоритовые, серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы, иногда с хлоритоидом, имеющими между

собой постепенные переходы в пределах крупных ритмов. Формирование этой толщи во времени и генетически тесно связано с кислым вулканизмом, продукты которого присутствуют в виде пирокластического материала в осадках, прослоях псаммитовых туфов, туффигов и отдельных потоков афанитовых лав риолитов. Мощность последних достигает 30 м. Постоянными членами этой вулканогенно-осадочной ассоциации являются горизонты черных углеродсодержащих сланцев и колчеданных руд. Вулканогенно-осадочные образования прорваны субвулканическими дайками дацитов, телами гипербазитов и габбро-диабазов.

На В о ж м и н с к о м р у д о п р о я в л е н и и рудно-сланцевая зона, смятая в мелкие складки, имеет мощность 60-70 м. Здесь слои пиритовых руд, залегающие в черных углеродсодержащих сланцах и имеющие мощность от нескольких сантиметров до 2,5 м, находятся в ритмичном переслаивании с углеродсодержащими сланцами, псаммитовыми кварцевыми песчаниками с афанитовым углесто-кремнистым цементом (рис.21). В слоях черных сланцев постоянно присутствуют пиритовые конкреции и слои мощностью 0,5-2,5 см. Вся ритмичнослоистая толща насыщена вкрапленностью пирротина (до 5-15%). Кроме того, наблюдается примесь халькопирита, сфалерита, магнетита, отмечены зерна арсенопирита и галенита.

Для массивных пиритовых руд характерны слоистые, ритмично-слоистые конкреционные текстуры и скрытокристаллические коллоидные структуры. По сланцеватости они перекристаллизуются, развивается пирротин с халькопиритом и сфалеритом. Вмещающая порода и руда в отдельных зонах раздроблены и по ним происходит карбонатизация, окварцевание и турмалинизация.

В северной части района установлено рудное тело, отличающееся от других, сугубо серноколчеданных, высоким содержанием меди, цинка и свинца, что позволяет отнести их к классу колчеданно-полиметаллических (свинцово-медно-цинковых) руд. Здесь в ритмичнослоистой кремнисто-граувакковой толще, состоящей из псаммитовых и алевролитовых песчаников, кремнистых туффигов, превращенных в хлоритовые, серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы с отдельными потоками лав риолитов, скважинами вскрыта рудная зона северо-восточного простирания мощностью до 30 и протяженностью до 400 м. Рудная зона представляет собой переслаивание пластов массивных колчеданных руд мощностью от 0,3 до 4,5 м с хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, содержащими вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита и сфалерита.

В минеральном составе преобладает пирит (до 50-60%), в значительном количестве содержатся халькопирит, сфалерит, галенит с примесью арсенопирита, пирротина, блеклых руд. Халькопирит-сфалеритовая минерализация, наложенная на пиритовые руды, развита на флангах рудных тел, и объем ее увеличивается с глубиной. Текстура руд преимущественно массивная, слоистая, брекчированная. В последнем случае раздробленные пиритовые руды цементируются сфалеритом и халькопиритом.

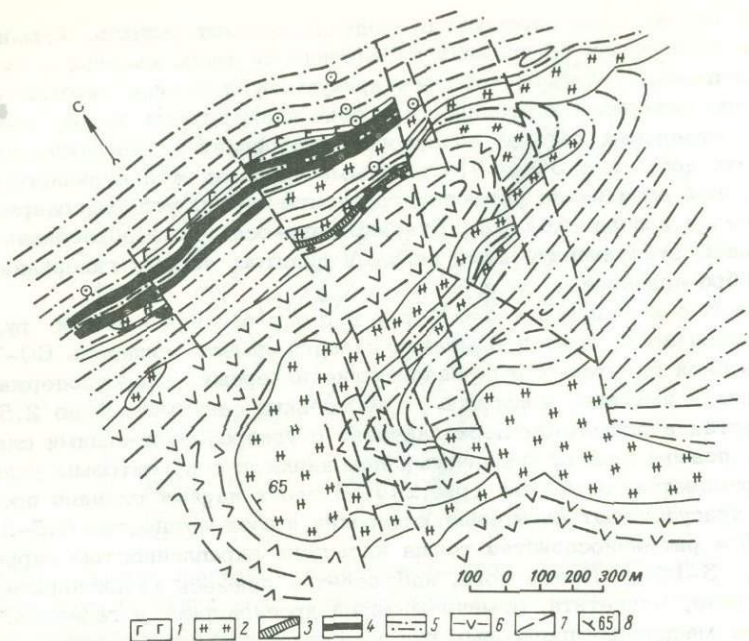


Рис.22. Геологическая схема рудопоявления Золотые Пороги (по А.В. Федюку, - Земная кора и металлогения..., 1983).

1 - габбро-диабазы, 2 - ультрабазиты, 3 - миллерит-пиритовые руды, 4 - колчеданные руды, 5 - серицит-кварцевые, углеродистые и другие сланцы, 6 - метабазальты, 7 - разрывные нарушения, 8 - сланцеватость.

Вмещающая толща и руда в условиях зеленосланцевого метаморфизма окварцованы и турмализированы, и в зонах дробления и рассланцевания пиритовой руды происходит ее перекристаллизация и пирротинизация. Колчеданные залежи с высоким содержанием меди отдельными скважинами подсечены также на Восточно-Вожминском участке в кварц-серицитовых сланцах.

В рудопоявлении Золотые Пороги пластовые серноколчеданные залежи связаны с той же вулканогенно-осадочной углеродисто-кремнисто-граувакковой ассоциацией пород, прорванной пластовыми телами и дайками ультрабазитов и габбро-диабазов. Вулканогенно-осадочный комплекс на участке рудопоявления смят в субширотные складки с восточным погружением осей под углом $60-75^\circ$. Мощность рудной зоны достигает 50-60 м при длине до 1,2 км, в которой слои существенно пиритовых руд мощностью от 4 до 12 м переслаиваются с хлорит-серицит-кварцевыми и углеродсодержащими сланцами, содержащими интенсивную сульфидную вкрапленность (рис.22). В всячем боку рудной зоны находятся пластовые тела ультрабазитов, превращенные в хлорит-тальк-карбонатные сланцы. Среди них установлено несколько мелких рудных

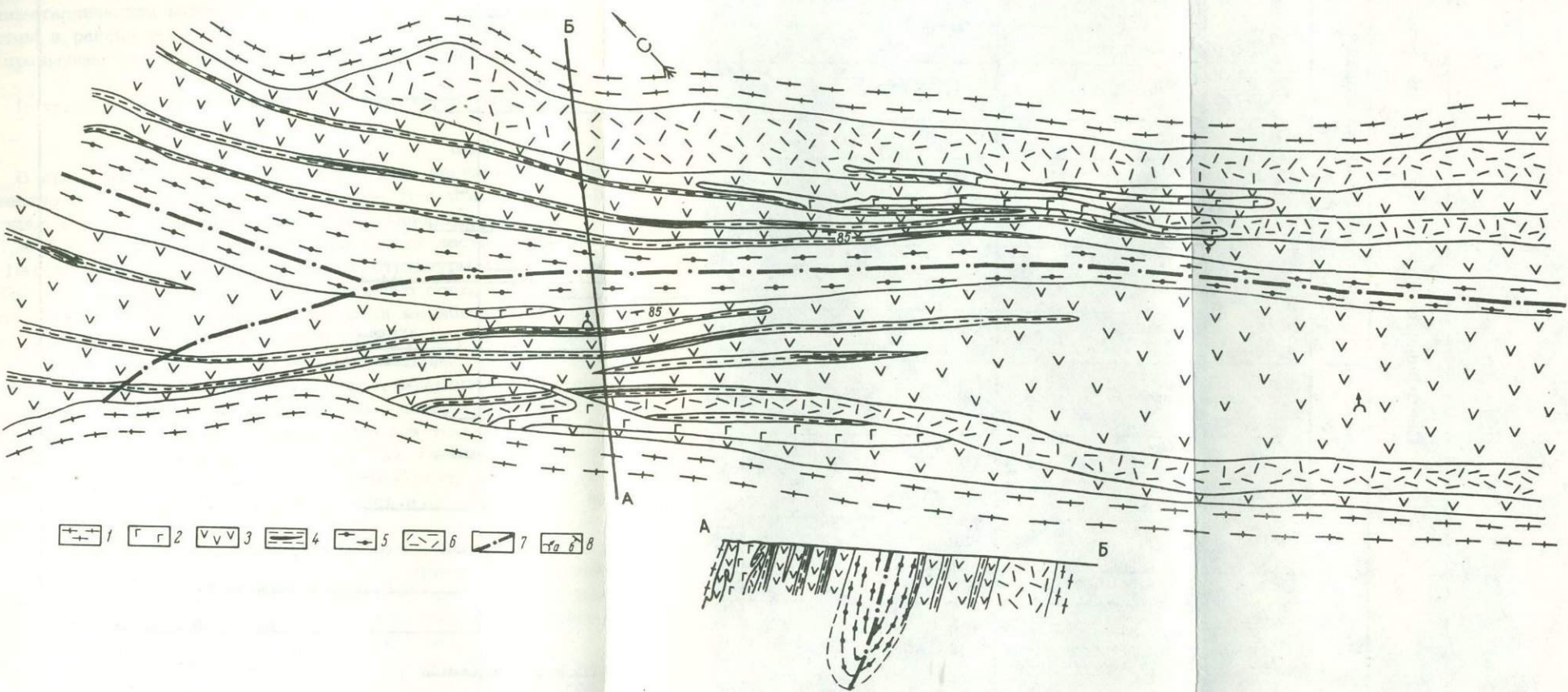


Рис.23. Геологическая схема Парандовского месторождения. Составили С.И. Рыбаков, В.И. Робонен с учетом материалов В.И. Коросова, М.А. Елисеева, Г.О. Глебовой-Кульбах (1953).

1 - гнейсограниты; 2 - габбро-диабазы; 3 - metabазальты; 4 - углеродсодержащие кварц-серицитовые и другие сланцы, кремнистые туффиты, карбонатные породы, серноколчеданные руды; 5 - порфиробластические

амфиболиты; 6 - туфы метаацидитов; 7 - разрывные нарушения; 8 - направление кровли лавовых потоков (а) и сланцеватость (б).

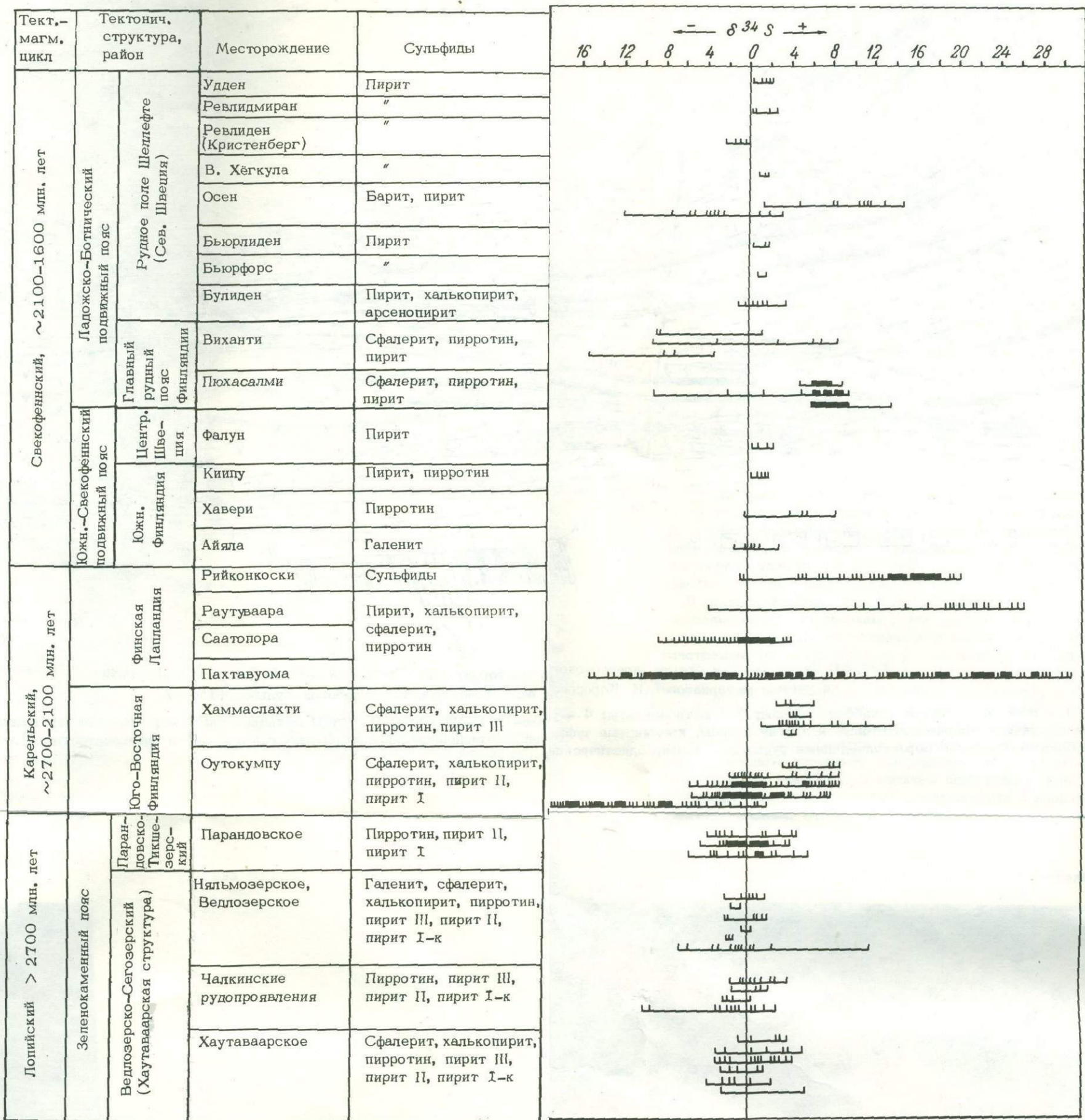


Рис.65. Вариации изотопного состава серы сульфидов из месторождений различных циклов. Составил автор по литературным данным (ссылки в тексте).

зон протяженностью до 50–80 м и мощностью от 0,8–1,3 до 6,5 м с миллерит–пиритовым оруденением вкрапленного типа, имеющим повышенное содержание никеля.

В минеральном составе колчеданных руд преобладает пирит, на который позже накладывается ассоциация с пирротинном, халькопиритом, сфалеритом с небольшим содержанием арсенопирита, галенита, тетраэдрита, сульфасолей, кобальтина, аргентита. Интенсивно развиты процессы рассланцевания и перекристаллизации пиритовых руд. Вмещающие сланцы окварцованы, карбонатизированы; в них развиваются фуксит, турмалин и прожилкововкрапленная пирит–пирротин–полиметаллическая минерализация. Аналогичные рудопроявления известны в районе рр.Кумбуксы, Лексы, оз.Сенегозеро, Токши, имеющие преимущественно серноколчеданный состав руд.

Парандовско–Тикшезерский зеленокаменный пояс

В пределах Парандовско–Тикшезерского зеленокаменного пояса известно одно крупное месторождение – П а р а н д о в с к о е, открытое и детально изучавшееся Г.О. Глебовой–Кульбах (1953) (рис.23). Оно находится в юго–восточной части пояса в пределах Парандовско–Надвоишской локальной структуры (Робонен, 1966). Колчеданные залежи пирротин–пиритового состава приурочены к горизонтам осадков, находящихся среди метабаазальтов. Эти горизонты, мощность которых колеблется от 5–10 до 60 м, сложены кварц–серпичитовыми, углеродсодержащими сланцами, кремнистыми или известковисто–кремнистыми туффитами, мраморизованными известняками, метатуфами дацитового состава. Осадки прорваны пластовыми телами гипербазитов, превращенных в тальк–хлоритовые сланцы, и габбро–амфиболитами. По данным Г.О. Глебовой–Кульбах (1953), согласные рудные тела имеют пластообразную или линзообразную форму, мощность которых колеблется в пределах 5–17 м и протяженность – 50–500 м.

Зоны порфиробластеза, развивающиеся по зонам рассланцевания, часто пересекают и будинируют рудные линзы, а также обуславливают их пальцеобразное выклинивание. Рудные тела сложены главным образом массивными пиритовыми рудами и часто содержат включения и прослойки вмещающих сланцев, кремнистых и известковисто–кремнистых пород. В углеродсодержащих сланцах встречаются конкреционные (оолитовые) пиритовые руды, имеющие переходы с массивными. Пирротиновая минерализация, как и на других месторождениях, является наложенной и развивается преимущественно в зальбандах и на флангах рудных тел, редко образуя самостоятельные маломощные пирротиновые залежи. Процесс пирротинизации пиритовых руд, проходящий в условиях амфиболитовой фации, сопровождается регрессивными околорудными изменениями.

В пределах названного зеленокаменного пояса известно несколько небольших месторождений и рудопроявлений, среди которых Ялонваарское (Приладжье), Отраваара (Юго-Восточная Финляндия) и ряд других.

Ялонваарское месторождение (рис.24) связано с вулканогенно-осадочными образованиями дацит-андезитовой формации, развитыми на юго-западном фланге Ялонваарской палеовулканической постройки. Месторождение приурочено к узкой (50-100 м) полосе переслаивающихся тонких туфов и туффитов дацитового состава, кремнистых туффитов и силицитов, превращенных при рассланцевании в кварц-хлорит-серицитовые, кварц-биотитовые и другие сланцы, среди которых встречаются прослои железистых кварцитов. Колчеданные тела в форме согласных линз и пластов приурочены к прослоям афанитовых туффитов и силицитов. Они имеют северо-западное ($320-330^{\circ}$) простирание и падение на юго-запад под углом $55-75^{\circ}$.

Длина рудных тел колеблется в пределах 120-320 м при мощности 1.5-11.25 м. Крупные залежи сопровождаются мелкими линзами длиной не более 20 м. Каждая колчеданная залежь в отдельности представляет собой чередование сплошных пиритовых руд и оруденелых кремнистых пород. В их минеральном составе преобладает пирит, однако в отличие от других колчеданных месторождений Карелии в некоторых рудных телах значительно представлен халькопирит. Вместе с пиритом, сфалеритом и магнетитом он развит на флангах и местах выклинивания колчеданных залежей или полностью вместе с этими минералами слагает отдельные небольшие линзы.

Ряд небольших месторождений и рудопроявлений типа О т р а в а а р а (Рясвааралайта, Рясвааранлака, Пихляяваара, Кулккосуо, Раиво, Турула и др.) находится в 40 км от г.Ионсу и связан с осадочно-вулканогенным комплексом Иломанси, относимым нами к дацит-андезитовой формации. Геологическая характеристика этих месторождений дается на основании интерпретации данных М. Саксена (Saxena, 1923), геологической карты масштаба 1:50 000 О. Никянена (Nykänen, 1971) с учетом личных наблюдений автора.

Осадочно-вулканогенный комплекс в районе месторождений сохранился среди гнейсо-гранитов в виде узких полос, вырисовывающих в плане нескольких складок с северо-западным простиранием осей и крутым падением на северо-восток под углом $70-80^{\circ}$ (рис.25). Они сложены интенсивно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации продуктами дацит-андезитовой формации, среди которых устанавливаются агломератовые и другие метатуфы андезитов и андезидацитов, граувакковые ритмичнослоистые песчаники с прослоями железистых кварцитов, кремнистые туффиты, превращенные в различные гнейсы и сланцы. Сланцеватость всюду крутая,

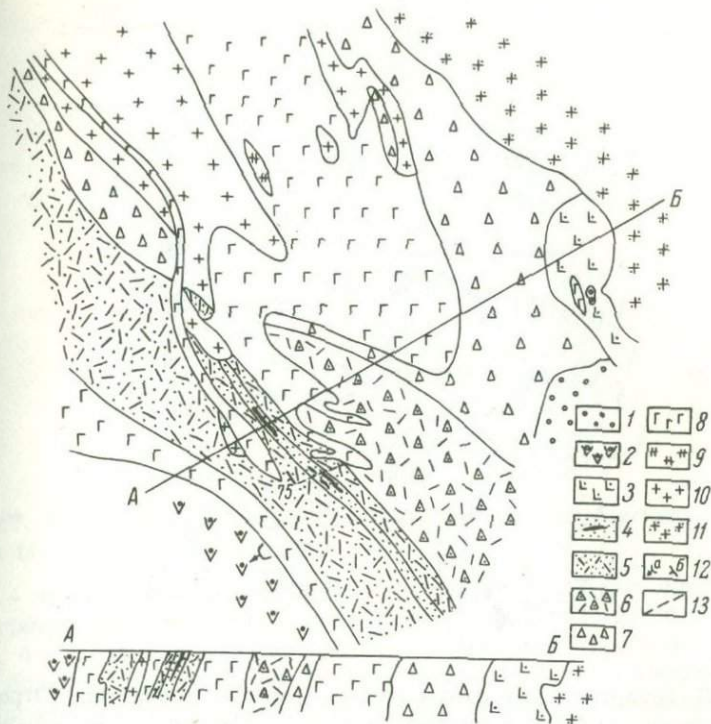


Рис.24. Геологическая схема Ялонваарского рудопроявления.

1 - конгломераты сарниолия; 2 - метабазалты; 3 - субвулканические риолиты (кварцевые порфиры); 4 - кремнистые туффиты с колчеданными рудами; 5 - псаммитовые туфы и туффиты метадацитов и метариодацитов; 6 - агломератовые и лапиллиевые туфы метадацитов и метаандезидацитов; 7 - агломератовые, глыбовые туфы, отчасти лавы, метаандезитов и метаандезидацитов; 8 - габбро-амфиболиты; 9 - ультрабазиты; 10 - плагиомикроклиновые граниты; 11 - диориты; 12 - кровля лавовых потоков (а) и сланцеватость (б); 13 - разрывные нарушения.

с падением от северо-западного 340° до север-северо-восточного $0-10^{\circ}$ под углом $70-85^{\circ}$. Сланцы прорваны габбро-амфиболитами, гипербазитами, кварцевыми диоритами и плагиомикроклиновыми гранитами.

Рудная зона, к которой приурочены все месторождения в виде полосы, повторяя складчатые структуры, прослеживается на 15-20 км. Вмещающий руду комплекс представлен тонкими метатуфами и туффитами андезитов и андезидацитов, превращенных в биотитовые сланцы, кремнистыми породами (кварциты, по М. Саксена), черными углеродсодержащими сланцами, образующими небольшие прослои. Колчеданная руда представлена серией небольших соглас-

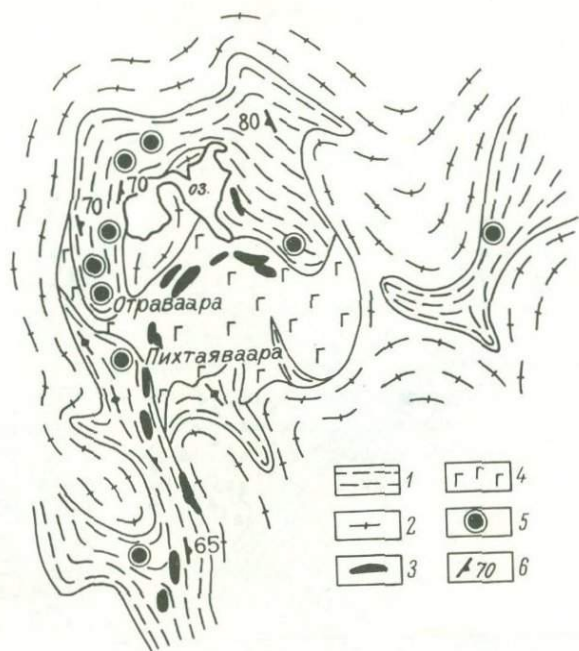


Рис.25. Геологическая схема района месторождений типа Отраваара (Nykänen, 1971) с учетом данных М. Саксена (Saxena, 1923) и личных наблюдений автора.

1 - туфы и туффиты метаандезитов и метадацитов, кремнистые туффиты, углеродсодержащие сланцы; 2 - гнейсограниты, 3 - ультрабазиты; 4 - габбро-амфиболиты; 5 - серноколчеданные месторождения; 6 - сланцеватость.

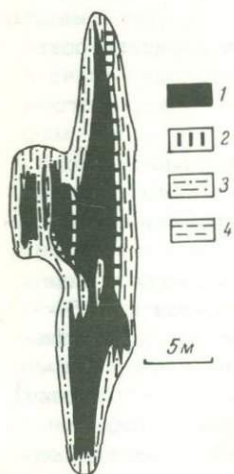


Рис.26. Строение рудной зоны месторождения Отраваара, Юго-Восточная Финляндия (Saxena, 1923).

1 - серноколчеданная руда, 2 - пирротиновая руда, 3 - кварц-серicitовые сланцы, 4 - углеродсодержащие сланцы.

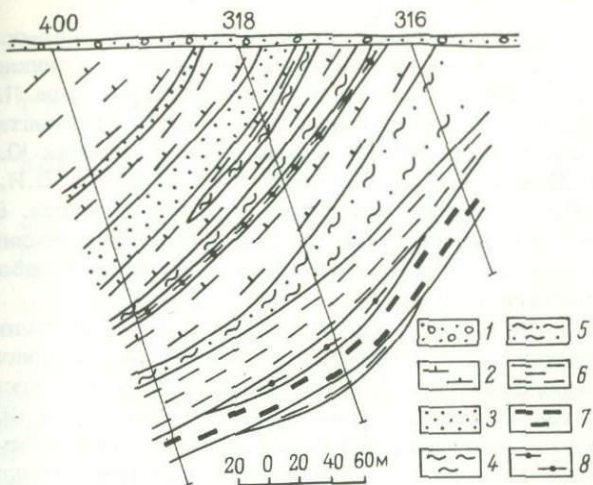


Рис.27. Геологический разрез участка Мауняр, Аллареченский район (Балабин, 1984).

1 - четвертичные отложения, 2 - сланцеватые амфиболиты, 3 - графитовые слюдяные сланцы с бедным сульфидным оруденением, 4 - графитосодержащие гранат-куммингтонит-кварцевые сланцы с бедным и богатым сульфидным оруденением, 5 - тонкое переслаивание различных графитосодержащих сланцев, 6 - биотитовые гнейсы, 7 - флогопит-актинолитовые сланцы, 8 - биотит-рогово-обманковые гнейсы.

ных линз (рис.26), длина которых не превышает первые десятки метров и мощность - первые метры; в месторождении Отраваара длина рудного тела 33.6 м и мощность 8.4 м (Saxena, 1923).

В минеральном составе руд кроме тонко- и мелкозернистого перекристаллизованного пирита, иногда с реликтами конкреционной структуры в черных сланцах), присутствует пирротин, в ассоциации с которым спорадически встречаются халькопирит и сфалерит. Пирротин развивается по контакту пиритовых линз и отдельных слоев с вмещающими сланцами, цементируя часто обломки тех и других, а также ореолы прожилково-вкрапленных пирротиновых руд в сланцах мощностью 0.7-2.5 м. Химический состав руд сугубо серноколчеданный, содержание меди, цинка, мышьяка не превышает сотых долей процента.

Колчеданное оруденение в пределах Кольского мегаблока (кратона)

В пределах Кольского мегаблока пока не известно сколько-нибудь значительных колчеданных месторождений, хотя сульфидное оруденение пользуется широким распространением в гнейсах

кольской серии, гранулитовом комплексе, вулканогенно-осадочных образованиях зоны Колмозеро-Воронья и Кейвского синклинория (Аллареченский район, Сальные и Туадаш тундры, гора Лаукку, озера Юнгес, Ловно, Юмос, Порья губа и др.). Фрагментарное описание данного типа оруденения можно найти в работах Ю.Н. Яковлева и А.И. Яковлева, К.Д. Беляева, А.И. Богачева, В.И. Кочнева-Первухова, В.И. Болотова и некоторых других геологов. Более обстоятельное исследование было проведено Н.Л. Балабоным (1981, 1984), по данным которого приводится в настоящей работе его краткая характеристика.

В Аллареченском районе сульфидоносные метаморфические породы известны в пределах Аллареченско-Аннамского и Хихпаярвинского блок-антиклинориев, в Вешяурской зоне смятия, в краевых частях района и прослеживаются на 40-60 км. Колчеданное оруденение представлено обычно вкрапленными, значительно реже прожилково-вкрапленными, брекчиевыми или сплошными рудами в гнейсах или в их мигматизированных разностях, образующих линзо- или пластообразные согласные тела мощностью от нескольких десятков до сотен метров и протяженностью до нескольких километров. Содержание сульфидов варьирует от долей процента до 70%, но в большинстве случаев не превышает 5-10%. По минеральному составу преобладают пирит-пирротиновые руды с примесью пентландита, сфалерита, молибденита, арсенопирита, магнетита.

Характерной чертой данного оруденения является его стратиформность, обусловленная его приуроченностью к горизонтам углеродсодержащих сланцев и гнейсов, ассоциирующих иногда с железистыми кварцитами и вмещающих до 80% общей массы сульфидов (рис. 27). Это обстоятельство приводит многих исследователей к выводу об их первично-осадочном генезисе и последующей метаморфической регенерации с образованием пирротина за счет пиритовой минерализации (Балабонин, 1981).

КАРЕЛЬСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Основные черты геологического развития карелид

Кольско-Карельский геоблок

Лопийский протогeosинклинальный цикл завершился стадией инверсии и последующей стабилизации с образованием прото-платформы на рубеже около 2700 ± 100 млн. лет. Началу новому тектоно-магматическому циклу предшествовал период относительно тектонического покоя и выветривания выведенных на поверхность гранитизированных лопийских комплексов и блоков гранитного фундамента (Негруца и др., 1980). Дальнейшая тектоно-магматическая активность в пределах Кольско-Карельского геоблока связана с заложением глубоких расколов в пределах кратонизированной области, которые нередко носят унаследованный характер. Их структурный план представляет собой сложные сочетания сопряженных линейных зон северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного направлений (рис. 1). Исследователями устанавливается до восьми систем глубинных разломов (Тектоника..., 1974), которые играли не одинаковую роль на различных этапах карельского цикла. Эти процессы дробления земной коры разломами различных направлений вновь привели к образованию блоков различного порядка, в том числе Кольского, Беломорского и Фенно-Карельского. Последний по этим признакам Х. Вярюненем (1959) и позже Л.Я. Харитоновым (1966) был выделен как стабильный „ятулийский континент“. По границам блоков в условиях режима растяжения возникли линейные рифтогенные структуры, которые можно рассматривать как зоны посторогенной (сумий-сариолий) и платформенной (интракратонной) активизаций (ятулий, людий, ливвий). В этих зонах преобладал основной и ультраосновной эффузивный и плутонический магматизм, обусловленный увеличением мощности и стабилизацией земной коры, уменьшившимся в ней флюидно-тепловым потоком и соответственно глубоким мантийным расположением питающих магматических очагов. С коровыми выплавками связан относительно небольшой объем вулканитов калиевой дацит-риолитовой формации и, по-видимому, калиевых гранитов.

В пределах Кольско-Карельского геоблока осадочные и магматические комплексы карелид сохранились в тектонических структурах двух типов: узких лентообразных синклиналях северо-западного простирания и ориентированных в том же направлении широких мульд типа Онежской, Янгозерской, Лехтинской, Печенгской, Имандра-Варзугской и др. Их образование связано с блоковыми движениями в период активизации в виде „штампованных“ синклиналей

в местах погруженных блоков фундамента. На протяжении карельского цикла исследователи выделяют четыре тектоно-магматических этапа (Негруца и др., 1980), разделенных перерывами.

Наиболее ранний сумий-сариолийский этап (2400-2700 млн. лет) некоторые геологи рассматривают как орогенный, завершающий развитие лопийской протогеосинклинали (Кратц, 1963; Хейсканен и др., 1977, и др.). Однако строение разрезов, формационный состав терригенно-вулканогенных и плутонических комплексов свидетельствуют об условиях режима растяжения в этот период, который в геотектоническом плане можно характеризовать как этап посторогенной тектонической активизации (Негруца и др., 1980; Негруца, 1976), в результате которой сформировались протяженные линейные структуры преимущественно северо-западного простирания.

Литолого-фациальный состав и особенности геологического развития с различных позиций подробно охарактеризованы многими исследователями (Кратц, 1963; Стенарь, 1966; Гилярова, 1966, 1974; Негруца В., 1971; Соколов и др., 1971; Негруца В., Негруца Т., 1965; Богданов и др., 1974; Хейсканен и др., 1977; Хейсканен, 1980; Робонен и др., 1979).

По вопросу внутренней стратиграфии сумий-сариолийских образований среди исследователей существуют разногласия, суть которых была разобрана В.И. Робоненом, В.И. Коросовым, М.А. Елисеевым (1979). Не вызывает только сомнения наличие структурного несогласия между лопийскими и сумий-сариолийскими комплексами (Хейсканен и др., 1977; Робонен и др., 1979). Особенно это отчетливо видно в районе р.Семчи, где автором установлено несогласное налегание на рассланцованные в субширотном направлении метабазалты лопия через 2,5-метровый горизонт аллювиально-делювиальных брекчий андезибазальтов сумия с субмеридиональным простиранием контакта.

Структурно-формационный комплекс раннего сумий-сариолийского этапа развития карелид представлен тремя вулканическими и терригенными формациями: калиевой дацит-риолитовой, андезит-базальтовой и вулканотерригенной молассовой. Детальная геолого-фациальная характеристика имеется в названных выше работах, и по этой причине нет необходимости подробно на них останавливаться.

Калиевая дацит-риолитовая формация развита только в Северной и Восточной Карелии. В восточном и северо-западном флангах Шуезерского синклинория она представлена сложным переслаиванием сферолитовых лав, лавобрекчий и туфов с горизонтами конгломератов (Пекки, Кулмала, 1971; Хейсканен и др., 1977). Мощность отложений формации колеблется в пределах 500-800 м. Характерной петрохимической чертой данной формации является слабая дифференцированность, высокие содержания кремнезема и щелочей при резком преобладании калия (табл.11, рис.28).

Андезит-базальтовая формация, мощность которой в различных структурах колеблется от 250-300 до 1400-1500 м (Хейсканен и др., 1977), фациально представлена потоками массивных, подушечных, вариолитовых лав, лавовых

Таблица 11

Средние химические составы вулканитов карельского цикла

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	56.18	58.56	77.43	48.18	52.84	47.09	48.66	51.76	49.17	48.05	52.23	61.90	66.57
TiO ₂	0.74	0.73	0.26	1.46	1.05	1.43	1.18	1.04	0.65	1.65	0.81	0.38	0.52
Al ₂ O ₃	14.85	13.72	11.62	14.62	12.73	14.08	13.62	13.34	11.60	12.23	12.80	16.70	16.21
Fe ₂ O ₃	1.42	1.90	1.55	7.23	2.76	3.09	2.70	4.01	1.57	1.73	1.71	0.54	3.65
FeO	7.06	6.95	-	5.90	8.73	10.79	9.32	8.46	9.20	9.54	10.71	1.10	1.30
MnO	0.16	0.16	0.02	0.19	0.17	0.20	1.33	0.17	0.19	0.17	0.20	0.09	0.01
MgO	6.72	4.52	0.30	8.17	7.70	7.86	7.17	7.10	13.70	11.56	9.59	1.75	0.44
CaO	5.08	6.57	0.22	6.75	8.30	7.55	9.25	6.19	9.11	7.83	6.60	3.39	0.78
Na ₂ O	4.37	3.09	0.60	3.24	2.52	2.59	3.12	3.33	1.50	2.84	2.44	10.00	7.75
K ₂ O	1.07	1.30	7.30	0.41	0.87	0.50	0.58	1.43	0.38	0.69	0.98	0.16	1.39
H ₂ O ⁻	0.14	0.09	0.20	0.16	0.10	0.21	0.89	0.16	0.17	0.19	0.11	0.10	-
П.п.п.	2.36	2.73	1.14	3.77	2.00	4.37	1.98	1.89	2.52	3.80	2.35	2.96	1.58
Сумма	100.15	100.12	100.64	100.08	99.77	99.76	99.88	99.00	99.67	100.36	100.36	99.16	100.20
n	12	22	13	60	5	7	12	10	193	28	19	1	1

Примечание. 1-2 - андезит-базальтовая формация: 1 - Кумсинская структура, 2 - Красная Речка; 3 - калиевая дацит-риолитовая формация (Лехтинская структура); 4-8 - толеит-базальтовая формация: 4 - Лехтинская структура, 5 - Ветренный Пояс, 6 - Пана-Куоляярвинская структура, 7 - Раутаваара (Финляндия); 9-11 - пикрит-базальтовая формация: 9 - Ветренный Пояс, 10 - Онежская структура, 11 - Пана-Куоляярвинская структура; 12-13 - калинатровая андезит-дацит-риолитовая формация: 12 - Яравинса (Финляндия), 13 - Печенгская структура.

брекчий с отдельными горизонтами туфов и вулканических осадков. Характерен довольно выдержанный состав вулканитов, соответствующих базальт-андезитобазальтам толеитовой серии. Они обладают повышенным, по сравнению с лопийскими базальтами, содержанием кремнекислоты, окиси титана и щелочей при постоянном преобладании натрия (Хейсканен и др., 1977).

На диаграмме AFM (рис. 28) фигуративные точки андезитобазальтов суммируют образуют поле составов, смещенное относительно лопийских метабазальтов в сторону более высокого содержания щелочей.

Вулканотерригенная формация в пределах Фенно-Карельского мегаблока представлена сариолийскими терригенными и вулканотерригенными валунно-галечными гранитными и полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Детальное описание стратотипических разрезов данной формации было сделано В.З. Негруца (1971) в работе „Проблемы геологии среднего протерозоя“ (1972), К.И. Хейсканеном и др. (1977).

К сумий-сариолийскому этапу развития Фенно-Карельского мегаблока приурочено, по-видимому, формирование ряда интрузивных формаций, среди которых: чарнокитовая в зоне сочленения беломорид и карелид; перидотит-габбро-норитовая, представленная массивами Олангской группы, Кивакка, Кивач и рядом других; габбро-диабазовая, обнаруживающаяся в виде даек среди гнейсо-гранитов.

Второй, ятулийский, этап карельского цикла, датируемый периодом 2400 ± 50 - 2100 ± 50 млн. лет (Негруца и др., 1980), проявился после региональной пенепленизации и образования дютулийских кор выветривания в связи с активизацией глыбовых движений по разломам северо-западного простирания (Голубев и др., 1974). По мнению А.П. Светова (1979), на данном этапе были сформированы Лапландско-Карельский, Балтийско-Беломорский и Печенгско-Имандра-Вареугский вулканические пояса.

Этот период характеризуется широко проявленной трансгрессией, накоплением кварцевых конгломератов, мелководных конгломерато-песчанистых, карбонато-глинистых толщ с горизонтами кремнистогематитовых руд терригенной формации, чередующихся с пачками базальтов (Соколов и др., 1970). По данным А.П. Светова (1972), ятулийский базальтовый вулканизм проявился в три (нижне-, средне- и верхнеятулийскую) фазы, в результате которых были сформированы толщи базальтов и базальтовых порфиритов с горизонтами агломератовых и других туфов, туффитов и силлами габбро-диабазов суммарной мощностью от 300 до 450-500 м, объединенные в ятулийский вулканический комплекс. В формационном плане по схеме Ицтитута геологии Карельского филиала АН СССР он отнесен к толеит-базальтовой формации, а в работе коллектива геологов ВСЕГЕИ (Металлогения..., 1980) этот комплекс пород выделен под названием конгломерато-песчанико-диабазовой формации, включающей и терригенные отложения. По химическому составу вулканиты соответствуют толеитовым базальтам с варьирующим содержанием кремнезема, магнезии и щелочей (Светов, 1972). По сравнению с метабазальтами лопия они имеют более высокие содержания окиси титана и щелочей (табл. 11).

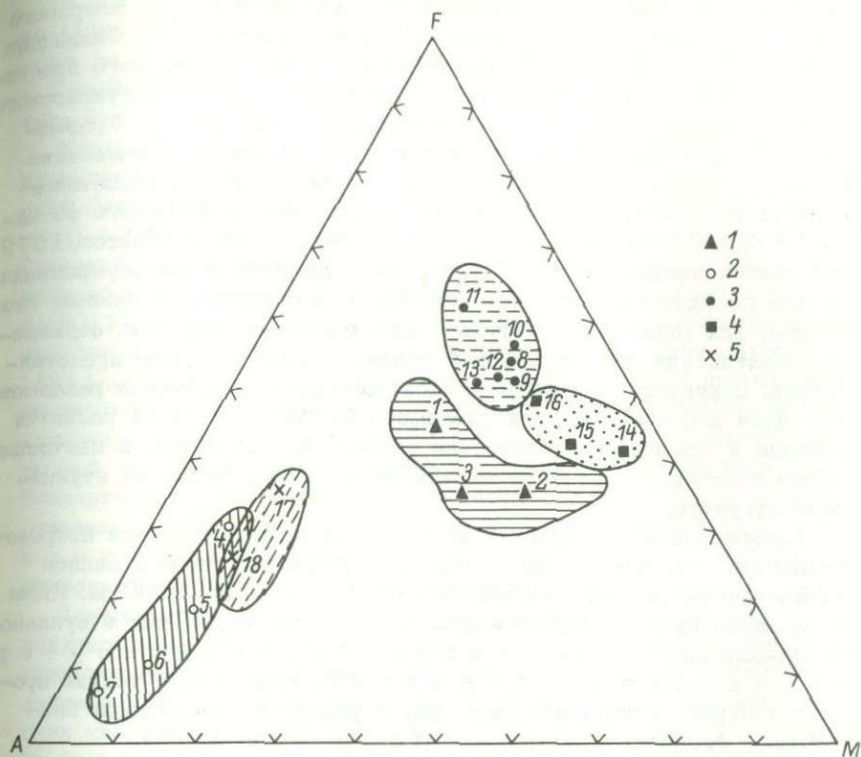


Рис.28. Диаграмма AFM для вулканитов карельского цикла. Составил автор по материалам К.И. Хейсканена и др. (1977), В.С. Куликова (1975), А. Хилтунена (Hiltunen, 1982). Вулканиты раннего докембрия (1980).

1 - андезит-базальтовая формация (цифры на диаграмме - локальные структуры: 1-2 - Кумсинская, 3 - Красная Речка); 2 - калиевая дацит-риолитовая (4-7 - Лехтинская); 3 - толеит-базальтовая формация (8 - Онежская, 9 - Лехтинская, 10 - Ветренный Пояс, 11 - Гайкольская, 12 - Пана-Куолаярвинская, 13 - Раутаваара); 4 - пикрит-базальтовая формация (14 - Ветренный Пояс, 15 - Онежская, 16 - Пана-Куолаярвинская); 5 - калинаторвая дацит-риолитовая формация (17,18 - Яарвинса, Финляндия). В скобках - номера и названия структур.

С третьим этапом Карельского цикла, датированным $2100 \pm 50 - 1900 \pm 50$ млн.лет, связана активизация тектоно-магматических процессов по зонам ранее сформированных глубинных разломов северо-восточного и субширотного простираний в пределах Пана-Куолаярвинской, Фенно-Лапландской, Кеми-Киттельской зон, северо-

западного – в Печенга–Имандра–Варзугской зоне и зоне Ветреного Пояса. В Южной Карелии, Юго–Восточной и Центральной Финляндии наиболее развиты зоны северо–западного и меридионального прости– рания, с которыми связано формирование заонежского и суйсарского вулканического комплексов в Онежской, Янисъярвинской, Туломо– зерской синклиналичных структурах и аналогичные им образования в зонах Тохмаярви, Савонлинна, Сисмяярви и Кайнуу, относимые в стратиграфической схеме Института геологии Карельского филиа– ла АН СССР к людию и ливвию. Существует мнение (Светов, 1979) что тектонический контроль магматизма данного этапа осуществлял– ся так называемой флексурой Полканова, известной, по данным гео– физики, как Ладожско–Мезенская зона блоковых структур, отделяю– щая Балтийский щит от Русской плиты. Однако, как нам представ– ляется, структурный план магмоконтролирующих глубинных разломов был один для всего рассматриваемого ятулийского этапа развития региона и главные тектонические направления отражены в настоящее время в северо–западной и меридиональной ориентировках ятулий– ских структур.

Заонежский вулканический комплекс представлен серией покровов базальтов, плагиоклаз–пироксеновых порфиритов, туфов и силлов габбро–диабазов общей мощностью от 400–450 до 1500 м. Лавы изливались на фоне формирования терригенных отложений и вулкано– генно–осадочной кремнисто–карбонатно–чер– носланцевой формации, содержащей тонкие про– слои конкреционных пиритовых руд, в условиях мелководной бас– сейновой фациальной обстановки (Соколов и др., 1970).

По петрохимическим характеристикам заонежский вулканический комплекс сходен с ятулийским и может рассматриваться как суб– формация толент–базальтовой формации (табл.11).

Для суйсарской фазы вулканизма Онежской структуры, Ветреного Пояса и Северной Карелии характерны излияния лав основного и ультраосновного состава пикрит–базальтовой формации и внедрения комагматичных интрузий перидотитов. С ними коррелируется 4–я вулканогенная толща и никеленосные инт– рузии в Печенгской структуре. Детальное геолого–петрологическое изучение пикрит–базальтовой формации в пределах зоны Ветреного Пояса было проведено В.С. Куликовым и В.Д. Слюсаревым (1973). По данным этих исследователей, вулканыты этой формации образуют толщу мощностью около 2 км. В фациальном составе ее различа– ются потоки массивных, миндалекаменных, подушечных лав оливи– новых, меньше пикритовых, толентовых и пироксеновых базальтов, сопровождаемые интрузиями уралитовых габбро, габбро–диабазов, перцолитов и серпентинитов. По химическому составу вулканыты близки оливиновым толентам, отличаясь повышенным содержанием кремнезема, пониженным – окиси титана и щелочей (табл.11). По сравнению с базальтами лопия, сумия и ятулия они резко обогащены магнием ($MgO = 13.69\%$) и обеднены щелочами ($Na_2O + K_2O = 1.87\%$). Наиболее магниальными являются пикритовые базальты ($MgO = 23.4\%$).

В настоящее время, по существующим данным, с заонежским вулканическим комплексом сопоставляются базальты и сопровождающие их силлы габбро-диабазов питкьярантской серии в Приладожье и Юго-Восточной Финляндии, где они образуют локальные структуры типа Тохмаярви, Линнунваара и др.

Кислый и средний вулканизм для карельского цикла в целом не характерен, однако в ряде структур Кольского полуострова и Финской Лапландии (Печенгской, Имандра-Варзугской, Кеми-Киттельской) в подчиненном объеме в разрезах, на различных стратиграфических уровнях присутствуют риолиты, дациты, реже андезиты разнообразного фациального состава (Вулканиды раннего докембрия..., 1980; Hiltunen, 1982). По петрохимическим особенностям они относятся к натровой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5-12$) или кали-натровой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.5-1.7$) сериям, нормальной, иногда повышенной щелочности. В формационном плане они изучены слабо. В работах кольских геологов эти вулканиды рассматриваются в объеме непрерывной базальт-андезит-риолитовой щелочной и контрастной пикрит-базальт-риолитовой формаций, а в настоящей работе, в известной степени условно, они отнесены к андезит-дацит-риолитовой кали-натровой формации, связанной с коровыми источниками магм.

Завершающим, четвертым, актом карельского цикла явились тектоническая активизация на рубеже 1700-1600 млн.лет, внедрение гранитов рапакиви, формирование салминского вулканического комплекса в Южной Карелии и накопление терригенной формации шокшинских кварцитов. Эти процессы в пределах Фенно-Карельского кратона проходили на фоне развития свекофеннской геосинклинали в западной части Балтийского щита.

Зона Северного Приладожья и Юго-Восточной Финляндии

Специфика геологического развития зоны Северного Приладожья и Юго-Восточной Финляндии обуславливает необходимость рассмотреть ее отдельно. Структурно она входит в состав Свекофеннского геоблока и отделена от Фенно-Карельского мегаблока зоной глубинного разлома северо-западного простирания, резко обрывающей реликтовые структуры лопийских зеленокаменных поясов. Характерной чертой ее внутренней структуры является наличие не крупных гнейсо-гранитных блоков основания, выступающие как блок-антиклинали и окруженные осадочными и вулканическими образованиями сортавальской и ладожской серий (рис.2). Среди гнейсо-гранитов в блоках устанавливается большое количество реликтов амфиболитов сортавальской серии и более древних, по-видимому, лопийских, пород с возрастом 2700 млн.лет (Металлогения..., 1980). Такие же блоки (купола) известны в Юго-Восточной Финляндии (Соткума, Куопио и др.).

Отложения сортавальской серии в юго-восточной части обрамляют гнейсо-гранитные глыбы основания, а в центральной и северо-западной, кроме того, образуют ряд вулканокупольных структур.

В пределах вулканокупольных структур (Рускеальской, Линнун-ваарской и др.), по данным К.О. Кратца (1963), К.А. Ининой (1975) и других геологов, разрез представлен главным образом массивными и подушечными метабазальтами, метамандельштейнами с горизонтами гранат-биотитовых, биотит-гранат-амфиболовых сланцев, углисто-кремнисто-карбонатных пород мощностью от 1500 до 3500 м. Выше них находится сланцево-карбонатная толща, состоящая из амфиболовых и черных сланцев, кварцитов и карбонатных пород, обогащенных углистым веществом. Для осадков характерна значительная рассеянная сульфидная минерализация, представленная пирротином с примесью халькопирита. Широко проявлены метасоматические процессы, выразившиеся в амфиболизации углеродсодержащих сланцев, кварцитов и карбонатных пород. Мощность толщи колеблется от 250-350 до 1200 м.

Выше находится собственно ладожская серия. В ее основании лежит горизонт косослоистых кварцитов, сменяющихся ритмично-слоистыми флишевого типа осадками, представленными кварц-биотитовыми с андалузитом, ставролитом и другими сланцами. Отложения ладожской серии подробно описаны К.А. Ининой (1975), которая выделила среди них шесть толщ общей мощностью 8-10 тыс. м.

Соотношения ладожских сланцев с ятулийскими образованиями известны на юго-западном берегу оз. Малое Янисъярви у бывшего хутора Партанен. Здесь основание нижней пачки слагают так называемые конгломераты Партанен, явившиеся предметом дискуссии в течение нескольких десятков лет (Sederholm, 1899; Eskola, 1925; Väyrynen, 1929; Судовиков, 1954; Демидов, Соколов, 1960; Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967; Инина, 1975, и др.). Большинство исследователей принимало их за базальные образования ладожской серии, залегающими на сланцево-карбонатной толще ятулия (Харитонов, 1966; Предовский и др., 1967, и др.). Мощность конгломератовой пачки составляет 200-250 м. В галечном материале преобладают кварциты, меньше - метабазальты, зеленые сланцы. В верхней части пачки конгломератов встречается галька углеродистых сланцев. Среди конгломератов отмечены линзовидные прослои доломитов с остатками строматолитов.

Образования ладожской серии на территории Юго-Восточной Финляндии, куда они прослеживаются по простиранию из Северного Приладожья, известны под названием калевийских сланцев, отделены от кварцитов ятулия базальными конгломератами. Эти конгломераты известны вокруг куполов Соткумо и Куолио (Väyrynen, 1933), где они находятся в ассоциации с кварцитами, углеродсодержащими сланцами и доломитами.

Метабазальты питкьярнтской серии в виде локальных вулканокупольных структур и ассоциирующие с ними углеродсодержащие сульфидоносные сланцы, доломиты и кварциты, как показывает анализ карты А. Симонена (Simonen, 1980) и опубликованных данных (Gaal, 1982; Хейсканен, 1980), прослеживаются в виде двух поясов: во-первых, через Тохмоярви до Соткума и района Оутокумпу и, во-вторых, от г.Савонлинны и далее на запад, а в

районе оз. Сисмяярви этот пояс поворачивает к северу и структурно имеет свое продолжение в сланцевом поясе Кайнуу (Вяюрюнен, 1959; Харитонов, 1966). Обнажающийся в блоках комплекс основания представлен гнейсо-гранитами с изотопным возрастом 2700–2800 млн. лет (Kouvo, Tilton, 1966). Карельские образования отделены от основания базальными конгломератами, мощность которых колеблется от нескольких метров до десятков сантиметров (Väyrynen, 1939). Выше них находятся отложения эпиконтинентальной формации, представленной преимущественно кварцитами, кварцевыми конгломератами, расположенными непосредственно на фундаменте или на комплексе метабазальтов, аналогичных питкьярантской серии в Северном Приладожье (Nykänen, 1968; Peltola, 1978; Simonen, 1980). По мнению М. Сакко (Sakko, 1971), эти метавулканиды соответствуют карельской активизации и имеют радиометрический возраст 2250 млн. лет (U-Pb метод по циркону и сфену). Следует отметить, что с метабазальтами и перекрывающими их кварцитами, как это видно из описанных ранее Рускеальской, Линнунваарской структур, а также района Тохмоярви (Nykänen, 1968; личные наблюдения К.И. Хейсканена), ассоциируют сульфидоносные метасоматически измененные черные сланцы, скарнированные карбонатные породы, т.е. ассоциация, аналогичная „комплексу Оутокумпу“, с которым связаны стратиформные колчеданные месторождения. Однако в районе Оутокумпу весь „комплекс Оутокумпу“ связывается в единый разрез с перекрывающими калевийскими сланцами. Подчеркнем это важное обстоятельство, свидетельствующее о связи месторождений рудного поля Оутокумпу с процессами вулканизма и осадконакопления периода карельской активизации, а не с более поздней свекофеннской вулканической активностью. Это подтверждается также сравнением цифр радиометрического возраста, которые показывают, что все карельские образования имеют возраст древнее 2100 млн. лет, а свекофенские – в подавляющем большинстве значительно моложе.

Эпиконтинентальная формация карелид перекрыта калевийскими осадками ритмичнослойной флишоидной формации (ладожская серия), состоящей из филлитов и слюдястых сланцев. Эта формация мощностью около 3000 м относится некоторыми исследователями к геосинклинальным образованиям (Peltola, 1978). Из анализа изложенного материала можно сделать некоторые выводы.

1. В развитии зон активизации карелид слабо выражена инверсионная стадия, сопровождающаяся складчатостью, хотя имели место блоковые движения.

2. Режим тектонической активизации в пределах кратона постепенно сменился режимом общего погружения по разломам в пределах свекофеннского геоблока, накоплением толщ осадков флишевого типа. Этот этап по существу является началом свекофеннского геосинклинального цикла.

3. Зональный метаморфизм, гранитизация и гранитоидный магматизм в пределах карельских зон активизации имеет свекофеннский возраст, что подтверждается цифрами радиологического возраста.

В центрально-карельской части Фенно-Карельского кратона осадочные и вулканические формации карелид метаморфизованы в зеленосланцевой фации, в которой хорошо сохранились ассоциации, связанные с аутометасоматозом. Они проявлены в виде значительных участков осветленных вулканитов в пределах, по-видимому, древних фумарольно-сульфатарных полей.

Более высокоградиентный метаморфизм карелид на севере контролируется Лапландско-Колвицкой тектонической зоной, где он накладывается на разновозрастные комплексы пород и развивается в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций фациальной серии B_2 по В. А. Глебовицкому (рис.29). В карельских образованиях, развитых в ряде локальных структур южнее Лапландско-Колвицкой зоны (Лехтинская, Кукасозерская, Пана-Куоляярвинская, Кемь-Киттельская, сланцевая зона Северной Лапландии), повсеместно устанавливается увеличение степени метаморфизма в сторону беломорид и гранулитового комплекса Финской Лапландии от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Воинов, Богданов, 1968; Глебовицкий и др., 1971; Inkinen, 1979). Этим метаморфизмом захвачены месторождения Пахтавуома, Саттапора и др., где, по данным О. Инкинена (Inkinen, 1979), условия метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой фации (фация альмандиновых амфиболитов по Винклеру) ($T = 500 \pm 50$, $P = 5.0 \pm 0.5$ кбар).

Возраст гранулитового метаморфизма в Финской Лапландии укладывается в интервал 1900-2200 млн.лет (Meriljänen, 1976). В пределах Северо-Карельской зоны, по данным В.А. Глебовицкого и др. (1971), позднекарельский метаморфизм имел место в интервале 1800-2000 млн.лет. Эти данные определенно указывают, что зональный метаморфизм в карелидах мог быть связан со свекофеннским тектогенезом.

Этот вывод находит подтверждение в условиях метаморфизма ятулийских образований в Северном Приладожье и Юго-Восточной Финляндии. Здесь карельские комплексы, представленные питекрантской свитой (эпиконтинентальной формацией в Юго-Восточной Финляндии), и свекофеннская флишевая формация ладожской серии метаморфизованы одновременно и входят в единую метаморфическую зональность. Возраст этого метаморфизма определяется возрастом прорывающих гранитов и пегматитов - 1845 млн.лет, определенным Rb-Sr методом (Kouvo, 1958).

Термодинамический режим в рудном поле Оутокумпу соответствовал амфиболитовой фации умеренных давлений и связан с ранней фазой складчатости (Gaal e.a., 1975). Это подтверждают ассоциации Му-Анд-Кв-Пл²⁵⁻⁷⁰-Граф - в черных сланцах, Пл-Кв-Му-Ки-Сил - в слюдистых сланцах. Температура метаморфизма ориентировочно составляет 600° при давлении 6 кбар (рис.29).

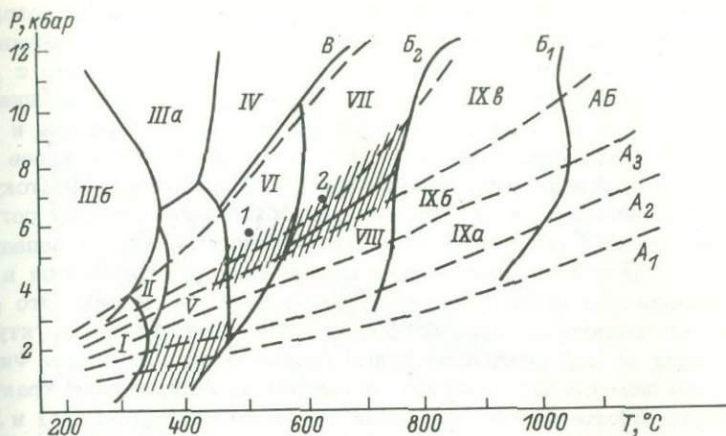


Рис.29. Условия регионального метаморфизма карельских образований (на основе петрологической сетки В.А. Глебовицкого).

1 - Пахтавуому, 2 - Оутокумпу.

Стратиформные колчеданные месторождения карельского цикла

Наиболее крупные стратиформные колчеданные месторождения карельского возраста известны на территории Финляндии, где связаны с осадочно-вулканогенными образованиями, коррелируемые с заонежской свитой.

Рудное поле Оутокумпу

В рудном поле Оутокумпу, находящемся в Юго-Восточной Финляндии и занимающем площадь около 4000 кв.км западнее г.Иоенсуо, известно несколько стратиформных месторождений: Оутокумпу, Вуонос, Михкали, Риихилахти, Луйконлахти, Сола, Хиттаярви и ряд мелких рудопроявлений.

История открытия месторождений в этом районе началась с 1908 г., когда в 50 км к юго-востоку от будущего рудника был найден валун медной руды. Это послужило началом поискам и разведке, что привело к открытию Трюстедом в 1910 г. месторождения Оутокумпу. В настоящее время разрабатываются три месторождения: Оутокумпу, Вуонос, Луйконлахти, другие находятся в резерве. Месторождения Оутокумпу, Вуонос детально изучены различными исследователями, и их описанию посвящено большое количество публикаций (Trüstedt, 1921; Mäkinen, 1921; Väyrynen, 1933, 1939; Vähätalo, 1953; Disler, 1953; Borchert, 1954; Saksela, 1957; Peltola, 1968, 1978; Huhma A., Huhma M., 1970; Huhma A., 1976; Mäkelä, 1974; Gaal e.a., 1975; Gaal, 1977, и др.).

Рудное поле Оутокумпу находится в пределах области развития так называемых калевийских сланцев, которые геологи Финляндии относят к карелидам (Simonen, 1980), и тесно связано с „ассоциацией Оутокумпу“, включающей черные углеродсодержащие сланцы, кварциты, карбонатные породы (доломиты), скарны и серпентиниты. Эта ассоциация пород в виде узкой зоны западнее Соткумо от оз.Юоярви протягивается на 240 км к северо-востоку до общины Полвиярви, далее смята в синусоидальные складки согласно контуру площади распространения калевийских сланцев и западнее массива гранитов Мааринваара с перерывом прослеживается в сторону сланцевого пояса Кайнуу в Центральной Финляндии. Это обстоятельство свидетельствует о том, что зона Оутокумпу структурно не связана со свекофеннской зоной Главного рудного пояса Финляндии, имеющем северо-западное простирание. Аналогичная трактовка структуры этого района была дана В. Вяюрюненом (1959) и Л.Я. Харитоновым (1966). Образование подобного субмеридионального пояса обусловлено расколом стабилизированного кратона серией сопряженных глубинных разломов северо-западного, субмеридионального, меньше субширотного и северо-восточного простираний (рис.1). Они устанавливаются геофизическими данными, а также линейными поясами ультрабазитов, что хорошо видно на геологической карте А. Симонена (Simonen, 1980; Mikkola, Vuorela, 1977; Talvittie, 1977). Система этих глубинных разломов унаследованно явилась также тектонической основой для свекофенских подвижных поясов. Выше было показано, что рудовмещающий комплекс Оутокумпу по своему геологическому положению и формационной принадлежности относится к карелидам, тогда как располагающаяся стратиграфически выше флишевая формация калевия (ладожская серия) соответствует началу свекофенского цикла. Этот вывод подтверждается цифрами радиологического возраста руд Оутокумпу и Хаммаслахти. Модельный возраст (свинцовый метод) галенитов из руд этих месторождений равен 2100–2300 млн.лет (Kouvo, 1958; Кахма, 1973); он близок возрасту карельских вулканитов, который колеблется в пределах 2050–2250 млн.лет. Возраст сланцев калевия моложе вулканитов ятулия и оценивается около 2050 млн.лет (U-Pb метод по циркону), а свекофенский вулканизм еще более молодой – 1920–1880 млн.лет (Simonen, 1980). Рудные тела в форме согласных пластообразных залежей являются практически неотъемлемой частью данной рудно-породной ассоциации „комплекса Оутокумпу“ (рис.30).

Черные углеродсодержащие сланцы, по данным Е. Пелтола (Peltola, 1968, 1978), образуют прослои или линзы мощностью до 200 м среди слюдястых сланцев и обычно переслаиваются с кремнистыми и карбонатными породами. Это тонкослоистые, часто ритмичнослоистые породы, в минеральной основе которых находятся кварц, биотит, амфибол, плагиоклаз, редко микроклин, фуксит, иногда порфиробласты андалузита. Содержание углеродистого вещества в форме тонкорассеянного графита варьирует от 0.5 до 12%. Характерно значительное содержание в них сульфидов, главным обра-

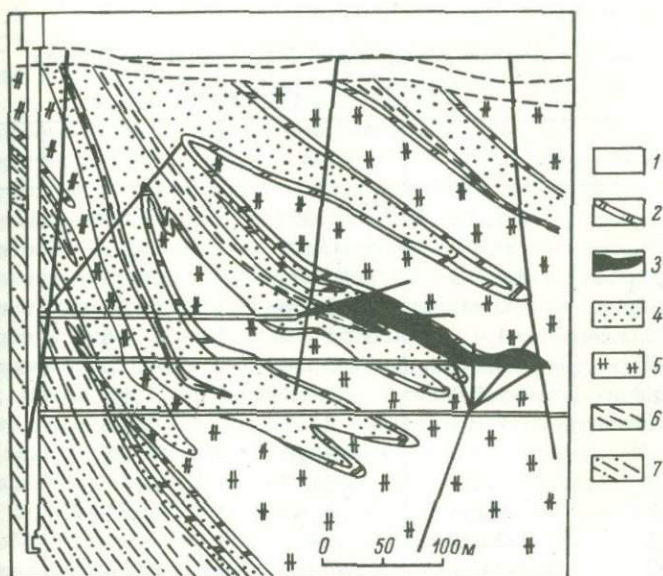


Рис.30. Разрез месторождения Оутокумпу. Шахта Керетти (Peltola, 1978).

1 - четвертичные отложения, 2 - доломиты и скарны, 3 - рудное тело, 4 - кремнистые породы (кварциты), 5 - серпентиниты, 6 - черные сланцы, 7 - слюдяные сланцы.

зом пирита и пирротина. Состав и ассоциация пород позволили Е. Пелтола (Peltola, 1960, 1968) рассматривать черные сланцы как метаморфизованные сапропели.

Кремнистые породы (кварциты) образуют в черных сланцах прослой, мощность которых достигает 100 м. Они пространственно ассоциируют с серпентинитами, однако постоянно отделены от них зоной скарнов и карбонатных пород. Обычно это афанитовые, существенно кварцевые породы с реликтами тонкой слоистости. Метасоматическим путем в них образовались хромтремолит, хромдиопсид, флогопит, фуксит, реже уваровит и хромовый турмалин. Как и черные сланцы, кварциты содержат пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, кобальтсодержащий пентландит и хромит. Химический состав этих пород представлен в табл.12.

Серпентиниты, постоянно присутствующие в данной ассоциации, представлены линзовидными согласными телами, которые исследователи относят к офиолитовой формации (Gaal e.a., 1975). В районе месторождений Оутокумпу и Вунос серпентиниты в основном хризолитовые, с некоторым содержанием тремолита, антофиллита, хлорита, талька, доломита, хромита, магнетита, сульфидов и реликтового оливина. В восточной же части зоны Оутокумпу преобладают антигоритовые разновидности. Характерным членом породного комплекса

Т а б л и ц а 12

Химический состав пород рудовмещающего комплекса
месторождения Оутокумпу (Peltola, 1978)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	67.42	50.07	89.39	37.76
TiO ₂	0.71	0.91	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	13.08	13.91	0.93	0.79
Fe ₂ O ₃	0.40	0.18	0.28	1.59
FeO	4.41	1.66	0.44	2.41
MnO	0.03	0.04	0.02	0.08
MgO	2.55	2.26	4.13	1.47
CaO	1.84	2.31	4.20	2.11
Na ₂ O	2.67	2.06	0.23	0.04
K ₂ O	1.72	2.17	0.10	Сл.
H ₂ O ⁺	1.28	1.46	0.61	13.12
H ₂ O ⁻	0.06	-	-	1.15
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	0.24	0.50
P ₂ O ₅	0.01	0.07	0.02	Сл.
CO ₂	0.10	0.08	1.16	0.45
C	0.66	8.18	0.46	-
F	0.06	0.09	0.08	-
S	0.70	4.81	0.67	1.18
Fe(S)	1.08	6.12	1.02	1.79
Ni	-	0.03	0.12	0.18
Co	-	0.01	0.02	-
Cu	-	0.05	Сл.	-
Zn	-	0.03	Сл.	-
V ₂ O ₅	0.03	0.11	0.02	0.01
Сумма	99.01	100.45	99.41	99.80

Примечание. 1 - слюдястый сланец, 2 - черный сланец (среднее из 10 анализов), 3 - кварцит (среднее из 10), 4 - серпентинит (среднее из 10).

Оутокумпу являются скарны. Они обычно располагаются между кварцитами и серпентинитами или кварцитами и карбонатными породами и имеют с теми и другими постепенные переходы. Мощности скарных горизонтов колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров. В их составе присутствуют хромтремолит, хромдиоксид, карбонат, уваровит, сульфиды, реже встречаются цинковый хромит, фуксит, кемерерит, эсколаит, тавмавит, хромовый турмалин.

Кроме охарактеризованных пород в рудных зонах месторождений в небольшом объеме среди кварцитов присутствуют кордиерит-антофиллитовые породы, иногда с куммингтонитом, и флогопит-слюдястые сланцы. В Оутокумпу руда залегает в рассланцованных кварцитах около контакта их с серпентинитами в виде пластообразного тела

длиной 4000 м при средней мощности 10, а в раздувах до 30–40 м (рис.30). Разломами оно разбито на несколько блоков, которые известны под названием рудных тел Каасила, Кумпу, Литукка (Gaal e. a., 1975; Saksela, 1957, и др.). Находящееся в 6 км на северо-восточном простирании месторождение Вунос представлено пластообразным телом длиной 3500 м при средней мощности 5–6 м, которое имеет падение на юго-восток под углом 40–50°.

По минеральному составу выделяются два типа руды: существенно пиритовая и существенно пирротиновая, имеющие между собой постепенные переходы. Пирротиновая минерализация развита по периферии рудного тела и на его выклинивании. Кроме двух главных сульфидов в руде, в основном в ассоциации с пирротинном, в различных количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, кубанит, вальерит, минералы группы линнеита, станин, хромит, магнетит, реже кобальтсодержащий пентландит (у контакта с серпентинитами), галенит, золото. В массивной пиритовой руде пирит находится в форме эвгедральных зерен размером от 0.01 мм до нескольких миллиметров. В пирротиновом типе руды пирит находится в виде кубических порфириобласт размером до 30 см, окруженных венчиком сфалерита и халькопирита. Этот пирит содержит до нескольких процентов кобальта.

Выделены три структурно-текстурных типа руд (Gaal, e. a., 1975): 1) слоистый, 2) массивный, 3) брекчированный. В юго-западной части месторождения вскрыто небольшое тело в скарнированной кварцевой зоне, которое состоит из пирротина со значительным содержанием пентландита. Кроме того, здесь широко представлены хромит и уваровит.

По химическому составу руды разделяются на два типа (Nuhma A., Nuhma M., 1970): медно-кобальтовый – со средним содержанием (в %): Cu = 3.5–4, Zn – 1, Ni – 0.02–0.5 и Co – 0.2–1.4 с примесью Au, Ag и Se и никелевый, который присутствует главным образом в Вуносе и представлен вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита и других сульфидов в кварцитах и скарнах у контактов с серпентинитами. Содержание никеля в этих рудах не превышает 0.02–0.5% и добывается попутно с медно-кобальтовыми рудами.

Небольшие месторождения Луйкунлахти, Риихилахти, Михкали аналогичны месторождениям Оутокумпу и Вунос. Рудные тела с вмещающими породами, по данным Г. Гаала (Gaal, 1977), испытали четыре фазы складчатости и региональный метаморфизм в термодинамических условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. В этих условиях руды в значительной степени были ремобилизованы (Mikkola, Väisänen, 1972), что привело к затушевыванию первичных признаков осадочного отложения руд. С этими же процессами связано и образование скарнов.

В месторождениях Оутокумпу и Риихилахти рудные тела прорываются жилами гранитов со свекофеннским возрастом 1875 млн. лет (Peltola, 1978).

Рассматриваемая синклинозная зона находится в северной части Финляндии и имеет свое продолжение в Северо-Западной Швеции (район Пайяла) и Северной Норвегии, а на юго-восток протягивается в район Куолоярви-Панаярви (Северная Карелия), разделяя два блока реоморфизованного основания: Северо-Финляндский и Северного Норланда. Тектонической основой ее является сеть сопряженных глубинных разломов северо-восточного субширотного и северо-западного простирания, выявленная Ю. Аарнисало (Aarnisalo, 1977). Слагающие эту зону осадочно-вулканогенные комплексы принадлежат двум возрастным группам — лапонию и формации кумпу-ораниеми, разделенным местным несогласием (рис.31). В нижней части разреза лапония, имея гнейсо-гранитное основание, находится мощная толща слоистых и косослоистых кварцитов, иногда аркозовых песчаников. В западной части сланцевой зоны среди них содержатся линзы скарнов (Hackman, 1927; Mikkola, 1941; Paakola, 1971; Simonen, 1980; Хейсканен, 1980). Выше кварциты сменяются глиноземистыми сланцами и гнейсами с гранатом, кианитом, ставролитом и силлиманитом. П. Эскола (1967) сопоставляет эти осадки с ятулийскими кварцитами. Выше кварцитов располагается мощная осадочно-вулканогенная толща, сложенная массивными подушечными лавами базальтового и ультраосновного состава с горизонтными агломератовых и других туфов и туффитов основного состава, превращенных в альбит-хлоритовые сланцы, джепилитов, образующих промышленные скопления железных руд (месторождения Порконен, Пахтоваара, Раутаваара и др.), черных углеродсодержащих сланцев, яшмовидных кремнистых пород, слюдястых сланцев и карбонатных пород. Черные сланцы содержат до 70–80% тонкораспыленных сульфидов (Хейсканен, 1980). Среди вулканических пород кроме базальтоидов в небольшом объеме известны кислые вулканыты, представленные кератофирами и кварцевыми кератофирами (Inkinen, 1979).

Осадочно-вулканогенный комплекс лапония местами согласно, а местами с местным структурным несогласием перекрыт образованиями терригенной формации кумпу-ораниеми, сложенной кварцевыми конгломератами, кварцитами, полимиктовыми конгломератами с галькой зеленокаменных пород и сланцами, рассматриваемыми обычно как моласса. Осадочно-вулканогенные образования прорываются альбитовыми габбро-диабазами, реже ультрабазитами, микроклиновыми гранитами Хетта и сиенитами Яксыярви. Условия регионально-го метаморфизма в рассматриваемой зоне изменяются от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В районе месторождений Пахтавуома-Саттапора, по данным А. Хитанена (Hietanen, 1967), температура метаморфизма соответствовала $500 \pm 50^\circ\text{C}$ при давлении 5.0 ± 0.5 кбар. В рассматриваемой зоне и на ее продолжении в Северной Норвегии известно несколько небольших месторождений: Пахтавуома, Саттапора, Ринконкоски, Бидьовагге и некоторые др.

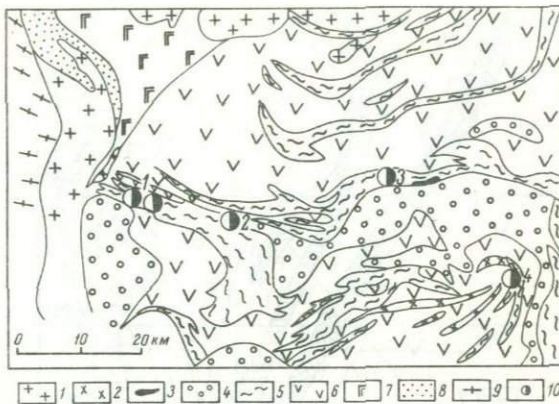


Рис.31. Геологическая схема западной части зеленосланцевого пояса Киттеля. Финская Лапландия (Inkinen, 1979).

1 - граниты и сиениты; 2 - средние породы; 3 - ультрабазиты; 4 - формация Кумпу-Ораниеми; 5 - филлиты, туффиты, слюдистые сланцы; 6 - metabазальты; 7 - амфиболиты; 8 - кварциты; 9 - гнейсы и мигматиты; 10 - месторождения (цифры на схеме: 1 - Пахтавуома, 2 - Саттопора, 3 - Сиркка, 4 - Рииконкоски).

Месторождение Пахтавуома, по данным О. Инкинена (Inkinen, 1979), представлено несколькими согласными пластовыми залежами сульфидных руд в горизонтах вулканогенно-осадочных пород, залегающими среди потоков metabазальтов (рис.32). Рудовмещающий осадочный комплекс сложен черными углеродсодержащими филлитами, слюдистыми сланцами с прослоями граувакк, кварцитов и линзами гранатовых скарнов. Кварциты в юго-западной части рудной зоны переслаиваются с конгломератами. Характерна широко проявленная скаполитизация осадков, особенно в южной части зоны у контакта с зеленокаменными породами. Весь комплекс пород прорван дайками габбро-диабазов, кварц-карбонатными и альбитовыми жилами.

По составу выделяются два типа руд - медные и цинковые. Медные руды представлены четырьмя рудными телами: западным, центральным, "А" и "Улла", залегающими в филлитах, отчасти в граувакках, слюдистых сланцах и скарнах на контакте с подстилающими альбитовыми metabазальтами. Они в целом согласны со слоистостью вмещающих пород и имеют крутое ($70-75^\circ$) падение на север (рис.32). Устанавливаются резкий контакт с подстилающими metabазальтами и довольно постепенный переход с вмещающими и перекрывающими осадками. Мощность рудных тел колеблется в пределах 3-12 м. Руда представлена преимущественно тонкой послойной вкрапленностью в осадках и переотложенными брекчиевыми и прожилково-вкрапленными рудами. Основным рудообразующим сульфидом является халькопирит, в ассоциации с которым находятся пир-

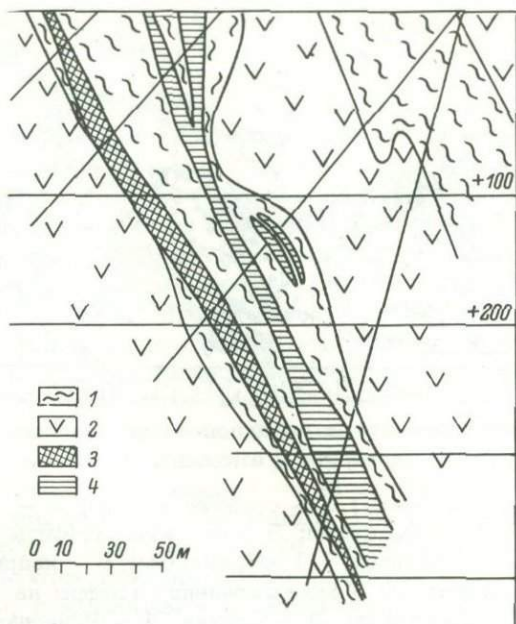


Рис.32. Разрез месторождения Пахтавуома (Inkinen, 1979).

1 - углеродистые и слюдястые сланцы, туфы, кремнистые породы; 2 - метабазальты; 3 - медные руды; 4 - цинковые руды.

ротин, сфалерит, арсенопирит. В качестве минералов-примесей в руде встречаются ильменит, рутил, герсдорфит, никкелин, макиновит, кубанит, аргентит, галенит, кобальтин, акантит, молибденит, уранинит, магнетит, пирит. Пирротин присутствует в трех фазах - гексагональной моноклинной и в форме троилита. Температура и давление кристаллизации пирротина, сфалерита, халькопирита и арсенопирита, определенные У. Латвалахти по содержанию железа в сфалерите, серомышьяковому отношению в арсенопирите, колеблется от 360 до 425°С при давлении 4.0 ± 1.5 кбар (Inkinen, 1979).

Существенно цинковые руды представлены шестью пластообразными рудными телами в филлитах и реже в других породах. Они располагаются нередко висячем боку меднорудных тел, отличаясь от последних тем, что главным рудообразующим сульфидом является сфалерит в ассоциации с пирротинном. Второстепенными минералами являются ильменит, арсенопирит, графит, герсдорфит, пирит, халькопирит, галенит, магнетит, уранинит. Характерны прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды, где обломки вмещающих пород сцементированы кварц-карбонат-сульфидным материалом. В современном виде данный тип руд имеет, по-видимому, метаморфогенно-гидротермальную природу.

Промышленный интерес здесь представляет урановая минерализация, приуроченная к восточному флангу западного рудного тела,

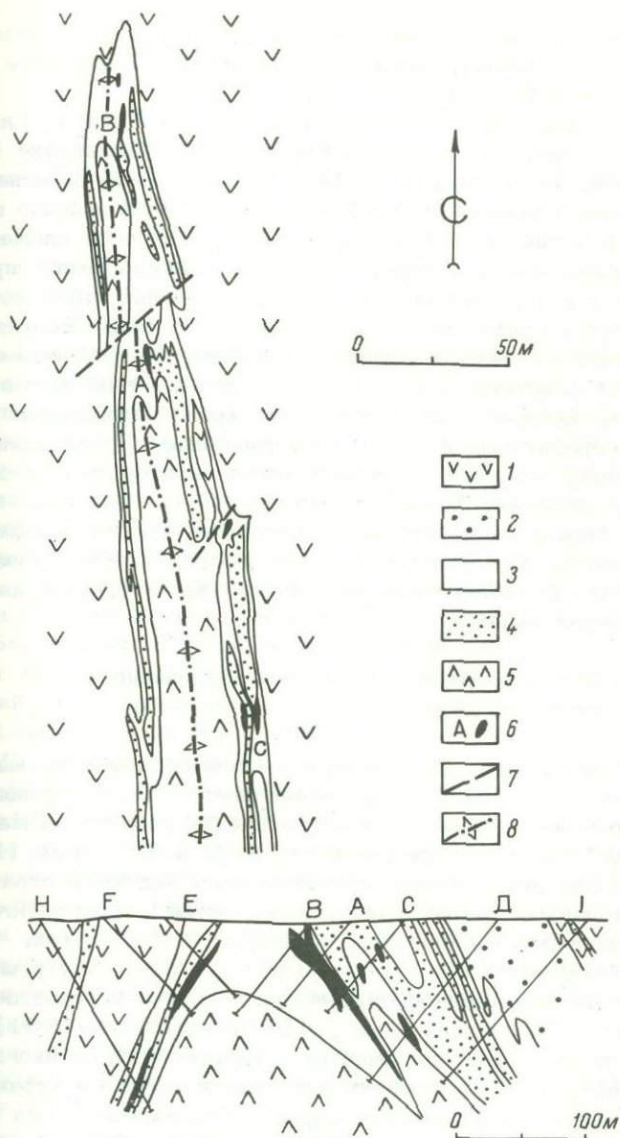


Рис. 33. Геологическая схема и разрез месторождения Бидьовагге, Северная Норвегия (Hagen, 1982).

1 - амфиболиты, 2 - зеленокаменные породы, 3 - альбитизированные фельзиты, 4 - графитовые фельзиты, 5 - метабазальты, 6 - рудные тела, 7 - разрывные нарушения, 8 - ось антиклинали.

севернее от него и к центральному рудному телу. Она представлена уранинитом, замещающимся тухолитом вместе с пирротинном. В качестве примесей присутствуют молибденит, магнетит, галенит. Урановое оруденение связано с карбонатными жилами в молодых

разрывных нарушениях, рассекающих филлиты и слюдястые сланцы, и имеет, по-видимому, наложенный характер. Содержание урана в руде достигает более 0,5%.

Месторождение Бидьовагге находится в 40 км к северо-западу от г. Каутокейно в финмаркене (Сев. Норвегия) (рис. 33) (Hagen, 1982). Золото-медное оруденение связано с зеленокаменной группой Каскиас. Месторождение представляет собой антиклинальную структуру, ядро которой сложено скаполитизированными среднезернистыми метабаазальтами с прослоями известняков и тонкозернистых зеленых сланцев. Выше метабаазальтов находятся графитовые и альбитовые фельзиты. Верхняя часть разреза сложена зеленокаменными породами (амфиболитами).

На месторождении известны четыре рудных тела протяженностью до 200 м, приуроченных к западному крылу антиклинали и залегающих в графитовых и альбитовых фельзитах. Руда, вкрапленная и брекчиевая, сложена пиритом и халькопиритом с золотом и теллуридами, содержит 1,5-1,8% меди, до 1,2 г/т золота и 1,7 г/т серебра. Между рудными телами находится бедная сульфидная вкрапленность. Предполагается, что месторождения образовались в результате ремобилизации убогой стратифицированной халькопиритовой минерализации.

Стратиформное колчеданное оруденение кольских карелид

В кольских карелидах в настоящее время не выявлено промышленных месторождений колчеданного класса, однако известно значительное количество рудопоявлений различного масштаба, обобщенный анализ которых был дан Н. Л. Балабоныным (1981, 1984). Среди них наиболее значительными являются стратиформные серноколчеданные (пиритовые и пирротиновые) руды в Печенгской, Пана-Куолаярвинской и Имандра-Варзугской структурах.

В пределах Печенгской структуры стратиформное серноколчеданное оруденение, генетически сходное с типом Пахтавуома (Предовский и др., 1968; Балабонын, 1981), локализовано в углеродистых филлитах и алевролитах, а иногда в более грубых песчаниках, доломитах или тонких слоистых туфах продуктивной толщи. Сульфидоносные породы образуют слои или протяженные горизонты мощностью до нескольких десятков метров в которых скрытокристаллический пирит находится в тонком, нередко ритмичном переслаивании с углеродсодержащими осадками. Кроме того, пирит часто присутствует в виде конкреций, глобулей, рассеянной вкрапленности. Наложившийся зеленосланцевый метаморфизм привел к деформации и катаклазу сульфидных слоев, развитию кварц-карбонатных прожилков и частичной пирротинизации пиритовых руд. Генетически оруденение является осадочным (вулканогенно-осадочным), подвергшееся метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации (Балабонын, 1981).

СВЕКОФЕННСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Особенности возрастного
положения и геологического
развития свекофеннид

Проблема возрастных взаимоотношений карелид и свекофеннид имеет длительную историю и до настоящего времени остается актуальной в изучении докембрия Балтийского щита. В настоящее время большинство исследователей карельские и свекофеннские образования объединяют в один свекокарельский тектоно-магматический цикл (эпоху), базируясь на близком радиологическом возрасте и отсутствии резко выраженного структурного несогласия между ними. Исключением являются представления ряда шведских геологов, рассматривавших карельские отложения Северной Швеции как более молодые по отношению к свекофеннским (Magnusson e.a., 1960; Гейер, 1967). Существующий сегодня материал позволяет свекофенниды выделить в самостоятельный тектоно-магматический цикл, датируемый радиологическим возрастом $2100 \pm 100 - 1600 \pm 50$ млн. лет (Лобач-Жученко и др., 1972; Горбачев, 1980; Этапы и типы... , 1981, и др.). В основе разделения свекофеннид и карелид лежит ряд причин.

1. Разобщенные пространственно структурно-формационные комплексы обоих циклов имеют свои специфические черты, отражающие различные геотектонические условия их образования. Карелиды, как сказано выше, развивались в субплатформенном режиме с несколькими этапами тектоно-магматической активизации (Проблемы..., 1976; Свириденко и др., 1980). Для свекофеннид характерны геосинклинальные условия с широко проявленными вулканизмом и гранитоидным магматизмом.

2. Радиологический возраст карельских образований более древний (2700-2100 млн. лет), чем свекофеннский ($2100 \pm 100 - 1600 \pm 50$ млн. лет).

3. Непосредственные геологические соотношения, установленные в Северном Приладожье и в Юго-Восточной Финляндии, подтверждают более молодой возраст свекофеннских образований по отношению к карельским и наличие между ними стратиграфического перерыва, который фиксируется конгломератами типа партонен.

Согласно М. Вилсону (Willson, 1982), в геологическом развитии Швеции выделяется несколько стадий. Наиболее ранняя из них - формирование „зеленокаменных поясов“ в раннем протерозое (2500-2100 млн. лет) в пределах „карельского“ материка на севере Швеции. Данную стадию можно сопоставить с процессами активизации в пределах Фенно-Карельского кратона.

Следующая стадия – орогенез андского типа с известково-щелочным вулканизмом и гранитоидным магматизмом (1900–1850 млн.лет), сменившейся стадией, сходной с герцинским орогенезом (1750 млн.лет). Дальнейшая активность привела к появлению новых фаз андского типа, продолжавшихся в Южной Швеции до 1630 млн.лет, а в Северной – до 1500 млн.лет. Дальнейшее развитие территории в период 1550–1000 млн.лет связано с несколькими фазами рифтогенеза, метаморфизмом, сопровождавшимися внедрением гранитов рапакиви, чарнокитов, даек основного состава. Г. Гаал (Gaal, 1982) рассматривает историю геологического развития свекокарелид с точки зрения тектоники плит и субдукции океанической коры под архейский кратон на рубеже 2100–1900 млн.лет.

Структурно-тектонической основой свекофеннских подвижных поясов аналогично архейским зеленокаменным поясам является система глубоких разломов, разбивших стабилизированный кратон на блоки различных порядков, которые подверглись погружению и мощной переработке. Эти зоны фиксируются поясами вулканитов и ассоциирующих с ними плутонитов основного и ультраосновного состава, а в геофизических полях – линейными гравитационными, магнитными аномалиями и гравитационными ступенями (Земная кора..., 1978; Aarnisalo, 1977; Belyaev, Proskuryakov e.a., 1977; Mikkola, Vuorela, 1977; Parma, Talvittie, 1977; Talvittie, 1977, и др.). Выделяются два подвижных пояса: Ладожско-Ботнический и Южно-Свекофеннский, в которых широко развиты кислые и средние вулканиты, метаарениты и аркозы (рис.1). Они разделены полями гранитоидов Центрально-Финляндского массива и юго-восточного Норланда. Для последней области характерно широкое развитие граувакко-аргиллитовых толщ (серия Херно) с ограниченным содержанием среди них основных вулканитов (Горбачев, 1980). Остается неясным вопрос о существовании в фундаменте свекофеннид реликтов архейских зеленокаменных поясов. В Северном Приладожье и Юго-Восточной Финляндии последние резко срезаются зонами глубинных разломов карельского и свекофеннского заложения, а в краевой части свекофеннского пояса сохраняются мелкие блоки гранитоидного фундамента с реликтами супракрустальных пород, имеющих возраст более 2700 млн.лет (Металлогения..., 1980). Эти факты могут свидетельствовать, что свекофеннские геосинклинальные пояса закладывались на гранитоидной коре, прошедшую цикл зеленокаменных поясов и последующую кратонизацию. Это обстоятельство позволяет согласиться с М.В. Муратовым (1980) и другими исследователями, рассматривающими свекофеннскую складчатую область как эпикратонную геосинклиналь.

Как отмечалось в предыдущей главе, флишевая формация ладожской серии (калевий – в Юго-Восточной Финляндии) залегает с конгломератами в основании на образованиях сортавальской (питкярантской) серии (морского ятулия – в Финляндии), сопоставляемой многими исследователями с онежской серией людиковия Карелии. В то же время отложения флишевой формации имеют широкое распространение в пределах свекофеннских подвижных поясов. В ряде

районов Центральной Швеции и Южной Финляндии устанавливается, что эти осадки как подстилают вулканические комплексы свекофеннид, так и переслаиваются с ними (Simonen, 1980; Frietsch, 1982). Отсюда следует вывод, что на рубеже 2100–2000 млн. лет на месте свекофеннской геосинклинали начал формироваться морской бассейн, который заполнялся осадками миогеосинклинального типа. В это же время в пределах Фенно-Карельского кратона существовали платформенные условия. По зонам глубинных разломов были сформированы вулканические пояса, развитие которых происходило на фоне продолжающегося седиментогенеза, что и объясняет наблюдающееся чередование толщ осадков и вулканитов.

Характерной чертой предшествующего карельского цикла является отсутствие инверсионной стадии и сопутствующих ей процессов гранитизации и гранитообразования. Прорывающие карелиды граниты и пегматиты имеют свекофеннский возраст. Аналогично и региональный метаморфизм в карельских зонах, по-видимому, обусловлен прежде всего процессами, связанными со свекофеннской складчатостью и метаморфизмом. Следует отметить, что процессы активизации свекофеннского возраста дают себя знать не только в карельских зонах, близко расположенных к свекофеннской области, но и в архейских зеленокаменных поясах и беломоридах, что подтверждается омоложенными радиологическими возрастными (<1900–1800 млн. лет) в породах, колчеданных рудах и пегматитах лопид и беломорид (Этапы и типы..., 1981).

Ладожско-Ботнический подвижный пояс. Особенности геологического строения и формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов

Ладожско-Ботнический подвижный пояс включает Главный рудный пояс Финляндии, Рудное поле Шеллефте и часть Приладожья. В палеотектоническом отношении он рассматривается некоторыми исследователями как древняя островная дуга (Rickard, Zweifel, 1975; Gorbatshev, 1984).

Главный сульфидный пояс Финляндии приурочен к линейной зоне северо-западного простиранья, обусловленной системой глубинных разломов (рис.1), и протягивается от Ботнического залива на юго-восток в Приладожье (Кайма, 1978). В его строении участвуют различного состава вулканогенные и осадочные образования, которые залегают несогласно на гнейсо-гранитном фундаменте, имеющем возраст более 2700 млн. лет (Кочуво, Tilton, 1966). В пределах рудного поля Виханти, расположенного в северо-западной части Главного рудного пояса, Т. Рохункоски (Rouhunkoski, 1968) дает следующий разрез (снизу вверх):

- кварц-полевошпатовые сланцы
- граувакковые сланцы и конгломераты
- слюдястые сланцы и гнейсы с прослоями аркозитов, карбонатных пород и скарнов
- основные вулканиты.

Плутонические породы объединены в две группы. Синорогенная серия представлена перидотитами, диоритами и гранодиоритами, которые вместе с осадочно-вулканогенным комплексом прорываются и мигматизируются позднеорогенными микроклиновыми гранитами.

Юго-восточнее Виханти, в районе Пюхясалми-Киурувеси-Пиелавеси, где известен ряд колчеданных месторождений типа Пюхясалми, разрез, по данным Е. Мартила (Marttila, 1976), выглядит следующим образом. На гнейсо-гранитном фундаменте несогласно залегает эвгеосинклинальная серия, сложенная метавулканитами основного, среднего и кислого состава, перекрытая пелитовыми и псаммитовыми осадками, превращенными в кордиерит-гранатовые породы. Эти образования претерпели складчатость, метаморфизм и гранитизацию в период первой орогенной фазы. К этому же периоду относится внедрение гиперстеновых гранитоидов и кварцевых диоритов, габбро с возрастом 1870-1900 млн. лет. Эвгеосинклинальные образования с размывом перекрыты отложениями миогеосинклинальной фазы развития, состоящими из конгломератов, очковых гнейсов, слюдяных сланцев, сменяющихся выше по разрезу ритмичнослоистыми псаммитовыми и пелитовыми граувакками. Этот осадочный комплекс прослеживается вдоль восточного контакта с фундаментом от сел. Виеремя до сел. Хааяйнен, но отделены от него разломом, по которому внедрились габбро-диабазы и перидотиты. Мощность данной толщи достигает 1 км (Savolahti, 1965; Marttila, 1976).

Рудное поле Шеллефте, понятие которого ввел А.Г. Хегбом, находится в Северной Швеции и протягивается на 150 км в запад-северо-западном направлении, имеет ширину до 30 км и слагает северную часть геосинклинали Норланд (рис.34). Геология данного района и колчеданные месторождения подробно описаны в многочисленных публикациях (Eklund, 1923; Högbom, 1937; Grip, 1941, 1946; Nilsson, 1968; Wirstam, 1970; Helfrich, 1971; Rickard, Zweifel, 1975, и др.). Взгляды на стратиграфию Рудного поля и историю его геологического развития у различных исследователей, проанализированные Г. Хелфрихом (Helfrich, 1971), не совпадают (рис.35).

В общем виде разрез осадочно-вулканогенных комплексов, слагающих Рудное поле Шеллефте, выглядит следующим образом. По данным Г. Каутского (Kautsky, 1957), наиболее древней частью разреза является серия Маурлиден, которая начинается с базальных терригенных сланцев, а выше сложена вулканитами натрового ряда и сопровождающими их вулканическими и вулканотерригенными осадками, причем в нижней части разреза находятся кремнекислые разновидности вулканитов - кератофиры, дациты и риолиты, а выше - базальты и андезиты. Т.К. Хелфрих (Helfrich, 1971) эту серию разделяет на две (без выделения базальных сланцев): нижнюю - серию Маурлиден, представленную вулканитами кислого состава, и расположенную выше серию Варгфорс, состоящую из базальтов, андезитов, андезибазальтов, конгломератов Менстрек и Абортияри. Стратиграфически выше с размывом залегает филлитовая серия Эльва

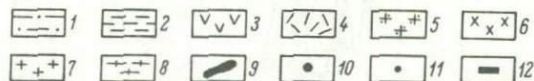
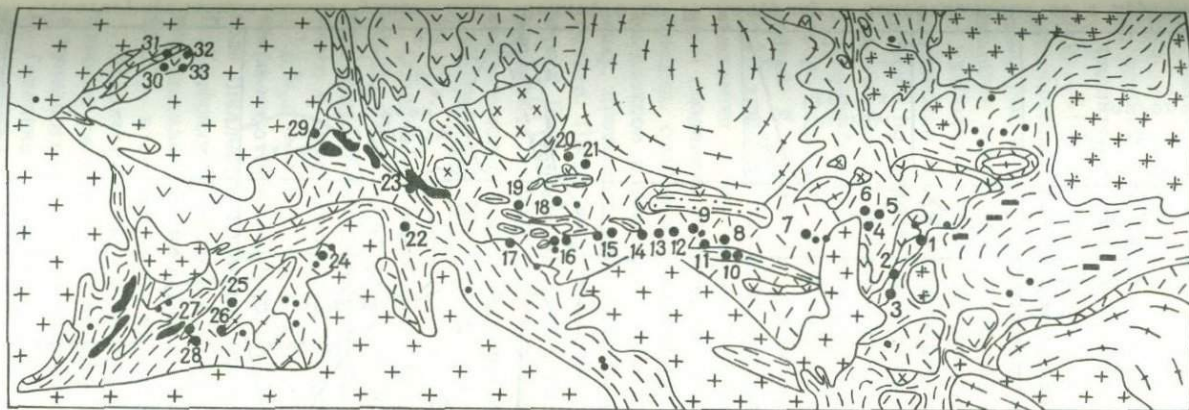


Рис. 34. Геологическая схема Рудного поля Шеллефте. Составлена на основе геологической схемы Е. Грипа (1982) с учетом данных Г. Каутского (Kautsky, 1957) и Г. Хелфриха (Helfrich, 1971).

1 - конгломераты Абортияри; 2 - филлитовая серия (формация): углеродистые сланцы, псаммитовые граувякковые песчаники; 3 - базальт-андезибазальтовая формация: лавы, туфы андезибазальтов и базальтов; 4 - андезит-дацит-риолитовая формация: агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые туфы, лавы, игнимбриты андезидацитов, риолитов; 5 - плагиомикроклиновые граниты; 6 - диориты, габбро-диориты серии Галлеяур-гранитов; 7 - граниты Ревсунд; 8 - базиты и ультрабазиты; 9 - граниты Йорн; 10 - медно-цинковоколчеданные месторождения. Месторождения (на схеме): 1 - Булиден, 2 - Лонгселе, 3 - Лонгдал, 4 - Окулла, 5 - Бастухеден, 6 - Канкберг, 7 - Ренстрём, 8 - Кедтреск, 9 - Сванселе, 10 - Осен, 11 - Удден, 12 - Нордлицен, 13 - Бьютреск, 14 - Бьурлиден, 15 - Бьурфорс, 16 - В. Хёкгула, 17 - Элвабергет, 18 - Маурлиден, 19 - Менстреск, 20 - Хольмчерн, 21 - Олиден, 22 - Неслиден, 23 - Раккеяур, 24 - Бреттмирхеген, 25 - Кимхеден, 26 - Кристенберг, 27 - Ревлидмиран, 28 - Ревлиден, 29 - Лаинийаур, 30 - Адак, 31 - Линскёлд, 32 - Рудьбекен, 33 - Бреннмюран.

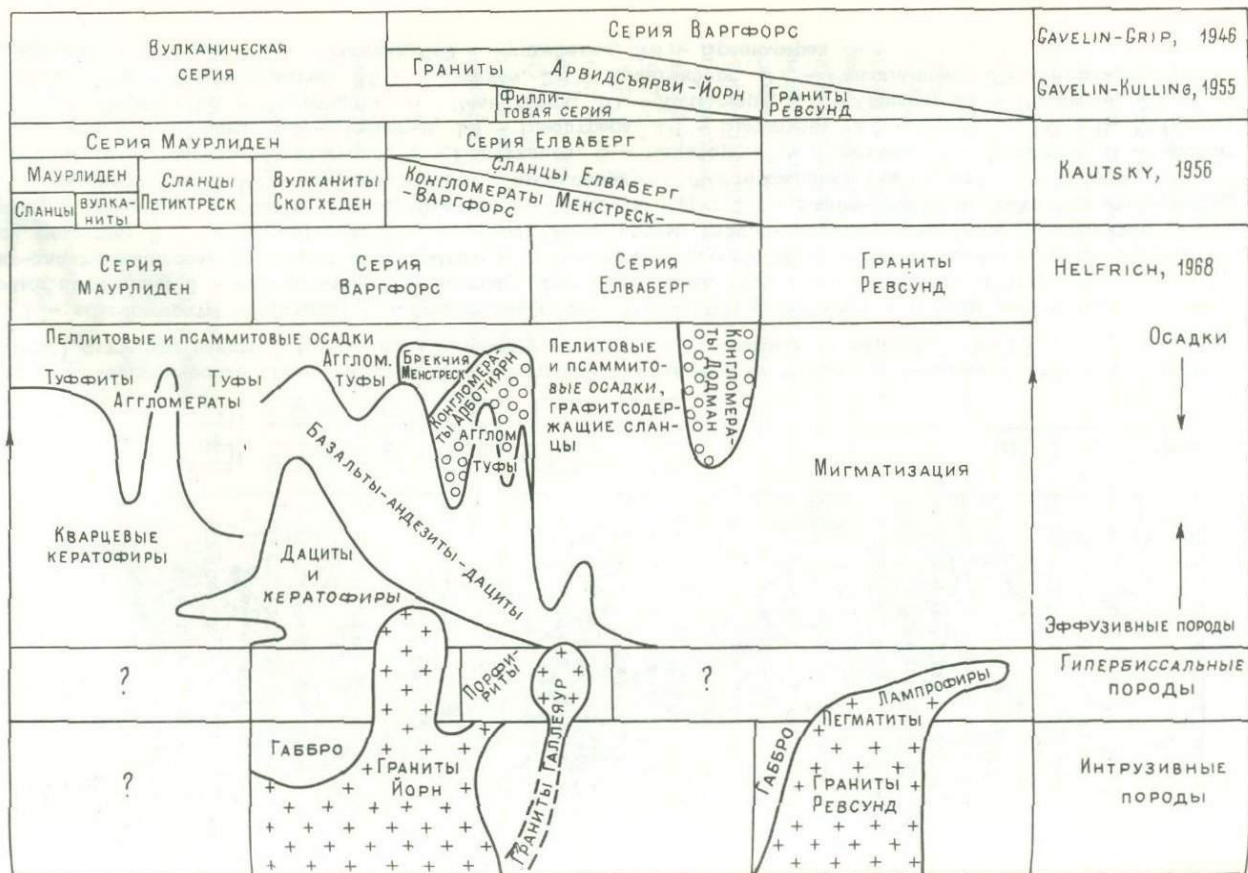


Рис. 35. Стратиграфическая схема Рудного поля Шеллефте по Г. Хелфриху и сопоставление ее с другими схемами (Cavelin, 1946, 1955; Kautsky, 1956; Helfrich, 1968).

берг, состоящая преимущественно из глинистых сланцев со значительной примесью углистого вещества, а также граувакк, полевошлатовых песчаников, прослоев известняков. Г.Каутский (Kautsky, 1957) относит сюда конгломераты Варгфорс и Менстреск, содержащие гальку пород наиболее древних синкинематических гранитоидов Йорн. Э. Грип (1953) отмечает среди осадков отдельные потоки лав основного и кислого состава.

Филлитовая серия, согласно С. Гавелину и Э. Грипу (Gavelin, Grip, 1946; Грип, 1953), перекрыта сильнодифференцированной вулканической серией Арвидсьяур, представленной андезитами, дацитами, риолитами с небольшим содержанием пирокластов. Площадь развития пород этой серии находится севернее поля Шеллефте.

Наиболее древним интрузивным образованием является синкинематическая серия диорит-гранодиорит-плагiogранит (граниты Йорн), которые по существу завершают начальную фазу свекофеннского цикла в данном районе. Она сопровождается первую фазу складчатости с образованием пологих складок с субгоризонтальными осями запад-северо-западного простирания. Их изотопный возраст, согласно данным Е. Грипа (Grip, Wirstam, 1970), составляет 1885 ± 130 млн.лет. После их внедрения следует перерыв и последующие отложения серии Елваберг, завершающиеся складчатостью и внедрением позднекинематических микроклин-плагноклазовых гранитов Ревсунд, сопровождающиеся гранитизацией осадочно-вулканических комплексов и зональным метаморфизмом. Несколько ранее, по-видимому, произошло внедрение интрузий основного и ультраосновного состава. После внедрения гранитов Ревсунд в других районах Северной Швеции вновь последовала вулканическая активность, в результате которой сформировалась серия Кируна-Арвидсьяур, и вулканический цикл замкнулся внедрением гранитов Шоршеле - 1630 ± 40 млн.лет (Welin, e. a., 1971; Grip, Wirstam, 1970).

Осадочно-вулканогенные комплексы, развитые в пределах Ладжско-Ботнического подвижного пояса, разделяются на четыре формации: андезит-дацит-риолитовую, базальт-андезибазальтовую, филлитовую и описанную выше терригенную флишевую (табл.13).

Андезит-дацит-риолитовая (кератофир-кварц-кератофирная) формация имеет широкое развитие в Рудном поле Шеллефте, главным образом в его восточной части. Согласно Г. Хелфриху (Helfrich, 1971), эта формация располагается на неустановленном фундаменте, а по другим данным (Kautsky, 1957), в ее основании находится базальная сланцевая серия.

Характерной чертой фациального состава формации является широкое развитие лав кислого состава наряду с пирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями. Согласно исследованиям С. Гавелина (Gavelin, 1939), Г. Каутского (Kautsky, 1957), Г. Хелфриха (Helfrich, 1971) и других геологов, петрографически различаются кварцевые кератофиры, находящиеся в нижней части разреза формации, и кератофиры, отвечающие по составу дацитам, реже андезитами и залегающие выше кварцевых кератофиров.

Т а б л и ц а 13

Формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов
Ладожско-Ботнического пояса

Формация	Фациально-литологический состав формации
Андезит-дацит-риолитовая (кератофир-кварц-кератофировая)	Лавы, агломератовые, бомбовые, лапиллиевые и другие туфы, обломочные продукты грязевых потоков, вулканогенно-осадочные породы - туффиты, кремнистые и карбонатные породы, черные сланцы, колчеданные руды
Базальт-андезит-базальтовая	Массивные, миндалекаменные, подушечные лавы, лавобрекчии, агломератовые и другие туфы андезибазальтов и базальтов
Филлитовая	Тонкослоистые глинистые сланцы с углеродом и сульфидами, аркозы, граувакки и конгломераты
Терригенная флишевая	Ритмичнослоистые осадки грауваккового и аркозового состава

К последним отнесены порфировые породы риолитового состава с плотной фельзитовой основной массой и вкрапленниками кварца и альбита. Для кератофиров характерны отсутствие вкрапленников кварца и пилотакситовая основная масса.

Лавам кислого состава свойственно однородное флюидальное или сферолитовое строение. Они имеют выдержанное на десятки километров однообразное сложение, что привело Г. Хелфриха к мысли о связи их с извержениями „линейных“ вулканических структур. Большая часть кварцевых кератофиров является спекшимися туфами или игнимбритами. Значительное распространение имеют также агломератовые, глыбовые, лапиллиевые и другие туфы риолитового и дацитового состава. Наибольшая их площадь развития находится к юго-востоку от оз.Ренстрем у Вентреска. Среди поля развития пирокластитов устанавливаются кратероподобные структуры, выполненные фельзитами и являющиеся, по-видимому, остатками эруптивных центров.

С вулканическими образованиями генетически связаны вулканотерригенные отложения „кластической серии“, которая завершает разрез формации. Она сложена полимиктовыми брекчиями грязевых потоков, в которых неокатанный обломочный материал представлен нижележащими вулканитами. С ними ассоциируют тонкокластические и вулканогенно-осадочные отложения, сложенные псаммитовыми и пелитовыми, кремнистыми и известковистыми туффитами, углеродсодержащими сланцами и прослоями карбонатных пород. Аналогичный комплекс пород мощностью до 110 м встречается в различных частях разреза формации, и с ними связаны колчеданные месторождения. Химический состав некоторых вулканогенно-осадочных пород представлен в табл.14.

Таблица 14

Средние химические составы вулканитов Рудного поля Шеллефте по данным Г. Хелфриха (Helfrich, 1971)

Окислы	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
	1		2		3		4		5		6		7	
SiO ₂	49.65	2.27	53.97	1.13	58.35	1.80	63.27	0.95	66.04	0.98	71.04	1.41	75.77	2.34
TiO ₂	0.79	0.30	0.81	0.17	0.62	0.23	0.53	0.13	0.39	0.12	0.32	0.12	0.21	0.11
Al ₂ O ₃	16.02	3.27	16.25	1.43	16.00	1.84	15.42	1.81	14.16	1.65	13.14	0.92	12.00	1.08
Fe ₂ O ₃	4.82	2.47	3.86	1.82	2.56	1.95	1.78	0.81	2.03	1.48	1.16	0.87	0.53	0.41
FeO	5.07	2.29	5.54	1.78	5.15	1.95	4.10	1.47	2.85	1.83	2.89	0.96	1.93	1.11
MnO	0.15	0.03	0.15	0.04	0.10	0.02	0.08	0.03	0.07	0.03	0.16	0.37	0.06	0.12
MgO	7.40	4.38	4.29	1.27	3.82	1.82	2.13	0.71	1.86	0.50	1.27	0.76	0.75	0.42
CaO	8.56	1.97	7.64	1.65	5.21	2.32	5.03	2.14	3.49	1.57	1.98	1.08	1.21	0.71
Na ₂ O	2.61	1.15	2.44	1.08	3.61	1.26	3.25	1.51	2.71	1.26	3.87	1.28	4.31	0.87
K ₂ O	0.92	0.65	1.32	2.24	0.85	0.67	1.35	0.72	1.77	1.56	1.76	0.98	1.59	0.80
П.п.п.	3.10	2.13	3.43	2.63	3.14	1.79	3.15	1.94	3.14	2.09	1.72	1.04	1.18	0.51
Na ₂ O/K ₂ O	2.83		1.84		1.44		2.40		1.28		2.19		2.71	
al'	0.92		1.18		1.37		1.92		2.10		2.19		3.75	
n	29		16		22		18		8		6		30	

Примечание. 1-2 - базальт-андезибазальтовая формация: 1 - базальты, 2 - андезибазальты; 3-7 - андезит-дацит-риолитовая формация: 3 - андезиты, 4 - андезидациты, 5-6 - дациты, 7 - риолиты.

Т а б л и ц а 15

Средний химический состав вулканитов района Пюхясалми-Виханги. Главный рудный пояс Финляндии (Rouhunkoski, 1968; Helovuori, 1979; Huhtala, 1979)

Окислы	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
	1		2		3	
SiO ₂	51.17	2.34	60.10	3.60	75.16	1.95
TiO ₂	0.83	0.51	0.66	0.22	0.26	0.14
Al ₂ O ₃	15.12	2.18	17.78	2.07	12.20	0.91
Fe ₂ O ₃	2.00	1.75	0.93	0.63	0.77	0.37
FeO	8.57	2.18	4.40	1.53	2.55	1.14
MnO	0.20	0.44	0.06	0.03	0.05	0.02
MgO	6.63	1.51	3.25	0.89	0.86	0.51
CaO	10.56	3.36	5.47	1.28	1.88	0.96
Na ₂ O	3.00	1.06	4.07	1.72	4.00	0.02
K ₂ O	0.37	0.29	1.95	0.72	1.22	0.49
H ₂ O ⁺	1.24	0.41	0.89	0.27	0.80	0.37
H ₂ O ⁻	0.13	0.07	0.11	0.05	0.16	0.054
Na ₂ O/K ₂ O	8.10		2.08		3.27	
αI'	0.87		2.08		2.91	
n		11		7		12

П р и м е ч а н и е. 1 - базальты (базальт-андезитбазальтовая формация); 2-3 - андезит-дацит-риолитовая формация: 2 - андезиты, 3 - риолиты.

В пределах Главного рудного пояса Финляндии образования андезит-дацит-риолитовой формации имеют наибольшее распространение в его центральной и северо-западной частях, где известны месторождения Виханги, Пюхясалми, Сявия и др. Большинство исследователей считает, что метавулканиты кислого-среднего состава занимают нижнюю часть разреза, а по некоторым данным (Marttila, 1976), ниже их находятся отложения флишевой формации. В данном районе сохранились только мелко- и тонкопирокластические фации (лапиллиевые, псаммитовые туфы) и вулканогенно-осадочные отложения, превращенные в результате метаморфизма в условиях амфиболитовой фации в кордиерит-биотитовые, слюдястые и другие гнейсы.

Рассматривая петрохимические особенности продуктов формации, прежде всего следует отметить преобладающее развитие дацитов, риолитов (кератофиров и кварцевых кератофиров) и подчиненное

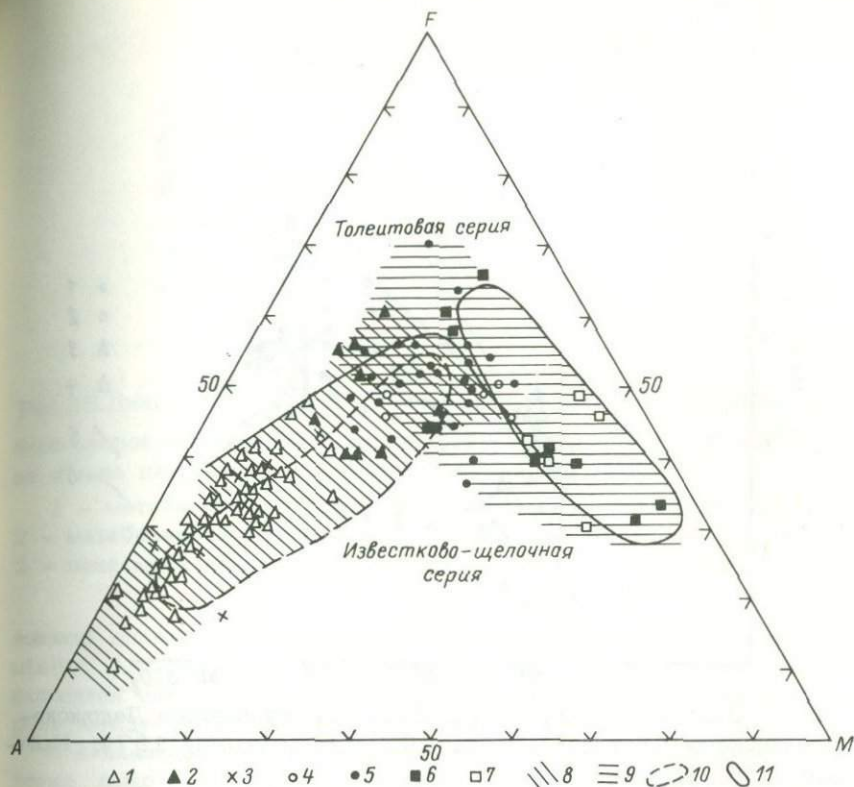


Рис.36. Диаграмма АФМ для вулканитов Ладожско-Ботнического пояса (Helfrich, 1971; Huhtala, 1979; Helovuori, 1979).

1 - кератофиры и кварцевые кератофиры (Шеллефте), 2 - дациты (Шеллефте), 3 - риолиты (Пюхясалми), 4 - андезиты (Пюхясалми), 5 - андезиты (Шеллефте), 6 - базальты (Шеллефте), 7 - базальты (Пюхясалми), 8 - поле дацит-риолитовой формации, 9 - поле базальт-андезибазальтовой формации, 10 - контуры составов дацит-риолитовой формации архейских зеленокаменных поясов, 11 - то же для коматиит-базальтовой формации.

значение андезитов (табл.14, 15). В целом, как это видно на петрохимических диаграммах (рис.36-38), формация сложена вулканитами известково-щелочной (субщелочной - по Ирвину и Барагару) серии, отличающимися сугубо натровой специализацией, которая характеризуется постоянным преобладанием натрия над калием. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется для различных типов пород в пределах 1.44-3.27, что позволяет относить эти вулканиты к калиево-натриевой серии с высокой и весьма высокой глиноземистостью ($\alpha' = 1.37-3.75$), согласно предлагаемой новой классификации магматических пород (Классификация и номенклатура..., 1981).

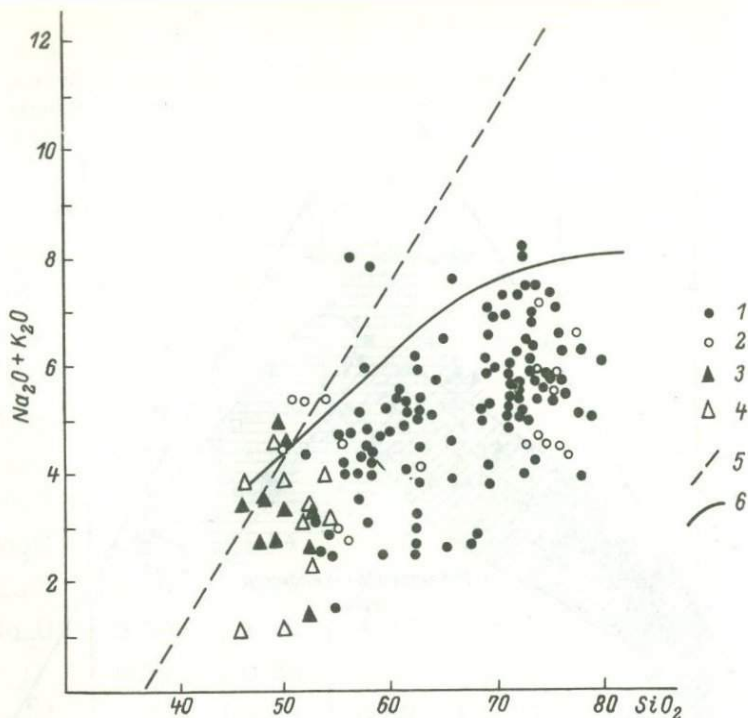


Рис.37. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для вулканитов Ладожско-Ботнического пояса (Helfrich, 1971; Helovuori, 1979; Huh-tala, 1979).

Андезит-дацит-риолитовая формация: 1 - кислые и средние вулканиты Рудного поля Шеллефте; 2 - кислые и средние вулканиты района Киуровеси-Пюхясалми; 3-4 - базальт-андезибазальтовая формация (3 - базальты Шеллефте, 4 - базальты района Киуровеси-Пюхясалми); 5 - граница субщелочных и щелочных пород (Irvine, Baragar, 1971); 6 - граница, разделяющая распространение нормальных и субщелочных пород (Классификация..., 1981).

По этим характеристикам андезит-дацит-риолитовая формация имеет сходство с аналогичной формацией архейских зеленокаменных поясов, но отличается от последней бóльшим объемом кремнекислых разновидностей пород и более высокой их щелочностью, что видно на приводимых диаграммах (рис.36-38). Среди классических серий им более всего соответствуют вулканиты кислого-среднего состава современных островных дуг.

Базальт-андезибазальтовая формация в пределах Рудного поля Шеллефте развита преимущественно в его западной части (западное Трехолмофорса), где образует самостоятельные вулканические структуры. Стратиграфически, по мнению всех исследователей рудного поля Шеллефте, она лежит выше обра-

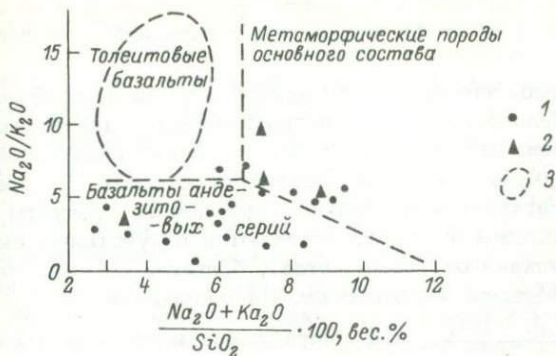


Рис.38. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100}{\text{SiO}_2}$ для базальт-андезит-базальтовой формации Ладожско-Ботнического пояса. Составил автор на основе диаграммы А.А. Маракушева и др. (1975).

- 1 - metabазальты Рудного поля Шеллефте (Helfrich, 1970);
- 2 - metabазальты Рудного поля Пюхясалми-Сявия (Huhtala, 1979);
- 3 - поле metabазальтов архейских зеленокаменных поясов.

зований андезит-дацит-риолитовой формации. По Г. Каутскому (Ka-
 utsky, 1957), между кварцевыми кератофирами и андезибазальтами
 находится сланцевая серия Петиктреск, свидетельствующая о пере-
 рыве между накоплениями двух формаций.

В фациальном составе формации преобладают лавы андезибазаль-
 товых, реже базальтовых порфиритов с вкрапленниками зонального
 основного плагиоклаза или пироксена (авгита) в существенно хло-
 ритовой основной массе. Значительный объем формации занимают
 пирокластические фации, представленные агломератовыми и другими
 туфами, которые наиболее всего распространены между Сванселе и
 Петиктреском.

В пределах поля развития данной формации, к юго-западу и
 северо-западу от Трехолмсфорса находятся два тела „гранитов”
 Галлеяур, представляющие собой дифференцированные интрузии от
 диоритов до гранодиоритов. Они имеют почти правильную округлую
 форму и, по мнению Г. Хелфриха (Helfrich, 1971), представляют
 собой вулканоплутоны, выполняющие древние кальдеры.

В пределах Главного рудного пояса Финляндии продукты базальт-
 андезибазальтовой формации развиты в ряде локальных участков
 района Киурувеси-Пюхясалми. Здесь они представлены главным
 образом массивными и подушечными лавами, лавобрекчиями мета-
 базальтов (Marttila, 1976; Huhtala, 1979).

По химическому составу в объеме формации преобладают андези-
 базальты ($\text{SiO}_2 = 53-57\%$) и в меньшем количестве - базальты.
 Химический состав пород представлен в табл.14, 15 и на петрохи-
 мических диаграммах. На диаграмме АFМ (рис.36) фигуративные
 точки составов пород формации частично попадают в поле известко-
 во-щелочной серии, а часть более основных пород - в поле толей-

товой серии. Они имеют натровую специализацию и по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.27-8.10$ принадлежат натровой и калиево-натровой серии.

Характерно, что вулканиты данной формации, особенно андези-базальты Шеллефте, на всех петрохимических диаграммах образуют поля составов, непрерывные с андезит-дацит-риолитовой формацией, что может указывать на их генетическую связь. По сравнению с базальтами архейских зеленокаменных поясов продукты базальт-андезибазальтовой формации отличаются отсутствием высокомагнетизальных вулканитов (коматитов), большим содержанием кремнекислоты и большей щелочностью. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100}{\text{SiO}_2}$ А.А. Маракушева и др. (1976) фигуратив-

ные точки составов продуктов формации попадают в поле базальтов андезитовых серий, отличающихся от толеитовых базальтов океанов и архейских зеленокаменных поясов более низким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (за счет более высокого содержания калия) и несколько большей суммарной щелочностью (рис.38).

При рассмотрении особенностей петрогенетической эволюции свекофеннского вулканизма в пределах Ладожско-Ботнического пояса обращают на себя внимание его антидромная направленность от наиболее кислых дифференциатов к основным, натровый характер, относительно повышенная щелочность андезибазальтов и базальтов.

Филлитовая формация (серия Елваберг), имеющая широкое распространение в пределах Рудного поля Шеллефте, завершает здесь разрез вулканогенных и осадочных комплексов и залегает с разрывом на вулканитах первых двух формаций. Базальтными горизонтами ее, по данным Г. Хелфриха (Helfrich, 1971), являются конгломераты Менстреск и Аббортиярн (конгломераты Варгфорс, По Г. Каутскому).

Филлитовая формация сложена темными (до черных), тонкослоистыми, часто ритмичнослоистыми углеродсодержащими сланцами. Обычно в них слои с углеродом переслаиваются со слоями псаммитовых или алевролитовых песчаников. Эти сланцы по составу и строению весьма сходны с аналогичными породами архейских зеленокаменных поясов. В их минеральный состав входят кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит, микроклин. Характерно постоянное присутствие в варьирующих количествах пирротина и пирита. Среди филлитов нередко горизонты вулканических пород кислого и среднего состава, свидетельствующие о продолжавшейся активности синхронного осадконакоплению вулканизма.

Южно-Свекофеннский подвижный пояс. Особенности геологического строения и формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов

Южно-Свекофеннский подвижный пояс, выделенный В. Рамсеем (Ramsey, 1909) в качестве древнего орогена, прослеживается в широтном направлении более чем на 1000 км из Приладожья через Южную Финляндию в Центральную Швецию. Введенный им

термин „свекофенниды“ вначале использовался для обозначения слагающих пояс супракрустальных комплексов, а термином „свионий“ обозначалась их стратиграфическая позиция (Sederholm, 1899; Magnusson, 1936; Гейер, 1967).

Разрезы свекофеннид Южной Финляндии, детально разобранные в работах А. Симонена (Simonen, 1953, 1980), Ю. Сейтсаари (Seitsaari, 1951), Х. Вярюнена (1959), У. Латвалаhti (Lattvalahti, 1979), характеризуются преобладающей ролью осадков (79.9%) при подчиненной роли вулканитов (~13%). Последние приурочены главным образом к узким линейным разветвляющимся поясам, между которыми развиты осадки, превращенные в кинциты или гранитоиды. К ним относятся: 1) пояс Юлъярви-Оривеси, рассматриваемый обычно как северная часть сланцевой зоны Тампере (Simonen, 1953); 2) пояс Тиирисма-Хаменлинна-Лойма; 3) пояс Ориярви-о-в Кемиё, известный в литературе под названием сланцевой зоны Киско-Кеми.

Согласно А. Симонену (Simonen, 1980), весь свекофенний состоит из трех частей (групп): верхний - аргиллитовые осадки; средний - основные (а также средние и кислые) вулканиты (лавы, пирокласты) с горизонтами осадков (аркозов, граувакк, конгломератов); нижний - незрелые осадки (аркозы, граувакки) с тонкими прослоями карбонатных пород и зрелых песчаников в аркозах некоторых районов. Осадочные и вулканические образования зоны Тампере благодаря их низкому метаморфизму рассматривались ранее как более молодые ботнийские отложения (Simonen, 1953, 1980) (сверху вниз) (рис.39):

- основные вулканиты 1000 м
- конгломераты и ассоциирующие с ними прослой граувакк и аркозов 700-800 м
- основные и средние вулканиты 800-1500 м
- кварц-полевошпатовые породы (аркозы, граувакки и пирокластиты) 1500-2200 м
- граувакковые сланцы, филлиты 3000 м

Суммарная мощность осадков и вулканитов определяется в 7000-8500 м. Однако здесь не учитываются латеральные переходы, которые несомненно имеются между существенно осадочными (южная часть зоны Тампере) и вулканическими (пояс Юлъярви-Оривеси) частями разрезов. Развитые в верхней части разреза конгломераты с прослоями граувакковых сланцев и аркозовых песчаников переслаиваются с основными вулканитами, и галечный материал состоит главным образом из вулканических пород с небольшой долей гранитов. Определенная часть из них, по-видимому, является туфоконогломератами.

В вулканическом поясе Юлъярви-Оривеси разрез в целом совпадает с описанным, но мощности вулканитов достигают максимальных значений (не менее 1500 м). В основании вулканического комплекса здесь находятся конгломераты Вейттиярви с галькой красно-коричневых порфиритов из лавового потока, развитого южнее. Выше находятся вулканиты основного, среднего и кислого состава, с кото-

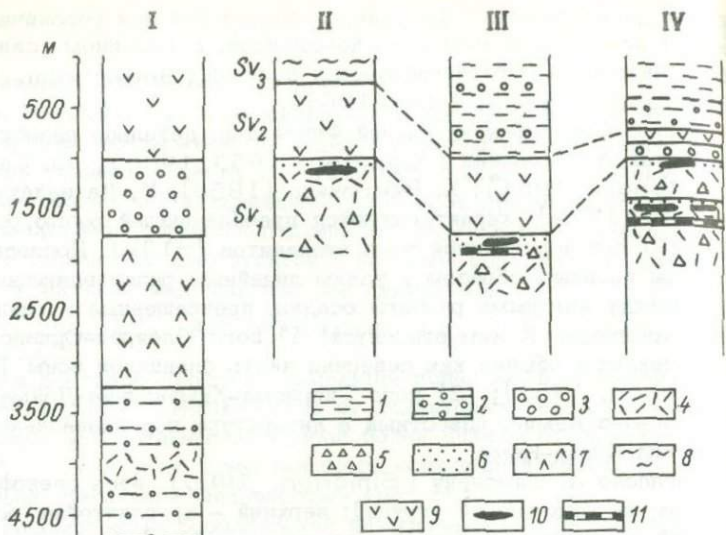


Рис.39. Строение разрезов некоторых районов Южно-Свекофеннского подвижного пояса (Simonen, 1980), У. Латвалаhti (Latvalahti, 1979), Н. Магнуссона (Magnusson, 1970).

1 - метааркозы, слюдястые сланцы, туффиты; 2 - метаграувакки, метааркозы; 3 - конгломераты; 4 - кислые и средние туфы, туффиты (лептиты); 5 - агломератовые туфы кислого и среднего состава; 6 - кремнистые породы; 7 - метаандезиты, метаандезиобазальты; 8 - слюдястые гнейсы; 9 - метабазальты; 10 - колчеданная руда; 11 - железистые кварциты. Районы: I - Тампере, II - Айяла, III - Ориярви (Южная Финляндия), IV - Грютхюттан (Центральная Швеция).

рыми связано медно-вольфрамовое месторождение Юлъярви и несколько мелких рудопоявлений. Завершается разрез кварц-полевошпатовыми сланцами и филлитами.

Разрез вулканического пояса Ориярви-Кемиё (сланцевая зона Киско-Кеми), изучавшаяся многими исследователями (Eskola, 1914; Tuominen, 1951; Mikkola, 1955, 1961; Simonen, 1953; Latvalahti, 1979, и др.), имеет значительное сходство с разрезом лептитовой формации Центральной Швеции. По данным У. Латвалаhti, разрез свекофеннид здесь разделяется на три группы (рис.39): 1) верхняя группа - аргиллитовые и аренитовые осадки (филлиты, слюдястые сланцы, граувакковые сланцы, слюдис-

Т а б л и ц а 16

Стратиграфическая схема свекофеннид Южной Финляндии и Центральной Швеции

Свекофений	Южная Финляндия (Simonen, 1980)	Центральная Швеция (Koark, 1970; Gavelin e.a., 1976)
Верхний	Аргиллитовые осадки	Ларсбо-Мелар и другие серии: кварциты, граувакки, сланцы
Средний	Основные вулканиты с горизонтами осадков (аркозов, граувакк) и конгломератов	Серия Грютхюттан: конгломераты, граувакки аргиллиты, алевролиты с градационной слоистостью, углеродсодержащие филлиты, горизонты вулканитов основного состава
Нижний	Лептиты, геллефлинты, прослой железистых кварцитов и карбонатных пород Аркозы, граувакки с включениями карбонатного материала и зрелых песчаников	Лептитовая серия: туфы и лавы кислого состава с горизонтами карбонатных пород, железистых кварцитов, колчеданов, клас- тических осадков; аргиллиты, граувакки

тые гнейсы и аркозиты), мощность более 3 000 м; 2) средняя группа – основные и средние вулканиты (лавы, пирокласты, местами с прослоями карбонатных пород), мощность 500–1000 м; 3) нижняя группа – лептиты, геллефлинты, кислые вулканиты (лавы, пирокластиты, эпикластиты, прослой карбонатных пород, железистых кварцитов), аренитовые осадки, известняки, прослой железистой формации, мощность 3 000 м.

Стратотипом свекофеннид являются супракрустальные образования антиклинория Свеаленд в Центральной Швеции. Наиболее полные разрезы находятся в его западной и юго-западной частях, где осадочно-вулканогенные комплексы с многочисленными железорудными и колчеданными месторождениями в виде дугообразной зоны охватывают гранитоидный массив. В пределах последнего супракрустальные образования присутствуют в виде небольших реликтовых структур.

По данным ряда исследователей (Гейер, 1967; Koark, 1970; Oen e.a., 1982), разрез свекофеннид Центральной Швеции начинается кислыми, иногда средними вулканитами натрового ряда, среди которых встречаются многочисленные горизонты бедных марганцем полосчатых железных руд, колчеданов и скарнов. По другим сведениям, формирование осадочно-вулканогенного комплекса началось с отложений аргиллитов и граувакк (Gavelin e.a., 1976; Frietsch, 1982, и др.), которые перекрываются указанными выше натровыми вулканитами (табл.16, рис.39). Последние вверх по разрезу сменяются калиевыми кислыми вулканитами, преобладающими фациальными разновидностями которых являются игнимбриты, агломератные и более тонкие туфы. Среди них широко представлены горизонты мраморов, силикатных и окисных железо-марганцевых руд, скарнов, свинцово-цинковых сульфидных руд.

В верхней части стратиграфической колонки находится осадочная формация Грютхюттан, которая в пределах Центральной Швеции обнаруживается в виде остатков синклиналичных структур. В районе Грютхюттан она начинается с горизонта конгломератов и граувакк, достигающих мощности 500-600 м. Выше преобладают более тонкие осадки флишевого типа с четкой градационной слоистостью, сложенные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, прослоями черных углеродсодержащих глинистых сланцев с пиритом. В нижней части граувакк-сланцевого отдела, а иногда в основании, находятся вулканиты базальтового состава. Мощность таких горизонтов колеблется от первых десятков до 300-400 м. Среди них широко развиты подушечные лавы (спилиты), мандельштейны, шлаковые брекчи. С этими вулканитами ассоциируют силлы и тела габбро-диабазов. В породах нижнего вулканического отдела также присутствуют дайки геллефлинт и габбро-диабазов. Супракристалльные образования несогласно перекрыты конгломератами Эльвесторп.

В центральной и восточной частях Центральной Швеции развита осадочная серия Ларсбо-Мелар, слагающая синклинорий Меларен вокруг одноименного озера. В отличие от серии Грютхюттан осадки показывают большие вариации зернистости и состава пород, где присутствуют также кварциты.

Вулканогенные и терригенные комплексы были подвержены складчатой деформации, в результате которых сформировалась изоклинальная складчатость преимущественно с субширотными осями, много погружающимися на восток (Magnusson, 1970; Лазарев, 1977). Этот орогенический этап сопровождался внедрением синорогенной (синкинематической) серии наиболее ранних плутонических пород (1900 млн.лет) ряда диорит-гранодиорит-плаггиогранит (тоналит) (граниты Йорн). Эти плутонические граниты часто залегают конформно как антиклиналь-плутоны. Преобладают они в северо-восточной части антиклинория Свеаленд.

С данным орогеническим этапом, по Н. Магнуссону, связаны термальный метаморфизм и перекристаллизация кислых вулканитов в лептиты, кварц-биотитовые и другие сланцы, в которых широко проявляется Fe-Mg метасоматоз. В породах появляются высоко-

Т а б л и ц а 17

Формационный состав осадочно-вулканогенных образований
Южно-Свекофенского пояса

Формация	Литолого-фациальный состав
Натровая дацит-риолитовая	Агломератовые, лапиллиевые и другие туфы, реже лавы риолитов; дацитов и андезитов, дайки кварцевых порфиров и фельзитов, кремнистые и карбонатные породы, конгломераты, аркозы, железистые кварциты, колчеданные руды
Калиевая трахидацит-трахириолитовая	Различной размерности туфы, реже лавы, туффиты калиевых трахидацитов, трахириолитов, вулканитов нормальной щелочности, известковистые и кремнистые туффиты, известняки, колчеданные руды
Андезит-базальтовая	Лавы базальтов, андезибазальтов, базальтовых порфиров, шлаковые брекчии, агломератовые и другие туфы, прослой кремнистых пород, туффиктов, черных углеродсодержащих сланцев
Граувакко-сланцевая	Ритмичнослоистые граувакковые и аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углеродсодержащие филлиты, конгломераты
Граувакко-конгломератовая	Конгломераты, гравелиты, граувакки, кварциты, песчано-глинистые отложения с прослоями углеродсодержащих филлитов и известняков

магнезиальные минералы: антофиллит, жедрит, алмадин, куммингтонит, кордиерит, андалузит, силлиманит.

В интраорогенный период внедрились дайки основного состава, прорывающие урграниты. После последовало погружение территории до глубин, где РТ-условия были достаточны для палингенеза. Эти процессы привели к образованию венитовых гнейсов, сопровождающихся большим количеством пегматитов. С образованием венитовых гнейсов связано внедрение более молодых плагиомикроклиновых гранитов филлинсбо-стокгольмского типа, сопровождающихся магматическими пегматитами. Н. Магнуссон (Magnusson, 1970) рассматривает их как продукты селективного плавления исходных вулканических и осадочных пород.

Характерной чертой формационного состава осадочных и вулканогенных комплексов Южно-Свекофенского подвижного пояса является широкое развитие в нем терригенных осадочных отложений и кислых вулканитов. Выделяется ряд вулканогенных и терригенных формаций,

краткая характеристика которых приведена в табл.17.

Вулканогенный ряд представлен лептитовой и андезит-базальтовой формациями.

Термин „лептит“ впервые был введен Д. Гуммелем (Hummel, 1885), но вошел в обиход геологического языка в мировой литературе только в 1910 г. после Международного геологического конгресса. Этот термин обсуждался различными авторами, и в настоящее время под лептитом понимаются метаморфизованные разнофациальные вулканические породы кислого и среднего состава, а также ассоциирующие с ними кремнистые вулканогенные породы с размером зерен от 0.3–0.05 до 0.5 мм (Geijer, Magnusson, 1944), а с меньшей величиной зерен породы относят к геллефлинтам. Эти термины не отвечают требованиям современных исследований, но широкое распространение в литературе вызывает необходимость их употребления.

В объеме лептитовой „формации“ различаются вулканыты с преобладанием натрия и калия, занимающие различное стратиграфическое положение и имеющие свои металлогенические особенности. Это приводит к необходимости разделить лептиты на две формации: натровую дацит-риолитовую и калиевую трахидацит-трахириолитовую (табл.17).

В фациальном составе натровой дацит-риолитовой формации преобладают агломератовые, лапиллиевые, псаммитовые, пепловые туфы кислого, реже среднего, состава, игнимбриты, иногда лавы. Субвулканическая фация представлена многочисленными дайками кварцевых порфиров и фельзитов. Туфы характеризуются хорошо выраженным обломочным строением и порфировой структурой с вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза. Псаммитовые и алевролитовые туфы и туффиты нередко имеют слоистую текстуру, а при низкой степени метаморфизма в них сохраняются витрофировые структуры (Sundius, 1923; Velden e.a., 1982).

Для лав характерны массивная или флюидальная текстура, порфировая структура с вкрапленниками кварца и кислого плагиоклаза и фельзитовой, микропйкилитовой и микросферолитовой основной массой, в которой размер зерен не превышает 0.05 мм. Основными минералами лептитов в варьирующих количествах являются кварц, плагиоклаз, биотит, хлорит, серицит, микроклин. Кроме того, в метаморфизованных разностях встречаются андалузит, силлиманит, кордиерит, гранат, роговая обманка. Метаморфизованные лептиты имеют обычно гранобластовую структуру основной массы с реликтами порфировых вкрапленников. При большей степени метаморфизма породы переходят в лептитовые гнейсы.

Широкое развитие имеет вулканогенно-осадочная фация, представленная туффитами риолитового состава, известковистыми и кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами (силицитами), карбонатными породами, железистыми кварцитами и колчеданными рудами. Кремнистые туффиты и силициты характеризуются тонким афанитовым сложением и слоистой текстурой. В их составе кроме преобла-

дающего кварца находятся в различных количествах альбит, микроклин, мусковит, биотит, глиноземистые минералы, гранат, сульфиды, магнетит. Эти породы часто ассоциируют с карбонатными породами, состав которых колеблется от известняков до доломитов. Мощности карбонатных горизонтов редко достигает сотни метров. Их генезис связывается с вулканизмом, и породы рассматриваются как „вулканические сублиматы“ (Magnusson, 1936). В ассоциации с кремнистыми и карбонатными породами находятся железистые кварциты и колчеданные руды. Широким развитием пользуется вулканотерригенная фация, представленная конгломератами, аркозами — продуктами перемыва лептитов (Du Rietz, 1968).

В вулканическом поясе Ориярви-Кемие Южной Финляндии продукты натровой дацит-риолитовой формации, по данным У. Латвалахти (Latvalahti, 1979), слагают „нижнюю“ свекофенскую группу. В фациальном составе, так же как и в Центральной Швеции, преобладают пирокластические образования. Кислые лавы и лавобрекчии имеют подчиненное значение. В вулканогенно-осадочной фации, развитой преимущественно в верхней части ее разреза, присутствуют кремнистые хемогенные породы, железистые кварциты, маломощные горизонты карбонатных пород и колчеданы.

К а л и е в а я т р а х и д а ц и т — т р а х и р и о л и т о в а я ф о р м а ц и я занимает более высокое стратиграфическое положение. Ее подробное описание можно найти у О. Хенриковеса (Henriques, 1966) для района месторождения Оммеберг. В фациальном составе, так же как и в дацит-риолитовой формации, туфы преобладают над лавами. Автор выделяет здесь красные и серые лептиты, различающиеся содержанием калия. Характерны порфировая и микропорфировая структуры пород с вкрапленниками кварца, кислого плагиоклаза, микроклина и микропертита. Основная масса слабометаморфизованных разностей обычно микрофельзитовая, микропойкилитовая с размером зерен не более 0.07 мм. Главными минералами пород являются кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит и хлорит. При метаморфизме породы перекристаллизуются с образованием лептитовых гнейсов, обладающих гранобластовой структурой и переходящих в венитовые гнейсы. Вулканогенно-осадочная фация представлена известковистыми и кремнистыми туффитами, известняками, скарнированными и содержащими вкрапленность сульфидов. С ними связаны пластовые залежи колчеданного месторождения Оммеберг.

А н д е з и т — б а з а л ь т о в а я ф о р м а ц и я в общем объеме вулканических образований Южно-Свекофенского подвижного пояса имеет подчиненное значение. В Центральной Швеции, по данным С. Магнуссона (Magnusson, 1970), базальты, мощность которых здесь достигает 400-500 м, в разрезах следуют за лептитами, отделяясь от них иногда конгломератами и граувакками. В районе колчеданного месторождения Гарпенберг (Du Rietz, 1968) среди лептитов отмечаются маломощные горизонты подушечных базальтов и шлаковых брекчий. По данным У. Латвалахти (Latvalahti, 1979), в районе Ориярви-Айяла базальты и андезиты

Таблица 18

Химический состав пород натровой дацит-риолитовой формации Центральной Швеции

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61.17	65.85	76.10	77.60	77.40	80.28	82.50	84.60	3.15	54.20
TiO ₂	-	1.20	0.13	0.10	0.13	0.15	0.4	0.02	-	0.92
Al ₂ O ₃	19.45	14.25	13.0	12.70	13.08	11.35	5.60	3.90	1.10	18.35
Fe ₂ O ₃	3.02	1.43	1.0	0.40	0.51	0.07	3.30	0.90	0.13	2.26
FeO	3.18	4.98	1.30	2.20	0.26	0.28	3.90	5.10	0.48	8.09
MnO	-	0.04	0.08	0.07	-	0.01	0.12	0.04	0.15	0.22
MgO	1.25	2.00	0.09	2.32	1.22	1.18	1.88	1.79	1.09	4.24
CaO	2.98	3.32	0.22	1.45	0.78	0.35	0.16	0.08	53.64	8.37
Na ₂ O	4.11	2.77	6.19	2.30	6.22	5.94	0.10	0.01	0.12	2.14
K ₂ O	2.30	2.76	0.41	2.50	0.85	0.26	0.10	0.01	0.52	0.48
H ₂ O ⁺	2.63	0.69	-	-	0.05	0.42	-	-	-	0.66
H ₂ O ⁻	-	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	0.14	-	-	-	-	-	40.16	-
Сумма	100.09	99.52	98.62	96.64	100.45	100.31	97.70	96.45	100.6	100.01
Na ₂ O/K ₂ O	1.78	1.00	15.09	0.92	7.31					
αl'	2.61	1.69	5.41	2.59	6.54					

Примечание. 1 - андезиты, Упсала (Lundergårdh, 1956); 2 - туфы андезидацитов, Упсала (Lundergårdh, 1956); 3 - риолиты порфировой структуры, Невегруван (Ohlsson, 1979); 4 - лептит (риолит) (м-ние Калвбекен, Hübner, 1966); 5 - натровые лептиты (риолиты), Нибберг (Högbom, 1920); 6 - кремнистые туффиты (натровые лептиты) (Magnusson, 1970); 7-8 - кварциты, Калвбекен (Hübner, 1966); 9 - известняки, Юксьеберг (Ohlsson, 1979); 10 - кварц-магнетит-куммингтонитовые сланцы, Фалун (Larsson, 1932).

Т а б л и ц а 19

Средний химический состав метавулканитов дацит-риолитовой формации Южной Финляндии (Lokka, 1950; Simonen, 1953; Latvalahti, 1979)

Окислы	\bar{X}	S	\bar{X}	S	\bar{X}	S
	1		2		3	
SiO ₂	66.03	1.52	70.69	1.39	75.57	1.60
TiO ₂	0.52	0.17	0.45	0.23	0.21	0.10
Al ₂ O ₃	14.81	0.96	13.34	1.30	12.28	0.70
Fe ₂ O ₃	1.62	1.28	1.20	1.05	0.61	0.48
FeO	3.79	1.94	2.69	1.19	1.88	0.76
MnO	0.06	0.05	0.06	0.05	0.03	0.19
MgO	2.11	1.48	1.18	0.98	0.61	0.56
CaO	3.43	2.46	2.72	1.44	1.17	0.72
Na ₂ O	2.70	1.05	2.76	1.07	2.60	1.29
K ₂ O	3.37	1.81	3.58	1.89	4.20	1.62
H ₂ O ⁺	0.98	0.53	0.69	0.54	0.50	0.33
H ₂ O ⁻	0.09	0.08	0.18	0.19	0.16	0.14
Na ₂ O/K ₂ O	0.80	-	0.77	-	0.61	-
Al'	1.96	-	2.63	-	3.96	-
n	8		22		16	

П р и м е ч а н и е. 1 - дацит (Южная и Юго-Западная Финляндия), 2 - риодациты (Западная и Юго-Западная Финляндия), 3 - риолит (Айяла-Ориярви).

имеют сходное стратиграфическое положение и принадлежат средне-свекофеннской группе. Здесь они представлены массивными и подушечными лавами плагиоклазовых порфиритов. Значительный объем занимают агломератовые, лапиллиевые и другие туфы, среди которых встречаются маломощные (1-10 м) горизонты скарнированных карбонатных пород.

Продукты андезит-базальтовой формации известны в вулканическом поясе Юлъярви-Оривеси, где они детально описаны А. Симоненом для района Тампере (Simonen, 1953). С этой формацией здесь связаны месторождения Юлъярви и Хавери. Вулканиты находятся в средней и верхней частях разреза свекофеннид, где они чередуются с терригенными осадками. Фациально данная формация представлена пирокластическими породами с относительно редкими потоками миндалекаменных и подушечных лав уралитовых и плагиоклазовых порфиритов.

В районе месторождения Хавери (Mäkelä, 1980) среди потоков массивных и подушечных metabазальтов и туфов находятся маломощные горизонты осадочных пород: туффитов, кремнистых сланцев („черт“), скарнированных карбонатных пород и черных углеродсодержащих сланцев, к которым приурочено сульфидное оруденение.

Характерными чертами петрохимической эволюции вулканизма

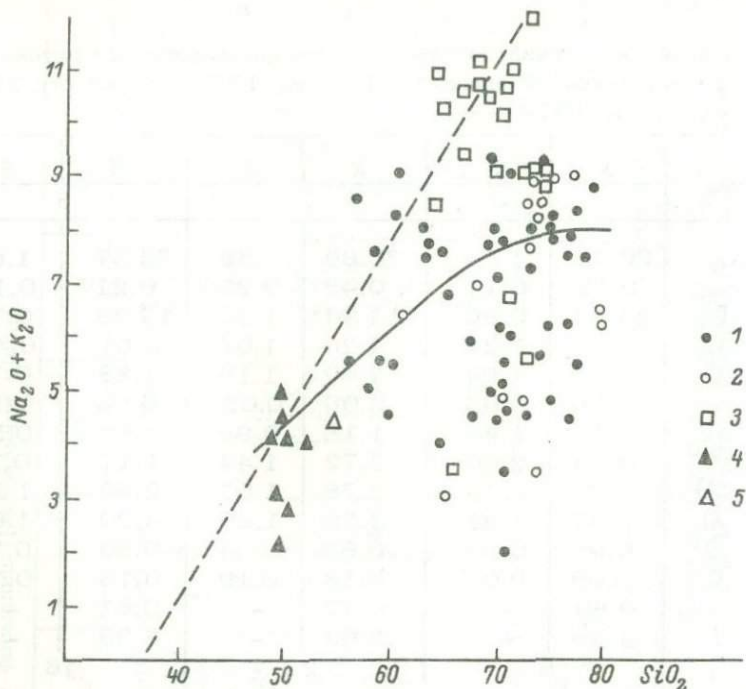


Рис.40. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для вулканитов Южно-Свекофеннского пояса (Larsson, 1932; Lokka, 1934, 1950; Simonen, 1953; Hübner, 1966; Magnusson, 1970; Latvalahti, 1979; Ohlsson, 1979).

1-2 - натровая дацит-риолитовая формация (1 - кислые и средние вулканиты Южной Финляндии, 2 - кислые вулканиты Швеции); 3 - калиевая трахидацит-трахириолитовая формация (Центральная Швеция); 4-5 - андезит-базальтовая формация (4 - базальты Южной Финляндии, 5 - базальты Центральной Швеции).

Южно-Свекофеннского пояса, так же как и Ладожско-Ботнического, являются его антидромная направленность и в отличие от последнего - высокая щелочность продуктов дацит-риолитового вулканизма при повышенной роли калия в составе щелочей. Еще одной особенностью является подчиненное значение базальтоидов в разрезах свекофеннид рассматриваемого пояса. В объеме натровой дацит-риолитовой формации преобладают кислые, ультракислые и умеренно кислые, с подчиненным значением средних, вулканиты нормальной щелочности (табл.18, 19). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ они принадлежат натровой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.78-15.09$) и кали-натровой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.61-1.00$) сериям высокой и весьма высокой глиноземистости (рис.40). Последние характерны особенно для вулканического пояса Ориярви-Оривеси в Южной Финляндии.

Трахидацит-трахириолитовая формация, занимающая в разрезах

Химический состав продуктов калиевой трахидацит-трахириолитовой формации

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	71.43	63.27	60.54	66.16	71.42	77.59	83.35	17.46
TiO ₂	0.40	0.10	0.38	0.68	0.26	0.17	0.07	-
Al ₂ O ₃	14.16	15.94	18.40	15.05	12.31	11.61	2.69	2.53
Fe ₂ O ₃	0.36	3.16	0.18	0.16	0.25	0.92	1.08	0.04
FeO	0.94	0.40	1.56	5.32	5.88	0.24	6.24	0.92
MnO	0.09	0.15	0.01	0.08	0.08	0.01	0.08	0.41
MgO	0.45	1.22	0.94	0.98	2.14	0.50	1.22	0.76
CaO	0.06	3.16	1.27	2.28	0.34	0.13	2.20	45.97
Na ₂ O	1.34	3.96	3.59	2.02	0.42	0.27	0.26	-
K ₂ O	10.72	8.12	12.67	6.05	5.46	8.82	0.34	-
H ₂ O ⁺	0.45	0.31	0.74	0.72	1.14	0.11	0.94	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	0.14	0.12	-	0.38	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	31.10
Сумма	100.40	99.79	100.28	99.64	99.82	100.48	98.85	99.18
Na ₂ O/K ₂ O	0.13	0.48	0.28	0.33	0.07	0.03	-	-
αβ'	8.09	8.95	6.86	2.32	1.48	6.99	-	-

Примечание. 1-3 - „красный лептит“ (риолиты и дациты), Оммеберг (Henriques, 1966); 4, 5 - „серый лептит“, Оммеберг (Henriques, 1966); 6 - калиевый лептит (риолит), Лонгбан (Magnusson, 1970); 7 - кремнистый туффит с пирротинном, Оммеберг (Henriques, 1966); 8 - известняк, Оммеберг (Henriques, 1966).

обычно более высокое стратиграфическое положение, является продуктом эволюционного развития вулканизма, давшего ряд салических формаций. По химическому составу в ней также присутствуют кислые, ультракислые, умереннокислые и средние разновидности пород, но объем последних уменьшается. По щелочности они принадлежат к субщелочному и щелочному рядам калиевой серии ($N\alpha_2O/K_2O = 0.07-0.48$) (табл.20, рис.40).

По составу первую из них можно сопоставить с дацит-риолитовой формацией, присущей орогенной стадии эвгеосинклинального развития, тогда как вторая характерна для эпигорогенного режима (Магматические формации..., 1979). В рассматриваемом случае формирование осадочно-вулканогенных формаций происходило в условиях геосинклинали, которая заложилась на сиалической коре, прошедшей цикл развития зеленокаменных поясов. Исходные магмы, имеют, по-видимому, коровое происхождение. Условия магмогенерации обусловлены переработкой опускавшихся блоков сиалического фундамента под воздействием флюидно-тепловых потоков, которые могли привносить щелочи и рудогенные элементы. Формирование формаций происходило в морских условиях при наличии островных вулканов, о чем свидетельствует широкое развитие вулканогенно-осадочных фаций и их переслаивание с собственно вулканическими фациями.

Андезит-базальтовая формация возникла после перерыва, обусловленного инверсией и разрывом лептитовых формаций. Как правило, вулканы этой формации присутствуют в редуцированном виде и ассоциируют с отложениями граувакко-сланцевой формации.

Базальты Центральной Швеции по химизму относятся к недифференцированным продуктам натровой серии ($N\alpha_2O/K_2O = 0.87-1.59$) высокой глиноземистости ($\alpha^T = 0.84-1.01$). В андезит-базальтовой формации, развитой в Южной Финляндии, кроме базальтов присутствуют андезибазальты и андезиты, по щелочности относящиеся к нормальному ряду при постоянном преобладании натрия над калием (табл.21). На диаграмме АФМ фигуративные точки составов андезит-базальтовой формации частично находятся в поле толеитовой, а частично известково-щелочной серии (рис.41). Базальт-андезитовую формацию можно отнести к семейству мафическо-салических формаций, характерных для подвижных поясов и отсутствующих в области океанических и континентальных плит (Магматические формации..., 1979). Они, как отмечается в названной работе, встречаются в различных геотектонических зонах и часто связаны с инверсионной стадией развития эвгеосинклинальных зон, где ассоциируют с тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формацией. Их образование связано, по-видимому, с магмами, генерирующимися в глубоких частях земной коры и верхней мантии.

К граувакко-сланцевой формации отнесены терригенные отложения, включающие ладожскую серию в Приладожье, нижнюю терригенную часть разреза районов Тампере и Ориярви, в Центральной Швеции - серию Грютхюттан. Сюда же, по-видимому, следует относить ритмичнослоистые граувакковые песчаники на о-ве Утё, подстилающие лептиты и связанные с ними осадки. Выше отме-

Т а б л и ц а 21

Химический состав вулканитов андезит-базальтовой формации Южно-Свекофеннского пояса

Окислы	\bar{X}_1	S	\bar{X}_2	S
SiO ₂	49.25	1.36	50.36	1.54
TiO ₂	0.87	0.74	0.88	0.31
Al ₂ O ₃	15.53	1.49	16.51	3.77
Fe ₂ O ₃	3.98	3.30	3.99	4.18
FeO	7.58	2.84	7.58	2.23
MnO	0.19	0.13	0.16	0.08
MgO	6.79	2.18	4.67	1.65
CaO	10.26	1.30	9.21	1.95
Na ₂ O	3.05	1.09	2.54	0.92
K ₂ O	0.76	0.37	1.59	0.21
H ₂ O ⁺	0.87	0.78	1.65	0.76
H ₂ O ⁻	-		0.08	0.03
Na ₂ O/K ₂ O	4.01		1.59	
αL'	0.84		1.01	
n		12		13

П р и м е ч а н и е. 1 - средний состав базальтов Центральной Швеции; 2 - средний состав базальтов Южной Финляндии (Latvalahti, 1979).

чалось, что терригенные отложения Южно-Свекофеннского пояса, в разной степени метаморфизованные и гранитизированные, в стратиграфическом разрезе занимают различную позицию, обусловленную особенностями геотектонического развития региона.

Характерной чертой развития формации является широкое распространение и большие мощности ее продуктов, достигающие 2-3 тыс.м и более. В литологическом составе резко преобладают алевролиты, аргиллиты, псаммитовые песчаники; реже встречаются филлиты с углистым веществом и сульфидами, прослой конгломератов. Для осадков характерна четко выраженная градационная, ритмичная, иногда косая слоистость, свидетельствующая об относительно мелководных условиях ее отложения. Отсутствуют карбонатные отложения, за исключением повсеместно распространенных кремнисто-карбонатных конкреций. По своему геотектоническому положению и составу описанную формацию можно сопоставить с аспидной формацией ранних стадий геосинклинального развития, примером которой может быть юрская филлитно-сланцевая толща геосинклинали Малого Кавказа.

К г р а у в а к к о - к о н г л о м е р а т о в о й формации отнесены полимиктовые конгломераты верхней части разреза

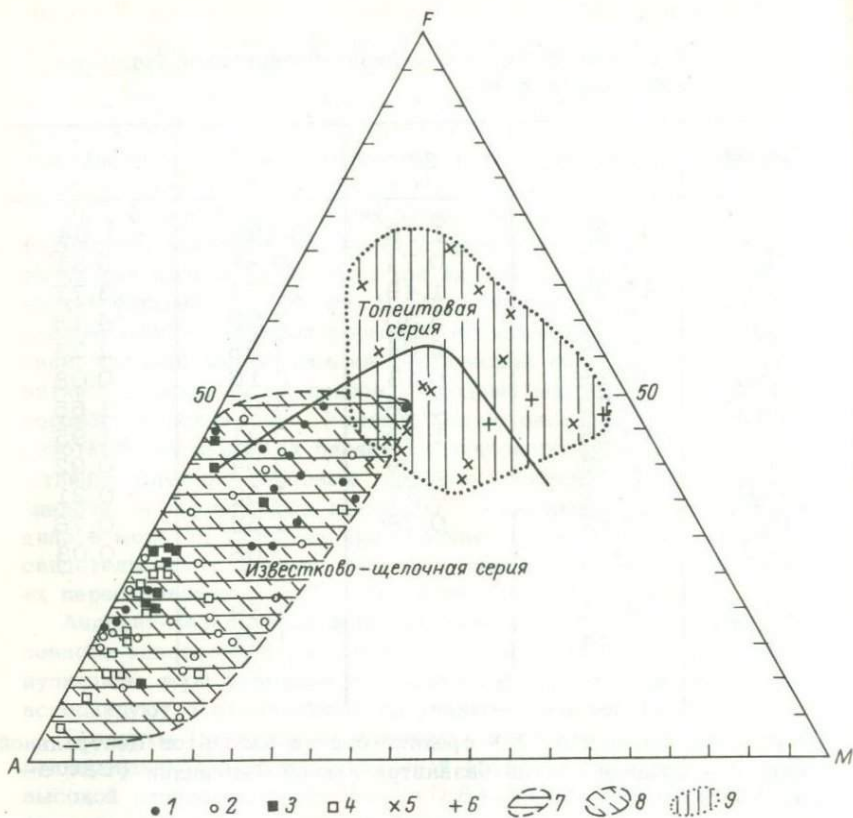


Рис.41. Диаграмма AFM для вулканитов Южно-Свекофеннского подвижного пояса (по литературным данным, см. рис.40).

1-2 - натровая дацит-риолитовая формация (1 - Южная Финляндия, 2 - Центральная Швеция); 3-4 - калиевая трахидацит-трахириолитовая формация (3 - Южная Финляндия, 4 - Центральная Швеция); 5-6 - андезит-базальтовая формация (5 - Южная Финляндия, 6 - Центральная Швеция). Поля: 7 - натровой дацит-риолитовой, 8 - калиевой трахидацит-трахириолитовой, 9 - андезит-базальтовой формаций.

сланцевого пояса Тампере и так называемую серию Ларсбо-Мелар в Центральной Швеции. В сланцевом поясе Тампере (Simonen, 1953) конгломераты зоны Вильяккала-Тейско содержат гальку подстилающих основных и средних вулканитов.

Серия Ларсбо-Мелар, развитая в юго-восточной Далекарлии и вокруг оз.Мелар, представлена плохо сортированными различной зернистости осадками, где преобладают песчано-глинистые сланцы, граувакки, кварциты и конгломераты, среди которых присутствуют

прослой аргиллитов с графитом и известняков. Большинство исследователей рассматривают эту серию как продукт размыва лептитов (Hjelmqvist, 1938; Гейер, 1967).

Представляется, что образование конгломерато-граувакковой формации связано с глыбовыми движениями фундамента и разрушением приподнятых блоков в позднюю фазу складчатости. Они прорываются древними гранитами (урганитами), их накопление сопровождалось незначительной вулканической деятельностью.

Особенности регионального метаморфизма свекофеннид

Тектонические и термодинамические условия регионального метаморфизма в свекофеннских подвижных поясах в различное время исследовались многими геологами (Eskola, 1915, 1925, 1950; Gavelin, 1939, 1955; Nietanen, 1954, Судовиков, 1954; Судовиков и др., 1970; Глебовицкий и др., 1971; Великославинский, 1972; Глебовицкий, 1973; Korsman, 1977; Latvalahti, 1979, и др.), в работах которых можно найти более подробное обсуждение рассматриваемого вопроса.

В целом в свекофеннских подвижных поясах можно установить аналогичную последовательность метаморфических и метасоматических преобразований осадочно-вулканогенных комплексов, что и в лопии. Наиболее ранние изменения связаны с автометасоматическими процессами на стадии накопления. Детально этот процесс не изучен. Можно только отметить, что в вулканитах Шеллефте, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, сохраняются более ранние ассоциации Кв-Алб-Эп-Хл-Ка-Пи, связанные с автометасоматическим процессом. Наиболее ранние околорудные изменения выразились в хлоритизации и серицитизации вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Последующий метаморфизм, не превышающий, по-видимому, зеленосланцевой фации, связан со стадией погружения и совпадает с первой складчатостью и внедрением ранней плагиогранитоидной серии. Главной фазой складчатости обусловлен зональный метаморфизм, сопровождающийся гранитизацией и внедрением плагиомикроклиновых гранитов (рис.42). С последующими деформациями связаны, как правило, процессы регрессивного метаморфизма.

В пределах Ладожско-Ботнического подвижного пояса термодинамические условия регионального метаморфизма Рудного поля Шеллефте в значительной степени отличаются от его юго-восточного продолжения - Главного рудного поля Финляндии.

В Шеллефте метаморфизм осадочно-вулканогенных комплексов на большой площади не превышает условий зеленосланцевой фации, при которых сохраняются минеральные ассоциации автометасоматической стадии изменения вулканитов и околорудного метасоматоза. В работах С. Гавелина (Gavelin, 1939, 1955), Н. Эдельмана (Edelman, 1967) установлена метаморфическая зональность, связанная во времени с внедрением гранитов Ревсунд и гранитизацией.

Согласно С. Гавелину (Gavelin, 1939, 1955), в зеленослан-

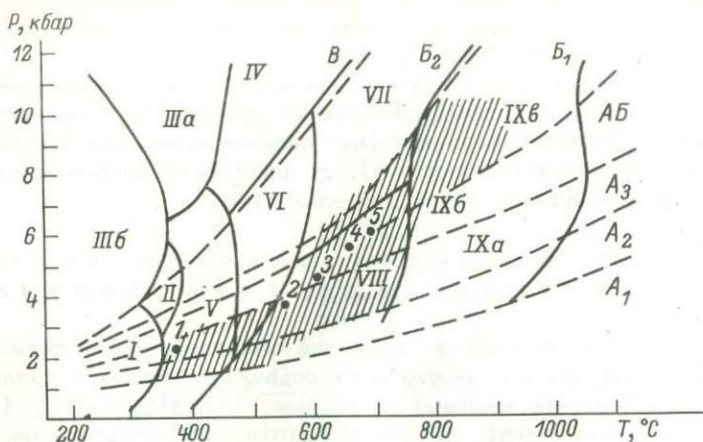


Рис.42. Условия регионального метаморфизма в Ладожско-Ботническом подвижном поясе (на основе петрогенетической сетки В.А. Глебовицкого).

Цифры на диаграмме - месторождения: 1 - Вост. Хегкула, Булиден; 2 - Бьютреск, Бьурлиден; 3 - Адак; 4 - Виханти; 5 - Пюясалми.

цевой фации выделяются две субфации: серицит-хлоритовая и биотитовая. Изограда биотита расположена субпараллельно фронту гранитизации, связанной с внедрением гранитов Ревсунд. Для дацитов и риолитов хлоритовой зоны характерна неравновесная ассоциация Сер-Хл-Ка-(Кв-Алб-Хл) (в скобках - реликтовые минералы), а для андезибазальтов и базальтов - Акт-Хл-Би-Ка-Алб.

В зоне биотита в метавулканитах кислого состава и вулканогенно-осадочных породах биотит развивается часто в форме мелких порфиробласт. Реакция $\text{Хл-Му-Кв} \rightarrow \text{Кор-Би}$, по данным Г. Винклера (Winkler, 1974), осуществляется при температуре $520-535^\circ$ и давлении 2-4 кбар. В вулканогенно-осадочных фациях рудомещающих комплексов ряда месторождений (Бьютреск, Бьурлиден, район Адак) возникает ассоциация $\text{Гр-Кор-Ст-Анд-Би-Кв}$.

По схеме В.А. Глебовицкого (1976), метаморфизм здесь соответствует фации куммингтонитовых амфиболитов фациальной серии A_2-A_3 , который осуществляется при температуре $550-580^\circ$, давлении около 3-4 кбар. Прослои карбонатных пород в этих условиях скарнируются с образованием в них амфибола, граната, плагиоклаза, сульфидов.

В зоне гранитизации в условиях амфиболитовой фации кислые породы превращаются в биотитовые гнейсы. Здесь характерен калиевый метасоматоз с образованием порфиробласт микроклина.

Для Главного рудного пояса Финляндии термодинамический режим метаморфизма значительно отличается от вышеописанного региона.

По данным П. Роухункоски (Rouhunkoski, 1968), Т. Хатала (Huhtala, 1979), Е. Марттила (Marttila, 1976), в районе Вихан-ти-Пюхясалми-Киуровеси метаморфизм достигает высоких ступеней амфиболитовой фации. Вулканогенно-осадочные породы, вмещающие руды, превращены в слюдистые, кордиеритовые, кордиерит-куммингтонитовые и другие гнейсы, для которых характерны следующие минеральные ассоциации: Виханти - Кв-Му-Пл, Кв-Би-Му-Амф (Ро-Акт-Кум), Кв-Пл-Ро-Кор-(Гр), Кор-Кв-Пл-Му-(Сил); Пюхясалми - Кор-Ант-Гр-Би-Кв, Би-Му-Кв-Пл, Кв-Би-Кор-Сил-Пл, Кв-Пл-Сер-Кор. Горизонты карбонатных пород превращены в скарны с тремолитом, диопсидом, эпидотом, оливином, тальком и сульфидами.

В приведенных выше ассоциациях рудных полей Виханти и Пюхясалми присутствует парагенез кианит-ставролит, что позволяет отнести метаморфизм к кианит-силлиманитовому типу. Термодинамические условия могут соответствовать переходу от кордиерит-андалузит-мусковитовой к силлиманит-гранат-кордиерит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации фациальной серии A_3 ($T = 600-650^\circ$, $P = 3.5-4$ кбар). К востоку от Пюхясалми в районе Киуровеси (Marttila, 1976) в вулканитах основного и кислого состава, а также в ассоциирующих с ними вулканогенно-осадочных породах метаморфизм достигает высокотемпературной ступени амфиболитовой (до гранулитовой) фации. Для лав и туфов метабазальтов здесь характерны ассоциации Ди-Пл⁵⁹⁻⁶⁰-Эп, Ро-Пл³⁶⁻⁴³-Ди-Эп, Ро-Ди-Пл⁴³⁻⁵⁸-Эп (+Ант), а в вулканитах и вулканогенно-осадочных породах кислого состава - Кв-Пл¹⁸⁻⁴⁵-Микр-Би-Му-(Кум-Эп-Гр), Кв-Би-Пл³⁰-(+Микр-Му-Гр-Сил-Эп). Выделяется группа высокоглиноземистых пород, бедных калием и кальцием и характеризующихся следующими ассоциациями: Пл²⁵⁻⁴⁰-Кв-Би-Кор-Гр-Сил (+К.п.ш.), Кор-Гр-Ант-Кв-(+Би-Пл²⁷⁻³⁵-Сил), Кор-Гр-Гип-Пл³⁰⁻⁴³-Кв-(+К.п.ш.-Би-Сил-Ант-Шп). Эти породы ассоциируют с гиперстенсодержащими диоритами и гранитами. Для определения термодинамических условий метаморфизма наибольший интерес представляет ассоциация кордиерита с гранатом и калиевым полевым шпатом. Реакция Кор+Гр→Гип+Сил осуществляется при давлении свыше 10 кбар и в температурном интервале $800-900^\circ$ (Маракушев, 1973). Эта температура подтверждается также присутствием ассоциации шпинели с кварцем, устойчивой при температуре 850° (Глебовицкий, 1975).

Южно-Свекофенский пояс является классической областью развития метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (Судовиков и др., 1970; Глебовицкий, 1973; Турченко, 1978, и др.). Вместе с тем в отдельных участках, где установлены парагенезисы гранулитовой фации, региональный метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу (Korsman, 1977) (рис.43). Температурный режим при этом колеблется в очень широких пределах: от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

По данным названных выше авторов, зона зеленых сланцев выделяется в северной части Приладожья у границы с архейским кратоном (Великославинский, 1972). В.А. Глебовицкий (1973) по ассо-

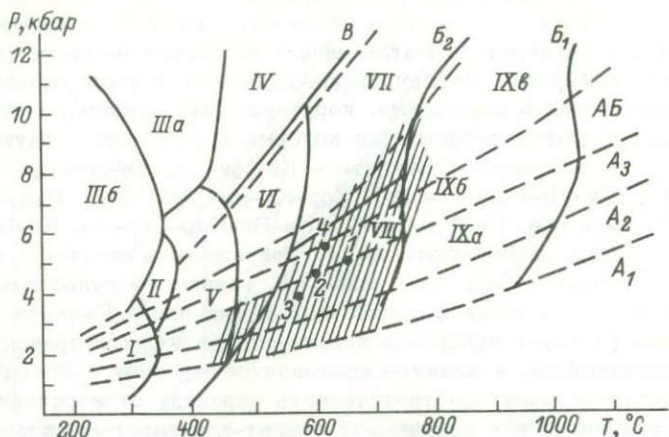


Рис.43. Условия регионального метаморфизма Южно-Свекофеннского пояса.

Цифры на диаграмме - месторождения: 1 - Ориярви, Айяла, 2 - Киипу, 3 - Хавери, 4 - Фалун, Гарпенберт, Кальвбекен.

циации андалузита с кианитом в пиррофиллитовых кварцитах определяет температуру в 450–480° при давлении около 4 кбар. К западу вдоль северной границы подвижного пояса с Центрально-Финляндским гранитоидным массивом зеленосланцевая фация как реликтовая устанавливается в метapelитах и граувакках зоны Тампере, характеризующая ассоциацией Кв-(Пл)-Би(Хл)-Му (Simonen, 1953). К северо-западу в районе месторождений Юлъярви и Хавери метаморфизм достигает условий эпидот-амфиболовой фации с характерными ассоциациями Кв-Эп-(Пл)-Би-Гр-(Хл, Сер), Кв-Би-Пл-Кор, Кв-Пл-Би-Ст (Mäkelä, 1980). Эпидот-амфиболовая фация выделяется также Д.А. Великославинским (1972) и в Северном Приладожье, где она занимает узкую (1–1.5 км) зону вдоль границы распространения зеленосланцевой фации.

В подавляющей части осадочные и вулканические образования свекофеннид в рассматриваемом поясе метаморфизованы в амфиболитовой фации. Осадки ладожской серии в Северном Приладожье и Южной Финляндии превращены в так называемые кинцигиты - кварц-полевошпат-слюдистые гнейсы с гранатом и кордиеритом. Нередко они представлены венитовыми гнейсами, что характерно особенно для свекофеннид Центральной Швеции. По данным названных выше исследователей выделяются две субфации амфиболитовой фации: андалузит-ставролит-биотит-альмандиновая (зона ставролита) и гранат-силлиманит-кордиерит-мусковитовая (зона силлиманита).

Зона андалузит-ставролит-биотит-альмандиновой субфации занимает площадь значительных размеров в Приладожье, южнее зоны зеленых сланцев, и в районе Тампере-Хавери в Южной Финляндии. Для данной субфации характерны минеральные ассоциации Гр-Би-Кв-

-(\pm Сер, Хл), Гр-Би-Анд-Кв, Гр-Анд-Ст-Би-Кв (Великославинский, 1972), которые позволяют отнести осадки к \uparrow фаціальным сериям A_2-A_3 (по В.А. Глебовицкому). Д.А. Великославинский температурные условия этой субфации определяет в интервале 505-600°.

Гранат-силлиманит-кордиерит-мусковитовая субфация, развивающаяся южнее, характеризуется исчезновением ставролита и андалузита в поле силлиманита и образованием ассоциаций Кв-Гр-Сил-Би-Му, Сил-Би-Му-Кв-(\pm Пл).

С.П. Кориковский (1979) показал, что при андалузит-силлиманитовом метаморфизме распад ставролита осуществляется по схеме Ст+Кв \rightarrow Гр+Кор+Анд(Сил)+Н₂O и происходит при повышении температуры. В рассматриваемом случае этот переход мог осуществляться при давлении 3.5-4 кбар и температуре 570-600°. В.А. Глебовицкий с коллегами (1971) указывает более высокие температуры и давления (630-650°, 4-5.0 кбар), что с учетом исчезновения вместе со ставролитом и андалузита, возможно, ближе действительным параметрам (серия АБ).

В зоне Ориярви-Метсямонту-Айяла для метapelитов и вулканогенно-осадочных пород кислого состава характерны ассоциации Кв-Пл₂₀-Му, Му-Кор-Анд-Сил, Кв-Му-Кор-Анг (Eskola, 1950; Latvalahti, 1979). Кордиерит и антофиллит, образование которых обусловлено привнесением магния, имеют синкинематический характер. Кордиерит распределяется послойно, а антофиллит часто концентрируется в замках складок и образует мелкие рассеянные порфиробласты (Tuominen, Mikkola, 1950). Между кордиеритсодержащими слоями образуются силлиманит и андалузит.

Магнезиальный антофиллит был искусственно синтезирован в температурном интервале 670-750° и широком диапазоне давления водного флюида, а ассоциация андалузита с силлиманитом существует, возможно, несколько выше 650° (Маракушев, 1965). С другой стороны, экспериментально установлено, что температура разложения мусковита с образованием силлиманита и ортоклаза равна 650 \pm 30° при давлении, равном 3 кбар (Winkler, 1974). С учетом этих данных температуру метаморфизма в зоне Ориярви-Айяла можно вывести в 650-700° при давлении 3-3.5 кбар, что согласуется с оценками У. Латвалахти (Latvalahti, 1979).

Минеральные ассоциации кинцититов в ряде районов позволяют говорить о термодинамическом режиме метаморфизма, переходном от андалузит-силлиманитового к кианит-силлиманитовому типу в условиях фации альмандиновых амфиболитов (по В.А. Глебовицкому). В районе Раниасалми-Сулква (Юго-Восточная Финляндия), по данным К. Корсмана (Korsman, 1977), в кинцититах установлены следующие ассоциации: Кв-Пл-Му-Би, Кв-Пл-Би-Кор-Гр-Ст, Кв-К.п.ш.-Пл-Му-Сил-Би, Кв-К.п.ш.-Пл-Му-Сил-Кор-Гр, Кв-Пл-Би-Гр-Гип. По биотит-гранатовому геотермометру Л.Л. Перчука автором установлена температура метаморфизма, равная 630-670° при давлении 7.5-8 кбар. Появление ассоциации гиперстена с плагиоклазом и гранатом может соответствовать переходу к гранулитовой фации фаціальной серии АБ-Б₁.

Присутствующие в разрезах свекофеннид вулканиты основного состава, а также базальты питкьярантской серии в Приладожье и Юго-Восточной Финляндии в условиях амфиболитовой фации превращаются в полосчатые диопсид-роговообманковые амфиболиты, а карбонатные породы в результате реакции с кремнекислыми породами скарнируются.

Гранулитовая фация установлена в ряде мест в Северном Приладожье и Южной Финляндии. В Приладожье она выделена Н.Г. Судовиковым и В.А. Глебовицким (Судовиков и др., 1970), Ю.В. Нагайцевым и В.И. Лебедевым (1968) и определяется ассоциацией Гр-Гип-Би-Пл-Кв в слюдястых сланцах ладожской серии. Аналогичный метаморфизм установлен в районе Лохья, восточнее месторождения Ориярви (Eskola, 1925).

В Центральной Швеции метаморфическая зональность не изучена. Можно только отметить усиление степени метаморфизма к северу и югу, сопровождающегося интенсивными процессами гранитизации и палингенеза. По данным ряда авторов, зеленосланцевая фация может быть выделена (иногда только косвенно) в некоторых локальных структурах, хотя из-за недостатка информации площади ее распространения невозможно оконтурить. В районе Грютхюттан А. Сандиус (Sundius, 1923) отмечает в геллефлинтах тонкие стекловатые структуры, свидетельствующие о низкотемпературных условиях метаморфизма, что подтверждается парагенезисом Кв-Алб-Сер-Би-Хл. Степень метаморфизма увеличивается в сторону контакта с гранитами и достигает амфиболитовой фации, характеризующейся ассоциацией Кв-Пл-Гр-Би-Кор-Анд в лептитовых гнейсах (Magnusson e.a., 1963). Аналогичное явление наблюдается в районе г.Упсала, где лептиты образуют небольшой реликт вулканической структуры среди гнейсо-гранитов (Lundergårdh, 1956).

В северной части рассматриваемого региона, в районе месторождений Фалун-Гарпенберг-Кальвбекен, в лептитах устанавливаются ассоциации Кв-Би-Му-Кор-Анд, Кв-(Пл-Микр)-Му-Би-Гр (Гейер, 1967; Hübner, 1966; Magnusson, 1970). Около зон железомagneзиального метасоматоза в лептитах образуется ассоциация Кв-Би-Му-Кор-Анд-Сил-Ст-Гр, а в кварцитах - Кв-Му-Би-Кор-Гр-Ст-Сил-Анд. Данные ассоциации не являются равновесными, в их образовании большую роль играл привнос магния и железа. Здесь кордиерит часто ассоциирует со ставролитом, силлиманитом, тальком и замещается кварцем, хлоритом и серицитом. Характерны отсутствие в ассоциациях кианита и широкое развитие андалузита и силлиманита вместе с биотитом и мусковитом. В пределах рудных полей характерна ассоциация ставролита с гранатом, встречающаяся в относительно узких зонах, и вместе с тем последний редко встречается с андалузитом и силлиманитом. Оценивая термодинамический режим метаморфизма в данном районе, можно отнести его к малоглубинному андалузит-силлиманитовому типу фациальных серий A_2 - A_3 -AB В.А. Глебовицкого. Температурный режим колеблется в пределах амфиболитовой фации ($T=570-620^\circ$, $P=3-3.5$ кбар). Вместе с тем присутствие в породах ассоциации кордиерита со ставролитом может

свидетельствовать о более высоких давлениях (4–5 кбар), возникающих в зонах разломов.

Южнее, в районе месторождения Оммеберг, ассоциации со ставролитом полностью отсутствуют. В пределах рудного поля метаморфизм относится к малоглубинному андалузит–силлиманитовому типу. В его северной части в богатых калием лептитах характерны ассоциации Кв–Пл–Микр–Би(Хл)–(+Му–Сил–Гр–Ро) Кв–Пл–Микр–Би(Хл)–Му–Анд–Сил–Кор (Henriques, 1966). Глиноземистые минералы – андалузит, кордиерит, силлиманит – встречаются относительно редко.

Характерной чертой метаморфизма лептитовой формации является широкое развитие жилковатых венитовых и артеритовых гнейсов, возникших в условиях амфиболитовой фации (Magnusson, 1936, 1970; Gavelin, 1960; Гейер, 1967). Прослой карбонатных пород в лептитах, находящиеся в ассоциации с колчеданными и железными рудами, при региональном метаморфизме преобразуются в реакционные скарны.

Колчеданные месторождения свекофенских подвижных поясов

Колчеданно–полиметаллические месторождения Главного рудного пояса Финляндии

Месторождение Виханти (рис.44) расположено на северо–западном фланге Главного рудного пояса Финляндии, в 70 км к югу от г.Оулу. По данным П. Роухункоски (Rouhunkoski, 1968), рудовмещающий комплекс Лампинсаари мощностью 350–400 м представлен переслаивающимися слюдястыми сланцами, кордиеритовыми гнейсами, кварцитами, черными углеродсодержащими сланцами, доломитами и скарнами. Среди последних по составу различаются тремолитовые и диопсидовые разновидности, в которых в качестве второстепенных минералов присутствуют кварц, плагиоклаз, флогопит, карбонат и сульфиды. Кроме того, в небольшом количестве встречаются турмалин, скаполит, гранат, шпинель, оливин, ангидрит, барит, флюорит и некоторые другие минералы.

В тектоническом плане рудное поле рассматривается как моноклиналь, сложенная складчатыми структурами, образованными в течение трех деформаций (Gaal, 1977). Региональный метаморфизм соответствует условиям амфиболитовой фации низких давлений, определяемой по моновариантным ассоциациям кордиерит–кварц–биотит, кордиерит–плагиоклаз–кварц.

Месторождение представлено рядом линзообразных или более сложных залежей сульфидов (Лампинсаари, Ристинахо, Вялисаари и др.), вытянутых согласно осям складок F_2 в направлении 70–80° СВ и падающих на юго–восток под углом 45–50°. Рудовмещающий комплекс и руда разбиты рядом поперечных разрывных нарушений и прорываются дайками плагиоклазовых порфиритов, гранитов и пегматитов. Протяженность рудных тел колеблется от 500 м (Лампинсаари)

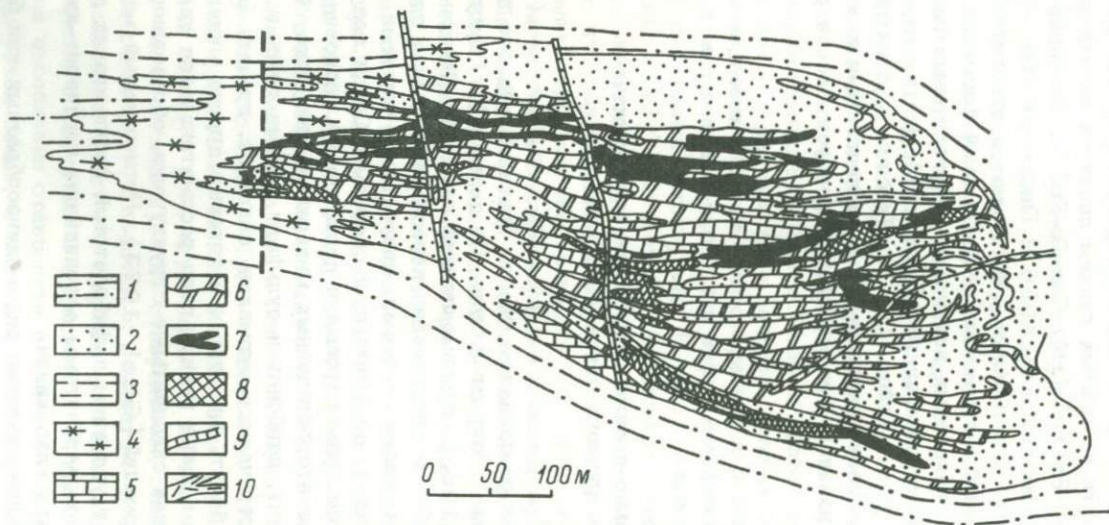


Рис.44. Геологическая схема месторождения Виханти (Rouhunkoski, 1968).

1 - слюдяные сланцы, 2 - кварциты, 3 - черные сланцы, 4 - кордиеритовые гнейсы, 5 - доломиты, 6 - скарны, 7 - цинковая руда, 8 - пиритовая руда, 9 - дайки основного состава, 10 - дайки кислого состава.

до 900 м (Вялисаари-Ристонахо) при мощности от 1-5 до 50 м (Rouhunkoski, 1968).

По составу выделяются два главных типа руд - цинковые и пиритовые. Цинковые руды залегают преимущественно в карбонатных породах и скарнах или же на контакте их с кремнистыми сланцами. Последние вмещают чаще пиритовые руды. В рудных залежах, где находятся совместно оба типа, сфалеритовая минерализация концентрируется на их флангах или в местах выклинивания. В цинковых рудах помимо сфалерита в различных количествах присутствуют халькопирит и галенит. Сфалерит и халькопирит являются также главными сульфидами в зонах вкрапленных руд, развитых у контакта рудных тел и особенно со стороны висячего бока, где мощность их достигает нескольких метров. Характерны массивные очковые и брекчиевые текстуры руд с обломками вмещающих кремнистых пород и скарнов. На контакте сфалеритовых руд с доломитами часто образуется барит. В составе цинковых руд в качестве аксессуаров присутствуют кубанит, валериит, арсенопирит, станнин, тетраэдрит, теннантит, молибденит, магнетит, рутил, графит и ряд других минералов. Характерно наложенное апатит-урановое оруденение, приуроченное к южному флангу рудного комплекса (Rehtijärvi e.a., 1979). В рудах содержится (в %): Zn - 10-22, Cu - 0.53-0.85, Pb - 0.46-0.54; Au - 0.4, Ag - 30 г/т.

В пиритовых рудах кроме пирита присутствуют пирротин и в подчиненном количестве халькопирит, развитые на флангах серноколчеданных залежей. Кроме того, встречаются сфалерит, галенит, а в пирротине - порфиروبласты пирита. Характерны массивные реликтовые слоистые, брекчиевые, вкрапленные текстуры руд. В их химическом составе содержатся: Zn - 0.03-0.65, Cu - 0.19-0.29% (во вкрапленных рудах содержание Cu достигает 1.5%).

Рудное поле Пюхясалми - Пилялаеси, в пределах которого находятся месторождения Пюхясалми, Вуохтоёки, Галлапера, Каллиоюла, Сявия, расположено в 100 км на юго-восточном продолжении рудной зоны Виханти. Геология и руды данного района были подробно описаны Т.Хатала (Huhtala, 1979) и О. Хеловуори (Helovuori, 1979), по данным которых приводится ниже следующая характеристика.

Особенности геологического строения рудного поля обсуждались выше, где было отмечено, что преимущественное развитие здесь имеют метавулканиты основного и кислого состава, слюдистые, кордиеритовые и другие гнейсы, углеродсодержащие сланцы. По данным Т. Хатала (Huhtala, 1979), колчеданные месторождения приурочены к горизонтам вулканических метаосадков и занимают в разрезе сходное положение.

Месторождение Пюхясалми (рис.45) локализовано в так называемом сланцевом поясе Роутанен, протянувшимся на 30 км в меридиональном направлении. Слагающие этот пояс породы имеют субвертикальное падение сланцеватости и погружения осей складок на юг под углом 40-60°. Линзообразные, усложненные складчатостью согласные залежи колчеданных руд длиной до

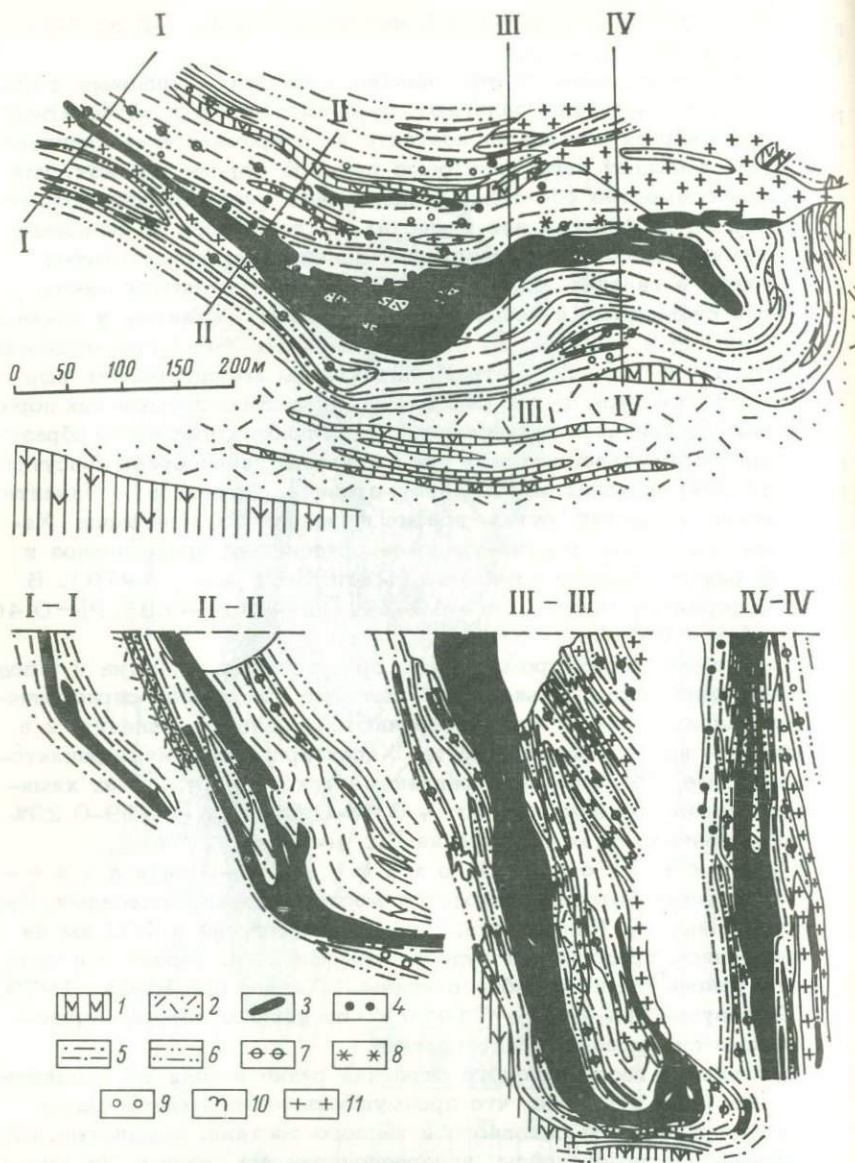


Рис.45. Геологическая схема и разрезы месторождения Пюхясальми (Helovuori, 1979).

1 - вулканиты основного состава, 2 - кислые вулканиты: туфы, туффиты метадацитов и метариолитов, 3 - колчеданная руда, 4 - пиритовая вкрапленность, 5 - слюdistые гнейсы, 6 - серицитовые сланцы, 7 - кордиерит, 8 - антофиллит, 9 - гранат, 10 - хлорит, 11 - биотит.

650 м и мощностью до 80 м приурочены к породам вулканогенно-осадочной фации андезит-дацит-риолитовой формации, превращенным в кварц-серицитовые, слюдястые, углеродистые и другие сланцы, кордиеритовые, кордиерит-антофиллитовые гнейсы. Выше они перекрыты метабазальтами, среди которых различаются подушечные и массивные лавы, агломератовые и более тонкие слоистые метатUFFы. Непосредственно вмещающими руду породами являются серицитовые сланцы и слюдястые гнейсы, образующие в пределах месторождения узкую синклиналь.

Состав руд месторождения преимущественно пиритовый (63.48%) с пирротинном (4.44%), сфалеритом (7.04%), халькопиритом (2.54%) и баритом (7.42%) (Helovuori, 1979). В качестве аксессуаров встречаются галенит, арсенопирит, магнетит, теллуриды, молибденит. Характерны массивные, слоистые, нередко брекчиевые и вкрапленные текстуры руд. В массивных пиритовых рудах пирротин образует жилы, приурочивается к флангам и местам выклинивания рудных тел. Жилы пегматитов пересекают пиритовые руды, но пирротин образует в них жилки и вкрапленность. В рудах и вмещающих сланцах характерны кварц-турмалиновые жилы. В химическом составе руд содержится (в %): Zn - 4.06, Cu - 0.89, Pb - 0.06.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного поля Шеллефте

В Рудном поле Шеллефте в настоящее время известно более 100 месторождений, из которых 15 разрабатываются, а пять - выработаны, в том числе и известное месторождение Булиден. Многие из них детально охарактеризованы Е. Грипом в работе „Минеральные месторождения Европы“ (1982). По данным С. Гавелина (Gavelin, 1939), Д.Т. Рикарда и Г. Цвейфеля (Rickard, Zweifel, 1975), Е. Грипа (1982), рудные залежи приурочены к вулканической серии Маурлиден и занимают в ней различную стратиграфическую позицию. Однако большая их часть приурочена к контакту вулканогенной серии и углеродсодержащих сланцев филлитовой серии.

В восточной части „Рудного поля“ находится группа месторождений типа „Булиден“, к которой относятся Булиден, Лонгселе, Лонгдаль, Канкберг, Окулла и Ренстрем (рис.34). Эти месторождения связаны с вулканогенно-осадочными фациями андезит-дацит-риолитовой формации (серия Маурлиден), а рудовмещающий комплекс представлен хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, часто с кордиеритом и андалузитом, кварцитами, иногда с прослоями доломитов и известняков.

Месторождение Булиден (рис.46), по данным К.А. Нильсона (Nilsson, 1968), Е. Грипа и О. Вирстама (Grip, Wirstam, 1970), представлено двумя главными рудными телами, согласно залегающими в виде пластообразных крутопадающих линз в измененных породах. Общая длина их составляет около 600 м при максимальной мощности 40 м (Nilsson, 1968). Массивные руды прослеживаются до глубины 270 м, где сменяются

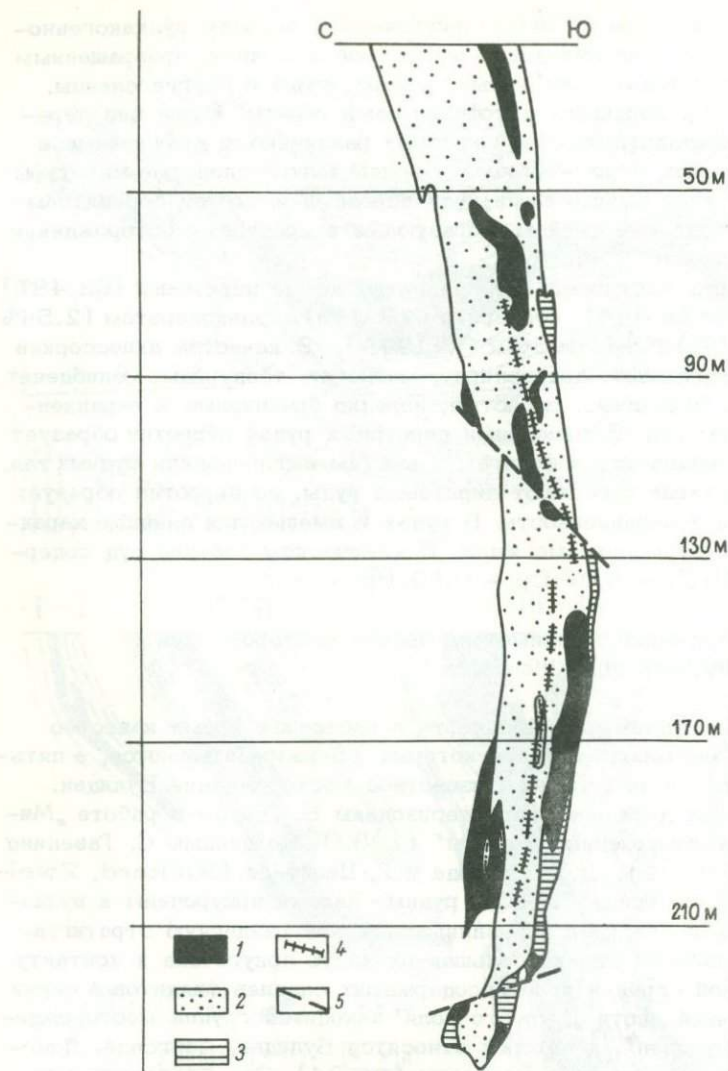


Рис.46. Разрез рудного тела месторождения Булиден (Grip, Wir-
stam, 1970).

1 - арсенипиритовая руда, 2 - пиритовая руда, 3 - пирротино-
вая руда, 4 - лампрофиры, 5 - серицитовые сланцы.

вкрапленными. Рудные тела прорваны лампрофировыми дайками и более поздними кварц-турмалиновыми жилами.

Минеральный состав руд характеризуется большим разнообразием. Главными рудообразующими сульфидами являются пирит, халькопирит, арсенипирит, пирротин, сфалерит, галенит, с которыми идет большой

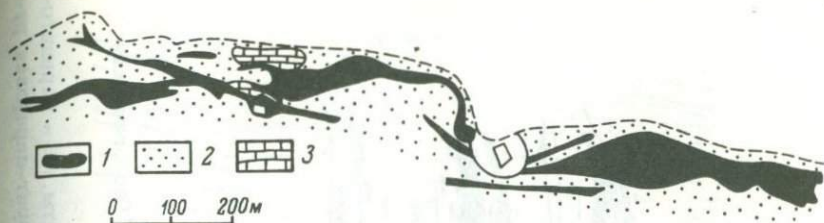


Рис.47. Месторождение Ренстрем. План горизонта 337.4 м (Helfrich, 1971).

1 - рудные тела, 2 - серицитовые кварциты, 3 - известняки и доломиты.

комплекс редких сульфидов, сульфосолей, окислов, а также самородное золото, серебро, висмут. Авторы, придерживающиеся точки зрения гидротермального генезиса месторождения, в рудообразующем процессе выделили три стадии: 1) арсенопиритовую, 2) кварц-турмалиновую (с дайками лампрофиров), 3) пиритовую с халькопиритом. Руды имеют следующий состав: $\text{Cu} - 1.42$, $\text{Zn} - 0.9$, $\text{Pb} - 0.3$, $\text{As} - 6.8\%$; $\text{Au} - 15.5$, $\text{Ag} - 50$ г/т.

Район месторождения Ренстрем, по данным Г.К. Хельфриха (Helfrich, 1971), сложен продуктами кислого вулканизма - преимущественно агломератовыми, лапиллиевыми и другими туфами кварцевых порфиров (риолитов), меньше лавами, которые сложно переслаиваются и прорываются субвулканическими "диоритовыми порфирами" (рис.47). Фациальный состав продуктов и субвулканические дайки свидетельствуют о близости эруптивного центра.

В пределах месторождения Ренстрем выделяются две рудные зоны - западная и восточная. Последняя представлена бедными вкрапленными рудами. Вмещающими породами для руд являются серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, содержащие вкрапленность сульфидов - пирита, халькопирита, сфалерита, пирротина. Рудовмещающие кремнистые породы подстилаются грубокластическими осадками, а со стороны всячего бока рудного тела встречаются линзовидные прослои и "шлиры" доломитов и известняков.

В западной рудной зоне различаются две рудные линзы - А и Б, (соединяющиеся на глубине), имеющие субмеридиональное (до ССВ - линза Б) простирание, общую протяженность около 350 м и максимальную мощность до 20 м при субвертикальном падении. Х. Хельфрих отмечает согласное залегание рудных тел в общей геологической структуре и несогласные контакты с вмещающими породами, осложненные складчатостью.

Химический состав руд, как и других месторождений, характеризуется резко выраженной цинковой специализацией. Содержание $\text{Zn} - 6.6$, $\text{Pb} - 1.6$, $\text{Cu} - 0.8\%$; $\text{Au} - 2.5$, $\text{Ag} - 167$ г/т.

В центральной части Рудного поля Шеллефте сосредоточена зна-

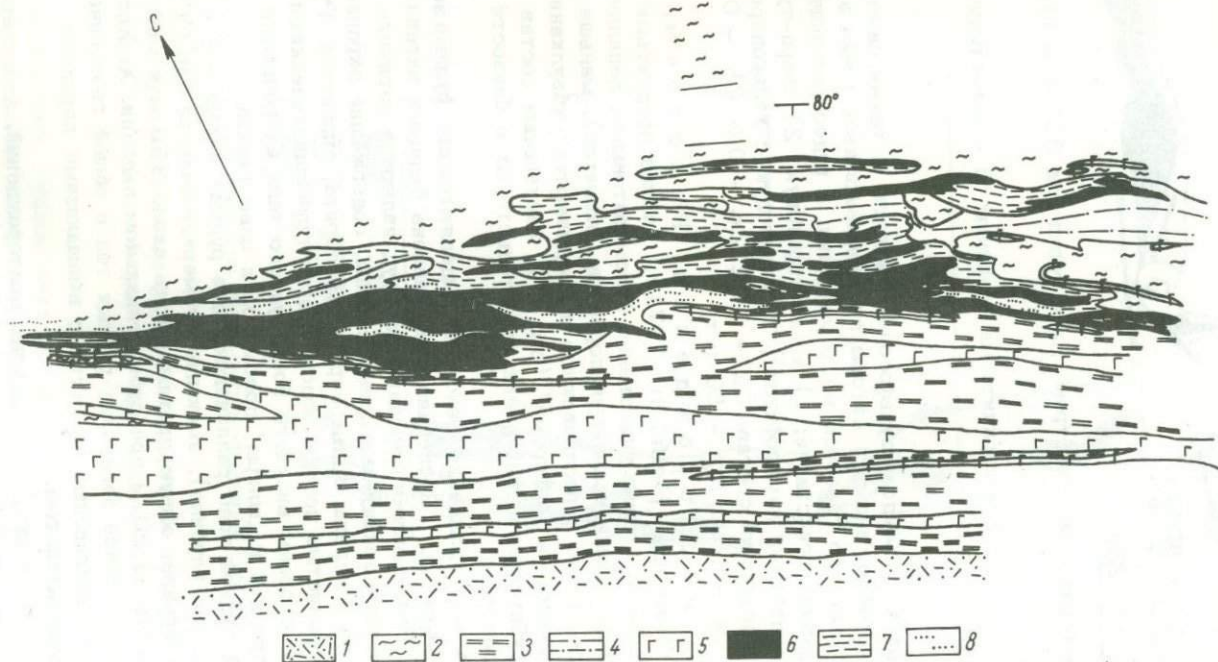


Рис.48. Геологическая схема месторождения Удден (план гориз. 20 м). Масштаб 1 : 2000 (Геологическая служба компании „Булиден“).

1 - кварцевые порфиры (риолиты), 2 - туффи́ты с прослоями скарнов, 3 - слоистые туффи́ты, 4 - сери́титовые сланцы, 5 - амфиболиты, 6 - массивная сфалерит-пиритовая руда, 7 - вкрапленная сфалерит-пиритовая руда, 8 - зоны с Au-Ag минерализацией.

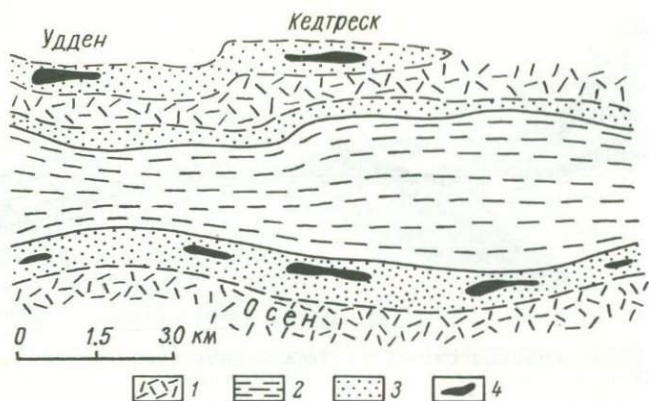


Рис.49. Геологическая схема района месторождений Осен, Удден, Кедтреск (Rickard e.a., 1979).

1 - кислые вулканиты, 2 - филлитовая серия, 3 - переходная зона между вулканитами и филлитами (кремнистые и алюмокремнистые породы), 4 - рудные тела.

чительная часть месторождений, среди которых наибольший интерес представляют Удден, Осен, Бьюрлиден, Бьюрфорс, Бьюртреск, О.Хеггула и др. (Gavelin, 1939; Грип, 1982).

Месторождение Удден (рис.48) представлено рядом параллельных линзообразных пластов, частью соединяющихся между собой в более сложное тело. Простираение рудных залежей субширотное, с падением на юг-юго-восток под углом 80° . Максимальная длина рудных залежей составляет 370 м при мощности, достигающей 7-8 м. Рудовмещающие породы представлены серицит-кварцевыми сланцами (кремнистыми туффитами), которые переслаиваются с тонкослоистыми туффитами дацитов, частично скарнированными. Рудовмещающая пачка подстилается кварцевыми порфирами и прорывается вместе с рудой дайками габбро-диабазов (амфиболитов). Рудные тела окружены ореолом вкрапленных руд. Минеральный состав руд обычен для района: пирит, сфалерит, меньше встречаются халькопирит, галенит, пирротин, арсенопирит. Наибольшее содержание пирротина (до 60-70%) находится в узкой (10-20 см) приконтактной зоне с вмещающими породами. Во вмещающих породах у контактов с рудными линзами и между ними установлена наложенная минерализация с золотом, серебром и сульфосолями.

Характерной чертой руд месторождения Удден является их тонкая слоистость, осложненная мелкой плоччатостью. Она обычно хорошо наблюдается и прослеживается на десятки метров в кровле горных выработок.

Месторождение Осен (рис.49) находится в южном субширотном крыле синклинали, в северном крыле которой находятся месторождения Удден и Кедтреск. Его геологическое

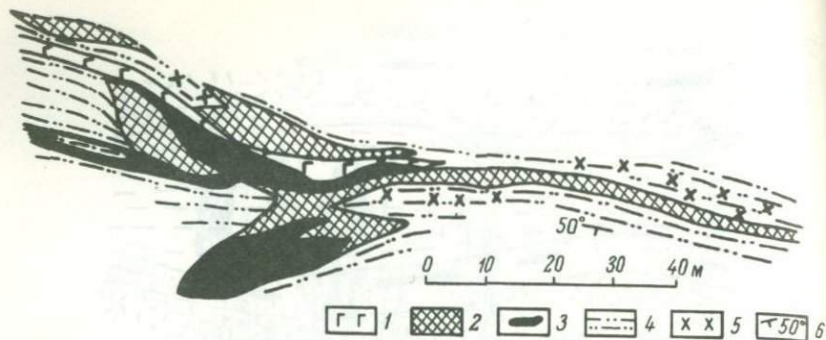


Рис.50. Геологическая схема месторождения Бьютреск (Gavelin, 1939).

1 - скарнированные зеленокаменные породы (габбро-диабазы?); 2 - пиррогиновая руда со сфалеритом и халькопиритом; 3 - пиритовая руда; 4 - хлоритовые сланцы; 5 - оруденелые серицит-кварцевые сланцы со шпинелью, андалузитом, ставролитом; 6 - слоистость.

положение типично для большинства месторождений поля Шеллефте. По данным Т. Рикарда, Г. Цвейфеля и Т. Доннели (Rickard e.a., 1979), рудовмещающий комплекс пород представлен тонкими серицит-кварцевыми сланцами с вкрапленностью сульфидов, которые подстилаются грубо переслаивающимися агломератовыми туфами риолитов и перекрыты более тонкими туфами кварцевых порфиров с горизонтами зеленокаменных пород. Еще выше кислые туфы содержат прослой карбонатных пород. Верхняя часть разреза представлена углеродсодержащими сланцами, песчаниками и граувакками филлитовой серии. Околорудные изменения, выраженные в серицитизации, находятся преимущественно со стороны висячего бока, тогда как в месторождениях Удден и Кедтреск - со стороны подошвы.

Месторождение Осен состоит из пяти небольших стратиформных залежей, вытянутых в 7-километровой полосе. Их протяженность не превышает 250-300 м при мощности до 8 м. Два небольших рудных тела имеют мощность 1-2 м. Главными рудными минералами являются пирит и барит, вместе с которыми в варьирующих количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, магнетит. Пирит находится в виде крупных ангедральных зерен размером около 2 мм, но нередко достигающих 1 см. Халькопирит, сфалерит и галенит обычно располагаются между зернами пирита, а также в виде вкрапленности в серицитовом кварците. Барит образует в пиритовой руде полосы мощностью от 1 см до 4.5 м, в которых содержится до 66.5% BaO. В рудах отсутствуют признаки интенсивных метаморфических изменений, кроме катаклаза. Поэтому хорошо устанавливаются черты стратиформности. Руды имеют следующий состав (Rickard e.a., 1979): Zn - 4.8-4.9, Cu - 0.9-1.7, Pb - 0.8-1.9%; Ag - 31-64, Au - 0.4-1.0 г/т.

Месторождение Бьюртреск (рис.50) находится в 3-4 км к северо-западу от месторождения Удден. По данным С. Гавелина (Gavelin, 1939), оно в виде нескольких субсогласных пластообразных залежей запад-северо-западного простирания и падением на юг-юго-запад под углом 45-60° локализовано среди гидротермально измененного комплекса вулканогенно-осадочных пород кислого состава. Протяженность рудных тел не превышает 120 м при мощности от 2 до 10 м в раздувах. Зона измененных пород расположена асимметрично по отношению к рудным телам и развита со стороны всячего бока к югу и западу от них. С.Гавелин выделяет здесь следующие разновидности пород: "хлоритовые кварциты" (серицит-хлорит-кварцевые сланцы) с гранатом, магнетитом, ильменитом, полевошпат-хлоритовые кварциты и хлоритовые сланцы с вкрапленниками кварца, содержащие гранат, андалузит, магнетит, магнетит-андалузитовые кварциты со ставролитом, хлоритовые кварциты с ганитом, биотитом, антофиллитом, хлоритомом, кордиеритовые кварциты, серицитовые и серицит-биотитовые кварциты. Между всеми этими разновидностями пород существуют постепенные переходы; они содержат значительную сульфидную вкрапленность, представленную пирротином, пиритом, арсенипиритом, сфалеритом, халькопиритом. Рудовмещающий комплекс пород и сами руды прорваны дайками основного состава. Они изменены в незначительной степени, и эти изменения выражены в образовании куммингтонита, небольшого количества граната, сульфидной вкрапленности и биотитизации амфибола.

В восточной части рудных тел выделяются "амфиболовые сланцы"-светло-зеленые "волокнистые породы" с игольчатым амфиболом (роговая обманка и куммингтонит), хлоритом и тальком.

Особенностью состава руд Бьюртреска является высокое содержание в них пирротина, локализующегося на периферийных частях рудных тел и в местах выклинивания. Кроме пирротина основными сульфидами являются пирит, сфалерит, халькопирит, арсенипирит; редко встречаются валерит, магнетит, ильменит. Руды имеют следующий средний химический состав: Zn - 6.6, Cu - 0.3%; Au - 1.2, Ag - 20 г/т.

Месторождение Неслиден (Svenson, 1982; Грип, 1982), расположенное в западной части Рудного поля Шеллефте на юго-западном крыле одноименного антиклинального купола, приурочено к контакту кислых вулканитов серии Маурлиден и осадков филлитовой формации (серия Елваберг). Рудное тело северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 60-65° имеет протяженность 220 м при мощности 25 м (рис.51). Руда подстилается вулканогенно-осадочной пачкой, состоящей из переслаивающихся агломератовых и других туфов дацитового состава, фельзитовых туфов, порфириров, осадков и перекрываются осадками филлитовой формации. В нижней части последней развиты известковистые филлиты, песчаники, конгломераты, переходящие выше в углеродсодержащие филлиты. Рудовмещающий комплекс рассланцован и смят в изоклинальные складки с субмеридиональным прости-

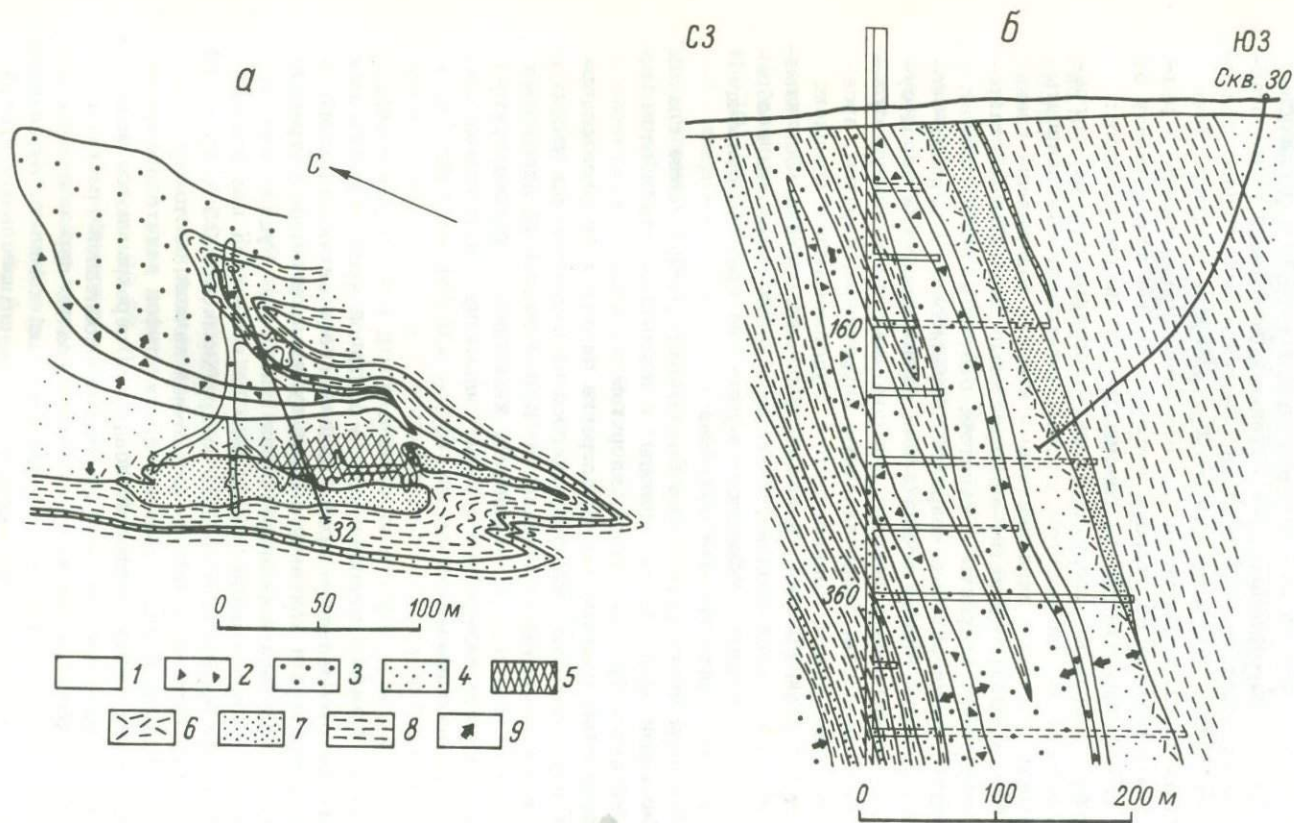


Рис.51. Геологическая схема (а) и разрез (б) месторождения Неслиден (Svenson, 1982).

1 - туфы дацитов, 2 - агломераты, 3 - порфиры, 4 - фельзитовые туфы, 5 - брекчия, 6 - вкрапленность и прожилки, 7 - руда, 8 - осадки серии Елваберг, 9 - верх разреза.

ранием осей. Со стороны подошвы руда сопровождается зоной гидротермального изменения и сульфидной вкрапленности. Здесь же установлены тектонические брекчии, которые образовались по субмеридиональному разлому, разорвавшему рудное тело на две части.

В минеральном составе руды преобладает пирит, часто с коллоидными микроструктурами; в различных пропорциях присутствуют арсенопирит (до 3%), сфалерит (4.5%), халькопирит (до 3.5%), пирротин, галенит, бурнонит, буланжерит, менегенит, тетраэдрит. В приконтактной зоне с измененными вулканитами и в самой руде встречаются кварц-карбонатные и цеолитовые жилки, иногда с сульфосолями, арсенопиритом, галенитом.

В руде содержатся: $Zn - 3$, $Cu - 1.1$, $Pb - 0.3$, $As - 1.3\%$; $Au - 1.3$, $Ag - 3.5$ г/т. Устанавливается зональное распределение главных металлов в пределах рудного тела, в котором максимальные концентрации цинка приурочены к кровле, меди - к подошве, а свинец тяготеет к его южному флангу.

С.-О. Свенсон (Svenson, 1982) приходит к выводу об образовании его на поздней стадии вулканизма эксгальтивно-осадочным, отчасти вулканогенно-гидротермальным путем с последующим метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации.

В юго-западной части Рудного поля Шеллефте, представляющей относительно самостоятельную локальную структуру антиклинория Кристенберг, находится несколько месторождений - Кристенберг, Кимхеден, Ревлиден, Ревлидмюран и ряд более мелких рудных проявлений (рис.34).

Наиболее крупным из них с запасами около 8 млн.т руды является месторождение Кристенберг (Rietz, 1953; Edelman, 1967). Оно представлено группой линзообразных залежей (рис.52) в двух субпараллельных зонах юго-западного простирания и падения на северо-запад под углом $40-60^\circ$. Вмещающими породами являются серицитовые, серицит-кварцевые и хлорит-серицитовые сланцы, а со стороны висячего бока в них появляется тальк, главным образом в северной части зоны А. Колчеданные линзы окружены ореолом сульфидной вкрапленности. Руда сложена пиритом с варьирующим содержанием сфалерита, халькопирита, галенита, пирротина и имеет следующий состав: $Zn - 3.3$, $Cu - 1.0\%$; $Au - 1.0$, $Ag - 30$ г/т. Халькопирит большей частью сконцентрирован вокруг рудных тел зоны В, приурочиваясь к кварцевым нодулям. Вдоль висячего бока рудного тела А развита в виде узкой зоны сфалеритовая минерализация.

Рядом с пиритом, халькопиритом и сфалеритом в небольшом количестве присутствуют галенит, тетраэдрит, арсенопирит, сульфосоли. Руда прорывается кварц-турмалиновыми жилами с шеелитом и молибденитом.

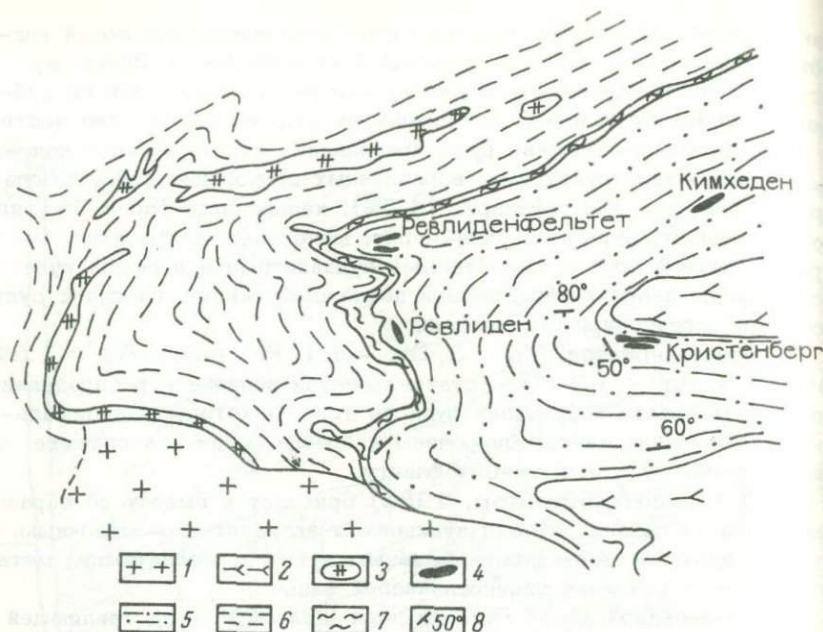


Рис.52. Геологическая схема района месторождений Кристенберг-Кимхеден-Ревлиден (Rietz, 1953).

1 - граниты Ревсунд, 2 - граниты Йорн, 3 - ультрабазиты, 4 - рудные тела, 5 - кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы (кислые вулканы андезит-дацит-риолитовой формации), 6 - осадки филлитовой серии, 7 - углеродсодержащие сланцы, 8 - сланцеватость.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Южно-Свекофеннской зоны Финляндии

В пределах пояса Ориярви-Кемиё находятся широко известные в литературе месторождения Ориярви, Метсямонту, Айяла (рис.2). Первые сведения о рудах в этой провинции относятся к XVII в., а были открыты и начали действовать рудники - Ориярви в 1932 г., Айяла и Метсямонту - в 1945-1947 гг., которые закончили свое существование в 1970-е годы. По геологии и оруденению данного района известны классические работы П. Есколы (Eskola, 1914, 1915), Г. Туоминана и Т. Микколы (Tuominen, Mikkola, 1950), А.Вармы (Varma, 1954) и ряда других геологов. Последняя обстоятельная работа по рассматриваемым месторождениям была выполнена У.Латвалахти (Latvalahti, 1979); по ее данным и приводится нижеследующая характеристика.

Месторождение Ориярви (рис.53) представлено несколькими линзами сульфидных руд, вытянутыми согласно осям складок F_2 и падающими на северо-восток под углом

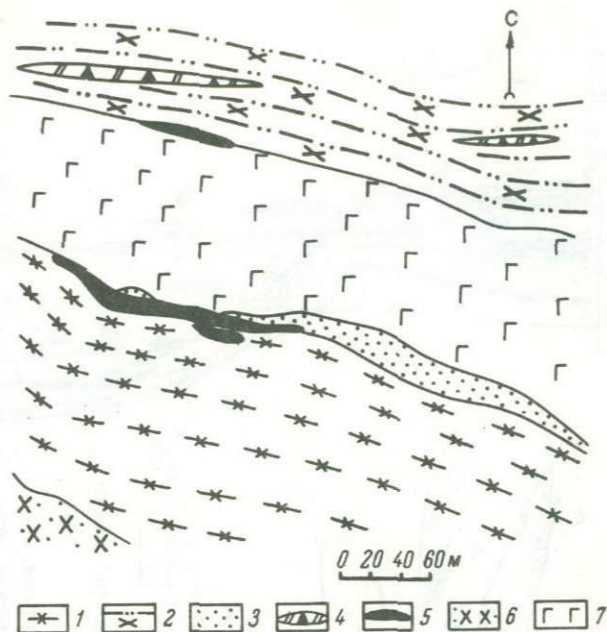


Рис.53. Геологическая схема месторождения Ориярви (Latvalahti, 1979).

1 - кордиерит-антофиллитовая порода, 2 - кислые кордиерит-содержащие слюдистые гнейсы, 3 - окварцованные породы, 4 - скарны с магнетитом, 5 - руда, 6 - контактовая зона гранодиоритов, 7 - субвулканическая дайка основного состава.

45–50°. Протяженность рудных тел колеблется от 40–50 до 300 м при мощности 20–30 м. Они приурочены к верхней части разреза кислых пирокластов и осадков нижнесвекофеннской группы (по У. Латвалахти), превращенных в андалузит-кордиерит-антофиллитовые породы, андалузит-серицитовые сланцы с горизонтами скарнов. Руды залегают в хлоритсодержащих тремолит-диопсидовых скарнах, кордиерит-антофиллитовых и кремнистых породах и перекрываются выше кордиерит-серицитовыми гнейсами с прослоями магнетитсодержащих скарнов. Рудовмещающий комплекс прорывается дайками основного состава и кварцевых порфиров.

Рудные залежи Айяла и Метсямонту (рис.54, 55) локализованы в верхней части кислых пирокластов и осадков, чередующихся с горизонтами скарнов и карбонатных пород. По латерали рудный горизонт сменяется обогащенными пиритом сланцами, переходящими в железистые осадки с магнетитом. Рудные тела имеют длину 100–150 м при мощности более 20 м. Падение их, как правило, субвертикальное или северо-западное под углом 80–85°. Во всех месторождениях преобладают брекчиевые, массивные жиль-



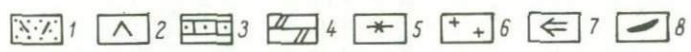
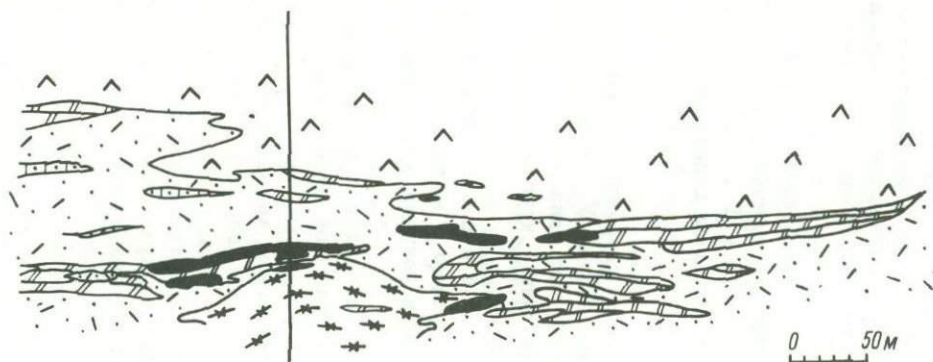


Рис.55. Геологическая схема и разрез месторождения Метсямонту (Latvalahti, 1979).

1 - кислые, 2 - средние, 3 - основные вулканические породы, 4 - скарны, 5 - кордиерит-антофиллитовые породы, 6 - пегматиты, 7 - кровля разреза, 8 - руда.



ные и вкрапленные руды. Брекчиевые руды, экономически наиболее важные, находятся в хлоритизированных тремолит-диопсидовых скарнах, доломитовых известняках и кремнистых породах. Брекчиевые руды в скарнах более богаты свинцом и серебром, тогда как в рудах из кремнистых пород больше содержится цинка и меди. Жилы массивных руд достигают мощности нескольких метров и имеют существенно пирит-пирротиновый состав. Вкрапленные руды ассоциируют с брекчиевыми и представлены рассеянной вкрапленностью пирита и пирротина с небольшой примесью других сульфидов в кордиерит-антофиллитовых породах и слюдястых гнейсах.

По минеральному и химическому составу выделяется несколько типов руд. В месторождении Айяла преобладает пирит-пирротиновый тип с халькопиритом. В качестве примеси встречаются сфалерит, галенит, арсенопирит, кубанит, магнетит, сульфосоли. В химическом составе руды содержатся: $Cu - 1.8$, $Zn - 0.6$, $Pb - 0.02\%$ (Varma, 1954). В месторождении Метсямонту в зависимости от количественных соотношений сульфидов различаются цинково-свинцовые, железо-цинковые и медные руды, сложенные сфалеритом, галенитом, пирротином, пиритом, халькопиритом с примесью буланжерита, тетраэдрита, кубанита, арсенопирита, молибденита, магнетита, золота. Средние содержания металлов в руде составляют: $Cu - 0.27$, $Zn - 3.51$, $Pb - 0.79\%$; $Ag - 25.02$, $Au - 1.4$ г/т. Руды Ориярви сходны с рудами Метсямонту, но с большим количеством меди. В среднем в них содержится: $Cu - 0.74$, $Zn - 3.01$, $Pb - 0.87\%$ (Latvalahti, 1979).

В генетическом плане описанные месторождения связывались ранее с процессами Fe-Mg метасоматоза. У. Латвалаhti (Latvalahti, 1979) приходит к выводу, что данные месторождения являются вулканогенно-осадочными типа „куроко“, ремобилизованными при региональном метаморфизме.

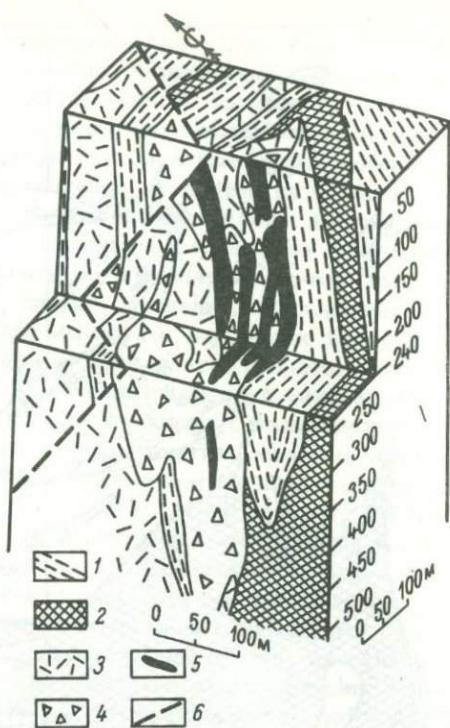
Месторождение Юлъярви в вулканическом поясе Юлъярви-Оривеси (рис.56) связано с метавулканитами среднего и кислого состава верхней части разреза зоны Тампере (Himmi e.a., 1979).

Медно-вольфрамовое оруденение находится в своеобразных турмалиновых брекчиях, состоящих из обломков вулканитов и туффитов, размером от первых миллиметров до крупных блоков, сцементированных турмалином и небольшим количеством кварца и сульфидов. Эти брекчии в виде линз длиной до 700 м и шириной 20-150 м приурочены к горизонтам агломератовых туффов, окруженных туффитами и имеют юго-западное простирание и вертикальное падение.

Рудные тела представляют собой по существу наиболее сильно минерализованные участки брекчий грубокоподобной или неправильной (в виде „зубьев“) формы. Они имеют длину 190 м, ширину 19 м и прослежены до глубины 330 м. Сульфидная минерализация захватывает только цемент брекчий, а обломки их остаются неминерализованными, и только по периферии иногда развивается арсенопирит. Оруденение представлено главным образом халькопиритом с шеелитом. Кроме того, встречаются арсенопирит, висмут, галенит, марка-

Рис. 56. Блок-диаграмма месторождения Юлеярви (Himmi e. a., 1979).

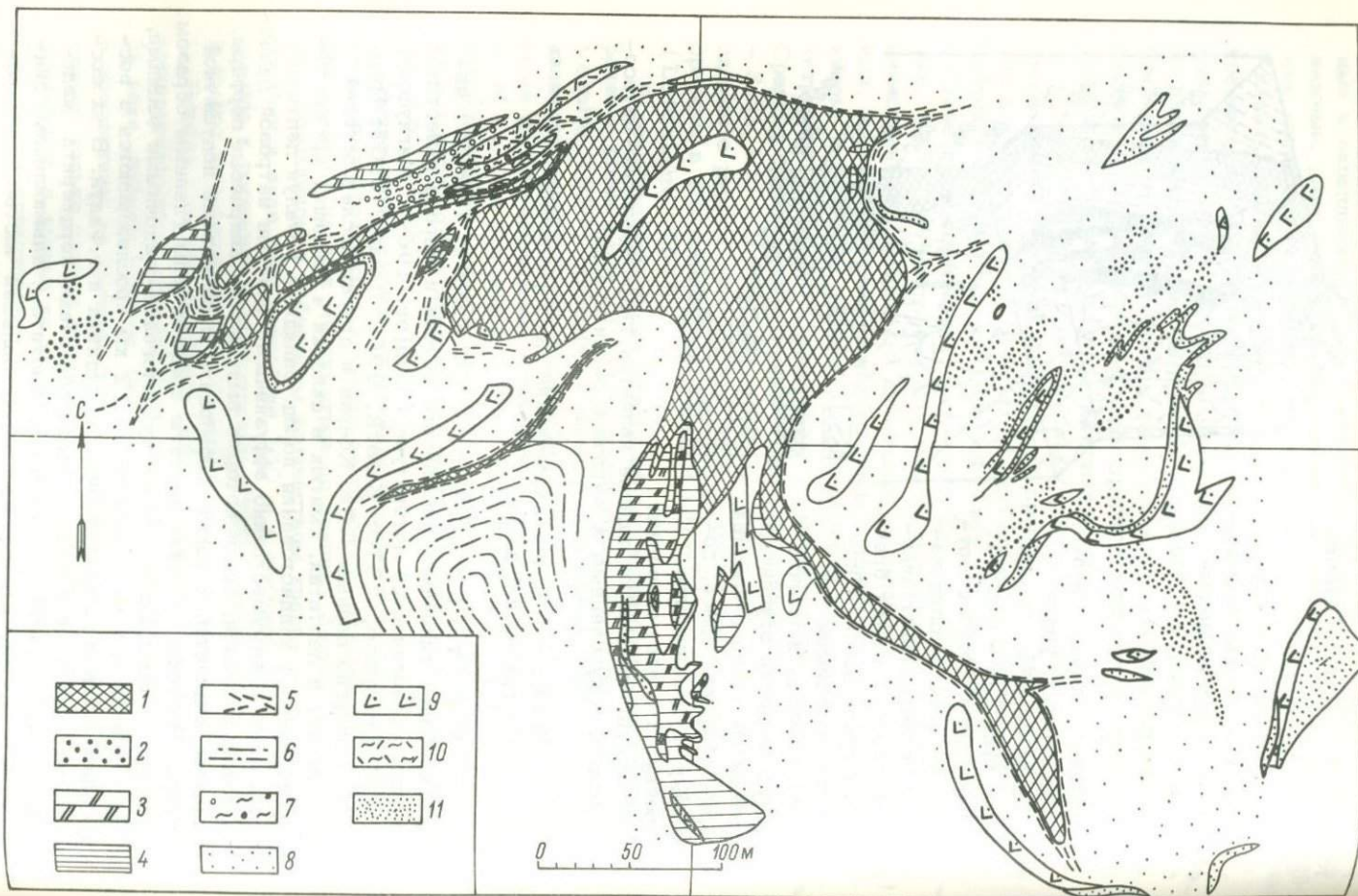
1 - туффыты, 2 - агломераты, 3 - андезитовые порфириты, 4 - турмалиновые брекчии, 5 - руда, 6 - разрывные нарушения.



зит, кубанит, станнин, валеит, кассетерит, уранинит, самородное серебро. Содержание в руде $Cu - 0.68-1$, $WO_3 - 0.04\%$. Генезис оруденения не ясен. Исследователи не устанавливают никакой зависимости между брекчией, минерализацией и интрузивной деятельностью. Следует обратить внимание на приуроченность оруденения к вулканитам кислого состава, которые образуют здесь, по видимому, вулканическую постройку. Это дает основание предположить, что месторождение является гидротермально-метасоматическим, приуроченным к жерловой фации вулкана.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Центральной Швеции

Месторождение Фалун (рис. 57) является наиболее типичным для данного района и широко известным в мировой геологической литературе (Geijer, 1964; Магнуссон, 1953; Magnusson, 1970; Koark, 1960; Пилава, 1963; Грип, 1982). Согласно данным Г. Дж. Коарка и других исследователей, руда залегает в лептитах, смятых в складки и имеющих крутое падение первичного напластования пород. Западнее г. Фалун лептиты представлены преимущественно эффузивными фациями натровой дацит-риодацитов, среди которых выделяются кварцевые порфиры, риодациты, андезиты, а также амфиболиты с реликтами подушечной текстуры. Восточнее Фалуна лептиты представлены главным образом интенсивно метаморфизованными вулканогенно-осадочными фациями, которые в виде полосы длиной около 12 км прослеживаются в восток-северо-восточном направлении от рудника и г. Фалун. В их состав входят слюдяные сланцы с порфиробластами кордиерита, железистые с антофиллитом, андалузитом, биотитом, альмандином, силлиманитом; прослои карбонатных пород, большей частью скарниро-



ванных и содержащих диопсид, актинолит, гроссуляр, форстерит; железистые метасадки, рудные кварциты. Характерными образованиями рудовмещающего комплекса месторождений фалунского типа является наличие в его составе кальций-магнезиальных мраморов и скарнов. На месторождении Фалун они образуют линзы мощностью до 30-40 м среди вмещающих сланцев и кварцитов на флангах рудного тела главным образом со стороны висячего бока. Скарны представляют собой гигантозернистые породы, состоящие из тремолит-актинолита и диопсида-геденбергита с гроссуляром. Кроме того, могут присутствовать флогопит, хлорит, шпинель. Предполагается, что скарны образованы по Ca-Mg мраморам, в которых также присутствуют порфиробласты форстерита, хондрита, граната, диопсида. С привнесом кремнезема эти породы превращаются в офиокальцит.

Рудовмещающие кварциты („рудные кварциты“) большинством шведских геологов рассматривались как продукты метасоматического преобразования лептитов в процессе железо-магнезиального метасоматоза (Högbom, 1910; Geijer, 1964; Magnusson, 1970; Hübner, 1966, и др.). По аналогии с другими колчеданными месторождениями, учитывая их переслаивание с лептитами и карбонатными породами, эти кварциты можно считать метаморфизованными кремнистыми или алюмокремнистыми хемогенными осадками. Они также содержат порфиробласты кордиерита, андалузита, антофиллита, граната, ставролита, силлиманита и вкрапленность сульфидов. Колчеданная залежь образует согласное крутопадающее линзообразное тело в кварцитах и отчасти в скарнах (рис.57), смятое вместе с вмещающими породами в складку (Koark, 1962).

Минеральный состав руд представлен пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом, халькопиритом. Наблюдается тенденция концентрации сфалерита и галенита в скарнах, халькопирита — в рудных кварцитах и зонах дробления, пирита — во всех породах, за исключением зон дробления и скарнов. Д. Коарк выделяет три горизонта руд. В лежачем боку рудной залежи находятся известковые колчеданные руды, богатые сфалеритом и галенитом. Выше располагаются массивные колчеданные руды существенно пирит-пирротинового состава с антофиллитом, которые в свою очередь сменяются колчеданными рудами существенно пиритового состава, обогащенными местами сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Встречаются парагенезисы, содержащие арсенопирит, тетраэдрит, золото, сульфиды висмута, сурьмы, магнетит и др. Рудные тела вместе с вмещающими породами разбиты зонами дробления мощностью до 30 м, по которым образуются „скёли“ с хлоритом, серпентином, биотитом, тальком,

Рис.57. Геологическая схема месторождения Фалун (Koark,1960).

1 — колчеданная руда, 2 — вкрапленная медная руда в кварцитах, 3 — скарны, 4 — магнезиальные мраморы, 5 — „скел“, 6 — лептиты, 7 — кордиерит-сланцевые сланцы, 8 — кварциты, 9 — дайки кварцевых порфиров, 10 — порфиroidы, 11 — амфиболиты.

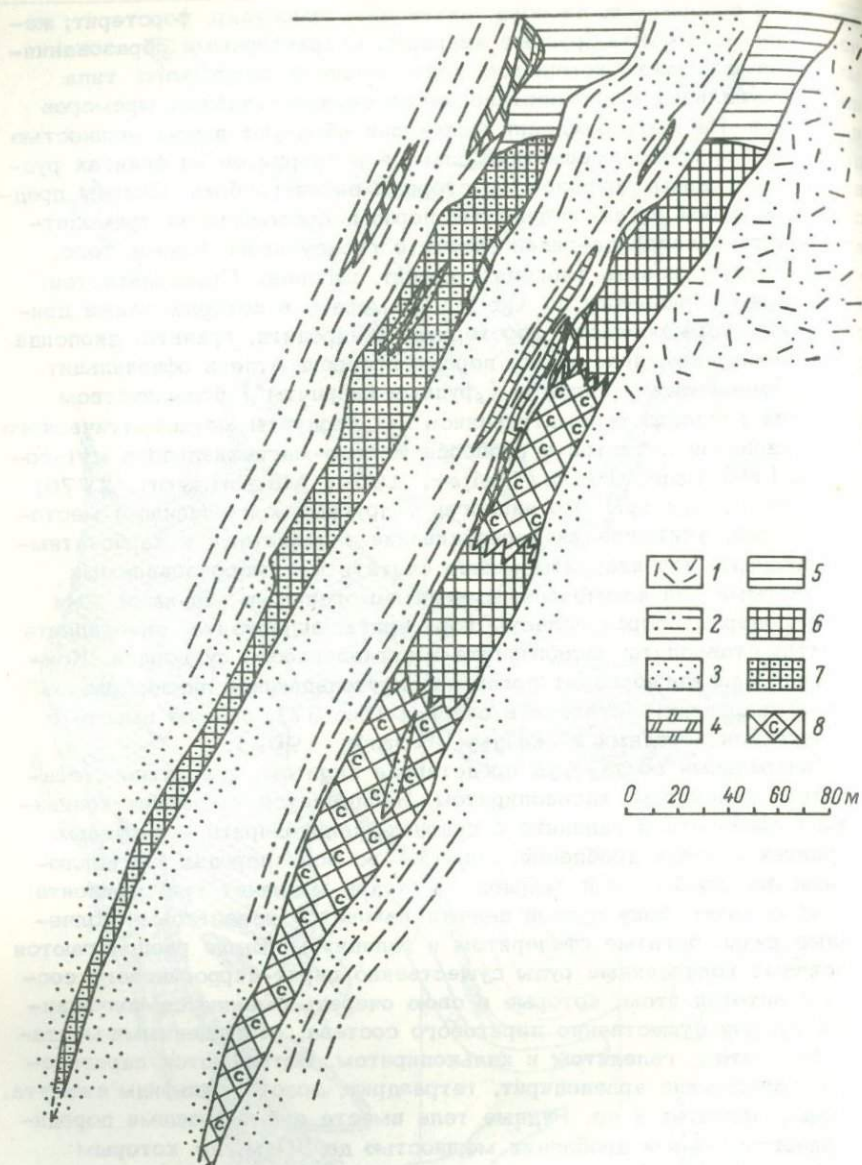


Рис.58. Геологический разрез месторождения Кальвбекен (Hübner, 1966).

1 - лептиты; 2 - слюдястые и хлорито-сланцевые сланцы; 3 - кварциты; 4 - скарны, скарнированные известняки и доломиты; 5 - сфалеритовая руда, 6 - пирит-галенит-сфалеритовая руда; 7-8 - пирит-галенит-сфалеритовая руда в кварцитах (7) и в скарнах (8).

мусковитом и сульфидами, а также с вновь образованными кордиеритом, антофиллитом, тремолитом, альмандином, ганитом (Koark, 1960, 1962; Magnusson, 1970). Породы и руды месторождения прорываются субвулканическими дайками кварцевых порфиров, амфиболитов и гранит-порфиров.

Месторождение Фалун до XIX в. разрабатывалось на медь, но позже наибольшую важность приобрел пирит, а медь и свинец стали добываться как побочные продукты. Содержание меди в рудах достигало 7%. Различались три типа медной руды: Blötmalm – массивная пиритовая руда с халькопиритом, Hårdmalm – вкрапленная руда с халькопиритом в кварцитах, Skölmalm – обогащенные халькопиритом „скёли“. В настоящее время средние содержания металлов в рудах составляют (в %): Cu – 0.2–0.6, Zn – 4.0, Pb – 1.5 (Frietsch, 1975). Преобладают массивные, прожилково-вкрапленные, реже полосчатые, брекчиевые, „шариковые“ текстуры руд.

Месторождение Кальвбекен (рис.58) расположено в 17 км южнее Фалуна. Рудная зона имеет северо-восточное простирание при крутом (70–80°) падении пород. В юго-западной части рудного поля преобладают метаморфизованные „диориты“ (Hübner, 1966), являющиеся по существу субвулканическими метаандезитами. „Диориты“ окружены лептитамы, сменяющимися в северо-восточной части кварцитами с прослоями карбонатных пород (доломиты, офиокальцит), и метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. Кварциты же метаморфизованы в более широком интервале – начиная от зеленосланцевой фации до силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Широко развиты процессы железо-магнезиального метасоматоза, приведшие к образованию скарнов по карбонатным породам с диопсидом, амфиболом, флогопитом, гранатом, кордиеритом, хлоритом, серпентином. В кварцитах появляются силлиманит, андалузит, ставролит, биотит.

На месторождении известны два основных рудных тела и несколько второстепенных, имеющих форму сложных крутопадающих линз, которые смяты в складки. Вмещающие породы – кварциты с прослоями скарнов – и руды, как установил Н. Пилава (Hübner, 1966), прорваны дайками гранитов. Руды состоят преимущественно из сфалерита, галенита, меньше из пирита, халькопирита, пирротина. Встречаются арсенопирит, гудмундит и некоторые другие сульфиды. Содержание (в %) полезных компонентов в них колеблется в широких пределах: Zn – 5.8–24, Pb – 2.2–9, Cu – 0.21–1.0; Ag – до 200 г/т. Преобладают „шариковые“ и массивные руды. Участками в них наблюдаются зоны дробления и цементации обломков переотложенными сульфидами с карбонатом.

Месторождение Гарпенберг (рис.59) находится в 50–60 км к юго-востоку от Фалуна. По данным Т. Ритца (du Rietz, 1968), район месторождения сложен аркозами, находящимися в нижней части разреза, и лептитамы с маломощными горизонтами мандельштейнов, подушечных метабазальтов, карбонатных пород и скарнов. По личным наблюдениям автора, породы, опи-

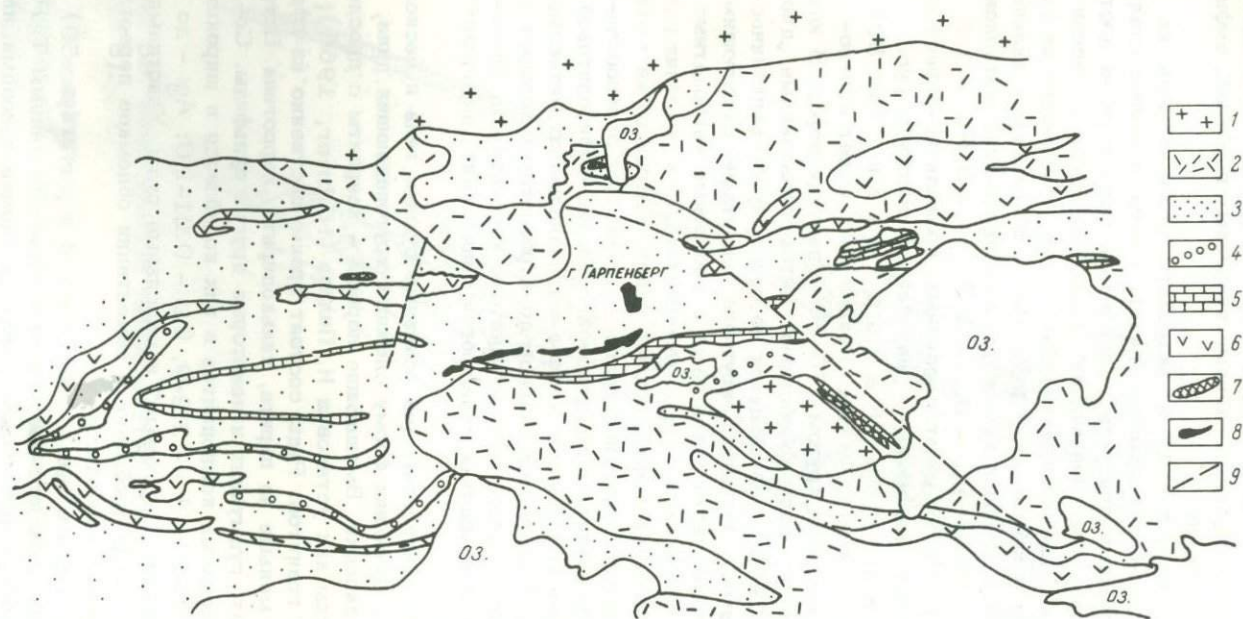


Рис.59. Геологическая схема района месторождения Гарпенберг (Rietz, 1968).

1 - древние граниты, 2 - вулканы натровой дацит-риолитовой формации (аркозы по Т. Ритцу), 3 - тонкие туфы и туффиты кислого состава (лептиты), 4 - прослой конгломератов, 5 - прослой карбонатных пород, 6 - метабазальты, 7 - железистые кварциты, 8 - колчеданная руда, 9 - разрывные нарушения.

саные Т. Ритцем как аркозы, в значительной степени представля-
ют собой лапиллиевые, агломератовые туфы, туфоконгломераты да-
цитов, иногда субвулканические дайки и лавы, а лептиты сложены
тонкими туфами, туффитами и кремнистыми породами.

Колчеданные руды в форме согласных линз залегают в горизон-
тах скарнов и доломитах или на контакте их с кварцитами. Руда
сложена галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном и халькопири-
том. В скарнах находится преимущественно цинковая и свинцовая
руда, а в кварцитах — медная. Широко развиты "скёли" в виде слож-
ной сети узких зон, в которых иногда содержатся рудные скопления.
В рудах характерны массивные прожилково-вкрапленные и "шарико-
вые" (миндалевидные) текстуры. В химическом составе руды, по
данным геологической службы компании "Boliden", содержатся:
Cu — 0.3, Pb — 3.5, Zn — 5.7%; Ag — 125, Au — 0.8 г/т. Кро-
ме "твердой" руды на месторождении разрабатывается "мягкая"
(или глинистая) руда ("mullmalm"), представляющая собой глинку
трения в зоне разлома по рудному телу, которая прослеживается
до глубины 450–500 м. В "мягкой" руде металлы находятся в виде
окислов, карбонатов и силикатов свинца и цинка. В них содержатся
щеруссит, пироморфит, пираргирит, смитсонит, галенит, сфалерит,
самородное серебро и золото. В химическом составе этой руды при-
сутствуют: Cu — 0.2, Pb — 4.1, Zn — 5.3%; Au — 0.5, Ag —
— 209 г/т.

В 3 км к востоку от Гарпенберга в 1962 г. было открыто новое
месторождение, названное Н о в ы й Г а р п е н б е р г (Nor-
ra Garpenberg), расположенное в той же рудной зоне. Колчедан-
ная залежь залегают на контакте частично скарнированных карбонат-
ных пород и кварцитов. В руде содержится: Zn — 2.6, Pb — 1.1%;
Ag — 250 г/т (Грип, 1982).

М е с т о р о ж д е н и е О м м ё б е р г (рис.60) рас-
положено юго-западнее рудного поля Центральной Швеции с харак-
терными для него месторождениями типа Фалун. Оно связано с оса-
дочно-вулканогенными фациями калиевой трахидацит-трахириолитовой
формации, которая в пределах рудного поля представлена переслаи-
вающимися серыми и красными лептитам (пепловые туфы и туффи-
ты), карбонатными породами и скарнами, смятыми в складки с суб-
меридиональным и северо-западным (330°) простиранием осей и
падением осевой плоскости и сланцеватости на юг и юго-запад под
углом $70-75^{\circ}$ (Magnusson, 1970; Henriques, 1966). При-
сутствующие в верхней части разреза серых лептитов карбонатные
породы мощностью до 50 м превращены частично или полностью в
скарны, в минеральном составе которых содержатся актинолит, дио-
псид, гранат, оливин, флогопит, шпинель, скаполит, кальцит, турма-
лин и некоторые другие минералы. Весь вулканогенно-осадочный
комплекс прорван гранитами, габбро, диоритами, перидотитами, дай-
ками габбро-диабазов.

Стратиформные залежи сульфидных руд в форме согласных плас-
тов длиной от нескольких десятков метров до 1500 м при мощно-
сти от 1.0–1.5 до 25–30 м в раздувах приурочены к верхней час-

ти разреза серых лептитов. Они являются составными частями тонкослоистой пачки, состоящей из лептитов, скарнированных карбонатных пород и руд, вместе смятых в слоистые складки и прорванных жилами пегматитов и аплитов. С южной стороны рудной зоны лептиты подверглись гранитизации и превращены в венитовые гнейсы и мигматиты. Фронт мигматизации проходит по южному пласту известняков, и с этой стороны развита зона пирротиновой вкрапленности в скарнах и лептитах. Руды имеют галенит-сфалеритовый состав с небольшой примесью халькопирита, пирротина, тетраэдрита, пирита, арсенопирита, графита. Характерны слоистые, массивные, вкрапленные и миндалевидные текстуры руд. При этом различаются слоистые текстуры двух типов: грубослоистые, обусловленные переслаиванием сульфидных, карбонатных и лептитовых слоев, и тонкослоистые, наблюдающиеся только в сульфидных рудах. Миндалевидные текстуры характерны для сфалеритовых руд, переотложенных в процессе метаморфической регенерации. По химическому составу различаются цинковые и свинцовые руды, содержания металлов в которых соответственно равны (в %): Zn - 36.6-55.2, Pb - 0.85-2.8 для первого типа и 9.5-16.8, 30.2-49.6 соответственно для второго (Henriques, 1966). Наблюдается увеличение интенсивности регенерации первично-осадочных сульфидных руд с приближением к фронту мигматизации. Наиболее мощные и богатые переотложенные руды концентрируются в шарнирах складок. При этом устанавливается зональное распределение металлов в рудах, где цинк концентрируется ближе к фронту мигматизации, а свинец - в удалении от него. Следует отметить наложенное урановое оруденение, которое установлено в жилах, содержащих тухолит, уранинит и кальцит в рудных телах Нигруван, Кналлагруван и др. Этот процесс связывается с поздневекоффенским процессом палингенеза, имеющим возраст 1800 млн. лет (Welin, 1961; Kouvo, 1958; Wickman, Parwel, 1954).

Рис.60. Геологическая схема месторождения Оммеберг (Henriques, 1966).

1 - пегматиты и гранит-аплиты; 2 - серые граниты; 3 - габбро и диориты; 4 - перидотиты; 5 - венитовые гнейсы; 6 - известняки; 7 - серые лептиты; 8 - красные лептиты; 9 - слоистые лептиты со слоями скарнов; 10 - скарны, скарнированные карбонатные породы; 11 - рудные тела; 12 - рассеянная вкрапленность пирротина; 13 - разрывные нарушения; 14 - слоистость.

Глава VI

ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Установлены закономерности палеовулканизма и вулканогенно-осадочного седиментогенеза в архейских зеленокаменных поясах, в зонах интракратонной активизации карельского цикла и в свекофенских подвижных поясах вместе с данными по геологии месторождений дают необходимый материал для общего анализа колчеданообразования в раннем докембрии Балтийского щита. Их общая систематика на тектоно-формационной основе с разделением на генетические типы показана в табл.22.

Саамский (беломорский) тектоно-магматический цикл

В пределах развития беломорского структурно-формационного комплекса, представленного различными гнейсами и мигматитами, известны рудопоявления метаморфогенно-гидротермального генезиса типа Кив-губа, не сохранившие никаких признаков первичного происхождения. В настоящее время отсутствуют надежные данные как о возрасте исходных пород беломорского комплекса, так и о геотектоническом режиме их формирования. Нельзя исключить предположения о возрастном и генетическом сопоставлении его с осадочно-вулканогенными формациями лопия, как это делается в пределах Кольского мегаблока, претерпевшими полное преобразование при гранитизации. Возможность отнесения оруденения типа Кив-губы к первично-колчеданному классу основывается на следующих соображениях:

1) в хетоламбинской свите, к которой приурочено оруденение, обнаруживаются редкие реликты вулканических пород (подушечных лав); 2) в рудовмещающем комплексе, представленном амфиболовыми гнейсами и развивающимися по ним мигматитами, устанавливается достаточно тонкая стратификация (переслаивание), что может свидетельствовать об осадочной (вулканогенно-осадочной) природе пород; 3) общие закономерности метаморфической регенерации серноколчеданных месторождений свидетельствуют о возможности образования за их счет руд аналогичного типа в условиях гранитизации. Здесь имеется в виду существенно пирротиновый состав руд с порфиробlastами пирита, геохимические особенности сульфидов, явления рассеивания рудного вещества, слабовыраженные регрессивные изменения, сопровождающие оруденение.

Условия палеовулканизма и вулканогенно-осадочного седиментогенеза

Лопийский тектоно-магматический цикл характеризуется условиями протогеосинклинального режима, в котором были сформированы линейные зеленокаменные пояса, заложившиеся по системе сопряженных глубинных разломов на тоналитовой коре. Их тектоно-магматическая эволюция характеризуется интенсивным андезитовым, базальтовым, коматиитовым и риолитовым вулканизмом на ранних стадиях развития, а также последующим внедрением интрузивных пород гипербазитовой, габбро-диабазовой, диорит-плагиогранитной и более поздней формаций плагио-микроклиновых гранитов. Формационный состав вулканитов свидетельствует о связи их с коровыми и мантийными источниками магм, поступления которых на поверхность во времени перекрывали друг друга. С целью выяснения палеофациальных условий колчеданоотложения в архейских зеленокаменных поясах на основе оригинального и частично литературного материала были проведены региональные и локальные палеовулканологические реконструкции в пределах Фенно-Карельского кратона (рис. 61). Этот анализ показывает, что в палеогеографическом отношении для лопийского цикла характерна обстановка открытого морского бассейна с расчлененным рельефом дна, обусловленным наличием цепей островных и подводных вулканов, образующих примитивные островные дуги с впадинами мелкого моря между ними. О мелководности морского бассейна свидетельствует широкое развитие псаммитовых осадков, иногда с реликтами косой слоистости, знаков ряби и нагрузки (Горьковец, Раевская, 1977).

Вулканическая деятельность была сосредоточена в относительно узких вулканических поясах, приуроченных к глубинным разломам, тогда как разделяющие их блоки фундамента являлись бассейном накопления тонкопирокластического, вулканотерригенного и хемогенного материала. На устанавливаемом этапе развития вулканическая активность началась извержениями вулканов центрального типа корового заложения, с которыми связано накопление продуктов дацит-андезитовой формации. Эта наиболее ранняя стадия в настоящее время установлена в Ведлозерско-Сегозерском, Парандовско-Тикшезерском, Кухмо-Суомосалми, Ялонваара-Иломантси-Тулос зеленокаменных поясах. Приведенный палеофациальный анализ в пределах некоторых локальных структур (Хаугаваарской, Ялонваарской, Койкарской и др.) позволил выявить ряд реликтовых вулканических построек центрального типа, характеризующихся зональным распределением пирокластических, лавовых и вулканогенно-осадочных фаций около эруптивных центров - Чалкинская, Игнойльская, Ялонваарская и др. (Робонен и др., 1975). Для вулканизма данной стадии характерны его пирокластический облик ($KЭ \sim 40-60\%$) и большой объем вулканогенно-осадочных продуктов, развивающихся на широкой площади вокруг вулканических построек. С их накоплением связано формирование несколь-

Т а б л и ц а 22

Общая систематика колчеданных месторождений Балтийского щита

Тектоно-магматический цикл	Палеотектонический режим	Осадочно-вулканогенные формации	Формационный тип	Генетический тип
1	2	3	4	5
Саамский (беломорский) (>3500 млн.лет?)	Не установлен	Комплекс гнейсов, мигматитов, мигматит-гранитов по осадочно-вулканогенным породам	Серноколчеданный с кобальтовым и медно-цинковым оруденением	Метаморфогенно-гидротермальный
Лопийский (>2700+100 млн.лет)	Протогеосинклинальный	Дацит-андезитовая, коматит-базальтовая Дациит-риолитовая	Серноколчеданный, подчиненный - медно-колчеданный, медно-цинково-колчеданный	Вулканогенно-осадочный регенерированный
Карельский (2700±100 - 2100±100 млн.лет)	Интракратонной активизации по системе глубинных разломов	Андезит-базальтовая, калиевая дацит-риолитовая, вулканотерригенная молассовая толеит-базальтовая, пикрит-базальтовая, конгломерат-кварцитовая, углеродисто-карбонатная	Медно-колчеданный, цинково-медно-колчеданный, подчиненный - серно-колчеданный	Вулканогенно-осадочный, гидротермально-осадочный регенерированный
Свекофенский (2100-1600 млн.лет)	Эпикратонной геосинклинали	Ладожско-Ботанический пояс: андезит-дацит-риолитовая, базальт-андазит-базальтовая, филлитовая, граувакко-сланцевая	Медно-цинково-колчеданный, подчиненный - медно-колчеданный	Вулканогенно-осадочный и комбинированный регенерированный
	То же	Южно-Свекофенский пояс: натровая дацит-риолитовая, калиевая трахидациит-трахириолитовая, андезит-базальтовая, флишоидная граувакко-сланцевая, граувакко-конгломератовая	Свинцово-цинково-колчеданный, подчиненный - медно-колчеданный	Вулканогенно-осадочный регенерированный, подчиненный - вулканогенный гидротермально-метасоматический регенерированный

Примечание. В графе „Состав руд“ над чертой - главные элементы,

Морфологический тип	Состав руд	Обстановки колчеданообразования	Условия метаморфизма (по В.А. Глебовицкому)
6	7	8	9
Зоны вкрапленности, жилы, метасоматические тела	$\frac{Fe, S}{Co, Cu, Zn, Ni}$ $Cu : Zn = 0.3$ $Co : Ni = 0.23$	Не выяснены	Гранитизация в условиях амфиболитовой фации глубоинной серии B ₂
Согласные пластывые залежи, осложненные при метаморфической регенерации	$\frac{Fe, S}{Cu, Zn}$ $\frac{Fe, S, Cu}{Zn, Pb}$ $Cu : Zn \approx 2.5$	В пределах зеленокаменных поясов на периферии палеовулканических построек, вместе с вулканогенно-осадочными фациями отдаленной зоны	От зеленосланцевой до амфиболитовой фации серий A ₂ -A ₃
То же	$\frac{Fe, S, Cu}{Zn, Pb, Co, Ni}$ $Cu : Zn = 4.0-1.0$	В рифтогенных поясах, в условиях замкнутого мелководного бассейна с сероводородным заражением в придонной части	Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации серии B ₁
" "	$\frac{Fe, S, Zn}{Cu, Pb, As, Au}$ $Cu : Zn = 0.02 : 0.61$ $Pb : Zn = 0 - 0.33$	В прижерловой зоне вулканических построек островной дуги, из высококонцентрированных растворов в депрессиях прибрежной зоны бассейна	От зеленосланцевой до амфиболитовой фации серий A ₃ -AB
Согласные линзы и пласты, осложненные при складчатости и метаморфизме, метасоматические залежи, зоны вкрапленности	$\frac{Fe, S, Pb, Zn}{Cu, Ag, Au}$ $Pb : Zn = 0.13-2.5$ $Cu : Zn = 0.04-0.2$	В условиях окраинного моря умеренной глубинности с цепями островных и подводных вулканов. В прижерловой или переходной к отдаленной зоне вулканических фаций в ассоциации с марганецсодержащими железистыми кварцитами. Редко - в жерловой фации метасоматическим путем (тип Юлъярви)	Амфиболитовая фация серий A ₃ -AB

под чертой - вкрупненные.

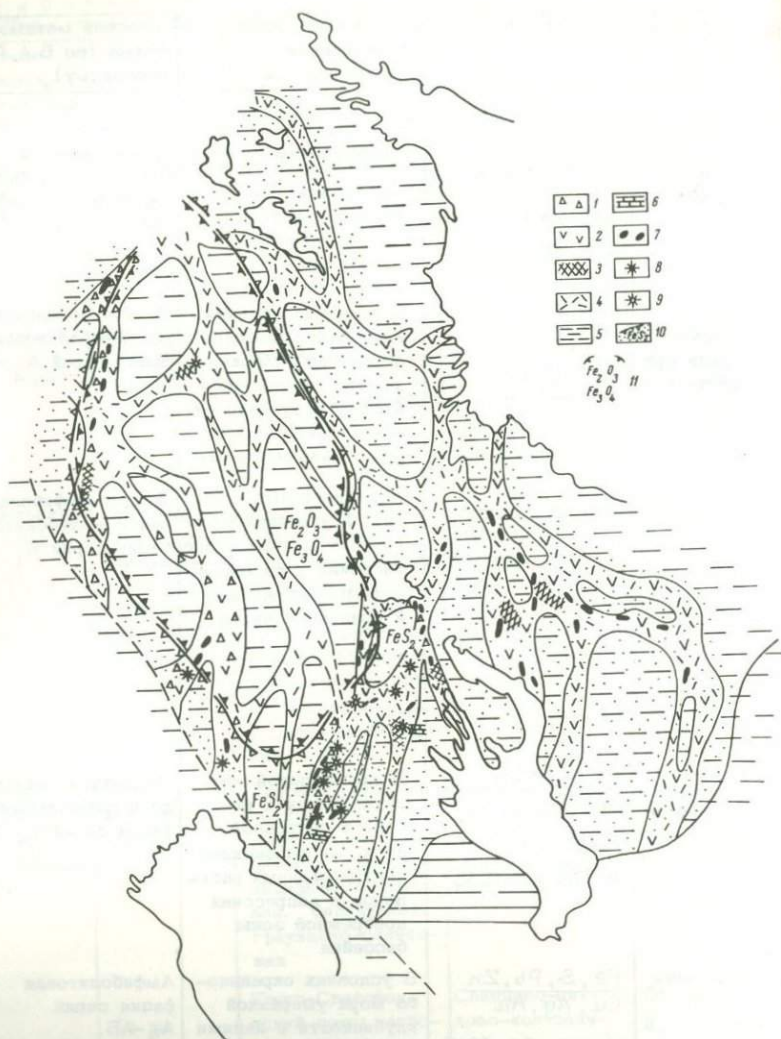


Рис.61. Палеовулканологическая реконструкция на период лопия.

1-4 - в пределах зеленокаменных поясов: 1 - дацит-андезитовая формация, 2-3 - коматитит-базальтовая формация с толеитовой (2) и коматититовой (3) субформациями, 4 - дацит-риолитовая формация, 5 - вулканогенно-осадочные и вулканотерригенные образования на блоках фундамента, 6 - участки отложения карбонатных пород, 7 - гипербазиты, 8 - эруптивные центры дацит-андезитовой формации, 9 - эруптивные центры дацит-риолитовой формации, 10 - площади преимущественного отложения колчеданов, 11 - площади преимущественного отложения железистых кварцитов.

ких серноколчеданных, иногда с меднорудной минерализацией, рудопроявлений: Ялонваарского, Чалкинских (Хаутаваарская структура) и вкрапленного оруднения в районе ст. Хаутаваара. По-видимому, к этому времени относится отложение серноколчеданных руд типа Отраваара (Иломатси), Типасъярви (пояс Кухмо-Суомосалми) и железистых кварцитов в этих районах.

Последующая стадия связана с мощным процессом базальтового и коматитового вулканизма во всех зеленокаменных поясах. Смена андезитового вулканизма базальтовым и коматитовым обусловлена углублением разломов, контролирующего вулканизм, которые достигли мантии и поставляли мантийные расплавы на поверхность. Вулканические толщи базальтового состава несут все признаки подводного излияния: подушечные текстуры лав, наличие горизонтов осадков между потоками, слабая окисленность вулканитов. В современном эрозийном срезе в пределах зеленокаменных проясов базальтоиды образуют довольно обширные (до 100-150 км²) площади с варьирующими мощностями вулканитов, которые, по-видимому, являются реликтами вулканических структур типа щитовых многовыходных вулканов. Вместе с этим в пределах блоков реоморфизованного фундамента среди гнейсо-гранитоидных полей устанавливаются более или менее крупные участки, сложенные метабазами. Их происхождение может быть объяснено наличием эруптивных центров на оперяющих разломах.

В фациальном составе коматит-базальтовой формации, как отмечалось выше, резко преобладают лавы, а туфы и вулканические осадки не превышают 10-15%. Составной частью последних в Хаутаваарской структуре являются маломощные пласты серного колчедана, железистых кварцитов и зон рассеянной сульфидной вкрапленности в вулканогенно-осадочных горизонтах. К этой же стадии, по-видимому, относится формирование Парандовского месторождения, рудные тела которого находятся в горизонтах осадков, переслаивающихся с потоками базальтовых лав.

Становление дацит-риолитовой формации связано с новой вспышкой кислого-среднего вулканизма и формированием ряда островных вулканов. Эти вулканы, имеющие большой коэффициент эксплозивности ($KЭ = 60-70\%$), поставляли большое количество пирокластического и хемогенного материала в бассейн осадконакопления. Были сформированы мощные толщи вулканогенно-осадочных и вулканотерригенных толщ, фациально сменяющие кислые-средние вулканиты на периферии вулканических построек и развитые на блоках фундамента. Они состоят из осадков грауваккового и аркозового состава (турбидитов) с прослоями туфов дацитов, кремнистых туффитов, хемогенных кварцитов. Характерным для этого этапа является появление в разрезах карбонатных пород и интенсивное отложение колчеданных руд и железистых кварцитов.

Следующая стадия связана с новой вспышкой базальтового вулканизма. Возможно, что кислый и базальтовый вулканизм этой стадии в ряде структур перекрывали друг друга. Мощности накопленных толщ базальтоидов колеблются от 150 до 1200 м. По своему хими-

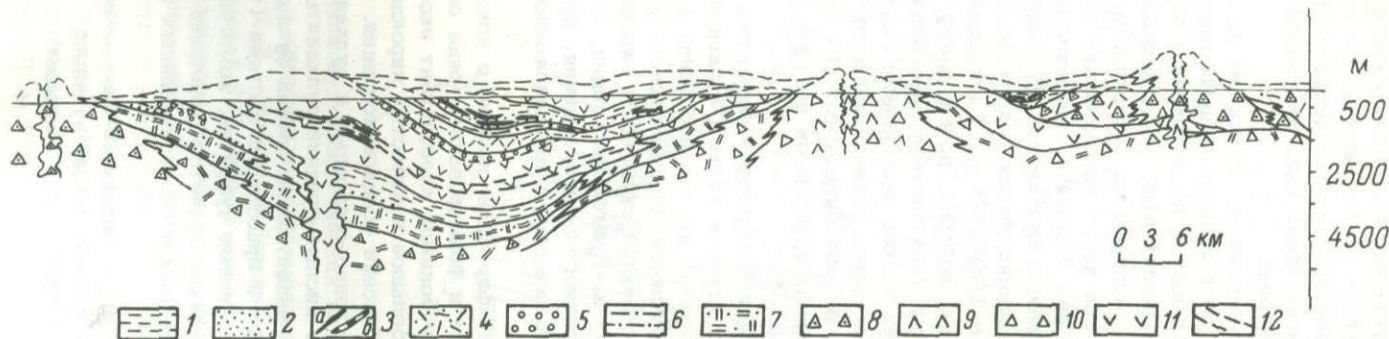


Рис.62. Реконструированный разрез Хаутаваарского рудного поля. Составил автор с использованием материалов А.И. Световой.

1 - углеродсодержащие сланцы; 2 - кремнистые породы; 3 - серноколчеданная руда (а) и железистые кварциты (б); 4 - туфы и туффиты дацитов; 5 - конгломераты; 6 - кварцевые туфопесчаники, кремнистые туффиты; 7 - псаммитовые туфы андезитов и андезидацитов; 8 - агломератовые, лапиллиевые и другие туфы дацитов и андезидацитов; 9 - массивные и подушечные лавы андезитов; 10 - глыбовые, агломератовые, лапиллиевые туфы андезитов; 11 - базальты; 12 - горизонты вулканогенно-осадочных пород среди базальтов.

ческому составу они близки базальтам более ранней стадии, но среди них коматиты установлены только в зеленокаменном поясе Кухмо-Суомосалми.

О заключительных стадиях вулканической деятельности мы имеем отрывочные сведения. В Хаутаваарской и Койкарско-Корбозерской структурах они перекрыты вулканогенно-осадочными отложениями, состоящими из углеродсодержащих сланцев, туфов и туффитов дацитового состава, алюмокремнистых пород. Присутствующий среди них кислый пирокластический материал поступал из продолжающих действовать вулканических очагов кислого-среднего вулканизма. С ними же, по-видимому, связаны многочисленные субвулканические дайки дацитов и риолитов, которые свидетельствуют о том, что заключительные фазы вулканизма были наиболее кислыми.

Таким образом, процессы вулканогенно-осадочного колчеданообразования проходили на протяжении всего этапа активного вулканизма в периоды накопления вулканогенно-осадочных фаций и фумарольно-сульфатарной деятельности. Наибольший объем колчеданов связан с продуктами андезитового вулканизма, представленными дацит-андезитовой и дацит-риолитовой формациями. Характерной чертой положения колчеданных руд в фациальном профиле этих формаций является их тесная ассоциация с вулканогенно-осадочными фациями, постоянными членами которых они являются. Эти отложения, как отмечалось при формационном анализе, образуют широкий шлейф вокруг вулканических построек, выходя за пределы собственно вулканических зон. В рудовмещающих ассоциациях обычно отсутствуют грубые пирокластические или лавовые фации; что свидетельствует о значительной отдаленности месторождений от эруптивных центров. В современных складчатых структурах это расстояние оценивается в 1,5-8 км, а при палинспатических реконструкциях увеличивается до 6-20 км (рис.62).

По отношению к продуктам базальтового вулканизма колчеданные месторождения находятся в различных позициях.

1. В разрезах рудовмещающих вулканогенно-осадочных комплексов ранней дацит-андезитовой формации, с которой связаны рудопроявления Чалкинское, Ялонваарское, Улялегское, Отраваара, базальты или отсутствуют, или расположены выше по разрезу и на процесс рудоотложения влияния не оказывали.

2. Рудные залежи находятся в относительно маломощных (10-100 м) вулканогенно-осадочных горизонтах, переслаивающихся с базальтами. Эти месторождения, к которым относятся Парандовское и мелкие тела среди метабазальтов Хаутаваарской структуры, образовались синхронно с накоплением пород коматит-базальтовой формации. В этом случае можно допускать, что базальтовый вулканизм внес свой пай в накопление рудогенных компонентов и серы в бассейне рудоотложения.

3. Рудные залежи находятся в мощных (до 1 км) толщах вулканогенно-осадочных и вулканотерригенных отложений флишоидного типа, связанных во времени и генетически с дацит-риолитовой формацией, подстилающихся и перекрывающихся метабазальтами. К ним

относятся Хаутаваарское, Корбозерское месторождения и некоторые рудопроявления Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Источником рудообразующих компонентов в этом случае были процессы, связанные с кислым вулканизмом.

Таким образом, установленная генетическая связь колчеданных месторождений с вулканогенно-осадочными комплексами различных по составу вулканогенных формаций может свидетельствовать о том, что источником металлов и серы были процессы, связанные с различными типами вулканизма, каждый из которых внес свою долю в накопление в морском бассейне этих элементов. При этом, однако, можно считать, что основную роль играл андезитовый и риолит-дацитовый вулканизм.

Характерной чертой колчеданных месторождений архейских зеленокаменных поясов является тесная ассоциация руд с кремнистыми и алюмокремнистыми хемогенными породами и черными углеродсодержащими сланцами. Эта триада, устанавливаемая практически на всех месторождениях, обычно находится в переслаивании с псаммитовыми ритмичнослоистыми осадками аркозового или грауваккового состава, туффитами, тонкими пепловыми туфами, иногда железистыми осадками, свидетельствующими о мелководных условиях седиментогенеза. Резко пошло на спад в этот период карбонатонакопление, что, возможно, связано с более кислым составом вод архейского моря и повышенным содержанием в них CO_2 . В рудовмещающих комплексах карбонатные породы встречаются в виде единичных прослоев мощностью 5-35 м, среди которых встречаются гематитсодержащие доломиты.

Другой характерной особенностью фациального положения колчеданов является их парагенезис с железистыми кварцитами, отмечавшийся еще В.М. Черновым (1966). Он обусловлен связью железистых кварцитов и колчеданных руд с одними и теми же осадочно-вулканогенными формациями и фациальными переходами по простиранию колчеданного оруденения в железистые кварциты, примером которого могут быть Корбозерское серноколчеданное рудопроявление и расположенное севернее Совдозерское железорудное месторождение. Нередко в колчеданных месторождениях присутствуют горизонты железистых кварцитов (Хаутаваара, Сенегозеро), а в железорудных - колчеданных руд. Примером последнего может быть крупное Костомукшское месторождение, где в нижней части разреза железорудной толщи, вскрытой карьером, установлены пирит-пирротиновые руды (личное сообщение В.И. Робонена и А.С. Пекки). Так же как и колчеданы, железистые кварциты находятся на различных стратиграфических уровнях и связаны с различными осадочно-вулканогенными формациями (Чернов и др., 1970; Горьковец, Раевская, 1977).

Наибольшие концентрации окисного и сульфидного железа в пределах Фенно-Карельского кратона пространственно разобщены (рис. 61), что обусловлено, по-видимому, различными фациальными условиями осадкообразования.

По составу руд месторождения архейских зеленокаменных поясов разделяются на серноколчеданные (пирротин-пиритовые) (Хаутаваара, Парандово и др.), серноколчеданные с медной минерализацией (Ялонваара), медно-цинковоколчеданные (Вожминское).

Серноколчеданные месторождения (назовем их лопийским типом), как это следует из предшествующего анализа, отложились в фациальной обстановке, относительно отдаленной от эруптивного центра зоны, характеризующейся отсутствием грубообломочных пирокластических и лавовых фаций и широким развитием вулканотерригенного и хемогенного осадконакопления. Расстояние от эруптивного центра, по данным палеовулканических реконструкций (рис.62), колеблется в пределах 6–20 км. По этому признаку их можно отнести к месторождениям отдаленной (дистальной) зоны (Hutchinson, 1973; Henley, Thornley, 1979, и др.).

Рудоотложение происходило в депрессиях морского дна со спокойным гидродинамическим режимом и восстановительными условиями вод, обогащенных сероводородом в придонной части (рис.63). Тесная ассоциация руд с вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями свидетельствует, что источником рудных компонентов (главным образом железа и серы), а также кремнезема и глинозема были вулканические и поствулканические процессы. Установленное для некоторых месторождений зональное положение рудных тел относительно эруптивного центра приводит к выводу, что эти элементы выносились водными потоками в море с островных вулканических построек и только отчасти, по-видимому, поступали в морской бассейн при подводных вулканических извержениях и связанных с ними явлениях газо-гидротермальной деятельности. Описываемая модель более всего соответствует серноколчеданным, изначально сугубо пиритовым, месторождениям, примером которых являются Хаутаваарское, Парандовское и др. Остается до конца не ясным механизм формирования руд сложного состава вожминского типа. Можно предполагать их связь с подводными гидротермальными источниками в пределах вулканических построек аналогично месторождениям типа Шеллефте.

Насыщение вод бассейна растворенными формами серы могло происходить главным образом в процессе фумарольно-сульфатарной деятельности в результате растворения в термальных водах вулканических газов — HCl , H_2S , SO_2 , SO_4^{2-} , SO_3^- , CO , CO_2 и выносом их в море. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о возможности присутствия в архейских атмосфере и гидросфере свободного кислорода (Шидловски, 1980; Кимберли, Димрот, 1980), что оправдывает предположение о наличии окисленных форм серы в термах архейских вулканов.

Главная масса железа, алюминия, кремния в рассматриваемой модели колчеданообразования была мобилизована в пределах вулканических построек при выщелачивании этих элементов из вулканитов

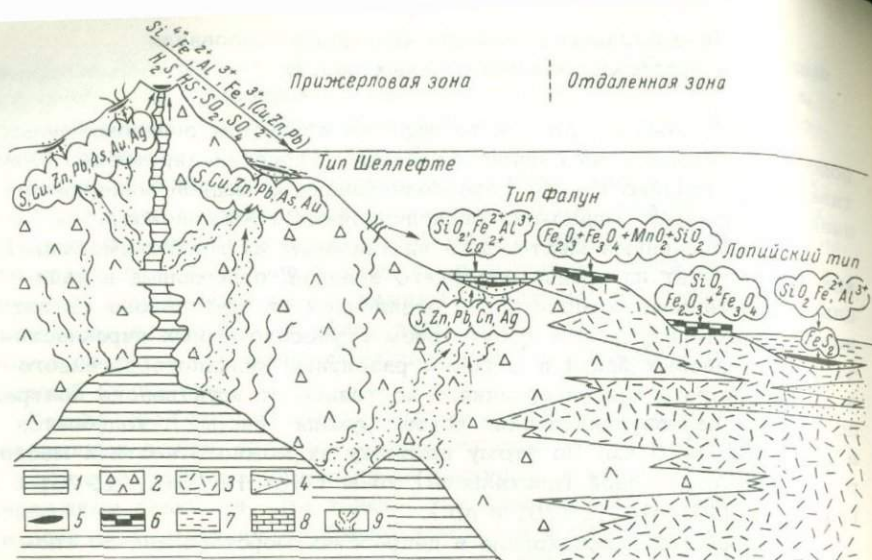


Рис.63. Модель колчеданообразования лопийского и свекофенского типов.

1 - выполнение магматического очага; 2 - вулканические фации прижерловой зоны; 3 - туфы и вулканогенно-осадочные отложения отдаленной зоны; 4 - хемогенные кремнистые и алюмокремнистые отложения; 5 - колчеданная руда; 6 - джеспилиты, железистые кварциты; 7 - углеродсодержащие сланцы; 8 - карбонатные породы; 9 - зоны термовыводящих каналов с сульфидной вкрапленностью.

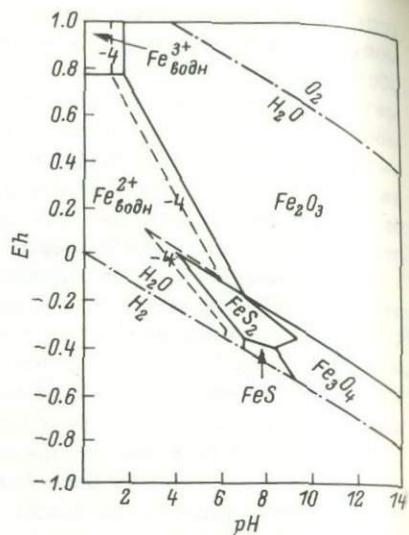
кислыми и ультракислыми водозными гидротермами. Этот вывод подтверждается материалами исследований современных вулканических областей (Зеленов, 1961; Страхов, 1963; Набоко, 1974; Никитина, 1978, и др.). В то же время, как следует из этих данных, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, ртуть и другие элементы, обнаруживающиеся в термальных водах современных вулканов, имеют ювенильный источник, связанный с магматическим очагом (Ткаченко, Зотов, 1974). Предполагается, что основной формой переноса металлов в гидротермальных растворах являются хлоридные комплексы MeCl_2 , MeCl_3 , MeCl_4^{2-} , MeCl^+ (Хельгесон, 1967; Лебедев, 1975; Общие условия..., 1978; Твалчредидзе, 1981, и др.). В определенных геохимических условиях комплексы могут заменяться сульфидными и гидросульфидными комплексами: $\text{Me}(\text{HS})_2^0$, $\text{Me}(\text{HS})_3^-$ (Барнс, Чамански, 1970; Общие условия..., 1978). Как правило, отложения руд цветных металлов в сульфидной или окисной форме осуществляются в различных обстановках в относительной близости от мест выхода источников или на путях подъема гидротерм к поверхности. Это в определенной мере подтверждается данными исследований коллектива авторов кальдеры Узон на Камчатке, где установлено, что содержание Ag, Sb, Cu, Zn, Pb в одном и том же типе вод окис-

ределяется расстоянием выходов термальной воды от основного термовыводящего разлома (Вулканизм, гидротермальный..., 1974). Эти обстоятельства обуславливают незначительные концентрации цветных металлов в водных потоках, стекающих с вулканических построек в море. Этим можно объяснить отсутствие данных элементов в рассматриваемом типе колчеданных месторождений. В тех случаях, когда в колчеданных рудах присутствуют цветные металлы, они могут быть связаны с наличием подводных термальных источников, выносящих серу и рудогенные элементы в морской бассейн.

Как показано Ю.П. Мельником (1973), основной формой миграции железа в кислых и нейтральных растворах является ион Fe^{2+} , концентрации которого в восстановительных бескислородных условиях могут быть весьма высокими. Окисное железо (Fe^{3+}) мигрирует в очень кислых ($pH=0-2.5$) водах и быстро гидролизует при повышении pH до 3-5 в результате смешивания кислых речных вод с морскими. Что касается закисного железа, то в условиях восстановительной обстановки бассейна при невысокой концентрации свободного кислорода в архейском морском бассейне оно могло мигрировать в больших объемах на значительное расстояние. Теоретическими расчетами показано, что значительную роль в переносе железа играет также недиссоциированное соединение $Fe(OH)_3^0$, поле устойчивости которого определяется значениями $pH=4.18-12.35$ при $Eh_{min}=0.46$ (Мельник и др., 1974). Геохимическим барьером для его осаждения в форме дисульфида мог быть большой градиент Eh , который создавался в локальных участках моря (падеодепрессиях), характеризующихся застойностью вод и сероводородным заражением. Осаждение дисульфида железа происходило в результате образования коллоидов и их коагуляции, что подтверждается встречающимися в рудах пиритовыми конкрециями и реликтами колломорфных структур. Наличие пластов массивных пиритовых руд, переслаивающихся с вмещающими, относительно слабо минерализованными сланцами, свидетельствует о ритмическом характере осаждения сульфидов, обусловленном высокой скоростью процесса с понижением в воде концентраций железа и серы, превосходящей скорость привноса этих элементов к месту осаждения.

При анализе системы $Fe-S-H_2O$ в зависимости от $Eh-pH$ на диаграммах Р.М. Гаррелса и Ч.Л. Крайста (1968) (рис.64) видно, что при высокой концентрации серы (10^{-1} г-ион/л) осаждение дисульфида железа происходит при любых значениях pH преимущественно в восстановительных условиях. В поле устойчивости воды осаждается главным образом пирит; пирротин может образовываться лишь в сильнощелочных средах ($pH>10$), при очень низких значениях Eh (<0.6). С уменьшением концентрации серы поле стабильности пирита резко сокращается и расширяется поле магнетита. Этой причиной обусловлено присутствие в некоторых рудопроявлениях прослоев магнетитовых руд и железистых кварцитов (Ялонваара, Хаутаваара). В условиях сильновосстановительной среды ($Eh>-0.4 \pm -0.5$) и при $pH>8$ в качестве устойчивой фазы появляется пирротин. В анализируемых нами месторождениях „первичный“ пирротин мог быть только

Рис.64. Устойчивость окислов, сульфидов в воде при 25°C и 1 атм общего давления в зависимости от Eh и pH. Сумма растворенной серы равна 10^{-6} (Гаррелс, Крайст, 1968).



в углеродсодержащих сланцах, но в метаморфизованных породах это невозможно установить.

Колчеданные руды залегают, как правило, в афанитовых кремнистых и алюмокремнистых породах, представляющих собой хемогенные осадки с некоторой долей вулканотерригенной примеси. Источником кремнезема и глинозема, так же как и железа и серы, были вулканические и поствулканические процессы. В настоящее время много работ посвящено выяснению роли вулканизма в образовании кремнистых осадков и способу их отложения (Страхов, 1963; Петрова, 1958; Хитаров, 1961; Хворова, 1968; Дзоендидзе, 1969; Мельник, 1973; Попов, 1979, и др.). У большинства исследователей, по-видимому, нет сомнения в том, что вулканизм и связанные с ним процессы являются источником большого объема растворенного кремнезема в морских бассейнах. Данные по современному вулканизму показывают, что в составе вод термальных источников содержание H_2SiO_3 колеблется от 0.14 до 0.17 г/л (Набоко, Пийп, 1961), а в азотнуглекислых термах - 0.518 г/л (Иванов, 1961). Высокие содержания кремнезема подтверждаются данными С.И. Набоко (1974), по которым термальные воды различного состава Узонской термоаномалии имеют содержание H_2SiO_3 0.250-0.400 г/л и алюминия - до 200 г/л. Приведенные цифры показывают, что термальные воды вулканических областей имеют содержания кремнезема в несколько раз выше „равновесной“ концентрации, необходимой для осаждения аморфного кремнезема. При охлаждении часть кремнезема остается в ионной форме, а часть образует коллоидные частицы. По экспериментальным данным, такие ионно-коллоидные растворы являются стабильными в кислых средах с pH=4-5 при концентрациях 100-1000 мг/л H_2SiO_3 и могут переноситься на значительные расстояния (Мельник, 1973; Белевцев, Мельник, 1976).

Геохимическими барьерами осаждения кремнезема могут быть изменения pH растворов, градиенты концентраций электролитов, главным образом Na^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} . При совместном нахождении в бассейне растворенных соединений кремния и алюминия возможны их взаимные коагуляция и осаждение. Этим обусловлено, по-видимому, то обстоятельство, что в составе вмещающих колчеданы терригенно-хемогенных пород эти компоненты имеют широкие вариации содержа-

Таблица 23

Изотопный состав серы сульфидов колчеданных руд архейских зеленокаменных поясов (по данным Гриненко, Воинкова, 1971, и автора)

Месторождение, сульфиды	n	Пределы колебаний $\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$		Среднее, ‰
		от	до	
Хаутаваарское:				
пирит I (конкреции)	3	-2.2	+6	+1.27
пирит II	12	-0.6	+0.6	-0.13
пирит III	5	-2.5	+1.6	-2.00
пирротин	17	-2.7	+4.3	+1.16
халькопирит	8	-2.7	+3.7	+0.53
сфалерит	4	+1.2	+3.9	+2.88
Рудопроявления Чалкинского рудного поля:				
пирит I (конкреции)	17	-10.2	+2.6	-4.27
пирит II	7	-1.9	+0.7	-0.58
пирротин	7	-1.6	-4.3	+1.04
Няльозерское и Ведлозерское:				
пирит I (конкреции)	16	-6.6	+12.1	-0.55
пирит II	5	-1.9	+1.1	-0.98
пирротин	8	-2.2	+2.0	+0.61
халькопирит	2	-1.3	+2.2	+0.45
сфалерит	7	-2.8	+0.8	-0.48
галенит	2	-4.0	-2.8	-3.4
Парандовское:				
пирит I (конкреции)	37	-6.0	+2.7	+0.50
пирит II	55	-4.2	+4.6	-0.07
пирротин	66	-4.9	+3.8	-0.47

ний. Можно проследить непрерывное изменение их состава от существенно кремнистых (SiO_2 - до 86%, Al_2O_3 - 7-8%) до глинистых (кварц-серицитовых) сланцев ($\text{SiO}_2 = 56-60$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15-22\%$).

Присутствие в парагенетической ассоциации с серноколчеданными рудами черных углеродсодержащих сланцев является результатом участия в осадкообразовании органического вещества, сохраняющего длительное время от разложения в восстановительных условиях (Дроздова, 1973; Сидоренко Св., Сидоренко А., 1975). Углерод мог иметь эндогенное происхождение, но прошел, по-видимому, биогенную стадию.

При описании месторождений было отмечено, что в большинстве из них главная масса пиритовых руд отложилась до углеродистых

сланцев, которые находятся по разрезу выше руд, сменяя постепенно вмещающие их алюмокремнистые хемогенные или терригенно-хемогенные породы с незначительным содержанием углерода. В нижних частях разрезов углеродсодержащих пачек серноколчеданные руды представлены конкреционными разностями в виде маломощных прослоев и рассеянных конкреций. Углеродсодержащие сланцы, входящие в ассоциацию с рудами, как правило, имеют более высокое содержание углерода (1.5-7.2%), чем те, где нет колчеданов (не выше 1.7%). Это свидетельствует о весьма застойном характере вод в бассейне рудоотложения с невысокими (>8) значениями pH и отрицательными величинами E_h (Крамбейн, Гаррелс, 1960).

Данные по изотопному составу серы (рис. 65, см. вкл. табл. 23) (Гриненко и др., 1971) показывают, что часть ее, главным образом в пиритах конкреций из углеродсодержащих сланцев, прошла стадию окисления до иона SO_4^{2-} с последующим восстановлением в результате бактериальной сульфат-редукции. Величина $\delta^{34}S$ из пиритовых конкреций месторождений Хаутаваарской структуры колеблется от +12.1 до -10.2‰, тогда как пириты массивных колчеданных залежей имеют изотопный состав серы, близкий метеоритному стандарту: $\delta^{34}S = (+1.1) - (-2.9)‰$. Аналогичная тенденция устанавливается и в Парандовском месторождении (Гриненко и др., 1971). Эти различия в изотопном составе руд объясняются тем, что основная масса сульфидных руд, залегающих вне углеродсодержащих сланцев, содержит главным образом ювенильную серу, не успевшую пройти стадию окисления и сульфатредукции в результате высокой скорости рудоотложения. Конкреционные руды отлагались в углеродсодержащих сланцах на заключительной стадии в резко восстановительных условиях и при относительно небольшой скорости осаждения, захватывая накопившуюся к этому времени биогенную серу.

Карельский тектоно-магматический цикл

В пределах Фенно-Карельского кратона рудообразующие процессы установлены только в связи с ятулийским этапом интракратонной активизации в пределах рифтогенных вулканических поясов (Негруца, 1971; Светов, 1979; Куликов, Куликова, 1979) - безинверсионных геосинклиналей (Попов, 1979).

Характерной чертой рудообразования данного этапа является его отчетливо выраженная специализация на медь. С ятулийскими вулканическими и осадочными комплексами в пределах Карелии и Финляндии, а также Кольского полуострова известно большое количество мелких рудопроявлений, которые не характеризуются в данной работе (Светов, 1972; Светов, Голубев, 1978; Попов, 1979; Saksela, 1934, и др.). Среди них можно отметить следующие типы: 1) самородная медь в габбро-диабаззах; 2) вулканогенно-вкрапленный тип в лавовых потоках среднеятулийской фазы вулканизма с халькопиритом, пиритом, халькозином; 3) жильный тип в силлах габбро-диабазов, представленный кварцевыми жилами с сульфидами; 4) жильный, существенно халькозиновый тип с высоким содержанием меди; 5) стра-

тиформный тип медистых песчаников (эксгалационнo-осадочный, по А.П. Светову и А.И. Голубеву); 6) стратиформный тип в углерод-карбонат-кремнистой формации. Наиболее крупными представителями последнего типа являются месторождения Оутокумпу, Вуонос, Хаммаслахти, Пахтавуома и др. В пределах Карелии к этому типу относятся небольшие рудопроявления в Приладожье и Онежской структуре.

Анализируемые стратиформные сульфидные месторождения по своему геологическому положению и составу руд могут быть подразделены на два типа: 1) цинково-медные пластообразные согласные залежи в горизонтах граувакко-углеродисто-карбонатно-кремнистых осадков среди вулканитов базальтового состава (Пахтавуома, Сааттопора, Рийконкоски); 2) медные (кобальт-медные) месторождения в отложениях углеродисто-кремнисто-карбонатной формации, расположенные в удалении от вулканических центров и не содержащих в разрезах вулканитов (Оутокумпу, Вуонос, Хаммаслахти и др.).

Месторождения типа Пахтавуома по своей геологической позиции и составу руд можно отнести к кипрскому типу. Для них характерна парагенетическая ассоциация с полосчатыми железистыми кварцитами, содержащими гематит. Исследования изотопного состава серы, проведенные М. Мякеля и Я. Тамменмаа (Mäkelä, Tammenmaa, 1978), показывают его широкие вариации (рис.65, см. вкл.; табл.24). В месторождении Пахтавуома величина $\delta^{34}\text{S}$ меняется от -15.5 до +31.2‰. Руды, залегающие в углеродсодержащих филлитах и отчасти в граувакках нижней части рудной зоны, обогащены легким изотопом, тогда как в слюдястых сланцах сульфиды в большем объеме (до 75% проб) содержат тяжелый изотоп серы, достигающая положительного максимума в верхней части рудной залежи.

Широкие вариации изотопного состава серы в этом и других аналогичных месторождениях объясняются авторами с точки зрения их первичных (дометаморфических) условий образования (Mäkelä, Tammenmaa, 1978). По их представлениям, в образовании сульфидов участвует вулканическая (S^{2-}) и морская сера, образованная путем восстановления ее из иона SO_4^{2-} . На наш взгляд, в последнем случае сера также преимущественно вулканического происхождения, но прошедшая стадию окисления до SO_4^{2-} с последующей бактериальной сульфатредукцией. С точки зрения М. Мякеля и Ю. Тамменмаа, главную роль в восстановлении серы из морской воды играла неорганическая сульфатредукция, вызванная изменяющимися рН и E_h , так как бактериальному процессу, который может иметь место при температуре ниже 100° , мешала высокая ($>200^\circ$) температура рудоотложения у выхода рудоносных растворов на дно моря. Однако не существует признаков того, что рудоотложение шло непосредственно в местах выхода растворов на дно моря. Месторождения, за исключением Сааттопора, располагаются в осадках и не имеют характерных для мест выхода гидротермально переработанных пород. Поступавшие в бассейн сера и металлы из вулканов переносились на определенное расстояние от источника и отлагались в депрессиях, характеризующихся восстановительными условиями. При этом температура рудоотложения по аналогии с современными процессами не

Изотопный состав серы сульфидов колчеданных руд карелид

Месторождение, сульфиды	n	Пределы колебаний $\delta^{34}\text{S}$, ‰		Среднее, ‰	Источник
		от	до		
Оутокумпу: пирит из слоистой руды;	59	-19.2	+1.9	-11.58	Mäkelä, 1974
пирит из массивной руды главного рудного тела;					
пирротин	70	-7.7	+3.6	-0.91	то же
халькопирит	96	-3.9	+1.2	-1.00	""
сфалерит	22	-9	+1.9	-1.97	""
галенит	10	-8.9	-3.5	-5.67	""
	15	-4.9	+5.4	-0.19	""
Хаммаслахти: пирротин	10	+3.2	+14.2	+6.74	Hyvärinen e. a., 1977
пирит	3	+4.0	+5.3	+4.76	то же
сфалерит	3	+3.0	+6.6	+4.63	""
халькопирит	2	+4.1	+6.2	+5.5	""
Пахтавуома: пирротин	200	-15.5	+31.2	+1.06	""
халькопирит					
Сааттопора	101	-8.7	+4.0	-0.80	""
Раутуваара	165	-3.0	+21.9	+5.6	""
Рииконкоски	124	-1.00	+19.1	+14.6	""

должна быть выше 100⁰. В месторождении Сааттопора вулканические породы присутствуют непосредственно в рудовмещающей толще, что может свидетельствовать о незначительном от вулканического очага расстоянии переноса рудного вещества и серы. Следствием этого является изотопный состав серы, близкий метеоритному, и заметно более узкий интервал колебаний $\delta^{34}\text{S}$ (рис.65).

Вопросы генезиса месторождений типа Оутокумпу являлись предметом острой дискуссии на протяжении нескольких десятков лет. Их связывали с гранитами (Trüstedt, 1921; Vähätalo, 1953), с внедрением сульфидной магмы (Väyrynen, 1935) или рассматривали как результат тектоно-метаморфической мобилизации рудных компонентов главным образом из черных сланцев (Saksela, 1957). Г. Борхерт (Borchert, 1954) руды Оутокумпу относит к сингенетичным осадочным, связанным с подкорковыми ювенильными растворами.

В последние годы многие исследователи месторождение Оутокумпу рассматривают как первично эксгальационно-осадочное, подвергшееся метаморфической ремобилизации (Mikkola, Väisänen, 1972; Mäkelä, 1974; Peltola, 1978; Попов, 1979, и др.). Признаками

осадочного механизма отложения руд являются согласное с вмещающими породами залегание рудного тела, реликты слоистых текстур руд, участие их в складчатости и метаморфизме. Вместе с тем встречаются еще гипотезы о метаморфогенно-метасоматическом происхождении руд Оутокумпу (Михайлов, 1978). В геологическом положении месторождения Оутокумпу и аналогичных ему Вуонос, Рихилахти, Михкали можно отметить следующие особенности.

1. Приуроченность их к зоне глубинных разломов, являющихся тектонической основой субмеридиональной рифтогенной структуры, фиксируемой поясом развития гипербазитов, часть которых, по последним данным, является коматитами.

2. Тесная парагенетическая связь как с осадочными образованиями углеродисто-кремнисто-карбонатной формации, так и с серпентинитами.

Эти обстоятельства в сочетании с признаками осадочного отложения руд приводят к выводу, что вынос рудогенных элементов и серы в бассейн осадконакопления мог осуществляться по разломам из глубинных (мантийных) магматических очагов аналогично тому, как это имеет место в настоящее время в рифте Красного моря (Эмери и др., 1974; Брюер, Спенсер, 1974, Крейг, 1974; Общие условия..., 1978, и др.). Месторождение Хаммаслахти, судя по его геологической позиции, составу серных изотопов, могло быть синхронным Оутокумпу и возникнуть за счет перемещенных компонентов из зон выхода их на дно моря.

В современных моделях формирования рудообразующих систем большое значение придается морской воде, которая проникает в вулканический очаг, где нагревается, и в результате взаимодействия с вулканитами образуется слабокислый солевой раствор, который выносит выщелоченные металлы на морское дно (Франклин и др., 1984). На основании изучения химизма природных рудообразующих растворов пришли к выводу, что металлы переносятся хлоридными, реже гидросульфидными комплексами с лигандами Cl^- и HS^- (иногда H_2S). В более кислой среде преобладающими лигандами могут быть SO_4^{2-} , HCO_3^{2-} (Франклин и др., 1984). Температура растворов не должна быть высокой, в противном случае они бы вскипали при падении давления, еще не достигнув морского дна. Отложение руд происходило близко от места выхода растворов, на умеренной глубине в депрессиях морского дна, характеризующихся восстановительной обстановкой и сероводородным заражением в придонной части (рис. 66). Механизм выпадения рудного вещества мог быть аналогичен впадине Атлантис II Красного моря (Бишоф, 1974; Общие условия..., 1978, и др.). Здесь металлы в рассолах с температурой 56° присутствуют в виде хлоридных и карбонатных комплексов, при охлаждении и окислении которых высвобождаются ионы металлов и осаждаются в виде сульфидов. По мнению исследователей, это удовлетворительно объясняет однородный состав изотопов серы сульфидов в осадках, в которых $\delta^{34}S = +6.0\%$.

Для руд Оутокумпу и Хаммаслахти изотопный состав серы сульфидов меняется в широких пределах (рис. 65, табл. 24). В месторож-

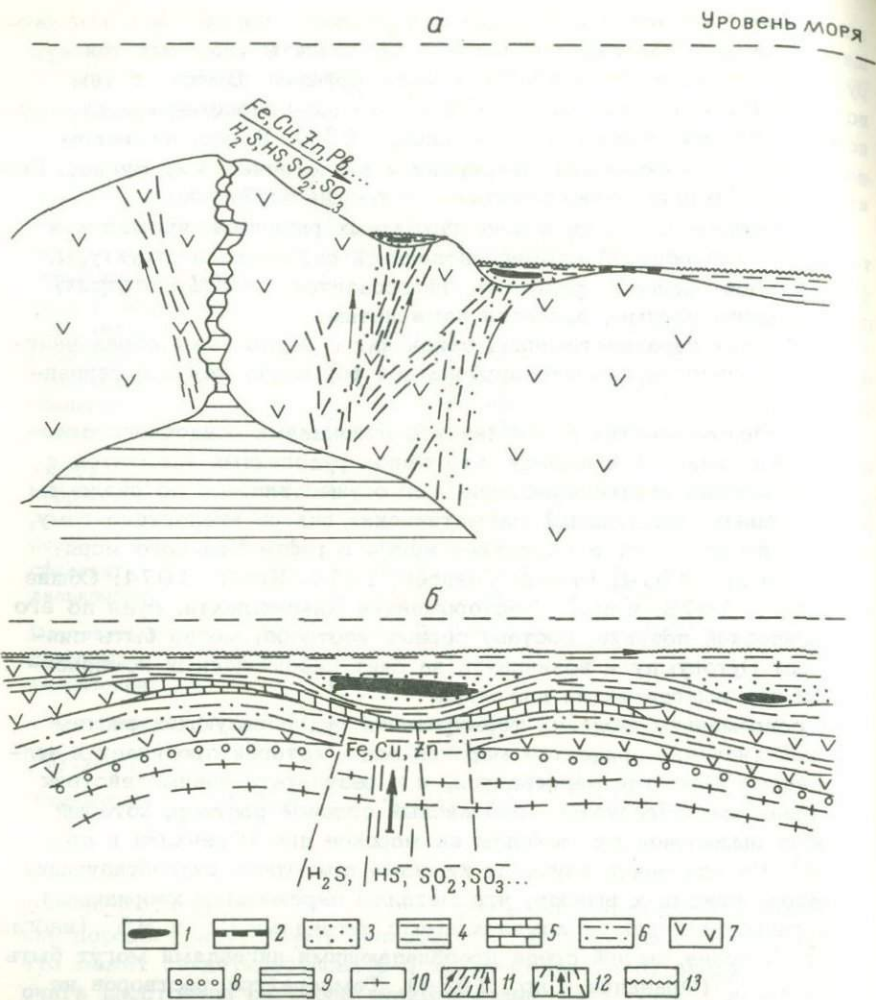


Рис.66. Модели колчеданообразования типа Пахтавуома (а) и Оутто-кунпу (б).

1 - колчеданная руда, 2 - гематитсодержащие железные руды, 3 - хемогенные кремнистые осадки, 4 - углеродсодержащие сланцы, 5 - карбонатные породы, 6 - граувакки, 7 - базальты, 8 - конгломераты, 9 - магматический очаг, 10 - гнейсограниты, 11 - зоны термовыводящих каналов, 12 - зона глубинного разлома, 13 - граница сероводородного заражения во впадинах морского дна.

дени Оутокумпу, по данным М.Мякеля (Mäkelä, 1974), по изотопным отношениям выделяется три группы руд. Первая группа, обладающая наибольшими отрицательными значениями от -19.2 до $+1.9\%$ при среднем, равном -11.58% , представлена слоистыми пиритовыми рудами второстепенной залежи, лежащей в разрезе ниже главного рудного тела. Ко второй группе отнесены слоистые руды подошвы главного рудного тела и руды, образованные при их метаморфическом перетолжении (ремобилизации). Здесь первично-осадочные слоистые руды имеют $\delta^{34}\text{S}$, меняющийся от -7.7 до $+3.6\%$, и сходный с первой группой характер их распределения. Резко отличаются от них массивные пиритовые руды из основного тела, отнесенные к третьей группе, в которых изотопный состав серы близок метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = -0.9\%$) при вариациях $\delta^{34}\text{S}$ от -3.9 до $+1.2\%$.

Состав серы в пирротиновых рудах, образованных при метаморфической регенерации пиритовых, также близок метеоритному стандарту руд, и $\delta^{34}\text{S}$ меняется от -8.6 до $+3.8\%$ при среднем значении $\delta^{34}\text{S} = +1\%$. Такое резкое изменение изотопного состава серы в массивных рудах главного рудного тела по сравнению со слоистыми рудами и приближение его к метеоритному уровню объясняются, по-видимому, значительной концентрацией в бассейне ювенильной серы в форме иона S^{2-} и высокой скоростью отложения сульфидов, когда сера не „успевает“ окислиться до иона SO_4^{2-} с последующим ее восстановлением. Высокая скорость рудоотложения подтверждается отсутствием в рудном теле прослоев вмещающих пород и слоистых текстур. В этот относительно короткий период рудоотложения в бассейне, по-видимому, поддерживались достаточно однородные окислительно-восстановительные условия.

Для руд Хаммаслахти характерно обогащение тяжелым изотопом всех сульфидов (Hyvärinen e.a., 1977), где $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от $+3.0$ до $+14.2\%$, достигая наибольшего значения в пирротине (рис.65, табл.24). Отметим, что месторождение Хаммаслахти залегает в терригенной черносланцево-граувакковой толще и метаморфизовано в условиях амфиболитовой фации ($T = 550^\circ$), следствием чего была практически его полная регенерация. Обогащение сульфидов руд тяжелым изотопом серы носит, по-видимому, унаследованный характер.

Из общего анализа можно сделать вывод, что палеофациальная обстановка отложения руд определяется условиями замкнутого мелководного бассейна со слабой аэрацией, характеризующегося резко восстановительными условиями. Осадкообразование в них происходило синхронно базальтовому вулканизму, поставляющему в бассейн пепловый материал, кремнезем, кальций, серу и рудогенные элементы. Благоприятными участками для рудоотложения были мульдообразные депрессии морского дна с застойным характером вод, высокой концентрацией в них сероводорода и развитой органической жизнью. Об этом свидетельствуют широко представленные углеродсодержащие сланцы с высокими содержаниями свободного углерода ($C = 0.5-12\%$). Органическое вещество было своеобразным осадителем

для сульфидов, создавая, с одной стороны, восстановительную обстановку в бассейне, а с другой – являясь хорошим адсорбентом для сульфидов. В результате адсорбционных свойств органического вещества нередко возникали своеобразные скрытокристаллические углеродисто-сульфидные руды.

Отложение сульфидов и окислов железа регулировалось палео-фациальными и физико-химическими условиями седиментогенеза, главным образом pH-Eh, градиентом температур и режимом серы и кислорода. Сульфиды осаждались во впадинах моря с восстановительной обстановкой и сероводородным заражением, по-видимому, в относительной близости от подводных термальных источников. Окислы железа могли отлагаться в более мелководных условиях открытых участков моря с хорошей аэрацией и присутствием в воде свободного кислорода. В ряде случаев наблюдается отложение сульфидов и окислов в пределах одного месторождения, что обусловлено периодическими изменениями концентраций серы и кислорода под влиянием вулканической деятельности. Тесная связь этих месторождений с платформенным базальтовым вулканизмом вполне определенно свидетельствует о мантийном источнике рудного вещества, что подтверждается также изотопно-свинцовым анализом руд (Попов, 1979).

С ве ко ф ен н с к и й т е к т о н о - ма г м а т и ч е с к и й ц и к л

Колчеданные месторождения свекофеннского цикла по геологическому положению и составу руд разделяются на две группы: 1) медно-цинковые месторождения Ладожско-Ботнического пояса и 2) свинцово-цинковые месторождения Южно-Свекофеннского пояса.

Ла до ж с к о - Б о т н и ч е с к и й п о я с, включающий в себя Главный рудный пояс Финляндии и Рудное поле Шеллефте, по тектоническому положению ближе всего соответствует современным островным дугам с преобладающим андезитовым вулканизмом, с которым связано большее количество не крупных колчеданных месторождений. Первые исследователи этих месторождений устанавливали их генетическую связь с древними гранитами Йорн, однако позже большинство геологов пришло к выводу, что колчеданные руды возникли перед фронтом более молодых гранитов Ревсунд (Gavelin, 1939, 1955; Грип, 1953; Гавелин, 1957, и др.).

Более поздние исследования (Rickard, Zweifel, 1975; Rickard, 1982; Isaksson, 1982; Zweifel, 1982, и др.) дают возможность иначе рассматривать генезис обсуждаемых месторождений. Исследователи считают, что сульфидные месторождения Шеллефте являются стратиформными залежами, возникшими в процессе вулканической деятельности и связанного с ней осадкообразования в вулканической зоне островной дуги. Основной этап рудоотложения приходится на конец вулканической деятельности, но некоторые месторождения (например, Кристенберг) образовались в период активной стадии вулканизма. Источником металлов, по мнению ученых,

были растворы, поступающие в морской бассейн из вулканических очагов, а часть могла быть выщелочена из вмещающих пород. Эту точку зрения разделяют Т. Хатала (Huhtala, 1979) и О. Хеловуори (Helovuori, 1979) в отношении месторождений Виханти, Пюхясалми-Сявия в Главном рудном поясе Финляндии.

Представляется, что можно согласиться со всеми основными выводами этих авторов. Каждое из большого количества месторождений Ладожско-Ботнического пояса имеет свои генетические особенности, но вместе с тем можно определенно говорить о принадлежности этих месторождений к вулканогенно-осадочному и отчасти комбинированному классу в классификации В.И. Смирнова (1968).

Следует отметить ряд особенностей геологического положения месторождений, состава руд и их структурно-текстурных признаков, определяющих их генетическую принадлежность:

- 1) связь колчеданного оруденения с натровой андезит-дацит-риолитовой формацией; 2) различное стратиграфическое положение колчеданных руд в разрезе формации; 3) приуроченность колчеданных залежей к относительно маломощным горизонтам вулканогенно-осадочных пород, находящихся среди лавовых и грубопирокластических фаций прижерловой зоны вулканов; 4) линзовидная и пластовая форма рудных тел и их согласное положение в рудовмещающем комплексе; 5) наличие околорудных изменений вмещающих пород и зон гипогенной вкрапленности, синхронных с рудоотложением; 6) сложный состав руд и однородный, близкий метеоритному состав изотопов серы, противоречащий представлению о мобилизации рудогенных элементов из вмещающих пород; 7) наличие слоистых, полосчатых текстур и реликтов колломорфных и глобулярных структур руд.

Перечисленные факты позволяют сделать следующие генетические выводы.

1. Месторождения типа Шеллефте (рис. 63) находятся в прижерловой или переходной зоне вулканических построек на расстоянии 1.0-5.0 км от эруптивного центра - проксимальная зона (Hutchinson, 1973). Об этом свидетельствует постоянная пространственная ассоциация рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород с лавовыми и пирокластическими фациями. К данному выводу приходят Р. Джонссон и Х. Трепка-Блох на примере месторождений Ренстрем и Раккеяур (Jonsson, 1982; Trepke-Bloch, 1982).

2. Отложение руд происходило в депрессиях и впадинах морского дна шельфовой части бассейна в условиях восстановительных сред из высококонцентрированных растворов. Эти растворы, по-видимому, выходили на дно моря по трещинам, имеющим связь с магматическим очагом. Выносившиеся рудогенные элементы и сера осаждались в непосредственной близости от места выхода источника, что объясняет наличие синхронных околорудных изменений пород зон гипогенной сульфидной вкрапленности со стороны рудных тел, явления метасоматического замещения рудами боковых пород, а также сложный состав руд. Последнее обусловлено, по-видимому, тем, что рудный материал не проходил дифференциацию в водной среде при транспортировке на удаленные от источников растворов расстояния.

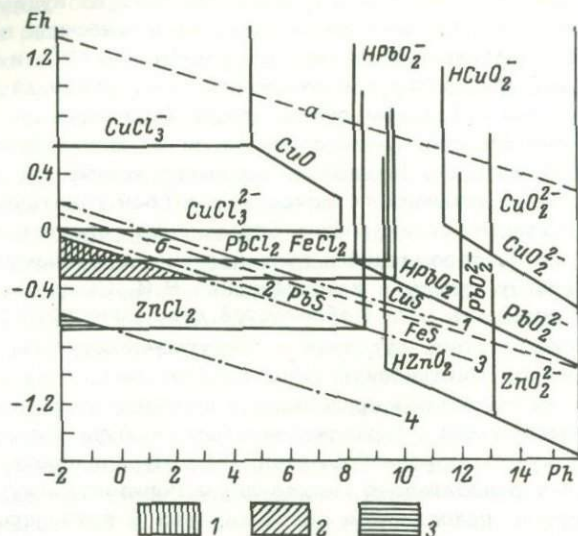


Рис. 67. Условия равновесий некоторых соединений меди, свинца, цинка и железа в координатах pH-Eh в водных растворах при 25°C, 1 атм общего давления и активности сульфидной серы 10^{-1} .

Активность хлоридных и кислородных соединений металлов в растворе 10^{-6} . Поля устойчивости: 1 - H_2S и $ZnCl_2$, 2 - H_2S и $FeCl_2$, 3 - H_2S и $PbCl_2$, 4 - H_2O . а и б - нижняя и верхняя границы устойчивости воды (по А.Л. Павлову, 1973 г.).

Проблема источника рудного вещества решается генетической связью месторождений с андезит-дацит-риолитовой формацией, имеющей коровое происхождение магм. Это не исключает мантийного привноса элементов и серы при переработке блоков сиалической коры флюидно-тепловым потоком. Вопрос о механизме отложения руд подобного типа месторождений был предметом обсуждения многих исследователей (Смирнов, 1968, 1977; Скрипченко, 1966; Кадзивара, 1973; Кривцов, 1979; Колчеданные месторождения..., 1979; Large, 1977; Вулканогенные..., 1978; Франклин и др., 1984).

В работе „Колчеданные месторождения мира“ (1979) для каждого класса колчеданных месторождений выделено несколько типов рудообразующих обстановок, характеризующихся различными причинами и различным механизмом рудогенерации. Основными могут являться следующие: 1) окислительно-восстановительный и термодинамический градиент в области смещения рудоносных растворов с морскими водами; 2) градиент давлений на границе дно бассейна-морские воды (Иванов, 1966; Кривцов, Гераков, 1972); 3) взаимодействие рудоносных растворов с вмещающими породами при комбинированном рудоотложении.

Отложение дисульфида железа происходило в коллоидной форме с

образованием глобулярных структур, реликты которых встречаются в раскристаллизованных при диагенезе кристаллах пирита (Rickard, Zweifel, 1975). О температурах рудоносных растворов до их выхода на дно моря в определенной степени можно судить по температуре декрепитации пирита из зон гипогенной вкрапленности. По определению автора, в пиритах из месторождений Лонгседе и Удден максимум декрепитации находится в интервале $140-290^{\circ}$, который ориентировочно может рассматриваться как максимальная температура кристаллизации пирита. Отсюда следует предполагать, что температура рассолов до их излияния на дно бассейна была не ниже $150-250^{\circ}$, резкое снижение которой на выходе было одной из причин рудоотложения.

О влиянии на рудоотложение окислительно-восстановительной обстановки и кислотности-щелочности среды можно судить из анализа диаграммы $Eh-pH$, рассчитанной А.Л. Павловым (1973) для стандартных условий при высокой активности серы (10^{-1}) с целью изучения полей устойчивости простых и комплексных соединений меди, свинца, цинка и железа с хлором и кислородом (рис.67). Из данной диаграммы следует, что поля устойчивости названных металлов характеризуются отрицательными значениями Eh и широкими вариациями pH (3-9). При этом наиболее восстановительная обстановка характерна для отложения сульфида цинка, а пирротин образуется в сильнощелочных условиях.

Для подавляющего числа месторождений Рудного поля Шеллефте, за исключением месторождения Осен, характерны узкие диапазоны колебания изотопного состава серы ($\delta^{34}S = +0.7\%$), что свидетельствует о ее ювенильном источнике (Gavelin e.a., 1966; Rickard, Zweifel, 1975) (рис.65, табл.25). Для барит-колчеданных руд месторождения Осен характерен большой градиент изотопного состава $\delta^{34}S$ - от -12.3 до $+14.3\%$, причем для пирита характерно обогащение легким изотопом ($\delta^{34}S = -14.8 \pm 8.4\%$), а для барита, напротив, тяжелым (от $+1.5$ до $+15\%$). Широкие вариации изотопного состава серы, по данным П. Роухункоски (Rouhunkoski, 1968), наблюдаются в рудах Виханти, причем легким изотопом обогащен пирротин из черных сланцев с $\delta^{34}S$ от -6.8 до 9.6% , тогда как сульфиды массивных руд имеют высокие значения положительного изотопа (от $+3.2$ до $+15.8\%$).

Тот факт, что сульфаты постоянно обогащены тяжелым изотопом серы по сравнению с сульфидами, для которых характерен высокий градиент изотопного состава, приводит к мысли, что предпочтительному окислению кислородом подвергается "тяжелая" сера и в случае последующего восстановления ее до иона S^{2-} тяжелый изотоп принимает участие в образовании сульфидов.

Когда в морском бассейне происходит окисление вулканической серы до SO_4^{2-} с "извлечением" при этом изотопа $\delta^{34}S$, то оставшаяся часть серы становится относительно обогащенной легким изотопом, которая и принимает участие в начальной стадии осадочного рудоотложения. Это подтверждается наличием руд, обогащенных изо-

Т а б л и ц а 25

Изотопный состав серы сульфидов некоторых свекофенских месторождений

Месторождение	Сульфиды	Кол-во анализов	Пределы колебаний $\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	Источник
Бьюрфорс	Пирит	2	+0.4 - +1.4	Gavelin e.a., 1966
Бьюрлиден	"	3	0 - +1.4	Rickard e.a., 1979
Булиден	"	1	+3.6	То же
В. Хёгула	"	3	+0.8 - +1.4	" "
Кристенберг	"	1	-1.2	" "
Ревлиден	"	4	-2.3 - -0.2	" "
Удден	"	5	+0.3 - +1.8	" "
Осен	"	22	-14.8 - -1.7	" "
		2	+7.2 - +8.4	" "
	Барит	9	+4.9 - +15.0	" "
Виханти	Пирротин	9	+9.6 - -6.8	Rouhunkoski, 1968
	Сфалерит	9	-1.3 - +9.2	То же
Айяла	Галенит	5	+0.3 - -3.1	Анализ В.М.Воникова, образцы В.И.Робонена
Фалун	Пирит	3	-0.9 - -1.4	Gavelin e. a., 1966
	Халькопирит	1	-2.3	То же
	Галенит	2	-1.3	" "

топом ^{34}S в нижней части рудных тел месторождений Оутокумпу, Пахтавуома и др.

Южно-Свекофенский подвижный пояс в значительной степени отличается от описанного Ладожско-Ботнического прежде всего формационным составом осадочно-вулканогенных комплексов, в которых преобладают продукты натровой дацит-риолитовой и калиевой трахидацит-трахириолитовой формаций с подчиненным значением базальтов. Большой объем относительно вулканитов занимают в разрезах отложения терригенной флишевой формации. В пределах этого бассейна существовали цепи островных вулканов, которые фиксируются в настоящее время их узкими поясами. Эволюция вулканизма проходила по антидромному плану - от кислых к базальтам, причем последние имеют подчиненное значение. Кислые лептитовые формации, как показано было выше, связаны, по-видимому, с коровыми магматическими очагами и, следовательно, руды имеют коровый источник металлов и серы. Однако нельзя исключать привнос ряда элементов из мантии вместе с флюидно-тепловым потоком во время переработки блоков сиалического фундамента и формирования магм кислого состава.

Месторождения типа Ориярви в Южной Финляндии и типа Фалун, Омбёберг в Центральной Швеции относятся к одному генетическому классу, связанному с натровой дацит-риолитовой и калиевой трахидацит-трахириолитовой формациями. Особенностью состава руд этих месторождений является высокое содержание в них свинца и серебра. В отношении генезиса месторождений данного типа подавляющая часть геологов придерживалась точки зрения их гидротермально-метасоматического происхождения, связанного с процессами магнезиального метасоматоза, который обусловлен внедрением раннесвекофеннских гранитов на ранних этапах складчатости (Geijer, 1917, 1964; Magnusson, 1970; Hübner, 1966, и др.). Однако некоторые исследователи, с которыми солидаризуется автор настоящей работы, рассматривают эти месторождения как первично эксгаляционно-осадочные (вулканогенно-осадочные), претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации (Koark, 1960, 1962; Latvalahti, 1979; Frietsch, 1982). Это подтверждается: 1) определенно устанавливаемой связью колчеданных месторождений с лептитовой "формацией", разделенной в настоящей работе на натровую дацит-риолитовую и калиевую трахидацит-трахириолитовую формации; 2) тесной ассоциацией руд с вулканогенно-осадочными фациями, представленными преимущественно хомогенными кремнистыми и карбонатными породами, а также марганецсодержащими железистыми кварцитами; 3) одновременным региональным метаморфизмом руд и вмещающих пород; 4) реликтами слоистых текстур колчеданно-полиметаллических руд в месторождении Омбёберг.

Региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, превративший во многих случаях колчеданные месторождения в скарновые, и отсутствие детальных фациальных исследований затрудняют решение генетических вопросов свекофеннского колчеданообразования. Определенные данные по этому вопросу можно получить из анализа ассоциации вмещающих вулканогенно-осадочных пород и руд. В нее входят тонкие туфы и туффиты лептитов, хомогенные кремнистые и карбонатные породы, железистые кварциты с марганцем и колчеданные руды, которые образуют относительно маломощные горизонты среди лапиллиевых, иногда агломератových туфов кислых вулканитов. Это обстоятельство позволяет допустить, что колчеданотложение происходило у подножий вулканов в зоне перехода от прижерловых к отдаленным фациям, ориентировочно на расстоянии 6-12 км от эруптивного центра. Парагенезис колчеданных руд с железистыми кварцитами определяется их ассоциацией с одними и теми же вулканогенно-осадочными породами, нахождением в пределах одних и тех же рудных полей, а также образованием сложных сульфидно-окисных месторождений (Рилсхюттан и др.). Подобная ассоциация пород и руд предопределяет наличие достаточно динамической среды с меняющимися условиями Eh-pH и режима серы и кислорода. Объем окисных руд (и количество их месторождений) значительно превосходит объем руд сульфидных. Отсюда можно представить себе ситуацию, когда процесс осаждения окислов железа и марганца в бассейне нарушался в период активизации вулканической деятельности

и поступления в бассейн серы и металлов в большом объеме. Подобное изменение равновесной обстановки приводило к отложению сульфидов в локальных участках моря, которые сменялись по простиранию окислами или переслаивались с ними. Ювенильный источник серы подтверждается узким интервалом колебания изотопного состава серы (рис.65, см. вкл.; табл. 25).

Кремнезем и кальций поставлялись в бассейн в результате вулканических и поствулканических процессов в период газо-гидротермальной деятельности вулканов. Механизм миграции и хемогенного осаждения кремнезема был рассмотрен выше. Карбонатные породы в разрезах представлены известняками, магнезиальными мраморами, реже доломитами, которые также рассматриваются как хемогенные осадки (Magnusson, 1936). Считается, что благоприятной средой их отложения являются неглубокие бассейны со свободной циркуляцией вод (Крамбейн, Гаррелс, 1960).

Вопрос об источнике магния в зонах колчеданных месторождений является дискуссионным и был рассмотрен Дж. Бердже (Berge, 1978). Предполагается, что поступление магния в бассейн осадконакопления возможно в результате реакции вулканических пород с морской водой. Однако в рассматриваемом случае содержание магния в кислых вулканитах невелико и нельзя ожидать его значительного привноса. Представляется, что, не исключая вулканического источника магния, можно допустить доломитизацию известняков в результате их взаимодействия с морскими водами, в которых отношение $Mg/Ca = 5$ (Мюллер и др., 1973).

Осаждение карбонатных пород может происходить при различных значениях E_h , но сильно зависит от кислотности-щелочности вод бассейна. Наиболее благоприятными являются щелочные условия с $pH = 7.5-10$ (Крамбейн, Гаррелс, 1960; Хардер, 1973). Карбонатные породы могут отлагаться и в окислительных условиях при наличии свободного кислорода (при $pH > 7$). В этих условиях они ассоциируют с окислами железа и марганца.

В заключение следует отметить, что в раннем докембри Балтийского щита с каждым тектоно-магматическим циклом связаны колчеданные и стратиформные сульфидные месторождения, различающиеся по первичному составу руд и генезису. Для каждого цикла характерен свой комплекс палеовулканических, палеофациальных и физико-химических условий рудогенерации, которые нашли отражение как в геологической обстановке их нахождения, так и в составе руд.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ РЕГЕНЕРАЦИИ
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Роль регионального метаморфизма в рудогенезе является в настоящее время одной из главных проблем в теории рудообразования, что подчеркивалось многими исследователями (Смирнов, 1968, 1975; Домарев, 1970, 1978; Белевцев, 1977, 1981; Билибина и др., 1978; Металлогения докембрия..., 1981). Ключевыми вопросами в этой проблеме являются взаимоотношение „первичных“ и наложенных метаморфических процессов в эндогенном рудообразовании, источник рудного вещества, способы его извлечения и миграции при региональном метаморфизме и гранитизации. Изучение данных вопросов в зонах колчеданных месторождений Балтийского шита приводит к ряду новых интересных выводов.

Основные положения в решении вопроса метаморфических факторов в колчеданообразовании детально проанализированы А.Н. Заварицким (1950), Т.Н. Шадлун (1950, 1954), С.Н. Ивановым (1950), Смирновым (1968), П.Я. Ярошем (1973), А.И. Кривцовым (1974, 1979), Г.Ф. Яковлевым и др. (Вулканогенные..., 1978), А.Г. Жабиным (1979), Г.В. Ручкиным (1981) и многими другими исследователями. Колчеданные месторождения в докембрии Балтийского шита, отличающиеся весьма интенсивным характером метаморфических преобразований, позволяют рассмотреть этот вопрос в широком диапазоне РТ-условий. Весь комплекс изменений колчеданных месторождений рассматривается как „метаморфическая регенерация“, включающая изменение морфологии рудных тел, перекристаллизацию и переотложение руд с пространственным перемещением рудного вещества, их структурно-текстурную эволюцию, формирование метаморфической зональности месторождений.

Не рассматривая специально изменения морфологии рудных тел при складчатых деформациях и переотложении руд, можно отметить следующее: 1) пластообразные или линзообразные залежи колчеданов, имевшие первоначально горизонтальное или слабо наклонное залегание, смяты в складки вместе с вмещающими породами и приобрели крутое или вертикальное падение (прослеженная глубина их залегания достигает 800 м); 2) происходит смятие рудных тел, их будинаж и смещение различных частей относительно друг друга; 3) переотложение рудного вещества приводит к концентрации его в замках складок, местах отслоения и „тенях давления“ на выклинивание рудных тел. Нередко в таких участках концентрируются наиболее богатые сульфидные руды; 4) при гранитизации происходит рассеи-

вание сульфидов и частичное переотложение его в жилы, которые обычно согласны со складчатостью и многократно повторяются в разрезе, что создает трудности при их разведке.

Минеральная и геохимическая эволюция колчеданных руд при метаморфизме

Изменение вещественного состава руд при метаморфической регенерации осуществляется в результате их перекристаллизации, переотложения и реакционно-обменного взаимодействия с вмещающими породами. Эти процессы усиливаются вместе с интенсификацией факторов метаморфизма, и в первую очередь температуры и растворов. Анализ геологического материала, а также взаимоотношения сульфидов в рудах показывают, что данные явления происходят в несколько стадий, соответствующих фазам складчатости и стадиям регионального метаморфизма. Для архейских серноколчеданных руд Карелии выяснено, что начальные стадии расщелачивания и перекристаллизации пиритовых руд и последующее их переотложение связаны с различными фазами складчатости. Это подтверждается наличием брекчиевых текстур, в которых обломками является расщелачиванная и перекристаллизованная пиритовая руда, а цементом — пирротин. Таким образом, определенно можно говорить о двух основных стадиях метаморфического преобразования руд: а) перекристаллизации и б) метаморфогенно-гидротермальном переотложении, сопровождающимся регрессивными изменениями вмещающих пород.

Наиболее ярко влияние метаморфизма на вещественную эволюцию устанавливается в мономинеральных пиритовых рудах архейских зеленокаменных поясов. В рудах сложного состава эти изменения трудно установимы вследствие перекристаллизации и переотложения сульфидов многих металлов. В изученных месторождениях не сохранились следы наиболее ранних преобразований минерального вещества руд, связанных с фазовыми переходами на стадии диагенеза и низкотемпературного метаморфизма, которые имеют место в фанерозойских месторождениях. В серноколчеданных рудах докембрия Балтийского щита перекристаллизация на ранней стадии регионального метаморфизма идет в направлении разрушения тонких седиментогенных структур (конкреционных, глобулярных, скрытокристаллических, колломорфных) и увеличения размеров зерен в результате собирательной кристаллизации под воздействием главным образом температуры (Рыбаков, 1967). Роль метаморфических растворов увеличивается постепенно и оказывает свое определяющее влияние на более поздней стадии. В результате перекристаллизации из наиболее раннего пирита I-к (конкреционного) и пирита I (скрытокристаллического) образуется вторая явно кристаллическая генерация — пирит II. Химический состав того и другого очень близок: пирит I-к соответствует формуле $FeS_{1,89} - FeS_{2,12}$, а пирит I — $FeS_{1,87} - 1,97$. В процессе перекристаллизации образуется пирит II состава $FeS_{1,95} - FeS_{2,06}$.

Аналогичная перекристаллизация пиритовых и арсенопиритовых руд установлена также в месторождениях карельского и свекофенского возраста, в частности она описана Т. Рикардом и Г. Цвейфелем (Rickard, Zweifel, 1975) в Рудном поле Шеллефте. Сульфиды цветных металлов в этом процессе имеют тенденцию к пластическому течению с образованием „флюидалных“ текстур (Gavelin, 1939). В полированных штуфах руд Шеллефте устанавливается, что халькопирит, сфалерит, как правило, имеют признаки переотложения и более поздней кристаллизации по отношению к пириту и арсенопириту.

Характерной особенностью минерального состава колчеданных руд всех месторождений Балтийского щита является высокое содержание в них пирротина. Этот факт, отмеченный ранее для других месторождений докембрия (Горжевский, Козеренко, 1965), обычно связывается с их метаморфизмом, а образование пирротина объясняется термической диссоциацией пирита под воздействием высоких температур. При изучении серноколчеданных месторождений Карелии автором было установлено, что этот процесс протекает вместе с переотложением пиритовых руд метаморфическими растворами (Рыбаков, 1967, 1969), что подтвердилось в исследованиях Г.В. Ручкина, В.Д. Конкина, Н.Е. Сергеевой (1972) и С.И. Турченко (1978). Отмечено, что процесс пирротинизации пиритовых руд сопровождается регрессивными изменениями рудовмещающих сланцев, что приводит к выводу об отложении пирротиновой минерализации на регрессивной стадии регионального метаморфизма.

Характерны общие закономерности проявления пирротинового оруденения во всех месторождениях Балтийского щита. Прежде всего устанавливается его резко выраженный наложенный характер по отношению к стратиформным колчеданным рудам, приуроченность к флангам рудных тел, местам пережимов и выклинивания, явления метасоматического замещения вмещающих пород, многочисленные жилы пирротина, пересекающие пиритовую руду и окружающие породы. Все эти факты свидетельствуют о гидротермальном механизме отложения пирротиновых руд.

Время формирования пирротиновой минерализации относительно фаз складчатости устанавливается достаточно определенно. В серноколчеданных месторождениях Карелии пирротин цементирует обломки пиритовой руды, рассланцованной и перекристаллизованной в раннюю фазу складчатости, с которой связан метаморфизм погружения. Определяющее влияние оказывают главная фаза складчатости и сопряженные с ней зональный метаморфизм и гранитизация. Значительный разрыв во времени между перекристаллизацией пиритовых руд и наложенной пирротиновой минерализацией подтверждается радиологическим возрастом колчеданных руд Карелии. По данным А.П. Виноградова и др. (1959), возраст пиритовых руд различных месторождений колеблется в интервале 1830–2550 млн. лет, а для пирротиновых руд он не превышает 1900 млн. лет.

Изменение отношения изотопов свинца при пирротинизации пиритовых руд можно заметить на диаграмме Кэнона (рис.68), на ко-

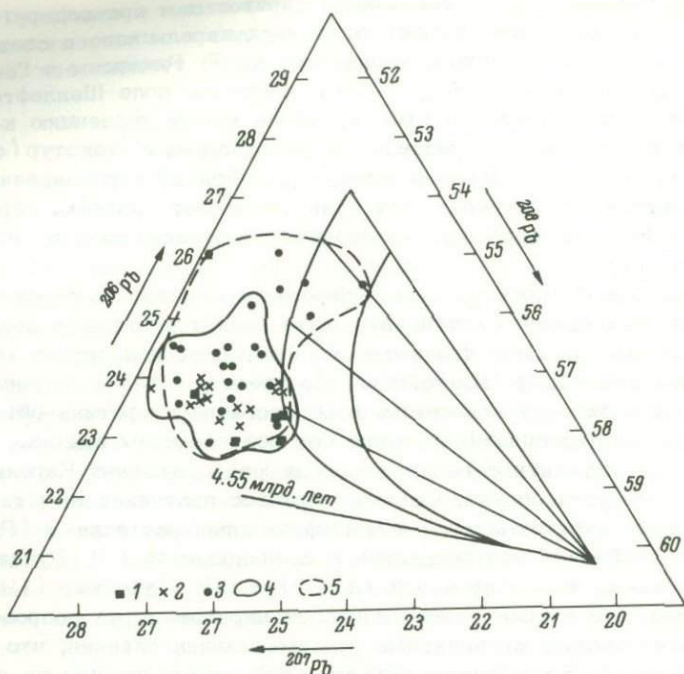


Рис.68. Диаграмма Кэннона $^{206}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}$ для руд Хаутаваарского и Няльмозерского месторождений.

1 - пиритовые конкреции, 2 - пирит I-II, 3 - пирротин, 4-5 - поле изотопного состава свинца пиритовых (4) и пирротиновых (5) руд.

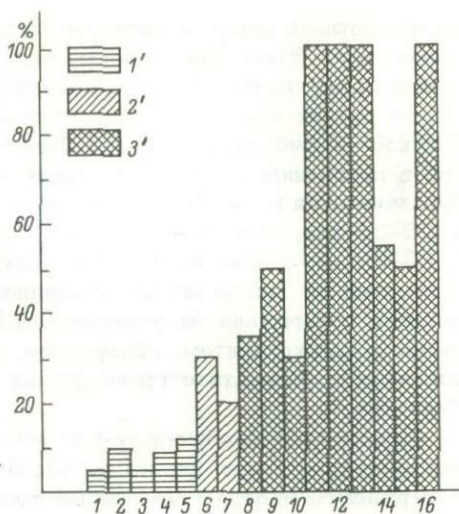
торую нанесены данные анализов, выполненных изотопно-спектральным методом в лаборатории изотопных исследований ВИРГа. Рудные свинцы в пирите I-II имеют достаточно узкий диапазон значений и на треугольной диаграмме концентрируются в области 3 млрд. лет. В пирротине устанавливаются более широкие вариации изотопов с тенденцией обогащения их ^{206}Pb , характерным для более молодых свинцов.

Широкий интервал значений радиологических возрастов колчеданных руд Карелии отражает полихронность их формирования, неоднократность метаморфической переработки, при которой нарушались более ранние изотопные отношения. По-видимому, большое влияние в этом оказал и свекофеннский тектоно-магматический цикл, что находит отражение в соответствующих возрастах.

Вполне определенно устанавливается зависимость содержания пирротина в колчеданных рудах от степени метаморфизма. Ориентировочные подсчеты по скважинам объема пирротиновых руд в серноколчеданных месторождениях Карелии, а также данные по месторождениям Финляндии и Швеции (Gavelin, 1939; Gaal e.a., 1975; Peltola,

Рис. 69. Содержание пирротина и ассоциирующих с ним сульфидов в колчеданных рудах Карелии различной степени метаморфизма.

1' - зеленосланцевая фация: 1 - Койкарское, 2 - Ялонварское, 3 - Вожминское, 4 - Золотые Пороги, 5 - Рыбозерское; 2' - эпидот-амфиболитовая фация: 6 - Хаутаваарское, 7 - Корбозерское; 3' - амфиболитовая фация: 8 - Парандовское, 9 - Мулдусельгское, 10 - Пиритовая жила; 11 - Южный и Северный рудники, 12 - Корбозеро, 13 - Бергаул, 14 - Ведлозерское, 15 - Няльмозерское, 16 - Кив-губа.



1978; Helovuori, 1979), метаморфизованным в термодинамических условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, показывают прогрессивное увеличение в рудах пирротина с повышением степени метаморфизма (рис. 69). Однако эта связь не является прямолинейной. Относительное содержание пирротина в рудах зависит от размеров рудных тел, состава вмещающих пород (в углеродсодержащих сланцах лучше сохраняется первичный состав руд), степени рассланцевания и дробления руды и отсюда - проницаемости для метаморфических растворов. Небольшие сульфидные залежи мощностью 1-6 м в высокотемпературной субфации эпидот-амфиболитовой фации и в амфиболитовой фации полностью замещаются пирротином. Примером могут быть рудопроявления Бергаул, Корбозерское, Северный Рудник, Южный Рудник в Хаутаваарской структуре (Карелия), Хявери, Кишпу (Финляндия) и ряд др. При гранитизации колчеданные месторождения подвергаются полной регенерации и замещению пирротином, как это имеет место в месторождении Кив-губа (Карелия).

В ассоциации с пирротинном всегда находятся халькопирит, сфалерит, реже галенит. В медно- и медно-цинковоколчеданных месторождениях карельского и свекофеннского возраста обогащение пирротинных руд названными минералами обусловлено переотложением первичных сульфидов вместе с пирротинном. Халькопирит, сфалерит-пирротинные руды брекчиевой или массивной текстуры являются наиболее богатыми на месторождениях Айяла, Ориярви, Метсямонту, Кишпу, Хявери, Виханти. Что касается мономинеральных пиритовых руд месторождений архейских зеленокаменных поясов, то крайне низкие содержания в них цветных металлов, не превышающих тысячных и сотых долей процента, приводят к выводу о привносе последних

из вмещающих пород в процессе метаморфической регенерации месторождений. Этим обусловлены более высокие содержания в пирротиновых рудах по сравнению с пиритовыми Cu , Zn , Pb , Co , Ni , As и других элементов. Для месторождений, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, содержание металлов в пирротиновых рудах по сравнению с исходными пиритовыми увеличивается в следующих пропорциях: меди – в 3–7 раз, цинка – в 15–25 раз, свинца – в 10 раз, кобальта – в 2–8 раз, никеля – в 10–20 раз. Однако и в этом случае концентрация перечисленных элементов не достигает промышленных значений. Значительно более высокие содержания их установлены в существенно пирротиновых рудах с халькопиритом, сфалеритом, кобальтоносным пиритом, образованных в результате гранитизации колчеданного месторождения Кив-губа 1.

Характерной особенностью пирротиновых руд является наличие в них метакристаллов пирита порфиробластического облика (пирит III), содержащего иногда повышенные концентрации кобальта (месторождения Кив-губа, Оутокумпу). Именно процесс растворения и переотложения пиритовых руд в форме пирротина и образования в этом случае более позднего порфиробластического пирита приводит к дифференцированному разделению Co и Ni между этими сульфидами. При этом следует предполагать привнос названных элементов извне, источником которых могут быть присутствующие близко тела ультрабазитов. Кроме сульфидов в ассоциации с пирротинном в ряде случаев встречается магнетит в форме мелких порфиробластического облика кристаллов. Н.Л. Балабоным (1984) в рудопроявлениях Кольского полуострова выделяет три генерации пирротина, различающиеся морфологией зерен и характером взаимоотношений с другими сульфидами.

Специальные исследования пирротина из серноколчеданных месторождений Карелии, проведенные автором (Рыбаков, 1971), а также Г.В. Ручкиным с коллегами (1973), свидетельствуют о том, что пирротин в рудах представлен двумя модификациями – гексагональной и моноклинной и их смесями. Троилит в месторождениях Карелии не установлен, но он отмечается в Оутокумпу и Пахтавуома. При микроскопическом изучении пирротина с помощью магнитной суспензии установлено, что моноклинный пирротин, обладающий ферромагнитными свойствами, в руде слагает иногда самостоятельные зерна, а чаще их часть. Совершенно отчетливо устанавливается общая для всех руд закономерность, отмеченная ранее А.Д. Генкиным, В.П. Логиновым и Н.И. Органовой (1965).

Моноклинный пирротин, покрывающийся магнитной суспензией или бурым налетом при окислении, образует оторочки вокруг гексагонального пирротина, и вместе с тем в последнем наблюдаются узкие веретенообразные или пластинчатые выделения пирротина, располагающиеся по трещинкам спайности. Нередко также моноклинный пирротин приурочивается к трещинкам, образует каемки вокруг включений или кристаллов пирита. Химический состав пирротина показан в табл.26.

Т а б л и ц а 26

Химический состав пирротина некоторых месторождений Карелии

Тип руды	Fe, атом. %	S, атом. %	Формула	Модификация	α_0	b_0	c_0	β	
Хаугаваарское месторождение: пирротиновая	48.01	52.06	Fe _{0.92} S	Смесь моноклинной и гексагональной То же	5.95	3.433	5.700	89°39'	
	47.91	52.10	Fe _{0.84} S						
пирит-пирротиновая пирротин из жилы в углеродистых сланцах	46.96	53.48	Fe _{0.88} S	..	5.95	3.435	5.654	88 48	
	49.19	53.00	Fe _{0.88} S	..					
	46.10	53.9	Fe _{0.85} S	Моноклинная					
	46.10	53.80	Fe _{0.86} S	"					
пентландит-пирротин- овая	46.60	51.00	Fe _{0.89} S	Гексагональная	3.434	-	5.80	-	
	46.84	53.06	Fe _{0.88} S	Смесь гексагональ- ной и моноклинной	5.96	3.434	5.724	89 45	
	46.65	53.45	Fe _{0.87} S	Моноклинная	5.94	3.437	5.688	89 08	
	47.30	52.50	Fe _{0.90} S	Гексагональная	3.444	-	5.726	-	
	Няльозерское месторождение: пирит-пирротиновая	46.15	53.73	Fe _{0.86} S	Смесь гексагональ- ной и моноклинной	5.942	3.441	5.690	89 29
46.90		52.65	Fe _{0.89} S	То же	5.94	3.429	5.701	88 50	
47.89		52.05	Fe _{0.81} S	Гексагональная	3.461	-	5.718		
Парандовское месторождение: пирит-пирротиновая	47.10	52.80	Fe _{0.91} S	Смесь гексагональ- ной и моноклинной	5.95	3.440	5.690	89 10	
	46.60	53.45	Fe _{0.87} S						Моноклинная
	пирротиновая	48.00	52.03	Fe _{0.92} S					Смесь моноклинной и гексагональной

Было проведено изучение количественных соотношений гексагональной и моноклинной модификаций в рудах и их распределение в пределах рудного тела. Эти исследования выполнялись на дифрактометре ДРОН-1 в Институте геологии Карельского филиала АН СССР. Определение количественных содержаний различных модификаций пирротинов проводилось путем сравнения высоты пиков отражений (314) и (3 $\bar{1}$ 4). Для Хаутаваарского месторождения установлено закономерное уменьшение с глубиной моноклинной модификации до ее полного исчезновения на глубинах 400–500 м (рис.70). Аналогичная закономерность была установлена также Г.В. Ручкиным и др. (1973) при микроскопическом изучении пирротина с магнитной суспензией. Ими отмечается также преимущественное развитие гексагонального пирротина в центральных частях рудных тел Парандовского месторождения.

Все установленные особенности сосуществования гексагональной и моноклинной модификаций пирротина в рудах серноколчеданных месторождений Карелии приводят к выводу, что моноклинный пирротин мог образоваться в условиях снижающейся температуры при воздействии остаточных растворов, обладающих более высоким окислительным потенциалом. Аналогичный механизм предлагает А.Д. Генкин с коллегами (1965) на примере Норильского и других месторождений. Этими же причинами можно объяснить и преимущественное развитие моноклинного пирротина в верхних частях рудных тел. Моноклинный пирротин, находящийся в виде тонких пластинок, расположенный по определенным кристаллографическим направлениям, рассматривался нами (Рыбаков, 1971) и Г.В. Ручкиным с соавторами (1973) как продукт структуры распада твердых растворов.

В исследованиях Р. Арнольда (1966) показано, что моноклинные пирротины и их смеси с гексагональными образуются при температуре ниже 304 \pm 6° либо путем инверсии высокотемпературных гексагональных пирротинов при медленном охлаждении ниже 320°. Это обстоятельство может объяснить факт вертикальной зональности в распределении различных модификаций пирротина.

Изложенные выше наблюдения, экспериментальные данные и термодинамические расчеты различных исследователей свидетельствуют, что определяющими факторами трансформации пиритовых руд в пирротиновые в природных условиях являются температура, режим серы и кислорода, наличие метаморфических растворов и их окислительно-восстановительное состояние. Давление в этом процессе не играет существенной роли, что объясняет факт образования пирротиновой минерализации в условиях метаморфизма различных типов по давлению. По данным Г. Куллера и Х. Йодера (1966), существенное влияние на равновесие в системе пирит-пирротин давление оказывает только при температуре выше 742°.

Существуют многочисленные определения температур кристаллизации пирротина из различных месторождений (табл.27), которые показывают, что этот процесс проходил в температурном интервале 300–400°С. Названные цифры согласуются с выводом о регрессивном характере отложения пирротиновых руд относительно более вы-

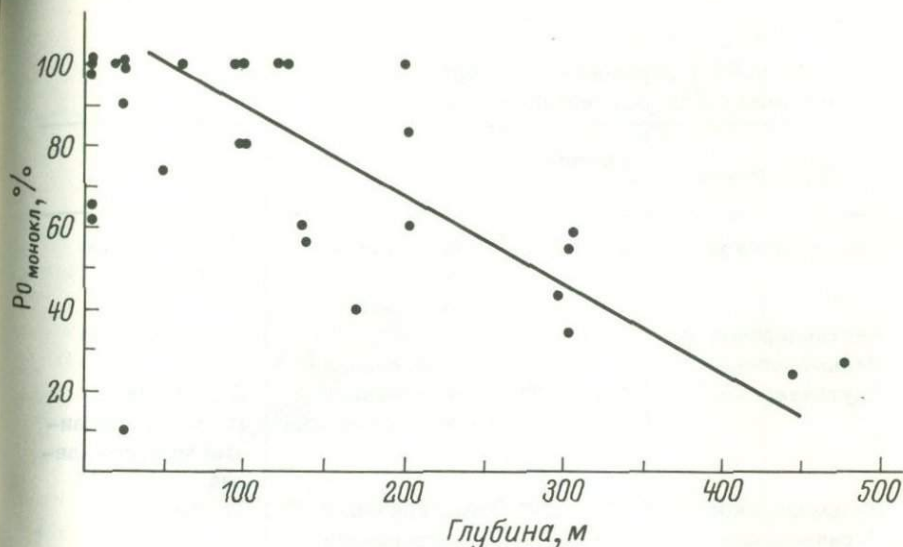


Рис.70. График содержания моноклинного пирротина в зависимости от глубины в рудах Хаутаваарского месторождения.

сокотемпературной прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Вместе с этим необходимо подчеркнуть, что названные температуры соответствуют только этапу кристаллизации пирротина из растворов, проходившем на регрессивной стадии, а мобилизация рудного вещества и перевод его в раствор проходил на прогрессивной стадии регионального метаморфизма в режиме повышающейся температуры и активности метаморфических растворов. Этим объясняется другая установленная закономерность – зависимость содержания пирротина в колчеданных рудах от степени их метаморфизма.

Экспериментальные данные для сухих систем (Kullerud, Yoder, 1959) показывают, что пирит, обладающий меньшей, чем пирротин, свободной энергией, устойчив до температуры 400°C , выше которой начинает разлагаться на пирротин и серу. Этот процесс, достигающий максимума при температуре 742°C (Куллеруд, 1966; Воган, Крейг, 1981), зависит от активности серы, с увеличением которой равновесие в системе пирит-пирротин смещается в область более высоких температур (рис.71). Расчет активности серы ($\lg \alpha_{S_2}$) по формуле П. Тулмина и П. Бартона (1968) при температуре 350° и с учетом реальных составов пирротинов (табл.26) показывает, что при образовании его гексагональной модификации и смесей активность серы колеблется в интервале от $10^{-11.36}$ – $10^{-8.37}$ атм, а при 400° увеличивается соответственно до $10^{-9.28}$ – $10^{-7.13}$. Активность FeS (α_{FeS}) при этом, определяемая по диаграмме $\lg \alpha_{S_2} - 1000/T$ (Тулмин, Бартон, 1968), изменяется от 0.6–0.65 до 0.50–0.55. Данные реакции с участием в них гидротермальных растворов не изучены, однако в этом случае можно пред-

Т а б л и ц а 27

Температура образования пирротинов из различных месторождений Балтийского щита

Месторождение	Температура, °С	Метод	Источник
Хаутаваарское	360-420	Декрепитации	С.И. Рыбаков (1969)
Хаутаваарское и Няльмозерское Хаутаваарское	350-360	Р. Арнольда	С.И. Рыбаков
	350-400	По коэффициенту распределения $\delta^{34}\text{S}$	
Няльмозерское Парандовское	240-360	Гомогенизации включений кварца	В.Д. Конкин (Серноколчеданные месторождения..., 1977)
	210-390	Гомогенизации	То же
	260-330	Гомогенизации включений кварца	" "
Оутокумпу	260-360	Декрепитации	" "
	350-400	По коэффициенту распределения $\delta^{34}\text{S}$	Mäkelä, 1974
Пюхясалми	290-400	Р. Арнольда	Helovuori, 1979
Удден	370-410	То же	С.И. Рыбаков

полагать смещение диссоциации пирита в более низкотемпературную область и увеличение скорости его разложения. Это объясняет установленные факты появления пирротина в рудах, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, и увеличение его содержания при переходе в более высокотемпературные фации метаморфизма.

Реакция разложения пирита в природе происходит в условиях открытой системы с частичным выносом освобожденной серы за пределы рудных тел. Часть ее расходуется на образование халькопирита, сфалерита и других сульфидов в случае привноса соответствующих рудогенных элементов из вмещающих пород или из других частей рудных тел.

Характерной чертой пирротиновых руд в колчеданных месторождениях, как отмечалось, является наличие в них порфиробласт пирита и в ряде месторождений - магнетита (Парандово, Оутокумпу, Хявери). Нахождение в ассоциации с пирротинном нескольких других сульфидов может свидетельствовать об инертном поведении серы и железа в рассматриваемом процессе. Согласно термодинамическим расчетам А.А. Маракушева (1965) для данного случая, появление пирита с магнетитом на поздних стадиях рудоотложения обусловлено снижением температуры, увеличением окислительного потенциала метаморфических растворов или возрастанием щелочности.

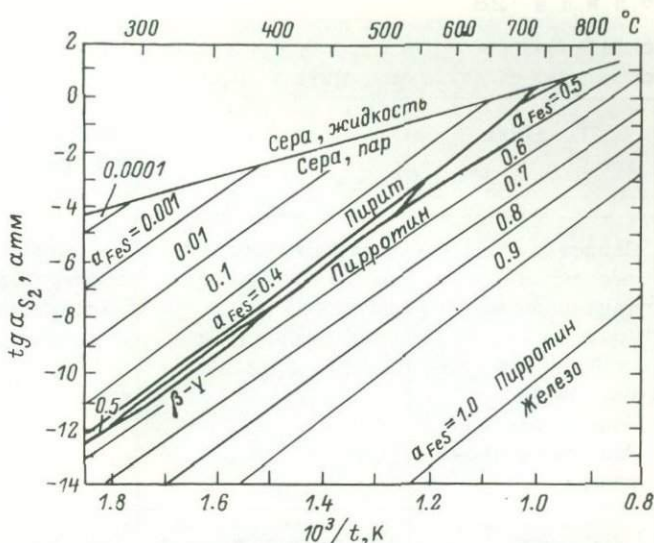


Рис. 71. Активность FeS в системе $\text{FeS}-\text{S}_2$ как функция температуры и активности S_2 (Тулмин, Бартон, 1968).

Структурно-текстурная эволюция колчеданных руд при метаморфизме

Вся история формирования руд от первоначального их отложения и до заключительных стадий метаморфического преобразования „записана“ в их минеральных и структурно-текстурных превращениях. Об этом свидетельствуют превосходные исследования А.И. Заварицкого, Т.Н. Шадлун, П.Я. Яроша, А.Г. Жабина, Ф.Н. Шахова, П. Рамдора и мн.др.

Автором была составлена первая классификация текстур и структур серноколчеданных руд Карелии (Рыбаков, 1969), которая в дополненном виде приведена в коллективной монографии (Серноколчеданные месторождения..., 1978) и взята за основу для классификации структур и текстур колчеданных руд Балтийского щита (табл.28). Выделяются три генетические группы текстур и структур, соответствующих различным этапам становления колчеданных руд: 1) первично-осадочные, 2) перекристаллизации и 3) метаморфогенно-гидротермальные.

1. Среди первично-осадочных широким распространением пользуются различные типы слоистых текстур. Для руд многих месторождений (Няльмозерского, Вожминского, Удлена, Ревлидена, Оммеберга) характерна слоистость ленточного типа, обусловленная чередованием сульфидных и безрудных слоев мощностью от 1-2 мм до 3-5 см (рис.72). Генетическая природа слоистости, которая в некоторых месторождениях выдерживается по простиранию на десят-

Т а б л и ц а 28

Классификация текстур и структур руд колчеданных месторождений Балтийского щита

Генетический тип	Текстура	Структура	Минеральный тип руд
Первично-осадочные (реликтовые)	Слоистая (различных типов) Конкреционная (оолитовая) Глобулярная Массивная Полосчатая Рассеянно-вкрапленная	Скрытокристаллическая микрозернистая Метаколлоидная (колломорфная)	Пиритовые, пирит-сфалеритовые Халькопирит-сфалерит-пиритовые
Перекристаллизации	Массивная Прожилково-полосчатая и сланцевато-полосчатая Гнейсовидная	Грано- и гетеробластическая Гипидиоморфно-бластическая Ориентированно-бластическая	Пиритовая Халькопирит-сфалерит-пиритовая Сфалерит-пиритовая, арсенопиритовая
	Сланцевато-плойчатая Брекчиевидная Рассеянно-вкрапленная Массивная	Порфиробластическая Пойкилобластическая Распада твердых растворов Аллотриоморфная	 Пирротиновые, пирротин-халькопирит-сфалеритовые сфалеритовые
Метаморфогенно-гидротермальные	Брекчиевая Миндалевидная (очковая) Полосчатая Прожилково-вкрапленная	Гипидиоморфнозернистая Порфиробластическая Пегматоидная Пойкилитовая Распада твердых растворов	

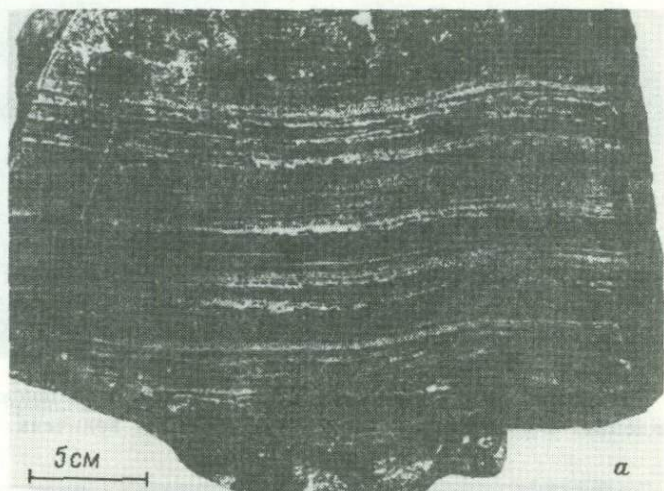


Рис.72. Слоистость ленточного типа в колчеданных рудах месторождений Оутокумпу (а - Peltola, 1978) и Оммеберг (б - Henriques, 1966).

ки метров, отражает ритмический характер рудоотложений в условиях гидродинамически спокойной водной среды. Нередко пиритовые слои, имеющие скрытокристаллическую структуру с реликтами метакolloидных стяжений и конкреций, обладают более тонкой слоистостью, обусловленной коллоидной формой их отло-

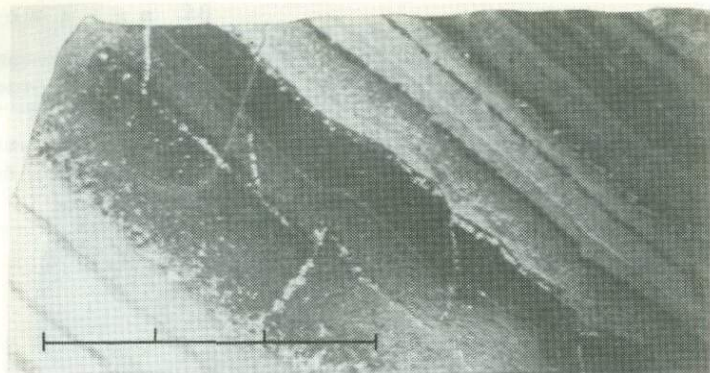


Рис.73. Ритмичная слоистость в пиритовых рудах. Вожминское месторождение. Полированный штуф. Натуральная величина.

жения. Это особенно характерно для руд, залегающих в углеродсодержащих сланцах, в которых можно заметить ритмичность в строении и чередовании пиритовых слоев, обусловленную обогащением верхней части ритмов углистым веществом (рис.73).

С данным типом слоистых серноколчеданных руд в углеродсодержащих сланцах тесно связаны конкреционные (оолитовые) руды, наиболее характерные для серноколчеданных месторождений Карелии.

Морфологически конкреции (оолиты) представляют собой округлые, овальные, почковидные концентрически зональные стяжения скрытокристаллического или уже перекристаллизованного тонкозернистого пирита размером от 2–3 мм до 1.5–2.0 см (Рыбаков, 1967). Отдельные зоны конкреций имеют радиальнолучистое строение, которое сохраняется иногда в виде реликтов или перекристаллизации (рис.74–75). Образование подобных руд, по-видимому, можно объяснить механизмом осаждения дисульфида железа в форме коллоидных сгустков, которые в процессе диагенеза приобрели форму и структуру конкреций. Ассоциация их с углеродсодержащими сланцами свидетельствует о резко восстановительных условиях отложения.

В колчеданных рудах большинства месторождений наиболее распространенными являются массивные текстуры, которые в отличие от тонкослоистых и конкреционных характерны для руд, залегающих в серицит-кварцевых и других сланцах и в кремнистых породах. В большинстве случаев эти руды перекристаллизованы и имеют различные бластические структуры. Однако в ряде месторождений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (Вожминском, „Золотые Пороги“, Койкарском), месторождениях Рудного поля Шеллефте, среди перекристаллизованных разностей находятся значительные участки тонко- или скрытокристаллических масс пирита с реликтами метаколлоидных структур, что свидетель-

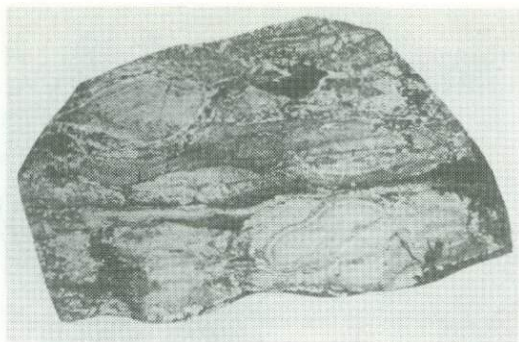


Рис. 74. Конкреционные текстуры серноколчеданных руд Карелии. 0,8 натуральной величины. Няльмозерское месторождение.

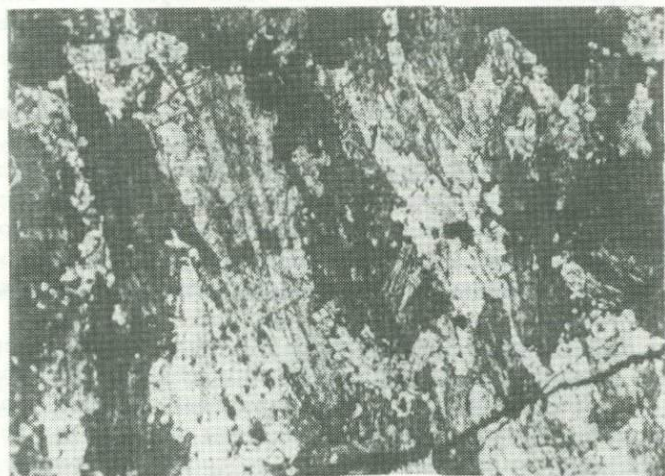


Рис. 75. Радиальнолучистая микроструктура пиритовых конкреций. Ув. 180.

ствует об их первичном массивном сложении. Это важно подчеркнуть в том отношении, что данный факт опровергает гипотезы, согласно которым массивные колчеданные руды возникли благодаря метаморфической мобилизации рассеянных сульфидов из окружающих сланцев.

В рудах сложного состава, что наиболее всего характерно для месторождений Рудного поля Шеллефте (Ренстрем, Удден, Раккеяур и др.) (Rickard, Zweifel, 1975; Svenson, 1982), обычными являются полосчатые текстуры, сфалерит-пиритовых или халькопирит-сфалерит-пиритовых руд (рис. 76). Часть из них, по-видимому, образовалась путем перераспределения сфалерита по сланцеватости в колчеданной руде, но в некоторых случаях признаки этого процесса отсутствуют, что позволяет считать их пер-

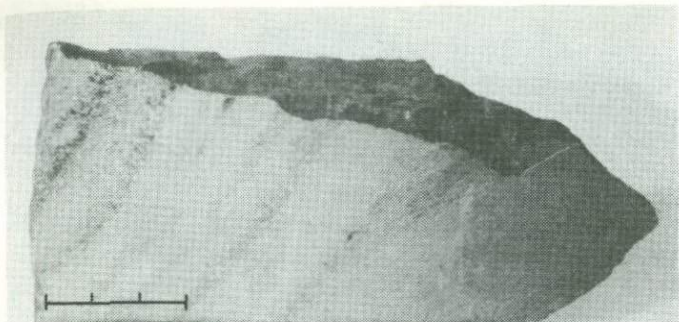


Рис. 76. Полосчатые текстуры колчеданно-полиметаллических руд месторождения Лонгселе (Шеллефте).

вичными. Образование таких руд могло быть обусловлено отложением их из концентрированных растворов сложного состава, в которых происходило расслоение по принципу несмешивающихся жидкостей.

Рассеянно-вкрапленные текстуры обусловлены наличием рассеянных первично-осадочных сульфидов во вмещающих осадках. В месторождениях Карелии, Оутокумпу, Вуоносе, Пахтавуома и Рудного поля Шеллефте тонкая рассеянная вкрапленность сульфидов присутствует в углеродсодержащих сланцах, подчеркивая их слоистость. Аналогичная рассеянная вкрапленность пирита с халькопиритом характерна для рудовмещающих кварцитов Оутокумпу, месторождений области Шеллефте и др.

2. Для колчеданных месторождений Балтийского щита весьма характерны различные текстуры и структуры перекристаллизации. Установлено, что перекристаллизация пиритовых руд на самом раннем этапе метаморфизма происходит главным образом под воздействием равномерного прогрева без заметного влияния растворов. Она начинается с разрушения тонких седиментогенных структур (метакolloидных, зональных) и образования тонкозернистых агрегатов пирита путем собирательной перекристаллизации. Образуются своеобразные гранобластические структуры с размером зерен 0.01–0.1 мм, выявляемые при травлении, в которых центральные части зерен остаются не перекристаллизованными, а на их периферии развивается новообразованный пирит (рис. 77). Расстояние перемещения вещества при этом, по-видимому, не превышает размеров поперечника зерен. В рудах месторождений Рудного поля Шеллефте Т. Рикардом и Г. Цвейфелем (Rickard, Zweifel, 1975) в центральных частях зерен перекристаллизованного пирита установлены реликты глобулярных структур. Подобный механизм перекристаллизации пиритовых руд аналогичен описанному ранее С.Н. Ивановым (1950) в колчеданных месторождениях Среднего Урала.

С интенсификацией факторов метаморфизма, и в первую очередь температуры, рассланцевания и увеличения количества метаморфи-

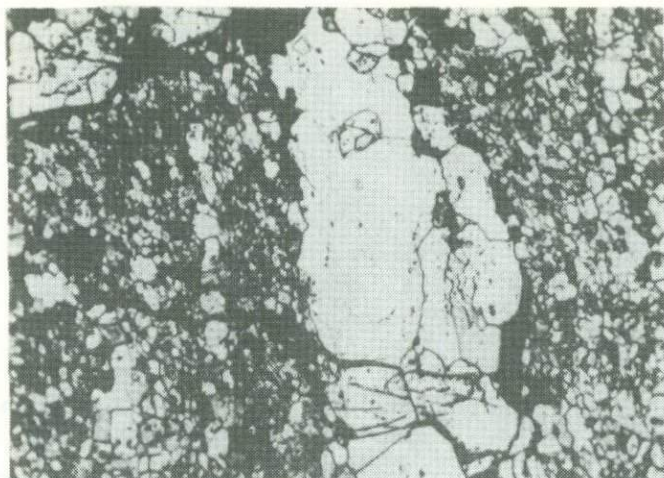


Рис. 77. Структуры перекристаллизации пиритовых руд. На верхнем снимке в центре пиритовых зерен реликты более раннего пирита. Ув. 180.

ческих растворов, происходит активизация процессов перекристаллизации. В массивных пиритовых, арсенопиритовых (Шеллефте) рудах образуются различные бластические структуры с размером зерен 0.1–2.0 мм, grano- и гетеробластические, гипидиоморфнобластические, в случае наличия одностороннего давления – ориентированно-бластические и порфиробластические. Для последнего случая характерно разрастание отдельных пиритовых зерен до 0.5–1.0 см и более, приобретающих правильные кристаллографические очертания порфиробласт среди тонко- и мелкозернистой пиритовой массы. Такие порфиробласты образуются преимущественно в наиболее раздробленных участках с более свободным доступом метаморфических растворов, о чем свидетельствуют постоянно присутствующие здесь гнезда и жилки метаморфического кварца (рис. 78). Разрастание пиритовых порфиробласт сопровождается захватом соседних зерен или их агрегатов, которые можно рассматривать как пойкилобластические включения.

Процессы перекристаллизации в пределах рудных тел идут неравномерно и зависят от степени раздробленности и рассланцевания руды. В этом случае в рудах массивной текстуры возникает множество жилок более крупнозернистого переотложенного по трещинкам пирита. Очень характерны прожилково-полосчатые, сланцевато-полосчатые, гнейсовидные, сланцевато-плойчатые текстуры пиритовых руд, образованные путем рассланцевания тонкозернистых пиритовых руд и перекристаллизации их по сланцеватости нередко с одновременным смятием их в плойчатые складки (рис. 78). Кроме названных, в месторождениях присутствуют различные полосчатые текстуры; среди них следует отметить те, которые образуются при переотложении сульфидов по сланцеватости вмещающих пород и более ранних руд.

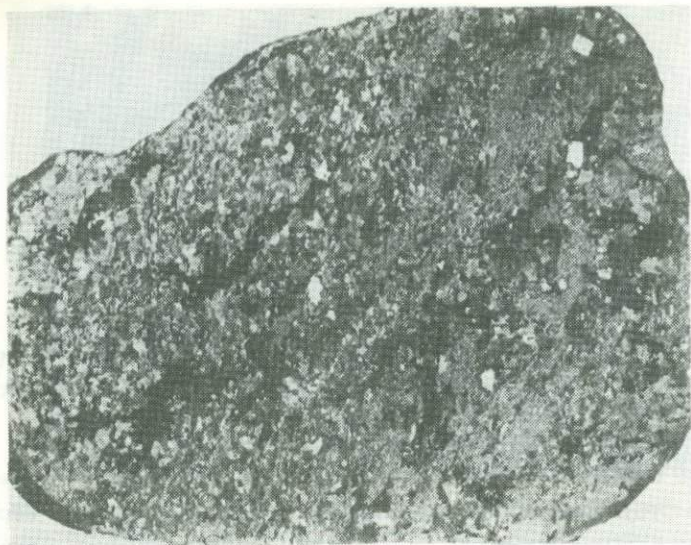


Рис. 78. Сланцевато-полосчатая и прожилково-полосчатая с участками брекчиевидной текстуры серноколчеданных руд. Хаутаваарское месторождение. Полированный штуф. Ув. 1.5.

Во вмещающих породах унаследованно образуются рассеянно-вкрапленные руды за счет перекристаллизации и частичного переотложения первично-осадочной вкрапленности. Очень характерными являются текстуры руд, названные нами брекчиевидными. В карельских серноколчеданных рудах, арсенипиритовых и пиритовых рудах Булидена, Ментреска и ряде других подобные текстуры обусловлены наличием обломковидных реликтовых участков тонкозернистого слабоперекристаллизованного пирита и арсенипирита в более крупнозернистом перекристаллизованном агрегате.

3. Процессы метаморфической регенерации колчеданных руд, вызванные растворением и перемещением сульфидов метаморфическими растворами, смещены во времени по отношению к перекристаллизации и связаны, по-видимому, с более поздним этапом метаморфизма. В колчеданных рудах данный процесс приводит к формированию пирротиновых руд с одновременным переотложением халькопирита, сфалерита, галенита и других сульфидов, если они имеются в руде.

Для всех образованных на данном этапе руд характерны текстуры и структуры замещения и отложения их из гидротермальных растворов. Более всего представлены массивные текстуры, представляющие собой сплошные зернистые массы пирротина со сфалеритом и халькопиритом, обладающие аллотриоморфно- и гипидиоморфно-зернистыми структурами.

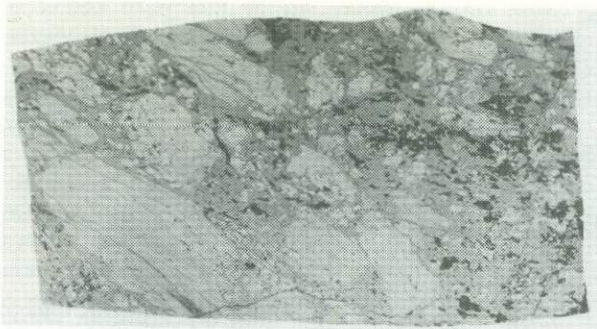


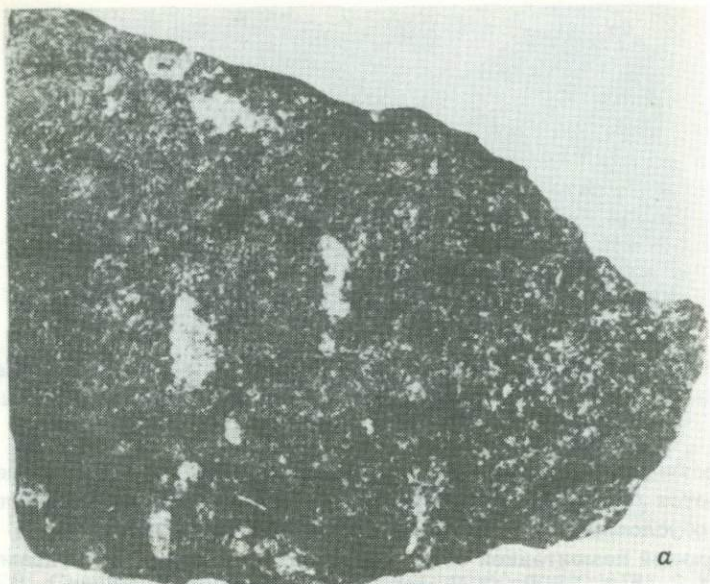
Рис.79. Брекчиевая текстура пирит-пирротиновых руд. Хаутаваарское месторождение. Полированный штупф. Натуральная величина.

Широким распространением в метаморфизованных месторождениях пользуются брекчиевые текстуры различных типов, образование которых обусловлено интенсивным рассланцеванием руд и пород с последующей цементацией обломков переотложенными сульфидами. Характерны руды, содержащие в качестве обломков рассланцованную и перекристаллизованную пиритовую руду в пиритовом цементе (рис.79), свидетельствующую о том, что пирротиновая минерализация образовалась на более поздней стадии метаморфизма. Аналогичные текстуры широко представлены в месторождениях Оутокумпу (Disler, 1953), Ренстрем, В. Херкулла и др. (Gavelin, 1939), где брекчиевые руды имеют пирротин-халькопиритовый или халькопирит-сфалерит-пирротиновый цемент и являются наиболее богатыми по содержанию меди и цинка.

В месторождении Отраваара М. Саксена (Saxena, 1923) описал брекчиевые текстуры пиритовых руд, в которых цементом является кварц-кальцитовая масса с небольшими гнездами сфалерита и галенита.

Однако наиболее всего распространен тип брекчиевых руд, в которых обломочная часть представлена вмещающими сланцами, кварцитами, иногда скарнами, сцементирована пирротином с халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Такого типа руды распространены во всех месторождениях и наиболее характерны для месторождений Хавери, Киипу, Ориярви, Метсямонту, Оутокумпу, Фалуна, Гарпенберга, Булидена, Ревлидена и др. (Серноколчеданные месторождения..., 1978; Disler, 1953; Vähätalo, 1953; Mäkelä, 1980; Koark, 1962; Hübner, 1966).

Чрезвычайно характерными для пирротиновых и переотложенных сфалеритовых, реже халькопиритовых руд являются текстуры, названные нами миндалевидными (рис.80). В литературе по шведским месторождениям они известны как „шариковые руды“ („boll ores“) (Пилава, 1963; Hübner, 1966; Rouhunkoski, 1968; Geijer, 1971). В пирротиновых рудах серноколчеданных месторождений Карелии миндалевидная текстура обусловлена наличием в них округ-



а



б

Рис.80. Миндалевидные текстуры пирротиновых руд. Фото образцов. 0.7 натуральной величины. а - месторождения Оммеберг (Henriques, 1966), б - Хаугтаварское.

лых или линзовидных выделений кварца размером от 0.3-0.5 до 2-3 см. Их образование связано с обособлением кварца в процессе кристаллизации пирротина и свидетельствует о насыщенности кремнекислотой метаморфических растворов. Помимо миндалевидных выделений в подобных рудах часто встречаются окварцованные реликты

вмещающих пород округлой формы. Аналогичные текстуры известны в большинстве месторождений карельского и свекофеннского возраста.

В приконтактных частях и в местах пережимов рудных тел при замещении сульфидами вмещающих сланцев вдоль плоскостей сланцеватости образуются *полосчатые руды*, где они имеют переходы с *прожилково-вкрапленными рудами*. Для прожилково-вкрапленных руд метаморфогенно-гидротермального типа следует отметить одну общую закономерность: их относительная роль в оруденении увеличивается с увеличением степени метаморфической регенерации месторождений при формировании таких руд за счет выносимой серы. Для архейских месторождений этот способ образования прожилково-вкрапленных руд является главным. Среди них можно отметить прожилково-вкрапленные пентландит-пирротиновые руды в серпентинитах, сфалеритовые - в эпидозитах, галенит-сфалеритовые - во вмещающих кварц-серицитовых сланцах.

Во вмещающих осадках присутствует чаще пирротин в форме тонкой вкрапленности, мелких линзочек и различной мощности жилков. Рассеянная вкрапленность пирротина, совместно с халькопиритом, часто подчеркивает ритмичнослоистое сложение графитсодержащих сланцев, приурочиваясь к определенной части ритма. Такое строгое подчинение пирротиновой вкрапленности слоистой текстуре сланцев свидетельствует об образовании его за счет рассеянных первично-осадочных сульфидов. Линзочки пирротина (размером 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 месторождений Оутокумпу и Вуонос характерны вкрапленные никелевые руды в кварцитах, образованные при выносе никеля из ультраосновных пород. В месторождениях типа Фалун в Центральной Швеции, а также в Ориярви, Айяла и Метсямонту прожилково-вкрапленные руды в карбонатных породах и скарнах имеют пирротин-галенит-сфалеритовый состав, а в кварцитах - халькопирит-пиритовый.

В подвергшемся гранитизации рудопроявлении Кив-губа главными типами являются жильные руды массивной текстуры и прожилково-вкрапленные в гнейсах. Содержание сульфидов, представленных пирротином с незначительной примесью халькопирита, достигает 10-15%, которые развиты в зоне шириной до 200 м.

Для пирротиновых, халькопирит-пирротиновых, халькопирит-сфалерит-пирротиновых или пентландит-халькопирит-пирротиновых руд характерны различные зернистые (аллотриоморфно-, гипидиоморфно-зернистые и др.) структуры, свидетельствующие о выделении пирротина из растворов. Как правило, пирротиновые руды жильного типа более крупнозернистые, чем образованные путем метасомати-

ческого замещения сланцев. Наиболее крупнозернистые структуры руд характерны для рудопроявления Кив-губа, образованные в результате гранитизации колчеданных залежей.

Характерной особенностью для метаморфогенно-гидротермальных существенно пирротиновых руд является постоянное наличие в них порфиробластического облика метакристаллов пирита. В колчеданных рудах Карелии их размеры колеблются в пределах от 0.5-1.0 до 5-6 см. В рудопроявлении Кив-губа, в месторождении Оутокумпу (Disler, 1953) они достигают 20-30 см. При большом количестве порфиробласт пирита в крупнозернистом агрегате пирротина руда приобретает пегматоидный облик. Порфиробласты характеризуются правильной кубической, реже октаэдрической формой, чаще с несколько сглаженными контурами и содержат многочисленные пойкилобластические включения более ранних кристаллов пирита, халькопирита, сфалерита, кварца. Образование порфиробласт пирита происходит двумя путями. В колчеданных рудах Карелии в ряде случаев наблюдалось, что мелкие обломки тонкозернистой пиритовой руды перекристаллизовывались в порфиробластические монокристаллы, иногда не полностью, сохраняя часть тонкозернистого агрегата. То же наблюдается при пересечении пирротиновым прожилком пиритовой руды, когда в экзоконтакте пирит перекристаллизовывался и принимал порфиробластический облик. Второй путь образования метакристаллов пирита - взаимодействие остаточных растворов, обогащенных серой с отложившейся ранее пирротиновой или пирротин-сфалеритовой рудой. Этот процесс происходит в условиях повышающейся кислотности растворов при относительном обогащении их ионами серы (Бетехтин, 1955). В рудах сложного состава нередко наблюдаются структуры распада твердых растворов: $FeS - (Fe, Ni)S$, $FeS - ZnS$, $ZnS - (Cu, Fe)S_2$, $PbS - (Fe, Sb)S$.

Из анализа структурно-текстурных особенностей руд колчеданных месторождений, метаморфизованных в различных термодинамических условиях, следует, что степень их преобразования прогрессивно возрастает с увеличением степени метаморфизма в направлении уничтожения признаков первичной природы руд. Максимальной степени этот процесс достигает в условиях гранитизации, когда месторождение переотлагается и полностью теряет все первоначальные особенности. Следует отметить, что наиболее консервативными по отношению к метаморфизму являются текстуры руд, реликты которых сохраняются вплоть до амфиболитовой фации. Что касается тонких седиментогенных структур, то они хорошо сохраняются в условиях зеленосланцевой фации, меньше - в эпидот-амфиболитовой и совсем редко - в амфиболитовой.

Формирование зон околорудной вкрапленности и метаморфогенно-гидротермальное рудообразование

Процесс метаморфической регенерации колчеданных месторождений сопровождался формированием ореолов околорудной вкрапленности и рудопроявлений метаморфогенно-гидротермального генезиса, которые являются внешней зоной метаморфической зональности месторождений. В общем случае околорудные зоны рассеянной сульфидной вкрапленности имеют полигенный (комбинированный) характер, образование которых обусловлено рядом причин: 1) присутствием рассеянных синседиментогенных сульфидов в осадках (главным образом в углеродсодержащих сланцах), которые подверглись метаморфизму вместе с массивными залежами колчеданов; 2) первичной гипогенной сульфидной вкрапленностью, образованной метасоматическим путем (Рудное поле Шеллефте); 3) частичным выносом серы и металлов с одновременной мобилизацией ряда рудогенных элементов из вмещающих пород и привносом их в зону рудоотложения метаморфогенными растворами.

Наличие фона рассеянных синседиментогенных сульфидов в вмещающих осадках является обязательной составной частью рудных зон колчеданных месторождений. Более всего они характерны для черных углеродсодержащих сланцев, но присутствуют также в кремнистых терригенно-хемогенных породах, туффитах кислого и основного состава, полосчатых железистых кварцитах. Их объем в осадках колеблется в широких пределах: от долей процента до 10-15%. Описанные в первой главе такие зоны в Хаутаваарской структуре, не содержащие массивных залежей, имеют мощность от 5-15 до 200-300 м со средним содержанием сульфидов 3-10%.

В серникоколчеданных месторождениях Карелии наибольший объем вкрапленности, представленной пиритом и пирротинном с небольшим содержанием халькопирита и сфалерита, находится в кварц-серицитовых и серицит-кварцевых сланцах, переслаивающихся с массивными рудами. Более разнообразный состав и более широкие зоны развития имеет вкрапленность в медно-цинковоколчеданных рудопроявлениях Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, о которых было сказано при их геологическом описании. В составе сульфидов преобладают пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, изредка встречаются арсенопирит, галенит, тетраэдрит, кобальтин, аргентит. Исходная природа сульфидной вкрапленности здесь до конца не ясна. Можно предполагать, что наряду с синседиментогенной вкрапленностью существует первично гипогенная, образованная метасоматическим путем со стороны подошвы рудных залежей при формировании последних у выходов гидротерм на дно бассейна. Кроме того, В.Д. Слюсарев, Л.В. Кушелевич, В.Н. Фурман и др. (Земная кора и металлогения..., 1983) установили, что на архейские колчеданные руды накладывается сульфидная минерализация свекофеннского возраста, содержащая арсенопирит, алтаит, теллурвисмутит, гессит и ряд других редких сульфидов.

Рассеянная сульфидная вкрапленность характерна для углеродсодержащих сланцев, являющихся постоянными членами рудовмещающих вулканогенно-осадочных ассоциаций месторождений Карелии, Финляндии и Швеции. В составе рассеянных сульфидов преобладают пирротин, вместе с которым в небольшом количестве находятся халькопирит, сфалерит, порфиробластический пирит, реже — магнетит, арсенопирит, галенит. Изучавшие углеродсодержащие сланцы В. Мармо и А. Миккола (Marmo, Mikkola, 1951) выделяют в них две генерации пирротина, наиболее ранняя из которых является сингенетичной осадочной, а вторая образовалась путем переотложения при метаморфизме.

Опыт изучения рассеянных сульфидов в черных сланцах колчедановмещающих толщ Карелии дает основание для другого вывода. Сингенетичные сульфиды были представлены преимущественно рассеянным скрытокристаллическим пирритом с примесью халькопирита и сфалерита. Кроме того, пирит нередко встречается также в виде конкреций и глобулей. При региональном метаморфизме за счет рассеянного пиррита был образован пирротин. При этом следует отметить, что пирротинизация рассеянных сульфидов проходила двумя путями: замещением пиррита пирротином на месте без переотложения и путем мобилизации сульфидного вещества и переотложения его в виде жил, окаймленных обычно тонкой кварцевой каймой. В первом случае тонкорассеянный пирротин унаследованно распределен по слоистости, подчеркивая иногда ее ритмичность. Мобилизованный пирротин в подавляющей своей массе остается в материнских породах в виде мелких жил и никогда не образует скоплений сульфидов в таких объемах, которые могли бы представлять промышленный интерес. Это обстоятельство может быть свидетельством против многочисленных гипотез об образовании колчеданных месторождений Балтийского щита за счет мобилизации сульфидов из черных сланцев при метаморфизме. Таким образом, для синседиментогенной рассеянной вкрапленности характерны две особенности: а) она распространена только в осадочных породах и чаще в перекрывающих массивные колчеданные залежи; б) минеральный состав рассеянных сульфидов был одинаков с составом массивных колчеданных руд.

Первичная гипогенная вкрапленность сульфидов во вмещающих вулканических и вулканогенно-осадочных породах является характерной чертой колчеданных месторождений Рудного поля Шеллефте (Gavelin, 1939; Rickard, Zweifel, 1975; Svenson, 1982, и др.). Ширина ее ореолов достигает первых сотен метров и совпадает с ореолом метасоматического изменения рудовмещающих пород. Она присутствует со стороны висячего и лежащего боков рудных залежей, но в некоторых месторождениях, например в Уддене, отмечается наиболее интенсивная вкрапленность со стороны подошвы. Минеральный состав вкрапленности соответствует составу колчеданных руд и представлен преимущественно пирритом в виде кубических кристаллов размером 0.2–2.0 мм, имеющих зональное строение. В подчиненном количестве находятся халькопирит и сфалерит, иногда арсенопирит. Общее содержание сульфидов колеблется

от 0.5 до 10–15%. В месторождениях, претерпевших наиболее высокую степень метаморфизма, в зонах вкрапленности увеличивается содержание пирротина, который развит преимущественно в экзоконтактах рудных тел.

Процесс метаморфической регенерации, обусловивший значительную мобилизацию и пространственное перемещение вещества, приводит к формированию околорудных зон вкрапленности и небольших рудопроявлений метаморфогенно–гидротермального генезиса. Этот процесс состоит из двух частей: 1) выноса серы и некоторого количества металлов из массивных колчеданных залежей при их пирротинизации во вмещающие породы, а также частичной мобилизации синседиментогенных сульфидов и 2) мобилизации ряда рудогенных элементов во вмещающих породах и привноса их в зону рудоотложения. Возможность мобилизации рудогенных элементов из вмещающих пород при метаморфизме была доказана многими исследователями и экспериментальными работами Н.И. Хитарова, Я.Н. Белевцева, Ю.П. Мельника, В.А. Буряка, А.П. Лихачева и др. Для метаморфогенно–гидротермальной вкрапленности характерно, что, во-первых, она распространена во всех без исключения породах (в рудовмещающем комплексе, скарнах, прорывающих дайках), во-вторых, минеральный состав ее и образующихся при этом процессе рудопроявлений бывает резко отличен от состава руд колчеданных залежей.

Взаимоотношения в системе вмещающие породы – руда в этом процессе носят реакционный характер, обусловленный наличием градиента химических потенциалов рудогенных и петрогенных элементов, что приводит к обмену веществом между рудой и окружающими породами. Из колчеданной руды выносятся сера и некоторые металлы, если концентрация последних в руде выше, чем в породе. В противном случае, как например в серноколчеданных месторождениях архейских зеленокаменных поясов, происходит привнос в сульфидные залежи также и рудообразующих элементов: Cu , Zn , Pb и др. Таким образом, состав метаморфической вкрапленности будет зависеть от степени метаморфической дифференциации как в рудах, так и в окружающих породах.

В месторождениях архейских зеленокаменных поясов с примитивными серноколчеданными рудами формирование зон вкрапленности осуществляется только путем выноса серы из колчеданных залежей и привноса ряда рудогенных элементов из окружающих пород. Ширина этих зон достигает первых сотен метров, но наиболее интенсивная вкрапленность находится в пределах десятков метров, где содержание метаморфических сульфидов достигает 5–15%. В их составе преобладает пирротин с примесью халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита и редко других сульфидов. В пределах зон развития сульфидной вкрапленности нередко образуются мелкие рудопроявления метаморфогенно–гидротермального типа.

Характерной особенностью метаморфогенно–гидротермальных рудопроявлений является то, что минеральный состав их и зон вкрапленности отличен от серноколчеданных руд, около которых они разви-

ваются. Так, например, около рудных тел Ведлозерского месторождения развивается сульфидная вкрапленность с арсенопиритом. В зоне Няльмозерского серноколчеданного месторождения, расположенного севернее от Ведлозерского, при разведке установлена зона прожилково-вкрапленного полиметаллического оруденения, примыкающая непосредственно к рудным телам. Она прослежена на 800 м по простиранию при мощности 80 м. Оруденение представлено сфалеритом, галенитом, пиритом и пирротиним в кварц-кальцитовых жилах. Содержание цинка и свинца в руде колеблется от 0.1 до 0.6%.

Полиметаллическое оруденение установлено в рудной зоне Хаутаваарского месторождения и рудопоявления Корбозеро (Чалка). На Хаутаваарском месторождении в метабазальтах, подстилающих рудовмещающую толщу, встречаются жилы эпидозитов мощностью до 10 см, которые содержат до 30-35% сфалерита. Минеральный состав этих жил представлен ассоциацией Клц(Эп)-Сф-Тр+Ка+Кв. Аналогичного состава эпидозиты со сфалеритовым оруденением установлены на рудопоявлении Корбозеро (Серноколчеданные месторождения..., 1978). Здесь рудное тело существенно пирротинового состава, в котором содержится небольшое количество халькопирита, сфалерита, сидерита, приурочено к контакту плагиоклаз-биотитовых сланцев (туфитов) с туфами и лавами андезитового состава (см. рис.17). Пирротиновая залежь имеет мощность 6-7 м и прослеживается на протяжении 1.5 км. Со стороны ее восточного, отчасти западного, контактов расположены эпидозиты - метасоматические породы, на 70-80% сложенные эпидотом и клиноцоизитом с хлоритом, тремолитом, кварцем, мусковитом, альбитом. Эпидозиты содержат до 3-10% сфалерита в виде жилок и гнезд размером 0.5-2.5 см и рассеянной вкрапленности. В пирротиновой руде встречаются гнезда с хлоритом ($N_m = 1.638$) и гранатом ($N_g = 1.795$). Мощность эпидозитов составляет 6-8 м. В пределах тела эпидозитов устанавливается неясная зональность:

- пирротиновая руда
- Эп-Хл-Пир-(±Гр)-Кв (мощность 5-10 см)
- Эп(Клц)-Тр-Кв-Сфал (мощность 4-5 м)
- Эп(Клц)-Тр-Хл-Ск-Сфал-Му (мощность 0.5-1 м)
- Кв-Алб-Клц-Сер-Би-Пир (туфы андезитов)

Химический состав эпидозитов приведен в табл. 29.

Аналогичного состава эпидозиты со сфалеритом встречены в ряде мест Хаутаваарской структуры, но нигде полиметаллическое оруденение не достигает сколь-либо значительных масштабов. Устанавливается связь образования подобных пород с процессами метаморфической дифференциации в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Рыбаков, 1980).

В описанных случаях источником металлов могли быть окружающие породы. Сравнение содержаний некоторых рудогенных элементов в продуктах метаморфической дифференциации пород андезитового и базальтового состава показывает, что в метаморфический расплав переходят и могут принять участие в метаморфогенном рудо-

Химический состав оруденелых эпидозитов

Окислы	Чалка		Хаутаваара
SiO_2	39.77	41.58	42.87
TiO_2	0.18	0.17	0.66
Al_2O_3	26.35	26.08	23.82
Fe_2O_3	4.65	3.98	4.73
FeO	2.95	1.46	2.65
MnO	0.284	0.30	0.163
MgO	0.90	1.91	2.40
CaO	20.19	22.14	19.99
Na_2O	Сл.	-	0.13
K_2O	0.21	0.30	0.60
H_2O^-	0.27	0.42	0.24
П.п.п.	3.15	0.04	2.10
Сумма	98.90	98.38	100.35

образовании: кобальт и никель – до 20–30%, цинка – до 30–40, свинца – до 10–30, меди – до 65%. Из ультрабазитов в зонах метаморфогенно-гидротермального рудообразования извлекается до 70% никеля и кобальта.

Примером образования медно-никелевых руд в термодинамическом режиме зеленосланцевой фации может быть проиллюстрировано рядом медно-никелевых рудопроявлений в Су-мозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе. По данным А.И. Кай-ряка, А.И. Богачева, Н.Н. Болгурцева и др. (1981) (Земная кора и металлогения..., 1983) здесь выделяется три типа медно-никелевого оруденения а) миллерит-пиритовый, б) хизлевудитовый и в) пентландит-пирротиновый. Первые два характерны для условий зеленосланцевой, а третий – зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Миллерит-пиритовый тип оруденения известен на участке Золотые Пороги, где он приурочен к межпластовой интрузии ультрабазитов и представлен несколькими мелкими залежами (см. рис.31). Одна из них имеет длину 50–80 м и мощность 6.5 м и сложена вкрапленными рудами, состоящими из пирита и миллерита в кварц-карбонат-хлоритовых породах.

Вторая залежь расположена в висячем боку тела ультрабазитов, выше которых находятся колчеданные руды. Рудная зона мощностью 0.8–1.3 м представлена прожилково-вкрапленным миллерит-пирротиновым оруденением в тальк-карбонат-хлоритовых породах. Содержание сульфидов достигает 30–35%, где кроме пирита и миллерита присутствуют в небольшом количестве халькопирит, магнетит, полидимит, пентландит, пирротин. Позже на данную ассоциацию наложились процессы лиственитизации (Земная кора и металлогения..., 1983).

Хизлеудитовый тип с низким содержанием никеля выявлен в некоторых массивах ультрабазитов (Вожминском, Кумбуксинском, Восточно-Светлозерском), превращенных в асбестизированные серпентиниты. Выделяются прожилково-вкрапленное хизлеудитовое оруденение в хризотил-асбестовых жилах и тонкая вкрапленность хизлеудита с пентландитом в серпентинитах. Мощности оруденелых зон достигают сотен метров и по простиранию прослежены до 6 км. Содержание никеля в этих рудах не превышает 0.3–0.5%. Аналогичные типы руд известны в серпентинитах Вожминского и Светлоозерского массивов, в которых они возникли за счет метаморфической регенерации первично-магматических сульфидов (Попов и др., 1979; Земная кора и металлогения..., 1983). Содержание никеля в миллерит-пиритовых рудах здесь составляет 0.3–2.07%.

Пентландит-пирротиновый тип установлен в ряде локальных структур, как правило, в зонах колчеданных месторождений: Рыбозеро, Каменное озеро, Волошово и др. Оруденение прожилково-вкрапленного типа приурочено к интенсивно преобразованным (оталькованым, карбонатизированным, хлоритизированным, окварцованным) породам ультраосновного, а иногда основного состава, в которых образует зоны мощностью от первых до десятков метров и протяженностью в сотни метров. Оно представлено пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом, миллеритом с незначительной примесью других сульфидов. Содержание полезных компонентов в рудах, как правило, невысокое.

Медно-никелевое метаморфогенно-гидротермальное рудообразование в условиях эпидот-амфиболитовой фации может быть проиллюстрировано небольшим рудопроявлением в зоне Хаутаваарского серноколчеданного рудопроявления. Здесь в серпентинитах около колчеданных руд сформировалась рудная зона мощностью около 16 м с халькопирит-пентландит-пирротиновым оруденением (рис.81), сопровождающаяся хлоритизацией, тремолитизацией, окварцеванием ультраосновных пород (Годлевский, 1975).

Роль регионального метаморфизма в образовании медно-никелевых руд может быть рассмотрена также на примере ряда месторождений Кольского мегаблока. В частности, в месторождения Печенги в условиях зеленосланцевого метаморфизма серпентиниты преобразованы в тальк-хлорит-карбонатные, хлорит-актинолитовые и куммингтонит-хлорит-тальк-карбонатные сланцы, содержащие обильную вкрапленность пирротина, халькопирита и пентландита. При этом исследователями отмечается, что сульфидное оруденение образуется только в том случае, если вмещающими для гипербазитов породами являются углеродсодержащие и другие сланцы со стратиформным серноколчеданным оруденением (Горбунов, 1968; Предовский и др., 1968; Турченко, 1978). Это приводит к выводу, что в данном месторождении наряду с первично-магматическим оруденением имеет место и метаморфогенно-гидротермальное. Однако остается неясным, какой объем медно-никелевых руд является образованным за счет сульфуризации ультрабазитов при метаморфизме и каков – за счет метаморфической регенерации первично-магматических руд.

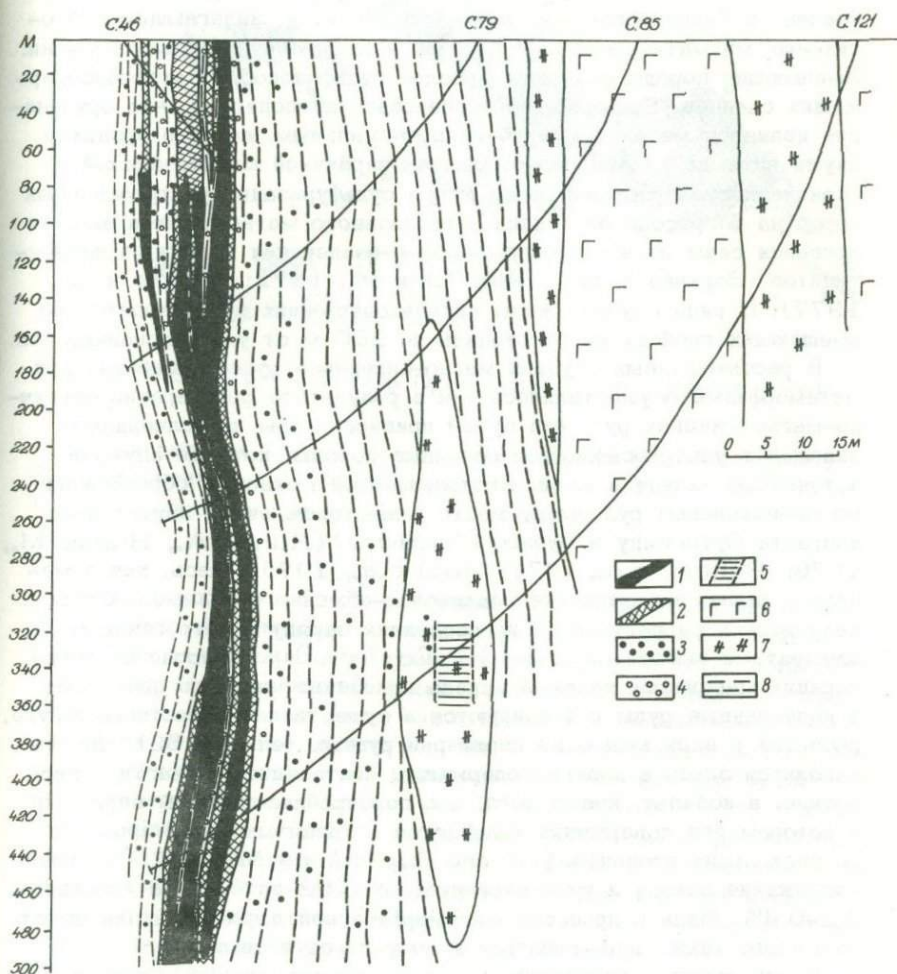


Рис.81. Метаморфическая зональность Хаутаваарского серноколчеданного месторождения (разрез).

1 - пиритовая, 2 - пирротиновая руда; 3 - пирротиновая, 4 - пиритовая вкрапленность; 5 - зона медно-никелевого оруденения в ультрабазитах; 6 - габбро-диабазы, 7 - ультрабазиты (серпентиниты); 8 - углеродсодержащие сланцы.

Аналогичный процесс метаморфогенно-гидротермального рудообразования, но в значительно ббльших масштабах устанавливается в Аллареченском месторождении, где метаморфизм отвечает условиям амфиболитовой фации (Богачев и др., 1968; Яковлев, Яковлева, 1971; Зак и др., 1972). Здесь медно-никелевое оруденение приурочено к будинированным телам гипербазитов, залегающим в биотитовых мигматизированных гнейсах и амфиболитах кольцевой серии. Вмещающие породы содержат прослои сульфидоносных углеродсодержащих сланцев. Большинство исследователей полагают, что оруденение является метаморфогенно-гидротермальным, которое возникло двумя путями: 1) при переотложении первичной магматической вкрапленности сульфидов и 2) путем сульфуризации ультраосновных пород на регрессивной стадии регионального метаморфизма за счет привноса серы из вмещающих пород и извлечения никеля из серпентинитов (Богачев и др., 1968; Зак и др., 1972; Макаров и др., 1977). В ряде случаев жилы никельсодержащих руд находятся во вмещающих гнейсах на расстоянии до 200 м от ультраосновных тел.

В рассмотренных случаях медно-никелевое рудообразование при метаморфизме осуществлялось или в результате регенерации первично-магматических руд, или путем привноса серы из колчеданных залежей в ультраосновные и основные породы, которые служили источником никеля и меди. Несколько иной механизм образования медно-никелевых руд имеет место в месторождениях карельского возраста Оутокумпу и Вуонос (Финляндия) (Nuhma A., Nuhma M., 1970; Peltola e.a., 1971; Gaal e.a., 1975). Здесь, как отмечалось выше, в результате реакционно-обменного взаимодействия кварцитов и серпентинитов из последних наряду с петрогенными элементами выносятся также Ni, Co, Cr, Cu. В процессе регенерации массивных залежей никель и кобальт частично поступают в колчеданные руды и фиксируются в существенно пирротиновой руде, развитой в виде каймы по периферии рудных тел (рис.82). Никель находится здесь в кобальтсодержащем пентландите, отчасти в пирротине, а кобальт, кроме того, и в порфиробластическом пирите III, в котором его содержание колеблется от десятых долей процента до нескольких процентов (Nuhma A., Nuhma M., 1970). Общее содержание никеля в руде варьирует от 0.02 до 0.5%, а кобальта — 0.2–0.4%. Медь в процессе метаморфической дифференциации имеет тенденцию также перемещаться в зону пирротиновых руд.

Во вмещающих кварцитах, а также черных сланцах, скарнах и карбонатных породах в этом процессе формируются вкрапленные руды с пирротинном, пентландитом, халькопиритом, хромитом, магнетитом и пиритом. В Вуоносе вкрапленная никелевая руда располагается над крупным телом серпентинитов, а наибольшие содержания никеля находятся в языках кварцитов вблизи нижнего контакта ультраосновных пород и в ореолах хлоритового сланца вокруг скарнов. Содержание никеля в руде невысокое — 0.15–0.25%, и добывается он попутно с разработкой основных залежей сульфидных руд (Peltola e.a., 1971).

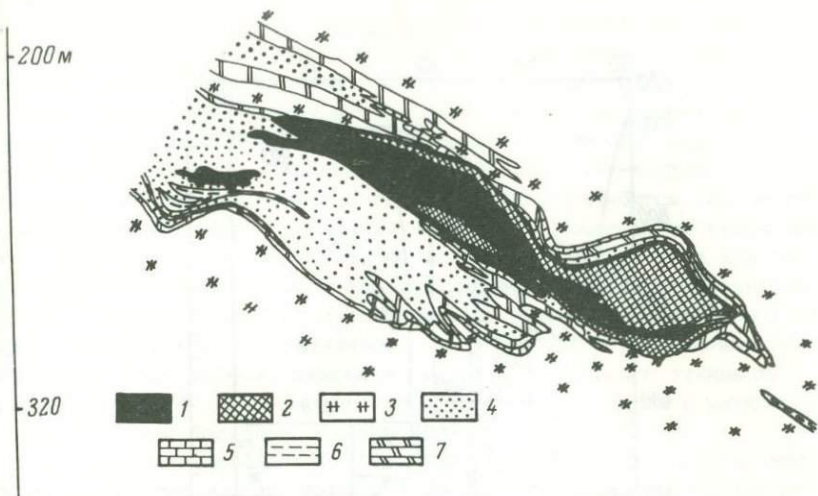


Рис.82. Разрез рудного тела Оутокумпу. Шахта Керетти (Peltola, 1978).

1 - пиритовая руда, 2 - пирротиновая руда с халькопиритом, 3 - серпентиниты, 4 - „рудные кварциты“, 5 - карбонатные породы, 6 - углеродсодержащие сланцы, 7 - скарны.

В генетическом аспекте различные типы никелевого оруденения можно объяснить эволюцией термодинамического режима метаморфизма. Миллерит-пиритовое и хизлевудитовое оруденение характерно только для зеленосланцевой фации, температура которой не превышает 550° . Это согласуется как с конкретной геологической обстановкой их образования (рис.83), так и с экспериментальными данными и термодинамическими расчетами по температурам устойчивости соответствующих сульфидов (Kullerud, Yund, 1962; Куллеруд, 1966). Для миллерита (NiS) она равна 379° , выше которой происходит его полиморфное превращение в αNiS со структурой $NiAs$. Ассоциация миллерит-пирит в никелевых месторождениях нередко образуется метасоматическим путем по пентландиту в условиях восстановительной среды и снижающейся температуры (Бетехтин, 1955). Хизлевудит (Ni_3S_2) имеет температуру устойчивости $556^{\circ}C$ и образуется при низкой активности серы, что делает запрещенной его ассоциацию с пирротинном (Бетехтин, 1955). Эти обстоятельства также делают невозможным формирование данного типа оруденения в условиях метаморфизма выше зеленосланцевой фации.

Пентландит $(Fe, Ni)_3S_8$ стабилен в широком интервале температур ниже $610^{\circ}C$, выше которой преобладает моносульфидный раствор $(Fe, Ni)_{1-x}S$ (Воган, Крейг, 1981). В рудах пентландит нередко присутствует в пирротине как продукт распада твердых растворов, что позволяет говорить о температурах кристаллизации выше названной.

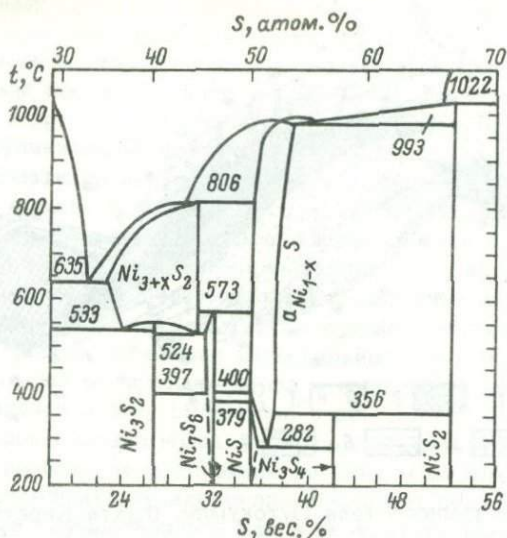


Рис. 83. Фазовые соотношения конденсированных фаз в системе Ni-S выше 200°C (Kullerud, Yund, 1962).

А.А. Арутюняном, Г.В. Петренко и др. (1979) экспериментально было показано, что наиболее интенсивно преобразование ультраосновных пород гидротермальными растворами с извлечением никеля осуществляется в присутствии серы. При этом уже при 250° начинают образовываться сульфиды, а наиболее интенсивно этот процесс происходит при 300–350°. При этих температурах образуется главным образом пирит и в небольшом количестве пирротин. Дальнейший процесс рудообразования, по мнению авторов, происходит в результате переотложения возникшей сульфидно-силикатной ассоциации.

Еще раз следует подчеркнуть, что во всех рассмотренных случаях метаморфогенно-гидротермальное рудообразование, разнообразное по составу, находится в тесной пространственной и генетической ассоциации с колчеданными рудами, которые наряду с первичномагматическими сульфидами являлись источниками серы и ряда рудогенных элементов. Вполне определенно устанавливается усиление рудообразующего процесса с увеличением степени метаморфизма, и вместе с этим большое значение имеют степень тектонической переработки пород и флюидный режим.

Высвобождение серы происходит в процессе пирротинизации пиритовых руд, и ее объем, участвующий в рудообразовании, зависит, таким образом, от термодинамического режима регионального метаморфизма. Нетрудно подсчитать, что даже при полной пирротинизации крупного колчеданного месторождения высвободившейся серы, с учетом ее рассеяния в окружающих породах, недостаточно для образования значительных масштабов рудных концентраций при ме-

таморфизме, что необходимо учитывать в поисковой практике. Общий объем серы сульфидов, рассеянных в осадочных, преимущественно в черных углеродсодержащих сланцах, может быть сопоставим с серой колчеданов, однако ее большой коэффициент рассеяния является отрицательным фактором при метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании. Наблюдения показывают, что в процессе метаморфизма в черных сланцах сульфиды переотлагаются „на месте” в пирротиновые жилы с примесью сульфидов, которые не представляют промышленного значения, но могут рассматриваться как поисковый признак. Горизонты углеродсодержащих сланцев представляют интерес в плане связи с ними стратиформных, изначально промышленных, залежей сульфидных руд, рассеянного оруденения радиоактивных, благородных, редких элементов, которые в процессе метаморфической регенерации могли образовывать руды с высокими концентрациями полезных компонентов.

Из описания видно, что среди различных типов метаморфогенно-гидротермальных руд по объему и содержанию в них металлов наибольший интерес представляет медно-никелевое оруденение, связанное с ультрабазитами, т.е. породами, резко контрастными по отношению к среднему составу земной коры и особенно к окружающим породам и содержащими высокий кларк никеля, кобальта, хрома, меди.

Можно сделать общее заключение, что метаморфогенно-гидротермальное рудообразование, сопровождающееся регрессивными метасоматическими процессами, идет на фоне стремления земной коры к общей гомогенизации при метаморфизме в результате реакционного взаимодействия различных по составу пород, при которой часть элементов, в том числе и рудогенных, переходит в раствор и взаимодействует с породами на регрессивной стадии.

Ф о р м и р о в а н и е м е т а м о р ф и ч е с к о й з о н а л ь н о с т и к о л ч е д а н н ы х м е с т о р о ж д е н и й

Процессы метаморфической дифференциации в рудах сложного состава, наибольший эффект которой проявляется в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и гранитизации, сопровождаются перемещением рудного вещества в пределах рудного тела и частичным выносом его (металлов и серы) во вмещающие породы, что приводит к формированию метаморфической зональности месторождений и зон сульфидной вкрапленности. Процессы перераспределения вещества заметны уже в низкотемпературных фациях метаморфизма – зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. При сравнении по материалам С. Гавелина (Gavelin, 1939) руд В. Херкула (Шеллефте), метаморфизованных в хлоритовой субфации, и месторождений Бьюрлиден и Бьюрфорс биотитовой субфации зеленосланцевой фации устанавливается, что в последних двух наблюдается значительно большая дискретность распределения отношения свинца и цинка, чем в первом. Возможным объяснением этого факта явля-

ется перераспределение металлов внутри рудного тела при метаморфизме, при котором устанавливается дифференцированное поведение металлов. Присутствующий в небольшом количестве свинец обычно ассоциирует с цинком. Характерно стремление каждого из главных рудогенных элементов к образованию мономинеральных руд — халькопиритовых, сфалеритовых или галенит-сфалеритовых. В ряде месторождений, например Бьюрфорсе, Бьюртреске, медные и цинковые руды слагают отдельные линзы, а в некоторых случаях устанавливается приуроченность халькопирита к замкам складок, как это имеет место в Уддене. Д. Рикард и Г. Цвейфель (Rickard, Zweifel, 1975) отмечают тенденцию концентрации сфалерита в кровле (например, в Кристенберге), а халькопирита в подошве рудных тел (Лонгселе, Ревлиден, Ревлидмюран). Однако эта закономерность не всегда выдерживается. По-видимому, в месторождениях Шеллефте процессы метаморфической дифференциации наложились на первичную зональность месторождений, усложняя ее. По отношению к контакту гранитов Ревсунд, субпараллельно которому идут и изограды метаморфизма, наблюдается, что с удалением от него пирит-пирротиновые руды сменяются халькопирит-пиритовыми, а затем сфалеритовыми (Грип, 1953).

Процессы метаморфической дифференциации значительно усиливаются в месторождениях, метаморфизованных в амфиболитовой фации, примером которых могут быть Виханти, Ориярви, Метсямонту, Айяла, Фалун, Оммеберг, что отмечалось при их описании. В этих условиях часть рудного вещества выносится за пределы массивных залежей, за счет которого формируются зоны вкрапленности. Например, в Фалуне образованные таким путем важнейшие концентрации меди в виде прожилково-вкрапленных руд находятся в кварцитах восточнее главного рудного тела (см. рис.57), где образуют зоны, простирающиеся субогласно В-осям складок (Koark, 1960). В этих же зонах находятся кварцевые жилы с золотом и сложными сульфидами Sb , As , Sn . Высокие концентрации меди, как ранее отмечалось, находятся в „скелях” — узких зонах расщепления с хлоритом, биотитом, тальком, серпентинитом с порфиробластами кордиерита, антофиллита, тремолита, ганита.

В отличие от халькопирита полиметаллические руды предпочитают концентрироваться в мраморах и скарнах, а пирротиновые руды с халькопиритом приурочены к флангам рудной залежи и обогашены антофиллитом. Эта тенденция концентрации меди в кварцитах и алюмосиликатных породах, а цинка и свинца — в карбонатных породах и скарнах отчетливо устанавливается и в других месторождениях (Ориярви, Айяла, Метсямонту, Виханти).

При гранитизации колчеданных месторождений происходит их полная регенерация с утратой всех черт первичной природы. Практически, как это наблюдается в рудопроявлении Кив-губа, происходит разрушение колчеданного месторождения и образование на его месте метаморфогенно-гидротермального сульфидного оруденения. При этом имеет место процесс рассеивания первичного сульфидного вещества в широкой (более 200 м) зоне, где преобладают вкрап-

ленные пирит-пирротиновые руды с рядом маломощных жил. Меняется и вещественный состав их за счет полной пирротинизации исходных пиритовых руд и новообразования халькопирита, сфалерита, кобальтоносного пирита III, пенталндита благодаря привносу соответствующих элементов из окружающих пород.

Наблюдающаяся в настоящее время зональность месторождений обусловлена, во-первых, реликтами первичной зональности в рудных телах сложного состава и, во-вторых, метаморфогенными факторами, механизм влияния которых рассмотрен выше. Определяющая роль последних наиболее хорошо устанавливается в примитивных серноколчеданных месторождениях типа Хаутаваарского, в которых выделяются центральная, существенно пиритовая часть, периферийная зона пирротиновых руд с примесью халькопирита и сфалерита и зона вкрапленности с присутствующими иногда здесь рудопоявлениями метаморфогенно-гидротермального генезиса (рис. 81). В рудных телах, в которых произошло полное замещение пиритовых руд пирротином, отсутствует, естественно, центральное пиритовое ядро.

В месторождениях со сложным составом руд, по-видимому, на первичную зональность накладывается метаморфическая, усложняя первую. Так же как и в серноколчеданных рудах, здесь формируется внешняя пирротиновая зона и обогащается сфалеритом, халькопиритом, а также иногда привнесенными кобальтом и никелем (Оуткумпу, Вуонс). Нередко пирротин перемещается в жилы, выходя за пределы рудных тел и являясь цементом брекчий. Цветные металлы в процессе метаморфической дифференциации в рудном теле проявляют тенденцию к образованию мономинеральных участков и распределяться зонально относительно фронта гранитизации (изоград метаморфизма) в таком порядке (с удалением от фронта гранитизации): $Cu-Zn-Pb$. Формирующиеся при метаморфизме зоны вкрапленности обогащаются рудогенными элементами как выносимыми из рудных тел (Cu, Zn, Pb), так и привносимыми из вмещающих пород ($Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, As$), образуя при этом концентрации, представляющие в ряде случаев промышленный интерес.

Образование внешней пирротиновой зоны колчеданных месторождений обусловлено в первую очередь температурным и флюидным воздействием на рудное тело со стороны вмещающих пород. При этом в процессе пирротинизации колчеданов происходило обогащение метаморфических растворов серой. Данное обстоятельство, а также присутствие в растворах других кислотных компонентов (HCl, HF, CO_2) и растворимых соединений бора способствовало увеличению их реакционной способности относительно вмещающих пород. Подтверждением участия хлора и фтора в метаморфических растворах служит присутствие скаполита, флюорита, турмалина в метасоматических и скарновых ассоциациях многих месторождений.

Согласно существующим представлениям, опирающимся как на термодинамические расчеты, так и экспериментальные данные, растворение сульфидов и перенос рудогенных элементов осуществляются с образованием хлоридных, фторидных, гидросульфидных и

других комплексов (Бартон, 1960; Хельгесон, 1967; Колонин, Птишин, 1974; Маракушев, 1975, 1979; Ганеев и др., 1979, и др). Поведение рудогенных элементов в процессе переотложения и формирования зон околорудной вкрапленности определяется их миграционной способностью в термоградиентном поле зонального метаморфизма, физико-химическими параметрами метаморфических растворов и среды рудоотложения. Согласно данным А.А. Маракушева (1972, 1975), кислотнo-щелочные свойства металлов в водных растворах определяются величиной их химического сродства к протону. Из этого следует, что свинец и цинк обладают более щелочными свойствами, чем медь, определяющими дифференцированное поведение этих элементов в процессе метаморфической регенерации колчеданов. Свинец и цинк индифферентны по отношению к кремнезему, что отражается в их незначительном сродстве к кислороду при избытке кремнезема (Маракушев, 1979), и по этой причине они могут мигрировать сквозь кремнекислые породы в форме хлоридных или гидросульфидных комплексов и отлагаются в карбонатных породах или скарнах, обеспечивающих более высокую щелочность среды рудоотложения. Что касается меди, то, обладая ббльшим сродством к кремнезему, при наличии сульфидной серы в растворах она может отложиться в кремнистых и аломокремнистых породах. Этим обусловлена, по-видимому, отмеченная для ряда месторождений приуроченность медного оруденения к кремнистым, а полиметаллического — к карбонатным породам и скарнам.

О с н о в н ы е з а к о н о м е р н о с т и м е т а с о м а т и ч е с к и х п р о ц е с с о в в к о л ч е д а н о н о с н ы х з о н а х

В данном разделе рассмотрены последовательность и характер метасоматических процессов в колчеданосных зонах Балтийского шита в зависимости от термодинамических условий регионального метаморфизма (табл.30). В общем случае можно говорить об их прогрессивной интенсификации и усложнении с увеличением степени метаморфизма, выражающихся как в объеме и характере метасоматических процессов, так и в составе образующихся парагенезисов. Более ранние, синхронные рудоотложению метасоматические изменения пород с известной достоверностью могут быть выделены только в месторождениях Рудного поля Шеллефте, однако и здесь, как указывают Т. Рикард и Г. Цвейфель (Rickard, Zweifel, 1975), их трудно отделить от наложенных, обусловленных региональным метаморфизмом. Следует отметить, что вне пределов рудных зон ранние преобразования вулканитов, связанные с автометасоматическими процессами, достаточно хорошо устанавливаются вплоть до эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Примером могут быть кварц-альбитовый автометасоматоз в подушечных базальтах архейских зеленокаменных поясов и явления пропилитизации в прижерловых фациях вулканитов андезитового состава (Рыбаков, 1980).

Таблица 30

Общая систематика метасоматических процессов в зонах колчеданных месторождений Балтийского щита

Породы, руды, геологическая обстановка	Характер метасоматического процесса	Продукты метасоматических процессов и их составов		
		зеленосланцевая фация	эпидот-амфиболитовая фация	амфиболитовая фация
Колчеданные руды	Метасоматическое развитие силикатных минералов, сульфидов, окислов по сланцеватости, трещинам и в форме порфиробласт	Кв-Хл-Эп-Сер-(±Фукс-Пир)	Эп-Хл-Би-Акт-Кв-(±Гр)-Пир-(±Мгт)	Эп-Би-Ро-Хл-Кв-Пир-Мгт-(±Анд-Ст-Кор)
Рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс в контакте с рудой	Инфильтрационный Fe-Mg-Ca метасоматоз	Кв-Хл-Эп-Алб-Сер-Пир-Турм-Ка-(±Фукс-Ган-Рут)	Хл-Эп-Алб-Би-Кв-Скп-Пир-(±Анд-Кор-Ган-Хлп-Сф)	Би-Му-Анд-Ст-Кор-Хл-Гр-Ант-Тр-(±Ган)-Пир-Пи-Хлп-Сф
То же в экзоконтакте с ультрабазитами	Инфильтрационный Fe-Mg метасоматоз при реакционно-обменном взаимодействии с ультрабазитами и рудами	Хл-Фукс-Ка-Акт-Пир-(±Парг)	Хл-Би-Фл-Муск-Кв-Анд-Кор-Фукс-Пи-Пир-Хлп-(±Гр)(уваровит)-Ди-Пент)	Ди-Кв-Гр(уваровит)-Фукс-Пир-Хлп-Пи-Пент-Мгт-Хр Жилы хромитов: Хр-Гр(уваровит)-Ди-Кв Жилы кордиерит-антофиллитовых пород: Ант-Кор-Кум-Фл-Гр(альм)-Ст-Кв-Пл-Рут-Илм-Хр-Ган-Пир-Хлп-Пент Кордиерит-антофиллитовые метасоматиты:
Ультрабазиты, базиты, эндоконтактная зона	Инфильтрационно-диффузионный биметасоматоз при реакционно-обменном взаимодействии ультрабазитов и базитов с вулканогенно-осадочными кремнистыми, карбонатными породами	Актинолит-тремолитовые метасоматиты Акт-Тр-Ди-Ка(Дол)-Тлк-Мгт-Хл-Сфн Листвениты Кв-Хл-Тлк-Ка-Пи-Фукс-(±Мил-Хизл)	Акт-Тр-Ди-Ка-(Дол)-Мгт-Сфн-Эп(±Тлк) ?	Ант-Кор-(+Кум-Гр)-Фл-Би-Хл Кв-Пл Автореакционные скарны: Тр-Акт-Ди-Тлк-Ка(Дол-Мгз)-Гр(уваровит)-Серп-(±Пир-Пнт-Хлп-Пи)

Т а б л и ц а 30 (продолжение)

Породы, руды, геологическая обстановка	Характер метасоматического процесса	Продукты метасоматических процессов и их составов		
		зеленосланцевая фация	эпидот-амфиболитовая фация	амфиболитовая фация
Карбонатные породы: доломиты, доломитистые известняки	Скарнообразование		Известковые скарны: Ди-Ро-Пл-Скп-Кв-Сфи- Би-Хл-Гр-Турм	1. Магнезиальные скарны в зонах колчеданных месторождений: Ориярви: Тр-Ди-Хл-Би-Флог-Кв- Пл-(±Ол-Хонд) Фалун: Тр-Акт-Ди-Форс-Гум(Хонд- Норб)-Гед-Грос-Флог-Хл-Шп-Сул 2. Магнезиальные скарны в зонах железорудных марганецсодержащих месторождений: Тр-Акт-Ди-Форс-Флог-Мгт-Людв- -Брус-Анд-Грюн-Кнеб-Род-Фл-Шп- -Мнг-Геф-Теф Скарноиды: Эп-Ди-Ро-Пл ³⁰ -Скп-(±Гр-Тр- -Сульф)
Базальты и андезиты в зоне месторождений и вне их В различных по составу породах	Метаморфическая дифференциация	Жилы и гнезда Эп(Клц)-Кв-Ка-Хл- -(±Алб)	Эпидозиты: Эп(Клц)-Акт-Тр-Кв-Хл- -Ка-(±Гр-Скп-Сул)	Скарноиды: Эп-Ди-Ро-Пл ³⁰ -Скп-(±Гр-Тр- -Сульф)
Базальты, андезиты, вулканосадочные породы	Борный метасоматоз		Турмалинизация в зонах Fe-Mg метасоматоза и вне их	Турмалинизация, образование людовигита в скарнах и околоскарновых породах
	Кислотное выщелачивание и кварц-щелочной метасоматоз регрессивной стадии		Кварц-альбитовые метасоматиты по зонам разрывных нарушений: Кв-Алб-Сер-Би-(±Турм-Ка)-Хл-Сул	

В настоящее время большинство исследователей придерживается представлений, что региональный метаморфизм происходит при значительной миграции вещества, обусловленной процессами метаморфической дифференциации в условиях термодинамических режимов от зеленосланцевой до гранулитовой и эклогитовой фаций. При этом метаморфические растворы обогащаются некоторыми петрогенными и рудогенными элементами, что приводит к явлениям метасоматоза и метаморфогенно-гидротермального рудообразования (Судовиков, 1964; Маракушев, 1965; Глебовицкий, Турченко, 1970; Добрецов и др., 1970; Глебовицкий, Бушмин, 1979; Рудник и др., 1980; Рыбаков, 1980; Белевцев, 1981).

В условиях фации зеленых сланцев метаморфизованы Ялонваарское, Койкарское, Вожминское, Рыбозерское, Золотые Пороги и некоторые другие рудопоявления архейских зеленокаменных поясов и месторождения Рудного поля Шеллефте свекофеннского возраста. Для метасоматоза этих условий характерны низкотемпературные ассоциации, которые развиваются как в рудах, так и во вмещающих породах. Нередко наиболее интенсивные метасоматические процессы проходят вне связи с рудными телами на расстоянии от первых до сотен метров от них, на контакте контрастных по составу пород и имеют биметасоматический характер. Колчеданная руда при этом участвует как источник серы в метаморфогенных растворах.

В серноколчеданных рудах архейских месторождений по сланцеватости, трещинам дробления и в форме порфиробласт развивается ассоциация Кв-Хл-Эп(Клц)-Ка-Сер-(±Фукс-Турм)-Пир. Аналогичный парагенезис, сопровождающий пирротинизацию пиритовых руд, накладывается и на рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс.

Наиболее интенсивно метасоматические процессы проявлены в эндо- и экзоконтактных зонах ультрабазитов и базитов. Например, на Койкарском участке установлены в ряде мест характерные реакционные метасоматиты на контактах гипербазитов, перидотитовых коматиитов с вмещающими их туфами базальтов и дацитов, близкие по своему генезису автореакционным скарнам (Жариков, 1968). Эти реакционные метасоматиты образуются в эндоконтакте ультраосновных пород в виде каймы мощностью 1.5-3.5 м грубозернистых пород с характерной лучистой структурой актинолит-тремолитового агрегата. Устанавливается следующая метасоматическая зональность:

- гипербазиты
- Акт-Тр-Ди-Хл-Ка(Дол)-Тлк-Мгт-Сфн
- Акт-Тр-Хл-Мгт-Сфн
- Акт-Тр-(±Хл)-Тлк-Мгт
- вмещающие кислые или основные туфы

В кислых туфах экзоконтакта гипербазитов в этом процессе имеет место железо-магнезиальный метасоматоз, выраженный в развитии актинолита и тремолита за счет выноса из ультрабазитов магния. При этом выносятся и рудогенные элементы (никель, хром и др.) (рис.84).

Образование рассмотренных реакционных метасоматитов обусловлено биметасоматическими процессами между ультрабазитами и вме-

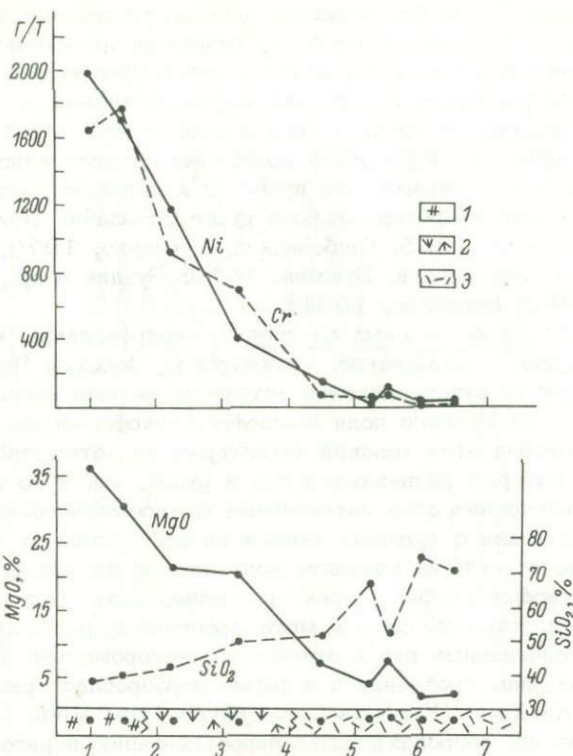


Рис.84. Изменение содержания некоторых петрогенных и рудогенных элементов в серпентинитах при их реакционном взаимодействии с туфами дацитов.

1 - серпентинит, 2 - грубозернистая актинолит-тремолитовая порода, 3 - туфы дацитов.

шающими породами в результате повышения химического потенциала кремнезема и кальция. Этот процесс является диффузионно-инфильтрационным, причем диффузионным путем, по-видимому, образуются реакционные метасоматиты в эндоконтакте ультрабазитов, что объясняет их небольшую мощность. Железо-магнезиальный метасоматоз в окружающих породах при привносе в них Mg и Fe происходит инфильтрационным путем по сланцеватости и тектоническим нарушениям, в результате чего образуются зоны Fe-Mg метасоматоза более значительной мощности.

Интенсивно проявлены реакционно-метасоматические процессы в зонах колчеданных рудопоявлений Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса: Рыбозерском, Золотые Пороги, Кумбукса, Вожминском и др. (Земная кора и металлогения..., 1983). При описании геологии этого пояса и названных рудопоявлений отмечено, что здесь имеется множество тел ультраосновного, основного сос-

тава и коматитов, которые нередко залегают в непосредственном контакте с рудой или вблизи нее. В процессе зеленосланцевого метаморфизма устанавливаются реакционные взаимоотношения между рудами, вмещающими вулканогенно-осадочными породами, коматитами и телами ультраосновного и основного состава. В результате низкотемпературного метасоматоза в зонах колчеданных месторождений образуется наложенная на сланцы и руды ассоциация Кв-Хл-Ка-(+Фукс)-Турм-Пи-Пир. Ширина зон изменения составляет первые метры.

В зонах дробления и интенсивного рассланцевания наблюдаются мощное окварцевание, серицитизация, турмалинизация, карбонатный порфиробластез, сопровождающиеся образованием пирротина, халькопирита, сфалерита, иногда арсенопирита, гагенита и других сульфидов. Наиболее интенсивные метасоматические процессы осуществляются на контактах ультрабазитов и габбро-амфиболитов с туфами и туффитами кислого или основного состава. В эндоконтактах ультрабазитов и перидотитовых коматитов образуются зоны лиственитов с характерной ассоциацией Хл-Кв-Тлк-Ка-Сул. Во вмещающих породах основного состава развивается парагенезис Кв-Хл-Фукс-Парг-Сул. На контакте колчеданных руд с ультраосновными породами в последних образуются тальк-карбонат-хлоритовые сланцы с пирит-миллеритовым оруденением, охарактеризованным выше.

Образование лиственитов по породам ультраосновного и основного состава и сопряженных с ними березитов является характерным процессом низкотемпературного метаморфизма в условиях высокой активности воды и углекислоты. Окислительно-восстановительный потенциал при этом менялся, по-видимому, в широких пределах.

Расчеты показывают, что переход магния в подвижное состояние в виде иона Mg^{2+} при разложении как магнезиальных карбонатов, так и силикатов происходит в широком интервале pH (5.5-9.0) и зависит от активности углекислоты в растворе (Шербань, 1981). На характер растворов оказывали влияние ионы S^{2-} и HS^- , образующиеся при диссоциации пирита колчеданных руд с последующим частичным окислением серы, увеличивая тем самым их кислотность.

Иной характер метасоматических процессов наблюдается в месторождениях Рудного поля Шеллефте. Как ранее отмечено, большинство из них, за исключением северо-западного рудного поля Адак, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, в которой выделяются хлоритовая и биотитовая субфации. В некоторых месторождениях (Бьюрлиден, Бьютреск) условия метаморфизма, по-видимому, достигали эпидот-амфиболитовой фации, характеризующейся ассоциацией Кв-Би-Пл-Кор-Анд-Ст (Gavelin, 1939). Метасоматическая зональность колчеданных месторождений Шеллефте имеет полигенную природу, обусловленную тем, что при зеленосланцевом метаморфизме сохранились ассоциации, возникшие синхронно с рудоотложением в местах выхода гидротерм. Д. Рикард и Г. Цвейфель (Rickard, Zweifel, 1975) отмечают, что очень часто (примерно в 60% случаев) зоны метасоматического изменения вулканитов не связаны с рудами.

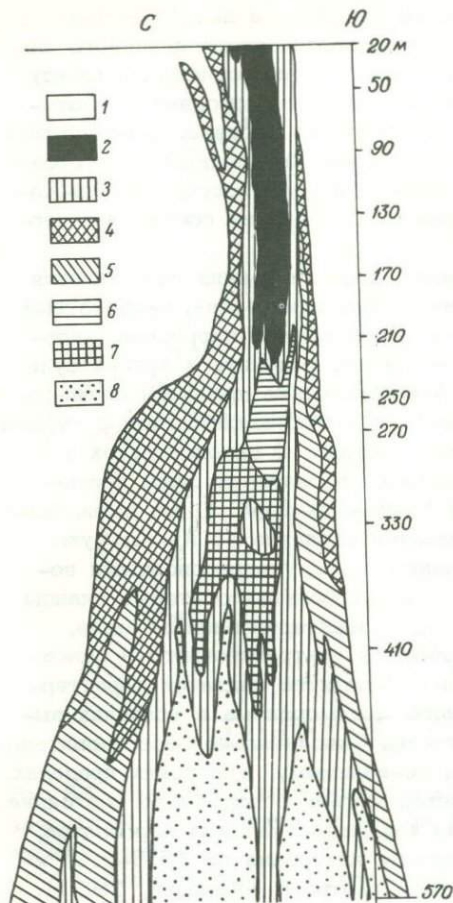


Рис.85. Метасоматическая зональность на месторождении Булиден, Разрез (Nilsson, 1968).

1 - кислые вулканиты, 2 - рудное тело, 3 - серицит-кварцевые сланцы, 4 - хлорит-серицит-кварцевые сланцы, 5 - серицит-кварцевые сланцы с пиритом, 6 - серицит-андалузитовые породы, 7 - андалузит-серицит-кварцевые сланцы, 8 - кремнистые породы.

Примером сложной метасоматической зональности может быть зональность месторождения Булиден, изученная К. Нильсоном (Nilsson, 1968). Здесь ореол изменения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород по отношению к рудному телу смещен к западу и по его падению (рис.85). Такое положение может быть объяснено тем, что рудоотложение на дне бассейна могло происходить несколько в стороне от места выхода гидротерм, с которыми связана основная масса преобразованных пород.

К. Нильсон выделяет несколько зон:

- серицит-кварцевая (Кв-Сер-Анд-Рут-Турм-Пи-(±Пир+Хлп),
- пирит-серицит-кварцевая (Кв-Сер-Хл-Пи-(±Пир)-Анд-Турм),
- хлорит-серицитовая (Кв-Сер-Хл-Пл₂₀₋₅₀-Анд-Рут-Турм-Пи-(Пир-Хлп),
- андалузитовая (Кв-Анд-Сер-Пи),
- „кремнистая“ серицит-кварцевая (Кв-Сер-Пи),
- серицитовая (Сер-Кв-(±Анд)).

Изменениям здесь подвергаются туфы риолитов (кварцевых порфиров) и кремнистые туффиты. Вывод некоторых авторов о том, что последние являются продуктом крайней степени метасоматического преобразования риолитов (они слагают внутреннюю серицит-кварцевую зону), вызывает сомнения. Эти рудовмещающие породы присутствуют на всех месторождениях, где находятся в переслаивании с туфами и туффитами риолитов, известковистыми туффитами, карбонатными породами и слоями углеродсодержащих сланцев и вместе

Т а б л и ц а 31

Химический состав метасоматически преобразованных пород месторождения Булиден (Nilsson, 1968)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	65.84	71.64	65.51	57.07	54.96	72.86
TiO ₂	1.22	0.81	0.80	0.99	1.03	0.24
Al ₂ O ₃	21.95	17.91	15.61	16.14	17.45	12.42
Fe ₂ O ₃ +FeO	1.24	1.58	4.69	6.88	6.01	3.37
MgO	0.52	0.65	3.93	5.66	9.93	1.60
CaO	0.42	0.16	0.42	0.91	0.40	2.40
Na ₂ O	0.88	0.67	0.78	0.82	0.42	2.83
K ₂ O	4.4	3.1	2.1	1.5	1.6	1.72
P ₂ O ₅	0.20	0.06	0.08	0.15	0.15	0.11
H ₂ O ⁻	2.58	2.01	2.71	3.02	4.74	0.66
F ⁻	0.19	0.12	0.16	0.15	0.28	0.02
S	0.27	0.82	1.3	4.50	1.1	0.13

Примечание. Сланцы: 1 - андалузит-хлорит-серицитовый, 2 - андалузит-серицит-кварцевый, 3 - кварц-андалузит-серицит-хлоритовый, 4-5 - серицит-андалузит-хлоритовый, 6 - кварц-плаггиоклаз-биотитовый.

с другими породами подвергаются метасоматическому изменению. Скорее всего они являются кремнистыми осадками (кремнистыми туффитами), отложившимися вместе с колчеданными рудами.

В шлифах иногда присутствует более поздний биотит, который широко представлен в неизмененных дацитах и риолитах. Вариации химического состава измененных пород можно видеть в табл.31. Обращают внимание широкие колебания содержания большинства окислов, что скорее всего связано с неоднородным составом исходных пород. Следует отметить, что в неизмененных дацитах минералы титана представлены сфеном и лейкоксеном, а в измененных околорудных породах - рутилом. Кроме того, наблюдается обогащение рутилом, а также апатитом отдельных участков руды (Nilsson, 1968). А.И. Кривцов и В.К. Степанов (1976), рассматривая особенности поведения титансодержащих минералов при метасоматических и метаморфических процессах, отмечают, что лейкоксен и сфен характеризуют метасоматиты серицитолитовой формации, а рутил присутствует в продуктах динамотермального метаморфизма, где он замещен лейкоксеном.

Можно сделать вывод, что метасоматическому изменению подверглись рудовмещающие вулканические и вулканогенно-осадочные породы на стадии рудоотложения с образованием метасоматической зональности, на которую позже наложился региональный динамометаморфизм. Существование дометаморфического метасоматоза, синхронного с рудоотложением, подтверждают некоторые особенности

Минеральные ассоциации в зонах околорудного изменения в месторождениях различной степени метаморфизма Рудного поля Шеллефте

Месторождение	Субфация метаморфизма	Ассоциации	
		синрудного метасоматоза	регионального метаморфизма
Вост.Хегкула	Хлорит-серицитовая	Кв-Хл-Сер-Прен- -Ка-Пи	Кв-Хл-Сер-(±Гр)- -Мгт-Пит
Бьютреск	Биотитовая (до эпидот- амфиболитовой фации)	Кв-Хл-Сер-Пи- -Кв-Алб-Хл-Ка- -Пи-Прен	Пл-Би-Эп-Гр- -Анд-Хлт-Кор- -Жед-(-Ро)- -Пир-Ган-Мгт
Бьурлиден	Биотитовая	Кв-Хл-Сер-Пи	Кв-Би-Му-Анд- -Ст-Гр-(±Ро- -Кум)-Ган-Мгт- -Пир-Турм

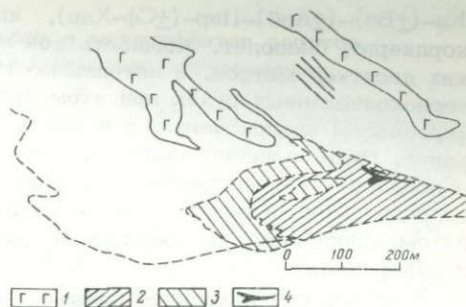
минеральных парагенезисов. Хлорит и серицит в метасоматитах околорудной зоны представлены тонкочешуйчатым агрегатом, не имеющим ориентировки, что свидетельствует об их кристаллизации до складчатости; в них преобладает кристаллический пирит кубического габитуса с размером зерен 0,2-1,5 мм. При последующем региональном метаморфизме, сопровождающемся расщеплением, происходит перекристаллизация хлорита и серицита, образование биотита и андалузита, замещение лейкоксена рутилом.

С. Гавелин (Gavelin, 1939) рассмотрел особенности метасоматического изменения пород в месторождениях, находящихся в различных метаморфических зонах: Бьурлиден, Бьютреск, В.Хегкула. Наименее метаморфизованным из них является месторождение В.Хегкула. Околорудные преобразования здесь выражены ассоциацией Кв-Хл-Сер-Прен-Ка-Пи, которая сохраняется при метаморфизме хлорит-серицитовой субфации. Дополнительно возникают гранат, магнетит, пирротин (табл.32). Степень пирротинизации руд незначительная. На месторождении Бьютреск, метаморфизованном в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации или несколько выше, С. Гавелин выделяет две зоны околорудного изменения пород - внутреннюю и внешнюю, смещенные относительно рудного тела, как и на месторождении Булиден (рис.86). Внутренняя зона - существенно кремнистая („рудные кварциты“), по С. Гавелину, имеет ассоциацию Кв-Би-Хл-Сер-Кор-Жед-Хлт-Анд-Мгт-Пи-Пир-Ган. Внешняя сложена тонкими туфами дацитов с вулканокластическим кварцем и плагиоклазом. В их составе установлена следующая ассоциация: Кв-Пл₂₀₋₅₀-Алб-Би-Хл-Сер-Ка-Эп-Гр-(±Ро)-Ган-Пи-Пир.

Учитывая особенности состава и взаимоотношений минеральных парагенезисов, которые показаны в табл.32, можно сделать вывод,

Рис. 86. Метасоматическая зональность месторождения Бьюртреск (Gavelin, 1939).

- 1 - габбро-диабазы;
 2 - внутренняя кварц-серицит-хлоритовая зона с андалузитом, кордиеритом, жедритом и ганитом; 3 - внешняя кварц-плагиоклаз-биотит-серицитовая зона;
 4 - руда.



что в этих месторождениях, как и в Булидене, имеет место наложение ассоциаций регионального метаморфизма на синрудную метасоматическую зональность.

В условиях эпидот-амфиболитовой фации и метаморфизован ряд серноколчеданных месторождений Карелии: Хаутаваарское, Няльмозерское, некоторые рудопроявления Чалкинского участка (Хаутаваарская структура), Карбозерское и некоторые др.

Характерными чертами метасоматических процессов в зонах колчеданных месторождений в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма являются их биметасоматический регрессивный характер и тесная связь с процессами метаморфической дифференциации. По существу метасоматические процессы при метаморфизме обусловлены перераспределением петрогенных и рудогенных элементов тех пород, которые подвергаются метаморфизму. Вместе с тем имеет место, по-видимому, привнос ряда элементов из мантии вместе с флюидно-тепловым потоком.

В зонах колчеданных месторождений эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма главное значение имеет низкотемпературный кальциевый и железо-магнезиальный метасоматоз.

Результаты этого процесса в различных месторождениях не одинаковы по интенсивности, характеру выражения и составу образующихся низкотемпературных парагенезисов. Это зависит не только от термодинамических условий метаморфизма, но и от степени тектонической переработки пород и руд, состава вмещающих пород и растворов. Эти регрессивные изменения сопровождают пирротинизацию серноколчеданных руд, образование зон метаморфической сульфидной вкрапленности и мелких гидротермально-метаморфических рудопроявлений, о чем сказано выше. Минеральные ассоциации, образующиеся в зонах колчеданных месторождений, показаны в табл. 30.

Регрессивные изменения охватывают все комплексы пород и проявляются в виде многочисленных метаморфических жил, а в зонах колчеданных месторождений во вмещающих вулканогенно-осадочных породах образуется наложенная ассоциация Хл-Клц-(Эп)-

Кв-(±Би)-(±Алб)-Пир-(±Сф-Хлп), иногда присутствуют андалузит, кордиерит, скаполит. Мощностъ зон изменения доходит до нескольких десятков метров, а интенсивность их сильно колеблется. В серноколчеданных рудах при этом процессе образуются мелкие порфиробласты клиноцоизита, а в зонах дробления происходит окварцевание. Руды в значительной степени пирротинизированы. В породах основного и ультраосновного состава в ряде случаев образуются эндоконтактные реакционные метасоматиты с актинолитом, тремолитом, диопсидом, клиноцоизитом, альбитом, хлоритом, карбонатом и сульфидами.

В зонах, где находится большое количество тел ультрабазитов или коматиитов, в окружающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах довольно можно проявляются железо-магнезиальный метасоматоз. Примером может быть одна из зон, прослеженная в Хаутаваарской структуре западнее ст.Хаутаваара, где в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах дацит-андезитовой формации, у контакта с метабазальтами и коматиитами развито метаморфогенно-гидротермальное оруденение, сопровождающееся Fe-Mg метасоматозом. Этот процесс обусловлен выносом Mg, Fe, Cr, Ni из многочисленных тел ультрабазитов, прорывающих вулканогенно-осадочные породы кислого состава, и коматиитов. Его результатом явилось широкое развитие магнезиального хлорита, андалузита, кордиерита, биотита, тремолита, силлиманита, меньше - диопсида, уваровита, фуксита, флогопита, сульфидов (табл.30).

Хлорит, имеющий состав $(Mg_{3.04}Ca_{0.1}Fe^{2+}_{1.23}Ti_{0.06}Mn_{0.01}Al_{1.13}Si_3Al_{1.24})_6(O_{10}OH_{6.89})_8$, нередко развивается в виде жил и гнезд в грубообломочных туфах и конгломератах, где он практически полностью замещает цемент. Кордиерит и андалузит обычно образуют скопления довольно крупных кристаллов, а силлиманит встречен в углеродсодержащих сланцах в виде лучистых порфиробластических зерен и агрегатов. Характерно появление хромсодержащих минералов - фуксита и граната-уваровита. Во всей зоне значительно проявлена турмалинизация. Химические анализы метасоматически измененных пород, представленные в табл.33, показывают значительное увеличение в них содержания окиси магния, глинозема, железа, никеля, кобальта, хрома по сравнению с неизмененными туфами метадацитов. Магний, никель, кобальт, хром - элементы, характерные для ультраосновных пород, что и указывает на их источник. По существу здесь происходит биметасоматический диффузионно-инфильтрационный процесс, который проявился на стадии кислотного выщелачивания. Выщелоченные основания, магний, железо, кальций, рудогенные элементы выносились из ультраосновных пород во вмещающие породы, где в результате реакций с кремнекислыми породами обогащенного основаниями раствора образовались силикаты, богатые магнием, кальцием и алюминием. Глинозем как инертный компонент извлекался из вулканогенно-осадочных пород. Присутствующее в зоне железо-магнезиального метасоматоза сульфидное оруденение возникло в резуль-

Химический состав метатUFFов и метатUFFитов дацитов, подвергшихся железо-магнезиальному метасоматозу (Хаугтаваара)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	70.51	57.20	60.60	58.49
TiO ₂	0.94	0.81	0.75	0.78
Al ₂ O ₃	16.30	23.33	20.71	14.19
Fe ₂ O ₃	0.62	1.25	0.50	3.11
FeO	1.51	2.22	2.72	4.45
MnO	0.06	0.06	0.07	0.165
MgO	1.68	3.76	2.17	3.40
CaO	2.99	4.62	7.84	9.11
Na ₂ O	0.85	2.93	2.20	0.05
K ₂ O	2.03	1.60	1.05	1.35
H ₂ O ⁻	0.07	0.14	0.27	0.28
П.п.п.	2.10	2.43	1.25	3.81
NiO	-	-	0.01	0.349
CoO	-	-	0.001	0.025
CuO	-	-	-	0.044
ZnO	-	-	-	0.033
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.104
Сумма	99.66	100.40	100.14	99.77

Примечание. 1 - туфы метадацитов, не подвергшиеся Fe-Mg метасоматозу; 2-4 - туфы метадацитов, в различной степени подвергшиеся Fe-Mg метасоматозу.

тате регенерации первично-осадочных сульфидов, сопровождающейся привнесом никеля, кобальта, хрома, меди. С железо-магнезиальным сопряжен борный метасоматоз, который проявился здесь в виде широких зон турмалинизации.

При отсутствии в рудных зонах ультрабазитов в различной форме проявляется кальциевый метасоматоз, продуктами которого является зона кварц-карбонатных жилок с полиметаллическим оруденением на Няльмозерском месторождении. В вулканитах основного и среднего состава, как отмечено выше, этот процесс часто выражается в образовании жил и различного размера неправильных выделений эпидозитов - пород, на 70-80% состоящих из минералов эпидотовой группы с примесью хлорита, кварца, тремолита, актинолита, сульфидов и некоторых других минералов. Подобные эпидозиты, характерные для метабазальтов и метаандезитов, как сказано выше, образуются в процессе метаморфической дифференциации за счет высвобождения кальция, кремнезема и других элементов и миграции их в метаморфических растворах в ослабленные зоны, в том числе зоны колчеданных месторождений. Здесь за счет выноса серы из

рудных залежей и привноса некоторых рудогенных элементов (главным образом цинка) образуются эпидозиты с полиметаллическим, существенно сфалеритовым, оруденением, имеющим промышленное содержание металла.

Среди месторождений карельского возраста в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизованы Пахтавуома, Рийконкоски, Саттопора в сланцевом поясе Киттеля-Кеми Финской Лапландии. Здесь в зоне стратифицированных сульфидных залежей, на контакте с метабазальтами наблюдается скарнирование карбонатных прослоев, скаполитизация, образование кварц-карбонатных жил, а сульфидные руды пирротинизируются (Mäkelä *et al.*, 1978). На железорудном месторождении Раутаваара скарны вместе с кварц-полевешатовыми сланцами образуют горизонт мощностью до 100 м и более. Наиболее распространен тип полосчатых диопсид-роговообманковых скарнов, где кроме главных минералов содержатся плагиоклаз, скаполит, кварц, сфен, апатит, биотит, эпидот, гранат и турмалин.

В амфиболитовой фации метаморфизованы Парандовское, Улялегское, Ведлозерское месторождения, рудопроявления Бергаул, некоторые рудопроявления Чалкинского участка. В карелидах такой же степени метаморфизм претерпели месторождения Оутокумпу и Хаммаслахти, а также свекофенские месторождения Южно-Свекофенского пояса и Главного рудного пояса Финляндии.

Особенностью метасоматических процессов в условиях амфиболитовой фации является усиление обменно-реакционного взаимодействия контрастных по составу пород и руд, более „высокотемпературный“ состав продуктов метасоматоза, больший объем мобилизованных рудогенных элементов, участвующих в этом процессе. Этому способствует все более усиливающаяся метаморфическая дифференциация в окружающих колчеданы породах (Рыбаков, 1980). Если в эпидот-амфиболитовой фации метасоматические процессы носили регрессивный характер, то в амфиболитовой фации образуются метасоматические продукты как на прогрессивной, так и на регрессивной стадии. Регрессивные изменения, аналогично условиям эпидот-амфиболитовой фации, сопровождают пирротинизацию колчеданных руд. К прогрессивной стадии относится, например, образование порфиробласт амфибола и граната в рудах Парандовского месторождения, образование здесь же грубозернистых реакционных метасоматитов гранат-амфиболового состава (порфиробластических амфиболитов) на контакте туфов дацитов и базальтов, скарнирование прослоев карбонатных пород. В процессе метаморфической дифференциации в метабазальтах образуются эпидот-диопсидовые скарнииды, распространенные на Улялегском, Ведлозерском и Бергаульском месторождениях (табл.30). Характерен широко выраженный железо-магнезиальный метасоматоз, в процессе которого образуются скарны и сопряженные с ними околосокарновые метасоматические породы. Этот процесс сопровождается мобилизацией и выносом ряда рудогенных элементов и серы из рудных тел и окружающих пород, что приводит к формированию зон сульфидной вкрапленности и обуслов-

ливаает формирование метаморфической рудной зональности. Подобные явления в разных масштабах присущи всем месторождениям, метаморфизованным в условиях амфиболитовой фации, а конкретно особенности этих процессов целесообразно рассмотреть на характерных примерах.

В месторождении Оутокумпу широко представлен сложный комплекс продуктов железо-магнезиального метасоматоза, описание которого можно найти у многих авторов (Väyrynen, 1939; Vähätalo, 1953; Saksela, 1957; Mikkola, Väisänen, 1972; Huhma A., Huhma M., 1970; Gaal e.a., 1975; Peltola, 1978; Михайлов, 1978, и др.). Среди этих продуктов выделяются скарны, карбонатные породы, кордиерит-антофиллитовые породы, флогопит-слюдистые сланцы.

Скарны всегда располагаются между серпентинитами и кварцитами, окаймляя первые в виде прерывистой ленты мощностью от сантиметров до нескольких метров. Наибольшие мощности их устанавливаются в местах, где кварциты в форме языков выклиниваются в серпентинитах (см. рис.82). Между серпентинитами и скарнами находятся карбонатные породы, генетическая природа которых является дискуссионной.

Согласно А. Хухме и М. Хухме, они имеют метасоматическую природу. В отличие от осадочных карбонатных пород нижней „эпиконтинентальной“ формации эти скарны не образуют протяженных слоев, а находятся в виде линз и неправильной формы тел мощностью от сантиметра до нескольких метров, имеющих постепенные переходы с серпентинитами. На западном фланге последних карбонат представлен доломитом, а на восточном – магнезитом. Нередко они заменяются карбонат-тальковыми или чисто тальковыми породами, в которых содержится также и хлорит. Вблизи серпентинитов в них много серпентина, около скарновой зоны в карбонатных породах появляется тремолит, иногда вместе с тальком, хлоритом и киммереритом, а в качестве аксессуариев присутствуют хромит, пирротин и пентландит. Между серпентинитами, карбонатными породами и скарнами существуют постепенные переходы (рис.87) в виде следующей зональности (Vähätalo, 1953):

- серпентинит,
- доломитсодержащий серпентинит,
- доломит (+магнезит) (Дол, Мгт)-(±Тр-Тлк-Хл-Хр-Пир-Пнт-Ким),
- тремолит-тальк-карбонатная порода (Тр-Ка-Тлк-Хл-Хр-Пир),
- тремолит-актинолитовый скарн (Тр+Акт-(±Ди-Ка),
- диопсид-тремолитовый скарн (Ди-Тр-Ка),
- диопсидовый скарн (Ди-(±Тр)-Ка-Хл-Гр(уваровит)-Пир-Пент),
- кварциты с жилами и полосами кордиерит-антофиллитовых пород жилами хромитов (до 15 см), содержащими уваровит, диопсид, кварц и вкрапленность пирротина и пентландита.

На северо-западном фланге месторождения встречаются флогопит-слюдистые сланцы с кварцем, микроклином и кислым плагиоклазом.

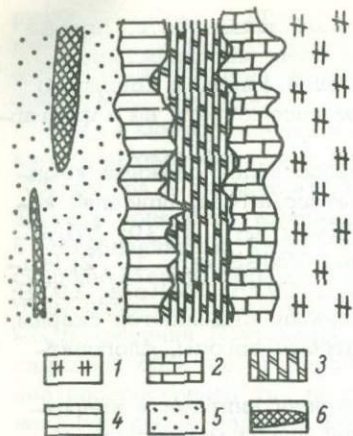


Рис.87. Схема зональности магнезиальных скарнов месторождения Оутокумпу. Составил автор по литературным данным (Vähätalo, 1953; Saksela, 1957; Huhma A., Huhma M., 1970; Gaal e.a., 1975; Peltola, 1978).

1 - серпентиниты; 2 - доломиты, магнезиты; 3 - тремолитовые скарны; 4 - диопсидовые скарны; 5 - кварциты; 6 - антофиллитовые метасоматиты.

Среди скарнов, как видно из приведенной схемы метасоматической зональности (рис.87), по составу

различаются тремолит-актинолитовые и диопсидовые. Тремолит и диопсид имеют высокие содержания хрома и являются по составу хромтремолитом и хромдиопсидом. Последний имеет состав $(Ca_{1.00} Mg_{0.96} Fe_{0.02}^{2+})_{1.98} (Si_{0.96} Al_{0.05} Fe_{0.01} Cr_{0.01})_{2.04} O_6$ (Vähätalo, 1955).

Хромсодержащие минералы широко развиты во всех частях метасоматической колонки. Кроме названных, в диопсидовом скарне встречаются уваровит, цинковый хромит, фуксит, кемерерит, эсколаит, тавмавит, а в тремолит-актинолитовом скарне - хромовый турмалин. Известны жилы хромита мощностью до 1 м, которые пересекают как кварциты, так и скарны. Кроме хромита в них присутствуют уваровит, диопсид и кварц.

В кварцитах или на контакте их с серпентинитами встречаются жилы и неправильные полосы кордиерит-антофиллитовых пород мощностью до 1 м, в которых кроме двух главных минералов встречаются куммингтонит, флогопит, альмандин, ставролит, кварц, плагиоклаз, рутил, ильменит, хромит, цинковая шпинель. Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пентландит. Регрессивные изменения выражаются в замещении флогопита хромитом, кордиерита - пинитом, тремолита - куммингтонитом. Для этих пород характерно высокое содержание в них никеля и кобальта (табл.34).

Кроме описанных скарнов, образованных по серпентинитам, в пределах рудного поля Оутокумпу известны диопсидовые скарны, возникшие за счет нормальных осадочных карбонатных пород или по карбонатному цементу конгломератов "эпиконтинентальной" серии (Gaal e.a., 1975), резко отличающиеся от вышеописанных. Кроме диопсида в них присутствуют плагиоклаз, биотит, калиевый полевой шпат, кварц, тремолит, эпидот, хлорит, мусковит, сульфиды. Диопсид и тремолит не содержат хром, и в целом содержание Ni и Co в этих скарнах в 20 раз ниже, чем в вышеописанных (Huhma e.a., 1970). Этот важный факт подтверждает сделанный вывод

Т а б л и ц а 34

Химический состав скарнов и метасоматических пород месторождения Оутокумпу

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	37.76	55.76	57.60	7.35
TiO ₂	0.01	-	0.16	0.00
Al ₂ O ₃	0.79	0.62	6.70	0.23
Fe ₂ O ₃	2.59	0.60	2.10	0.57
FeO	2.41	2.76		1.75
MgO	38.29	23.84	11.80	19.26
MnO	0.08	0.11	0.08	0.06
CaO	0.45	13.24	16.60	29.45
Na ₂ O	0.04	-	1.20	
K ₂ O	-	-	2.20	0.16
H ₂ O ⁺	13.12	2.50	1.40	0.05
H ₂ O ⁻	1.15	0.10	-	
Cr ₂ O ₃	0.50	-	0.007	0.26
Ni	0.18	-	0.003	
Co	-	-	0.001	
Cu	-	-	0.0005	
CO ₂	0.45	-	1.20	40.24
S	1.18	0.90	0.10	0.05
Сумма	99.79	100.43	99.15	99.43

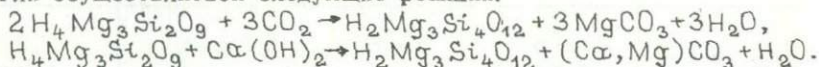
П р и м е ч а н и е. 1 - серпентинит (среднее из 10 анализов) (Peltola, 1978), 2 - тремолитовый скарн по ультрабазитам (Vähätalo, 1953), 3 - диопсидовый скарн по карбонатным породам, из верхней континентальной формации (Gaal e.a., 1975), 4 - темный афанитовый доломит с тремолитом (Vähätalo, 1953).

относительно образования вышеописанных тремолит-диопсидовых скарнов по серпентинитам.

Изложенный материал приводит к заключению, что скарны в рудной зоне Оутокумпу являются реакционными биметасоматическими образованиями (автореакционными скарнами - по В.А. Жарикову, 1968), возникшими на контакте хемогенных рудовмещающих кварцитов и серпентинитов. В этом процессе, характеризующимся широким обменом вещества между серпентинитами и кварцитами, участвуют также и колчеданные руды как источник серы и некоторых рудных элементов, обусловивших формирование вкрапленного метаморфогенно-гидротермального сульфидного и хромитового оруденения в кварцитах и скарнах. Образование скарнов происходило, по-видимому, в две стадии.

В начальную низкотемпературную стадию, синхронную первой фазе складчатости (Gaal e.a., 1975), в эндоконтактной зоне серпентинитов образовались карбонатные породы доломитового или магнезиального состава, переходящие местами в тальк-карбонатные или

хлорит-талльковые. Этот процесс, по-видимому, был аналогичен тому, который описан выше для месторождений Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Процесс карбонатизации серпентинитов известен как процесс образования „мыльного камня“, который осуществляется при большой активности углекислоты и кальция. Здесь могли осуществляться следующие реакции:



Для образования доломита необходим привнос кальция, источником которого могли быть осадочные карбонатсодержащие породы.

В последующую стадию метаморфизма в условиях прогрессивного повышения температуры и высоком потенциале кальция образовались тремолит-диопсидовые скарны по карбонатным и тальк-карбонатным породам.

Иной тип железо-магнезиальных скарнов известен в зонах колчеданных месторождений свекофенского возраста. Классической областью их проявления является район Ориярви-Айяла-Метсямонту (Eskola, 1915, 1950; Tuominen, Mikkola, 1950; Latvalahti, 1979).

При описании колчеданных месторождений Ориярви, Айяла, Метсямонту было отмечено, что сульфидные тела находятся в вулканогенно-осадочном горизонте, состоящем из кремнистых пород (туфов и туффилов риолитового состава, кремнистых осадков), железистых кварцитов и карбонатных пород, подвергшихся интенсивному Fe-Mg метасоматозу. Этот процесс выражен в образовании скарнов по карбонатным породам и метасоматических пород с антофиллитом, кордиеритом, андалузитом. В кислых вулканитах П. Эскола (Eskola, 1914) в районе Ориярви выделил следующие типы метасоматитов: 1) кордиерит-антофиллитовые породы (Кор-Ант-(±Кв-Би)), 2) кордиерит-антофиллитовые гнейсы (Кор-Ант-Пл-(±Би-Кв)), 3) кордиеритовые гнейсы (Кор-Пл-(±Би-Кв)), 5) андалузитсодержащие кварцево-сланцевые породы (Анд-Кв-Сер-Би-Пл). Во всех породах присутствует альмандин.

Возникающая метасоматическая зональность не является одинаковой для всех месторождений. В Ориярви со стороны висячего бока рудных тел находятся тела амфиболитов, а в лежащем боку — мощная зона (200–250 м) грубозернистых кордиерит-антофиллитовых пород, в которых содержится также небольшое количество хлорита, флогопита, биотита, магнетита. В узкой зоне на периферии западной части гранодиоритов Ориярви развиты кордиерит-плаггиоклаз-антофиллитовые гнейсы с крупными (до 30 см) кристаллами кордиерита. В самом рудном теле присутствуют минералы известковых скарнов (диопсид, тремолит, лайтокарит) и остатки известняка. Вмещающими породами для руды вместе со скарнированными известняками являются „рудные кварциты“ — кремнистые породы, состоящие главным образом из кварца с кордиеритом и антофиллитом и вкрапленным сульфидным орудуением.

В месторождении Айяла отсутствуют кордиерит-антофиллитовые породы. Здесь прослои доломитовых известняков превращены в тре-

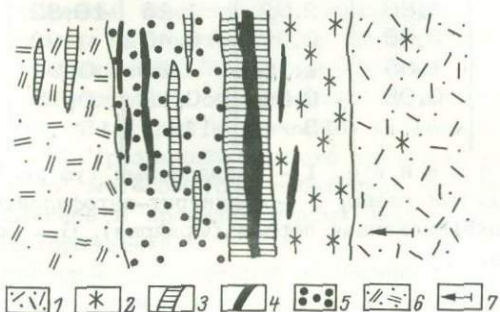
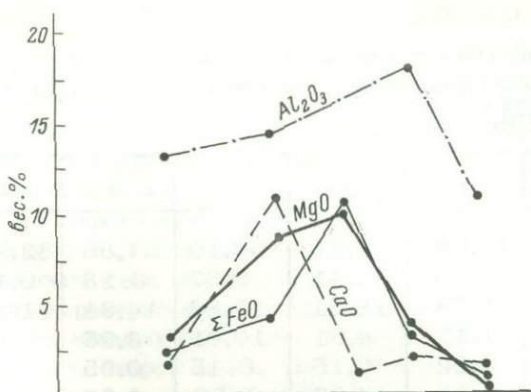


Рис.88. Схема метасоматической зональности в месторождениях Айяла, Метсямунту и вариации некоторых окислов в различных зонах. По данным У. Латвалахти (Latvalahti, 1979).

1 - кислые вулканыты с кордиеритом, 2 - кордиерит-антофилилитовые породы, 3 - скарны, 4 - колчеданная руда, 5 - вулканыты среднего состава, 7 - направление кровли разреза.

молит-диопсидовые скарны, на которые позже накладывается хлоритизация. В кремнистых породах и туфах риолитов развиты кордиерит, антофилилит, биотит и сульфиды.

В месторождении Метсямунту присутствуют как кордиерит-антофилилитовые породы со стороны лежачего бока рудных тел (мощность 50-100 м), так и тремолит-диопсидовые скарны и скарнированные доломитовые известняки, частично вмещающие сульфидные руды (см. рис.56). В обобщенном виде на этом месторождении устанавливается следующая метасоматическая зональность (от лежачего бока к висячему) (рис.88):

- неизменные или слабо измененные туфы риолитов (Кв-Пл-Сер-Би-Анд-Кор-Сил),
- кордиерит-биотитовые гнейсы (Кор-Би-Кв-Му-Флог-Пл-Ант-Хл-Гр(альм)-Сул),

Т а б л и ц а 35

Средний химический состав метасоматически преобразованных пород района Ориярви-Айяла-Метсямонту по средним составам (Latvalahti, 1979)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	77.59	62.51	56.19	37.86	82.22	71.66
TiO ₂	0.10	0.41	0.57	0.28	0.10	0.21
Al ₂ O ₃	11.75	18.51	17.86	14.61	11.11	13.38
Fe ₂ O ₃ + FeO	1.12	4.61	10.91	3.95	0.41	2.10
MnO	0.02	0.15	0.15	0.95	0.01	0.09
MgO	0.28	4.97	9.86	8.30	0.28	2.83
CaO	1.86	2.02	1.26	10.82	1.17	1.57
Na ₂ O	3.96	0.97	0.40	1.09	2.38	1.31
K ₂ O	1.65	1.76	1.55	0.92	0.59	2.02
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.13	0.35	0.03	0.07
<i>n</i>	1	13	11	15	1	28

Примечание. 1 – лапиллиевый туф риолитов, 2 – кордиерит-слюдистый гнейс, 3 – кордиерит-антофиллитовая порода, 4 – скарн, 5 – окварцованная порода (Ориярви), 6 – серицит-кордиеритовая порода.

- грубо- и гигантозернистые антофиллит-кордиеритовые породы (Кор-Ант-Флог-Би-Пл-Альм-Хл-Кв-Мгт-Сул),
- тремолит-диопсидовые скарны (Тр-Ди-Хл-Би-Фл-Кв-Пл-Ол-Хонд-Сул),
- кордиерит-серицитовые сланцы (по туфам риолитов) (Кв-Пл-Му-Сер-Би-Фл-Кор-Сул).

Химический состав скарнов и метасоматических пород района Ориярви-Метсямонту приведен в табл.35.

Проблема железо-магнезиального метасоматоза в данном регионе и особенно источника Mg в этом процессе имеет давнюю историю. П. Эскола (Eskola, 1914, 1950) связывал руды и сопровождающие их железо-магнезиальные метасоматические породы с массивом гранодиоритов. Х. Туоминен и Т. Миккола (Tuominen, Mikkola, 1950), учитывая широкое развитие кордиерита и антофиллита в окружающих лептитах и приуроченность их к замковым частям складок, объясняют появление этих минералов процессами метаморфической дифференциации при метаморфизме и складчатости осадочных, преимущественно, пород. Само по себе это явление имеет широкое распространение, однако представляется, что в данном случае дело обстоит иначе. Прежде всего обращает внимание резкое различие в составе и отсутствие взаимопереходов между двумя главными типами метасоматических пород: тремолит-диопсидовыми скарнами и кордиерит-антофиллитовыми породами. Учитывая факты образования реакционных метасоматитов по породам ультраосновного и основного

состава (например, в Койкарской структуре, Оутокумпу) и широкий вынос при этом магния во вмещающие комплексы, автор пришел к выводу, что кордиерит-антофиллитовые породы в пределах рудных зон Ориярви и Метсямонту являются такими же реакционными образованиями. Различия в составе с аналогичными метасоматитами других районов обусловлены составом исходных пород и степенью метаморфизма. Такие же кордиерит-антофиллитовые породы, иногда с гиперстеном, широко развиты в рудном поле Пюхясалми-Сявия Главного рудного поля Финляндии. В Ориярви источником магния был, по-видимому, силл амфиболитов, в эндо- и экзоконтакте которого возникли кордиерит-антофиллитовые породы. Отсутствие в их составе хромсодержащих минералов и низкое содержание в них никеля объясняется, скорее всего, тем, что в этом процессе участвуют не серпентиниты, а амфиболиты.

Аналогичным образом, по-видимому, образовались кордиерит-антофиллитовые породы на месторождении Метсямонту, хотя здесь неизвестны тела амфиболитов. Можно предполагать, что они полностью перекристаллизованы с образованием гигантозернистых антофиллитовых пород, в которых встречаются ксенолиты тремолит-диопсидовых скарнов. Чрезвычайно широко процессы железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза проявились в Центрально-Шведском Бергслагене в пределах рудных полей колчеданных и железорудных месторождений.

В этой сложной проблеме, которой посвящено большое количество работ, нас интересует прежде всего характер связей железо-магнезиального метасоматоза и колчеданного оруденения. Постоянная ассоциация колчеданных руд с железо-магнезиальными метасоматитами привела многих исследователей к выводу о генетической связи сульфидных руд с этим процессом (Geijer, 1962, 1964; Magnusson, 1936, 1970; Шабынин, 1973, и др.).

В колчеданном месторождении Фалун рудные тела находятся частично в кварцитах, а частично в скарнах и мраморах. Карбонатные породы, представленные на месторождении магнезиальными мраморами, скарнированы не полностью и сохраняются в виде крупных реликтов. Мощностъ скарновых тел здесь достигает 30 м. По данным Г. Коарка (Koark, 1960), П. Гейера (Geijer, 1962) и Магнуссона (Magnusson, 1970) и некоторым наблюдениям автора, намечается следующая метасоматическая колонка:

- Fe - Mg мрамор или офиокальцит с кристаллообластами форстерита и гумитовых минералов (хондродита, норбергита),
- кальцифир (Ca-Форс-Серп-Сул),
- тремолит-актинолитовый скарн (Тр-Акт-Ди-(±Серп)-Фл-Ка-Хл-Сул),
- геденбергит-диопсидовый скарн (Ди-Гед-Тр-Фл-Хл-Грос-Шп-Сул).

В осадочных кремнистых породах метасоматическим путем образуются кордиерит, андалузит, антофиллит, альмандин, силлиманит и биотит, а в присутствующих здесь же кварцевых жилах встречается цинковая шпинель. С более поздними деформациями связано образо-

вание „скёлей” — узких, протяженных трещин, рассекающих руду, скарны и вмещающие породы, а также развивающихся по контактам рудных тел. Их мощность колеблется от нескольких сантиметров до 30 м, где породы сильно раздроблены, перетерты и хлоритизированы. Вместе с хлоритом в них присутствуют биотит, тальк, меньше — антофиллит (жедрит), куммингтонит, роговая обманка, кордиерит, альмандин и халькопирит. Минеральный состав скарнов и околоскарновых пород, подвергшихся Fe — Mg метасоматозу, представлен в табл.30.

Последовательность минералообразования и формирование метасоматической колонки в целом не изучены. Имеются только отрывочные данные, согласно которым, например, в сульфидном месторождении Кавелторп (Magnusson, 1936), скарнирование начинается с развития оливина и клиногумита в доломитах и образования офиокальцита. Затем следует формирование актинолит-диопсидового скарна с антофиллитом, куммингтонитом и тальком. Одновременно с увеличением содержания фтора в растворах образуются хондрит, флогопит и флюорит. При образовании офиокальцита и актинолит-диопсидового скарна процесс ограничивается телами доломита, которые постепенно исчезают. В окружающих лептитах развиваются кордиерит, андалузит, жедрит, альмандин, роговая обманка, биотит.

Сравнивая скарны колчеданных и железорудных месторождений, часто находящихся в пределах одной рудной зоны, а иногда образующих сложные по составу сульфидно-окисные месторождения, можно отметить некоторые характерные детали. Н. Магнуссон (Magnusson, 1936, 1970) указывает, что при скарнировании железорудных месторождений в рудах часто сохраняется характерная слоистая текстура железистых кварцитов. Это привело его к выводу о вулканогенно-осадочной природе железистых кварцитов и последующем их метаморфизме и скарнировании. Однако относительно сульфидных руд он придерживался точки зрения Гейера о связи их и железо-магnezияльного метасоматоза с раннесвекофенскими гранитами.

Одним из примеров взаимоотношения магнетитовых и сульфидных руд может быть месторождение Рилсхюттан, расположенное юго-западнее Гарпенберга. По данным Н. Магнуссона, здесь центральная часть сложена сфалеритовой рудой с примесью халькопирита и галенита, которая окружена диопсидовым магнетитсодержащим скарном. Цинковая руда, по его мнению, моложе скарна и отложилась после преобразования железистых кварцитов в железорудные скарны. В сфалеритовой руде содержатся кварц и флюорит. Подобные взаимоотношения, по-видимому, можно объяснить одновременным скарнированием при региональном метаморфизме сложного по составу сульфидно-окисного месторождения, когда сульфиды, легче переходящие в раствор, отлагаются на регрессивной стадии и замещают образующиеся на прогрессивном этапе железорудные скарны. Это подтверждается наблюдениями Н. Магнуссона о замещении более ранних скарнов тремолитом, гумитовыми минералами, флогопитом и сульфидами.

В минеральном составе скарнов сульфидных и железо-марганцевых месторождений (табл.30) наблюдаются определенные отличия, так же

как и в химическом составе минералов. В частности, для Fe-скарнов характерны такие минералы, как магнетит, подвигит, брусит, флюорит, андрадит, грюнерит, кнебелит, родонит, манганнофиллит, гефферит, тефроит, желтый гранат, шпинель. Этим фактом устанавливается закономерная зависимость вещественного состава скарнов и метасоматитов от исходного состава пород и руд, участвующих в реакционно-обменных процессах.

По вопросу происхождения железо-магнезиальных скарнов Центральной Швеции существуют различные точки зрения. Выше уже отмечено представление П. Гейера и С. Магнуссона о связи этого процесса с раннесвекофенскими гранитами. Г. Хюбнер (Hübner, 1966) рассматривает их как реакционные скарны, образованные при региональном метаморфизме, однако полагает, что сульфидные руды более поздние.

Д.С. Коржинский (1955) считает, что железо-магнезиальный метасоматоз не связан с образованием колчеданных месторождений и мог развиваться без привноса магния за счет обогащения пород этим элементом как инертным компонентом в условиях кислотного выщелачивания. Л.И. Шабынин (1973) рассматривает скарны Центральной Швеции в общем ряду магнезиальных скарнов послемагматического этапа, образующихся в процессе магматического замещения (гранитизации).

Многие исследователи связывают железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз с процессами регионального метаморфизма и гранитизации (Судовиков, 1956, 1964; Судовиков, Глебовицкий и др., 1970; Глебовицкий, Турченко, 1970; Турченко, 1978; Михайлов, 1978; Хазов, Ивашенко, 1981; Железо-магнезиальный метасоматизм, ..., 1980). В настоящей работе была сделана попытка проследить эту связь в различных термодинамических режимах регионального метаморфизма и его отношение к другим типам гидротермально-метасоматических преобразований в зонах колчеданных месторождений. Поскольку в той или иной степени железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз проявился практически во всех колчеданных и железорудных месторождениях различного возраста, а также и вне связи с ними, можно говорить о глобальном развитии этого процесса. Он не обнаруживает генетических связей с конкретными гранитоидными комплексами, и продукты метасоматоза нередко находятся на значительном расстоянии от гранитных массивов и мигматитов. Эта связь является опосредствованной, поскольку региональный метаморфизм сопряжен с гранитизацией и внедрением гранитов. Нередко, как это имеет место, например, в южной части Бергслагена (Центральная Швеция), скарны прорываются пегматитами и подвергаются гранитизации с образованием венитовых гнейсов (Magnusson, 1936). В обобщенном виде гранитизацию можно, по-видимому, рассматривать как тыловую часть метасоматической колонки. С более поздним гранитоидным магматизмом связано наложенное оруденение, сопровождающееся своим метасоматическим процессом. Например, в Центральной Швеции (район Коппарберг) с позднесвекофенскими гранитами связано вольфрамовое оруденение,

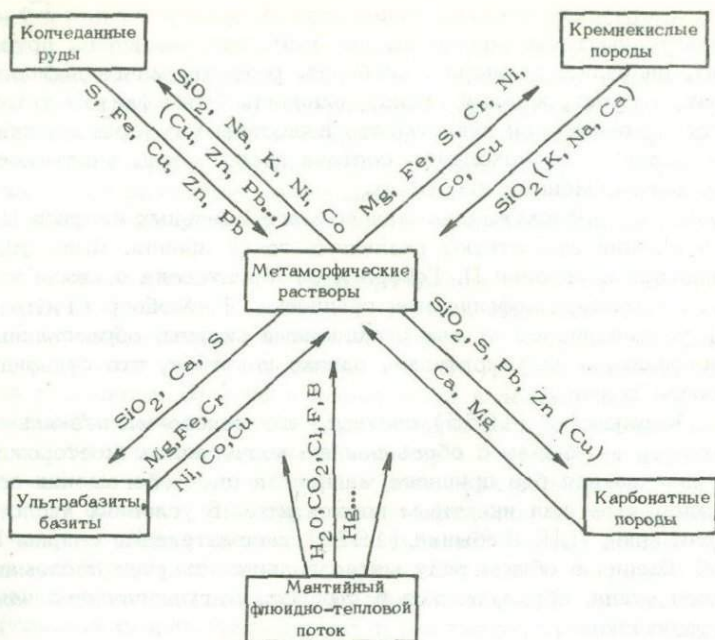


Рис.89. Схема реакционно-обменного взаимодействия в системе руда-порода.

которое образуют самостоятельные скарновые месторождения или накладывается на более ранние скарны железорудных месторождений (Ohlsson, 1979; Hellingwerf, 1984).

Отсутствие прямой связи метасоматоза с интрузиями гранитов подтверждается также закономерной эволюцией его в зависимости от термодинамических условий метаморфизма, что выражается как в масштабе и характере процесса, так и в составе его продуктов. Обычно он проявляется в зонах развития контрастных по составу пород, где присутствуют Mg-Ca карбонатные породы, магматические породы ультраосновного, основного и кислого состава, кремнистые хемогенные осадки, стратиформные сульфидные и окисные руды, являющиеся источником вещества в метасоматических процессах. Поступающие с флюидно-тепловым потоком растворы обуславливают реакционно-обменное взаимодействие данной рудно-породной системы, приводящее к образованию скарнов и различных метасоматических пород. Характер этого взаимодействия показан на схеме (рис.89). Таким образом, проблема источника магния при железо-магнезиальном метасоматозе и его отношение к сульфидному рудообразованию, являющаяся предметом острой дискуссии многих лет, решается в пользу местного источника, не связанного ни с гранитами, ни с первоначальным происхождением руд. К такому же выводу пришел Дж. Бердж (Berge, 1978) при анализе этого вопроса на мате-

риале многих месторождений мира. Это взаимодействие заключается в обменно-метасоматических реакциях между карбонатными породами, ультрабазитами и базитами, с одной стороны, и кремнекислыми вулканитами, вулканогенно-осадочными породами – с другой, что приводит к образованию соответственно скарнов, кордиерит-антофиллитовых и других метасоматитов. Вынос при этом железа, магния, хрома и никеля является причиной образования достаточно мощных зон инфильтрационных метасоматитов и вкрапленного оруденения в окружающих вулканогенно-осадочных породах. Аналогичное взаимодействие имеет место между колчеданными рудами и вмещающими породами. При диссоциации сульфидов в раствор переходит часть серы и некоторых металлов, которые выносятся за пределы рудного тела и участвуют в метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании. В руду же привносятся кремнезем, щелочи, кальций, магний и некоторые металлы.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ закономерностей колчеданообразования в раннем докембрии Балтийского щита дает необходимый материал для следующих выводов:

1. Колчеданные месторождения Балтийского щита были сформированы в течение четырех тектоно-магматических циклов: саамского (беломорского) (? > 3500 млн. лет), лопийского (> 2700±100), карельского (2700±100–2100±100 млн. лет) и свекофеннского (2100±100–1600±50 млн. лет).

2. Для месторождений саамского (беломорского) цикла, выделяемого условно, первичные условия рудоотложения остаются невыясненными. На основе общих закономерностей метаморфической эволюции колчеданных месторождений предполагаются их первично вулканогенно-осадочный генезис и последующая регенерация при гранитизации. В практическом отношении регенерированные колчеданные месторождения типа Кив-губы не получили должной оценки. Они могут представлять интерес в плане возможной связи с ними кобальтового и медно-никелевого оруденения метаморфогенно-гидротермального генезиса при наличии в рудной зоне интрузий ультраосновного состава. Отрицательным фактором для промышленной концентрации рудного вещества является большой процент его рассеивания при гранитизации.

3. Лопийский тектоно-магматический цикл (> 2700±100 млн. лет) характеризуется палеотектоническими условиями протогеосинклинальных зеленокаменных поясов, заложившихся по системе сопряженных глубинных разломов на сиалической коре. Их тектоно-магматическая эволюция связана с широким развитием разноглубинного (корового и мантийного) магматизма с формированием дацит-андезитовой, коматиит-базальтовой, дацит-риолитовой осадочно-вулканогенных формаций, с которыми генетически связаны стратиформные колчеданные месторождения. Завершающие этапы развития зеленокаменных поясов характеризуются накоплением в больших объемах вулканотерригенных и терригенных пород и формированием, главным образом в пределах Гимольско-Костомукшского, Ялонваара-Иломантси-Тулос зеленокаменных поясов, флишевой железисто-кремнистой формации, с которой связаны месторождения железных руд.

Среди колчеданных месторождений по составу руд наибольшим распространением пользуется серноколчеданный тип с подчиненным значением медно- и медно-свинцово-цинковоколчеданных. Характерной чертой геологической позиции месторождений является постоянная связь их с удаленными вулканогенно-осадочными фациями дацит-андезитовой, дацит-риолитовой и, реже, коматит-базальтовой формаций, развитыми на периферии палеовулканических построек, в которых руды находятся в тесной ассоциации с алюмокремнистыми хемогенными осадками, углеродсодержащими сланцами и железистыми кварцитами. Колчеданообразование происходило в депрессиях морского дна открытого мелководного бассейна вокруг островных вулканов синхронно с накоплением удаленных вулканогенно-осадочных фаций. Железо, сера, кремний и алюминий в бассейн осадконакопления поступали с водными потоками с островных вулканических сооружений и лишь частично, вместе с некоторыми цветными металлами, выносились при субмаринных подводных поствулканических газо-гидротермальных процессах.

4. Карельский тектоно-магматический цикл ($2700 \pm 100 - 2100 \pm 100$ млн. лет) характеризуется условиями многоэтапной интракратонной активизации с образованием протяженных рифтогенных вулканических поясов с многократно проявленным базальтовым и в небольшом объеме кислым вулканизмом (андезит-базальтовая, калиевая дацит-риолитовая, толеит-базальтовая, пикрит-базальтовая и натровая дацит-риолитовая формации) и осадконакоплением, характерным для замкнутых мелководных бассейнов. С вулканогенно-осадочными углеродисто-кремнисто-карбонатными отложениями связаны стратиформные месторождения колчеданного класса. Их формирование происходило в палеофациальных условиях замкнутых мелководных бассейнов с режимом сероводородного заражения в придонной части. Источники рудогенных элементов и серы связаны с гидротермами подкорового заложения, поступающими в бассейн по зонам глубоких разломов (тип Оутокумпу) и с мантийным базальтовым вулканизмом (тип Пахтавуома).

5. Свекофенский тектоно-магматический цикл ($2100 \pm 100 - 1600 \pm 50$ млн. лет) отвечает режиму эпикратонной геосинклинали, заложенной на сиалической коре, прошедшей цикл развития зеленокаменных поясов. Колчеданные месторождения по составу руд и условиям образования разделяются на две группы: медно-цинковоколчеданные (Ладожско-Ботнический подвижный пояс) и медно-свинцово-цинковоколчеданные (Южно-Свекофенский пояс).

Ладожско-Ботнический пояс по палеотектоническому положению наиболее близок молодым островным дугам с преобладающим андезитовым вулканизмом. Структурно-формационный комплекс его представлен андезит-дацит-риолитовой, базальт-андезибазальтовой и терригенной филлитовой формациями. Медно-цинковоколчеданные месторождения относятся к вулканогенно-осадочному, отчасти комбинированному классу и образовались в прижерловой зоне палео-

вулканических построек. Рудоотложение происходило в депрессиях шельфовой части бассейна в восстановительных условиях из высококонцентрированных растворов, поступающих по зонам разломов из вулканических очагов.

Южно-Свекофинский подвижный пояс по палеотектоническим и палеогеографическим условиям может соответствовать окраинному морю умеренной глубинности с цепями островных и подводных вулканов, с широко развитым кислым вулканизмом и терригенным осадконакоплением. Структурно-формационный комплекс состоит из натровой дацит-риолитовой, калиевой трахидацит-трахириолитовой, андезит-базальтовой, флишоидной граувакко-сланцевой и граувакко-конгломератовой вулканических и терригенных формаций. Месторождения типа Ориярви, Фалун, Оммёберг, связанные с натровой дацит-риолитовой и калиевой трахидацит-трахириолитовой формациями и тесно ассоциирующие с марганецсодержащими железистыми кварцитами, относятся к первично вулканогенно-осадочному типу и образовались в зоне отдаленных, или переходных к прижерловым, фаций в условиях достаточно динамической водной среды с меняющимися окислительно-восстановительными условиями и режима серы и кислорода.

6. Устанавливается общая закономерность, заключающаяся в прогрессирующем усложнении состава руд по мере их омоложения от архея к протерозою. При этом определяющими факторами, обусловившими их первичный состав являются: а) петрологические особенности и металлогеническая специализация осадочно-вулканогенных формаций и б) палеофациальные, физико-химические условия и механизм рудогенерации.

7. Метаморфизм колчеданных месторождений Балтийского щита осуществлялся в широком диапазоне термодинамических условий регионального метаморфизма, изменяющихся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации преимущественно андалузит-сиплиманитового глубинного типа, сопровождающейся гранитизацией. Этими процессами обусловлена интенсивная метаморфическая регенерация месторождений, заключающаяся в следующем:

– перекристаллизации колчеданных руд с образованием метаморфических структур и текстур;

– пирротинизации серноколчеданных руд, достигающей максимума в условиях амфиболитовой, гранулитовой фации регионального метаморфизма и гранитизации, сопровождающейся метасоматическими преобразованиями рудовмещающих комплексов;

– перераспределения сульфидов, меди, цинка, свинца и формировании метаморфической зональности месторождений при метаморфической дифференциации сложных по составу колчеданных руд;

– участия выносимой при пирротинизации серы в образовании зон сульфидной вкрапленности и метаморфогенно-гидротермальных медно-никелевых и полиметаллических руд;

– развитию биметасоматических процессов в зонах колчеданных месторождений при реакционно-обменном взаимодействии в системе

руда-порода. Важнейшими из них являются кальциевый и железо-магнезиальный метасоматоз, характерными продуктами которого являются регрессивные метасоматиты и скарноиды по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, железо-магнезиальные скарны по магнезиальным карбонатным породам (тип Фалун) и ультрабазитам (тип Оутокумпу), кордиерит-антофиллитовые метасоматиты, возникшие при реакционно-обменном взаимодействии ультрабазитов и базитов с кремнекислыми породами.

ЛИТЕРАТУРА

- А р н о л ь д Р. Равновесные отношения между пирротином и пиритом при температуре 325-743 °С. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3. М., "Мир", 1966, с. 132-159.
- А р у т ь я н Л.А., П е т р е н к о Г.В., П р е д о в с к и й А.А., М а к а р о в В.Н. Экспериментальное исследование принципиальной возможности и условий мобилизации силикатного никеля в метаморфическом гидротермальном рудогенезе. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, "Наука", 1979, с. 149-154.
- Б а л а б о н и н Н.Л. О стратиформном характере колчеданного оруденения в метаморфических породах северо-запада Кольского полуострова. - В кн.: Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981, с. 73-85.
- Б а л а б о н и н Н.Л. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова). Апатиты, 1984, 157 с.
- Б а р а г а р В.Р.А., М а к - Г л и н и Дж.К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., "Наука", 1977, с. 153-177.
- Б а р н с Х., Ч а м а н с к и Г. Растворимость и перенос рудных минералов. - В кн.: Геохимия гидротермальных месторождений. М., "Мир", 1970, с. 286-325.
- Б а р т о н П.Б. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. - В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 1. М., ИЛ, 1960, с. 45-75.
- Б е л е в ц е в Я.Н. Геологические и физико-химические условия метаморфического рудообразования. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М., "Наука", 1977, с. 5-23.
- Б е л е в ц е в Я.Н. Современное состояние теории метаморфогенного рудообразования и ее проблемы. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., "Наука", 1981, с. 5-18.
- Б е л е в ц е в Я.Н., М е л ь н и к Ю.П. Аккумуляционно-биогеохимическая модель докембрийских железорудных формаций. - В кн.: Минеральные месторождения. М., "Наука", 1976, с. 67-89.
- Б е л о м о р с к и й комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова: (геология и пегматитоносность) / К.А. Шуркин, Н.В. Горлов, М.Е. Салье и др., Л., "Наука", 1962, 306 с.
- Б е л о у с о в В.В. Эндогенные режимы и общие закономерности развития материков. - В кн.: Тектоносфера Земли. М., "Наука", 1978, с. 79-108.
- Б е л ь к о в И.В., З а г о р о д н ы й В.Г., П р е д о в с к и й А.А., К о з л о в М.Г., Р о г о з и н а А.Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1971, с. 141-150.

Бельков И.В., Батиева И.Д. Эволюция кислого магматизма в докембрии Балтийского щита в связи с эволюцией земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., "Наука", 1977, с. 79-84.

Бельков И.В., Батиева И.Д., Ветрич В.Р. Древнейшая кора Балтийского щита: состав, возраст, генетические особенности. Материалы 27-го МКГ. Тезисы. Т. 2, М., 1984, с. 255.

Беляев К.Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука", 1971, с. 218-225.

Берк К., Дьюи Дж.Ф., Кидд У.С.Ф. Господство горизонтальных движений островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 123-142.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М., Изд. АН СССР, 1955, с. 125-278.

Бибикова Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология Беломорского блока. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972, с. 419-428.

Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макаров В.А. Архейский возраст железорудных формаций Карелии. - В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., "Наука", 1977, с. 25-33.

Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П., Полуэктов В.Н., Соколов Ю.М., Титов Ю.М. Металлогения докембрия и металлогенетические эпохи. - В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., "Наука", 1978, с. 3-29.

Бинс Р.А., Ганторп Дж., Гровс Д.И. Особенности метаморфизма и развитие зеленокаменных поясов в Восточно-Йилгарнском блоке, Западная Австралия. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 309-322.

Бишоф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974, с. 157-193.

Богачев А.И., Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И. О происхождении эпигенетических руд некоторых сульфидных медно-никелевых месторождений. - В кн.: Вулканические и гипербазитовые комплексы Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1968, с. 285-289.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом. - В кн.: Метаморфические пояса СССР, Л., "Наука", 1971, с. 24-33.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С., Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Основные черты палеотектоники и вулканизма докембрия. - В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука", 1974, с. 205-212.

Богданов Ю.Б., Негруца В.З., Воинов А.С., Казак А.П. Глубокометаморфизованные конгломераты Восточной Карелии. - Литолог. и полез. ископ., 1968, № 2, с. 99-111.

Богданова М.Н., Ефимов М.М. Особенности метаморфизма супракrustальных образований Кандалакшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, 1976, с. 56-74.

Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., "Недра", 1977. 154 с.

Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974, с. 76-95.

Булин Н.К. Земная кора и верхняя мантия между Финским заливом и Онежским озером. - В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., "Наука", 1975, с. 152-162.

Великостлавинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., "Наука", 1972, 189 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., "Недра", 1979, 327 с.

Виноградов А.П., Тарасова Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. - Геохимия, 1959, №7, с. 571-607.

Виноградов Л.А., Балабонин Н.Л. Рудопроявления в породах гранулитовой серии западной части Кольского полуострова. - В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их метаталлология. Апатиты, 1975, с. 186-200.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М., "Мир", 1981, 575 с.

Воинов А.С., Богданов Ю.Б. Метаморфическая зональность Шуезерского района. - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Л., "Наука", 1968, с. 90-103.

Володичев О.И. Ранний метаморфизм беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья. - Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972, 25 с.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., "Наука", 1975, 170 с.

Володичев О.И. Метаморфизм пород Западного Беломорья. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., "Наука", 1976, с. 282-286.

Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск, "Наука", 1979, 166 с.

Вревский А.Б. Коматииты из раннедокембрийского пояса Полмос-Порос (Кольский полуостров). - Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1216-1219.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование/ Под ред. С.И. Набоко. Л., "Недра", 1974, 262 с.

Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии/ С.И. Рыбаков, А.И. Светова, В.С. Куликов и др., Л., "Наука", 1981, 152 с.

Вулканисты раннего докембрия Кольского полуострова/ Под ред. В.Г. Загородного, А.А. Предовского, П.К. Скуфина, Л., "Наука", 1980, 160 с.

Вулканические постройки протерозоя Карелии/ Под ред. А.А. Соколова. Л., "Наука", 1978, 168 с.

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения/ Под ред. Г.Ф. Яковлева. Изд. МГУ, 1978, 278 с.

Вайюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959, 295 с.

Гавелин С. Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шеллефте, Северная Швеция. - В кн.: Рудные регионы реногенные месторождения. М., ИЛ, 1957, с. 174-188.

Ганеев И.Г., Ганшина Л.Д., Тугаринов И.А. Физико-химические условия образования свинцово-цинковой минерализации метаморфогенных месторождений. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 5, М., "Наука", 1979, с. 195-205.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М., "Мир", 1968. 368 с.

Гейер П. Докембрий Швеции. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967, с. 98-153.

Генкин А.Д., Логинов В.П., Органова Н.И. О взаимоотношении и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. - Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3, с. 3-24.

Геологические формации. Т. 1, 2. М., "Недра", 1982. 353. 397 с.

Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л., "Наука", 1980. 237 с.

Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/ С.Б. Лобач-Жученко, И.Н. Крылов, Н.А. Арестова и др., Л., "Наука", 1978. 262 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита/ Под ред. К.О. Кратца. Л., "Наука", 1972. 193 с.

Гильрова М.А. К геологии Большезерского района западной Карелии. - Вест. ЛГУ. Сер. геол. и географ., 1966, № 12, с. 30-39.

Гильрова М.А. Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., "Недра", 1972. 218 с.

Гильрова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л., "Недра", 1974. 223 с.

Гильрова М.А. Основные черты дорифейской тектоники Балтийского и других щитов. - В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., "Наука", 1980, с. 44-56.

Глебова-Кульбах Г.О. Парандовское рудное поле в Карело-Финской АССР. М., 1953. 190 с.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973. 127 с.

Глебовицкий В.А. Свекофенский метаморфический пояс. - В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л., "Наука", 1975, с. 24-42.

Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., "Наука", 1976, с. 105-119.

Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., "Наука", 1970. с. 275-288.

Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса СССР, Л., "Наука", 1971, с. 5-23.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Кислотное выщелачивание и железо-магнезиальный метасоматоз в метаморфических комплексах Балтийского щита. - В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л., "Наука", 1979, с. 175-230.

Глубинное строение земной коры восточной части Балтийского щита/ М.Я. Цирюльников, Э.К. Чечель, Л.Е. Шустова и др. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с. 178-184.

Годлевский М.Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов. - В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., "Наука", 1975, с. 43-57.

Годлевский М.Н., Баташев Е.В. Метаморфизм и метаморфогенное сульфидно-никелевое оруденение в гипербазитах Хаутаваарской зоны (Карелия). - Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1976, ч. СУ, вып. 2, с. 184-193.

Голованова Л.С. Особенности строения слюдоносных толщ Северной Карелии и закономерности локализации пегматитов. - Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук, М., 1979, 20 с.

Голубев А.И., Робонен В.И., Рыбаков С.И. и др. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., "Наука", 1974, с. 109-117.

Горбачев Р. Докембрий западной части Балтийского щита. - В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., "Наука", 1980, с. 206-222.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги, М., "Недра", 1968. 352 с.

Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом, М., "Недра", 1965. 300 с.

Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., "Наука", 1967. 111 с.

Горохов И.М., Герлинг Э.К. Геологическое положение и Rb - Sr возраста пород восточной части Балтийского щита. - В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии, М., "Наука", 1974, с. 353-411.

Горошко А.Ф., Кайряк А.И. Рудная минерализация в структуре зеленокаменного комплекса Юго-Восточной Карелии. - В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов, М., "Наука", 1982, с. 157-165.

Горощенко Г.Л. Некоторые особенности минералогии пород Кольского полуострова в связи с их происхождением. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, Вып. 3, М., "Наука", 1971, с. 56-79.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б. О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии. - В кн.: Литология и геохимия раннего докембрия, Апатиты, 1977, с. 5-13.

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Л., Инина К.А. Костомукшское железорудное месторождение, Петрозаводск, "Карелия", 1981, 185 с.

Гриненко Л.Н., Воинков 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. 52-61.

Грип Э. Свинцово-цинковые месторождения Северной Швеции. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка, М., ИЛ, 1953, с. 558-571.

Грип Е. Минеральные месторождения Европы (Швеция). М., "Мир", 1982, с. 156-329.

Гудвин А.М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной коры. - В кн.: Ранняя история Земли, М., "Мир", 1980, с. 87-107.

Демидов Н.Ф., Соколов В.А. К вопросу о соотношении "ятулийских" и "ладожских" образований в районе северного берега оз. Малое Янисъярви. - Изв. Карел. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 3, с. 12-22.

Демидов Н.Ф., Соколов В.А. Еще раз о соотношении ятулийских и ладожских образований Северного Приладожья. - Тр. Карел. фил. АН СССР, вып. 25, Петрозаводск, 1960, с. 112-118.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., „Недра“, 1969, 344 с.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., „Наука“, 1970, 432 с.

Домарев В.С. Некоторые особенности металлогении докембрия. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., „Наука“, 1970, с. 238-257.

Домарев В.С. Ряды месторождений осадочных рудных формаций по степени метаморфизма. - В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 238-257.

Дроздова Т.В. Органическое вещество как показатель некоторых геохимических процессов в осадочных отложениях. - В кн.: I Международный геохимический конгресс, т. IV: Осадочные процессы. Кн. 2. М., 1973, с. 118-124.

Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., „Наука“, 1967, 83 с.

Еремин Н.И. Типизация фанерозойских колчеданных месторождений. - Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1176-1179.

Еремин Н.И. Некоторые физико-химические параметры колчеданного рудообразования. - В кн.: Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, „Наука“, 1984, с. 49-60.

Жабин А.Г. Гетерогенное колчеданное месторождение Кизил-Дере (Кавказ) и некоторые наблюдения на колчеданных месторождениях Урала. Свердловск, 1979, с. 19-29.

Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., „Недра“, 1968, с. 220-302.

Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование/ Под ред. Д.С. Коржинского, В.А. Рудника и др. М., „Наука“, 1980, 196 с.

Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. - Тр. Геол. ин-та, М., 1936, вып. 5.

Заварицкий А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд. АН СССР, 1950, с. 7-18.

Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1978, с. 3-12.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972, 129 с.

Зеленов К.К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд. АН СССР, 1961, с. 123-134.

Земная кора восточной части Балтийского щита/ К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский и др., Л., „Наука“, 1978, 228 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1983, 303 с.

Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд. АН СССР, 1961, с. 53-68.

Иванов С.Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. - Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1950, вып. 2, с. 113-126.

Иванов С.Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. - Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 1, с. 177-180.

Инина К.А. Стратиграфия и литология ладожской серии Янисъярвинского синклинория: (Северное Приладожье). - В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, "Карелия", 1975, с. 68-90.

Кадзивара И. Некоторые органические условия формирования руд Куроко. - В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., "Мир", 1973, с. 169-172.

Калафати Л.В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения Беломорской толщи. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2, 1960, с. 38-57.

Кайряк А.И., Богачев А.И., Болгурцев Н.Н. и др. Никеленосность юго-восточной части Балтийского щита. - В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М., 1981, с. 51-66.

Каляев Г.И. Ранний докембрий и тектоника плит. - В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 169-178.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР. - Сов. геология, 1977, № 12, с. 145-149.

Кимберли М.М., Димрот Э. Распределение осадочных углерода, серы, урана и железа как свидетельство архейской и более поздней атмосферы и гидросферы. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 575-582.

Классификация и номенклатура магматических горных пород/ Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшакова. М., "Недра", 1981. 160 с.

Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск, "Наука", 1974. 103 с.

Колчеданные месторождения мира/ Под ред. В.И. Смирнова. М., "Недра", 1979. 284 с.

Колчеданные месторождения СССР. М., "Наука", 1983. 222 с.

Колчеданные месторождения зарубежных стран М., "Наука", 1984. 215 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. АН СССР, 1955, с. 335-456.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М., "Наука", 1979. 263 с.

Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и окислительно-восстановительных потенциалов. - В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 73-121.

Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита, Памира и Тувы и общие вопросы геологии и петрологии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5, с. 175-188.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16. 205 с.

Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции. - В кн.: Проблемы тектонического раннего докембрия. Л., "Наука", 1980, с. 139-146.

Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., „Мир“, 1974, с. 96–140.

Крёнер А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии. — В кн.: Геология докембрия. Доклады на 27-м МГК. Секция С.05, т. 5, М., „Наука“, 1984, с. 106–119.

Кривцов А.И. О метаморфизме Южно-Уральских колчеданных месторождений. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 3, с. 685–688.

Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданобразование. М., „Недра“, 1979, 168 с.

Кривцов А.И., Гераков А.Н. О рудоотложении на границах сред с различной проницаемостью. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 1, с. 204–206.

Кривцов А.И., Степанов В.К. Минеральные фазы титано-носущих аксессуаров — индикаторы условий формирования метасоматитов колчеданных месторождений. — В кн.: Метасоматизм и рудоотложение. Тез. докл. на IУ Всесоюз. конф. Л., 1976, с. 101–102.

Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. Петрохимические особенности метавулканитов Центральной Карелии. — В кн.: Процессы глубинного петрогенезиса и минерации в докембрии СССР. Л., „Наука“, 1979, с. 26–51.

Крылов И.Н., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области. — Геология докембрия. Доклады на 27-м МГК, Секция С.05, т. 5, М., „Наука“, 1984, с. 100–106.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., „Наука“, 1964, 387 с.

Куликов В.С., Куликова В.В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита. — IУ палеовулканологический симпозиум. Тез. докл. Глобальные палеовулканол. реконстр. и тектоника, Хабаровск, 1979, с. 92–94.

Куликова В.В., Куликов В.С. Новые данные об архейских перидотитовых коматитах Восточной Карелии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 3, с. 693–697.

Куликов В.С., Рыбаков С.И., Берковский А.Н., Чекулаев В.П., Крестин Е.М., Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Геология и металлогения архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы. — 27-й МГК. Тезисы докл. I, II. Секция 04, 05, М., „Наука“, 1984, с. 337–338.

Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3, М., „Мир“, 1966, с. 9–70.

Куллеруд Г., Йодер Х. Стабильные отношения в системе Fe — S. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 3, М., „Мир“, 1966, с. 71–131.

Лазарев Ю.И. Балтийский щит. — В кн.: Древние платформы Евразии. Новосибирск, „Наука“, 1977, с. 9–164.

Лебедев Е.Б. Физический свойства магматических расплавов. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., „Наука“, 1975, с. 33–47.

Литвиненко И.В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1963, т. 46, вып. 2, с. 3–13.

Лобач - Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранито-зеленокаменных областей раннего докембрия. Л., "Наука", 1977, с. 46-58.

Лобач - Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972. 192 с.

Лобач - Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука", 1974. 206 с.

Магматические формации СССР/ В.П. Масайтис, В.В. Москалева, Н.А. Румянцева и др. Т. I, Л., "Недра", 1979. 319 с.

Магнуссон Н. Свинцово-цинковые месторождения Центральной Швеции. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М., ИЛ, 1953, с. 572-586.

Макаров В.Н., Зак С.И., Проскуряков В.В. Роль метаморфизма в образовании медно-никелевых руд. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование, М., "Наука", 1977, с. 262-270.

Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л., "Наука", 1973. 152 с.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Недра", 1965. 326 с.

Маракушев А.А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов. - Вест. АН СССР, 1972, № 6.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 321 с.

Маракушев А.А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., "Наука", 1975, с. 121-194.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М., "Наука", 1979. 262 с.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., "Наука", 1975, с. 18-34.

Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Термодинамические условия метаморфизма в различных структурно-фациальных зонах Тихоокеанского пояса. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., "Наука", 1976, с. 30-38.

Масайтис В.Л., Остроумова А.С., Розинов М.И., Румянцева Н.А. Главные типы базальтовых формаций. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974, с. 74-94.

Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев. "Наукова думка", 1973. 287 с.

Мельник Ю.П., Дроздовская А.А., Воробьева К.А. Физико-химический анализ условий выноса, миграции и отложения железа в современных вулканических областях. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 119-125.

Металлогения докембрия. II Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия. Иркутск, 1981. 380 с. (Тезисы докл.).

Металлогения восточной части Балтийского щита/Под ред. К.Д. Беляева, Л.В. Григорьевой, М.А. Корсаковой, В.З. Негруцы, В.Е. Попова, Ю.И. Рабиновича, Д.В. Рундквиста, А.А. Смылова. Л., "Недра", 1980. 247 с.

Минеральные месторождения Европы, Северо-Западная Европа/ Ред. С.Х.У. Боун, А. Кволхейма, и Х.У. Хэлслема, М., „Мир“, 1982, 583 с.

Мирская Д.Д. Структура супракrustальных комплексов Вороньинско-Кейвского района. – В кн.: Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита, Апатиты, 1978, с. 20–27.

Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И., Смирнова В.С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, т. 31. 112 с.

Михайлов Д.А. О роли диафореза в метаморфогенном рудообразовании. – В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., „Наука“, 1978, с. 111–121.

Московченко Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит–силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., „Наука“, 1971, с. 34–51.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит–силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., „Наука“, 1975. 139 с.

Муратов М.В. Блоки фундамента Балтийского щита и главные черты их формирования в раннем протерозое. – В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., „Наука“, 1980, с. 33–43.

Мюллер Г., Ирион Г., Фёрстер Ц. Современное образование и диагенез неорганических Mg–Ca карбонатов в озерных условиях. – В кн.: I Международный геохимический конгресс. Осадочные процессы. М., „Наука“, 1973, с. 496–516.

Набоко С.И. Металлоносность в кальдере Узон. – В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., „Недра“, 1974, с. 162–195.

Набоко С.И., Пийп Б.И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). – В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 53–68.

Нагайцев Ю.В., Лебедев В.И. О соотношении состава железно-магнезиальных минералов метаморфических пород. I. Гранат–кордиерит–биотитовые гнейсы ладожской формации. – Вест. ЛГУ, Сер. геол. и географ., 1968, № 12, вып. 2, с. 25–34.

Негрусца В.З. Характеристика стратотипического разреза сарилийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1971, т. 175, с. 133–152.

Негрусца В.З., Негрусца Т.Ф. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов в связи с их золотоносностью. – Литолог. и полез. ископ., 1965, № 6, с. 3–19.

Негрусца Т.Ф., Негрусца В.З. Особенности строения раннекарельских вулканотектонических структур. – В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976, с. 31–38.

Негрусца В.З., Загородный В.П., Стенарь М.М., Козлов М.М., Корсакова М.А., Лазарев Ю.И., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Балтийского щита. – В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л., „Наука“, 1980, с. 5–17.

Никитина Л.П. Миграция металлов с активных вулканов в бассейне седиментации. М., „Наука“, 1978. 80 с.

Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/ Г.М. Власов, О.Г. Борисов, Е.Д. Петраченко, М.И. Попкова. М., „Наука“, 1978. 204 с.

Павлов А.Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений. – В кн.: Физическое и физи-

ко-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, „Наука“, 1973, с. 81-105.

Павловский Е.В. Эволюция вулканизма и тектонического режима раннего докембрия: (историко-геологический аспект проблемы). – В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М., „Наука“, 1982, с. 11-26.

Пекки А.С., Кулмала Т.К. О кислых вулканогенных породах района оз.Шуэзеро (Центральная Карелия). – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., „Недра“, 1971, с. 226-273.

Перевозчикова В.А. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита. – В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология восточной части Балтийского щита. Л., „Наука“, 1971, с. 129-143.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., „Наука“, 1970. 391 с.

Петрова М.А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. – Тр. геол.-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, 1958, №22.

Пилава Н. О сульфидных месторождениях Центральной Швеции. – Геол. рудн. месторожд., 1963, №1, с. 105-108.

Пискунев Б.Н. Вулканизм большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск, „Наука“, 1975. 185 с.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – Тр. ХУП сессии МГК, 1939, т. 2, с. 25-58.

Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., „Недра“, 1979. 295 с.

Попов М.Г. Магматические формации района Хюрсюля-Кивач. – Тр. Ин-та геологии Кар. ФАН СССР, 1968, вып. 1, с. 60-73.

Попов М.Г., Сухолетова Г.Н., Морозов С.А. Геология Каменноозерского района. – В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 76-94.

Поротова Г.А., Былинский Р.В., Сокол Р.С. Региональные аномалии магнитного поля Карелии и связь ее со строением земной коры. – Геофиз. сб., 1976, вып. 73, с. 61-63.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия: (на примере Северного Приладожья). Л., „Наука“, 1967. 140 с.

Предовский А.А., Жангуров А.А., Ильин Ю.И., Ахмедов А.М. Новые данные о закономерностях размещения и условиях формирования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. – В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968, с. 61-68.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Петрозаводск, 1972. 185 с.

Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона / Под ред. В.А. Соколова, А.И. Богачева, М.М. Стенаря. Петрозаводск, 1976, 72 с.

Пшеничный Г.Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М., „Наука“, 1984. 206 с.

Робонен В.И., Рыбаков С.И. Особенности колчеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии. – Геол. рудн. месторождений, 1975, №1, с. 23-31.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутаваарской зоны (Южная Карелия). – В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 21-41.

Робонен В.И., Рыбаков С.И., Светова А.И. Палеовулканические реконструкции нижнепротерозойских вулканических структур в Карелии. – Сов. геол., 1975, № 8, с. 135–140.

Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. О базальных образованиях карельского комплекса (нижнего протерозоя). – В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 120–147.

Рыбаков С.И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизма. – Геол. рудн. месторожд., 1967, № 4, с. 87–92.

Рыбаков С.И. Генетические особенности сульфидного оруднения нижнепротерозойских толщ Южной Карелии. – Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1969. 28 с.

Рыбаков С.И. Пирротиновая минерализация серноколчеданных месторождений Южной Карелии. – Тр. Кар. ФАН СССР, 1971, вып. 7, с. 126–133.

Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 136 с.

Рыбаков С.И., Свириденко Л.П., Светова А.И. Протогеосинклинальные образования Центральной и Южной Карелии в связи с проблемой зеленокаменных поясов. – В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 6–23.

Рыбаков С.И., Светова А.И. Базальт-коматитовый вулканизм Паласельгинской структуры: (Центральная Карелия). – В оперативных информационных материалах Института геологии: Геология и петрография. Петрозаводск, 1982, с. 25–28.

Рудник В.А., Жданов В.В., Дядькина И.Я., Беляев Г.М. Проблемы рудообразования в связи с магнезиально-железо-кальциевым метасоматозом. – В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. Л., „Наука“, 1980, с. 5–12.

Руденко В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). – Вест. ЛГУ. Сер. геол. и географ., 1968, № 6, вып. 1, с. 56–68.

Ручкин Г.В. Модель регионального метаморфизма докембрийских колчеданных месторождений. – Геол. руд. месторожд., 1981, № 5, с. 19–32.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Сергеева Н.Е. Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах. – Геол. руд. месторожд., 1972, № 5, с. 56–66.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Ретошкин И.Д., Сергеева Н.Е. Пирротины колчеданных месторождений Карелии. – В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторожд. М., „Наука“, 1973, с. 61–67.

Салоп Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., „Недра“, 1971, с. 6–87.

Светов А.П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л., „Наука“, 1972. 120 с.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., „Наука“, 1979. 208 с.

Светов А.П., Голубев А.И. Вопросы металлогенического анализа и районирования вулканических комплексов среднего и верхнего протерозоя Карелии. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 4–18.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., „Наука“, 1974. 155 с.

- Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л., „Наука“, 1980, 216 с.
- Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. Л., „Наука“, 1976, 137 с.
- Серноколчеданные месторождения Карелии/ В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин и др. Л., „Наука“, 1978, 192 с.
- Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., „Наука“, 1975, 115 с.
- 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., „Наука“, 1971, с. 52–60.
- Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., „Недра“, 1966, 291 с.
- Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. – *Тр. Ин-та геол. Кар. ФАН СССР*, 1973, вып. 14, 104 с.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. – В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., „Недра“, 1968, с. 586–646.
- Смирнов В.И. Геолого-исторические проблемы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. – *Геол. руд. месторожд.*, 1975, № 4, с. 10–17.
- Смирнов В.И. Варианты доорогенной металлогении. – *Геол. руд. месторожд.*, 1977, № 1.
- Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории. – В кн.: *Геология докембрия. Доклады на 27-м МГК, секция С. 12*, т. 12. М., „Наука“, 1984, с. 3–10.
- Соболев В.С. Происхождение магм. – В кн.: *Тектоносфера Земли*. М., „Наука“, 1978, с. 433–446.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, 1970, 366 с.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Светов А.П., Хейсканен К.И. Фации ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. – В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Л., 1971, вып. 3, с. 177–191.
- Соколов В.А., Стенарь М.М. Принципы расчленения и корреляции докембрия юго-восточной части Балтийского щита. – В кн.: *Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных поясах*. Л., „Недра“, 1980, с. 140–173.
- Стенарь М.М. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия). – В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. Вып. 1. Петрозаводск, 1966, с. 250–252.
- Стенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). – В кн.: *Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды*. Петрозаводск, 1969, с. 38–48.
- Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии: (Беломориды Западного Беломорья). – *Геотектоника*, 1972, № 5, с. 42–52.
- Стенарь М.М. Периоды деформаций беломорского комплекса. – В кн.: *Этапы тектонического развития докембрия Карелии*. Л., „Наука“, 1973, с. 9–18.

Стенарь М.М., Соколов В.А., Богачев А.И. Докембрий Карелии. - В кн.: Корреляция докембрия. М., "Наука", 1977, т. 1, с. 171-198.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в составе Земли. М., "Недра", 1963. 535 с.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным/ М.И. Голод, А.С. Гришин, Н.Т. Кищенко и др. Л., "Наука", 1983. 179 с.

Строение континентальной земной коры на территории СССР по геофизическим данным/ Л.В. Булина, Н.К. Булин, Г.И. Мартынова и др., Л., 1974. 112 с.

Судовиков Н.Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. - В кн.: Северная экскурсия. Карельская АССР. М.; Л., 1937, с. 15-25.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладжской формации. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4. 199 с.

Судовиков Н.Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы „основного фронта“. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 29-50.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., "Наука", 1970. 227 с.

Сулова С.Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове. - Труды регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1971, с. 232-237.

Сыстра Ю.И. О складчатых структурах района Пиземское озеро-Каменные озера: (Западное Беломорье). - Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1155-1158.

Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья Л., "Наука", 1978. 167 с.

Тарни Дж. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 407-420.

Твалчрелидзе А.Г. Геохимия гидротермально-осадочного сульфидного рудообразования. - Геол. руд. месторожд., 1981, № 2, с. 3-16.

Тектоника восточной части Балтийского щита/ Под ред. В.А. Перевозчиковой. Л., "Недра", 1974. 288 с.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. - В кн.: Петрография СССР. Сер. 1. М., 1935, вып. 5. 256 с.

Ткаченко Р.И., Зотов А.В. Ультракислые термы вулканического происхождения как рудоносные растворы. - В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 86-90.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. - Геохимия, 1970, № 3, с. 303-308.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. О геохронологии беломорской формации. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1974, с. 218-220.

Тулмин П., Бартон П.Б. Термодинамическое исследование пирита и пирротина. - В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., "Мир", 1968, с. 182-229.

Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. Л., "Наука", 1978, 120 с.

Уиндли Б.Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 115-122.

Федоровский В.С. Гранитно-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса - единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области. - В кн.: Геология докембрия. Доклады на 27-м МГК. Секция С 05, т. 5, М., "Наука", 1984, с.125-133.

Федкова Т.А. О некоторых признаках первичноосадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. - В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.; Л., 1966, с. 96-107.

Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. - В кн.: Генезис рудных месторождений. М., "Мир", 1984, с. 39-252.

Хазов Р.А., Ивашенко В.И. Генезис скарново-шеелитового оруденения Карелии. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., "Наука", 1981, с. 216-224.

Хайн В.Е. Балтийский щит: Краткий очерк структуры и истории его формирования. - В кн.: Жизнь Земли. М., изд-во МГУ, 1973, вып. 9, с. 40-61.

Хайн В.Е. Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 6, с. 11-26.

Хардер Х. Роль магна в образовании минералов группы смектита. - В кн.: 1 Международный геохимический конгресс. Т. 1У: Осадочные процессы. М., 1973, с. 238-347.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., "Недра", 1966, 359 с.

Хворова И.В. Кремнеаккумуляция в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., "Наука", 1968, с. 9-136.

Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь. Л., "Наука", 1980, 165 с.

Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л., "Наука", 1977, 216 с.

Хельгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., "Мир", 1967, 183 с.

Херасков Н.П. Геологические формации: (опыт определения). - Избр. труды. Тектоника и формации, М., "Наука", 1967, 404 с.

Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 34-44.

Цамбел Б., Яркоцкий И. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов. - В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., "Мир", 1971, с. 248-257.

Цирюльников М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968, с. 78-89.

Чебаненко И.Н. Теоретические аспекты тектонической активности земной коры. Киев, 1977, 82 с.

Чернов В.М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., "Недра", 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.

Шабьнин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М., "Наука", 1973. 214 с.

Шадулун Т.Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. - В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 117-147.

Шадулун Т.Н. О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2, с. 93-104.

Шатский Н.С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3-23.

Шидловски М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 523-534.

Ширай Е.П. Условия становления и петрохимические особенности вулканогенных формаций в провинциях разного типа. - В кн.: Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., "Недра", 1977, с. 10-45.

Ширай Е.П. Вулканогенные формации с медноколчеданным оруденением в истории развития земной коры. - Докл. АН СССР, 1978, т. 240.

Шоу Д.М. Доархейская, протоархейская и более поздние эры. - В кн.: Ранняя история Земли. М., "Мир", 1980, с. 40-62.

Шуркин К.А. Главные черты геологического строения восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука", 1968, с. 53-59.

Шуркин К.А., Горлов В.И., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова: (Геология и пегматитоносность). - Тр. ЛАГЕД АН СССР, Л., 1962, вып. 14. 306 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.

Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геол., 1966, № 5.

Щербань И.П. Термодинамический анализ метаморфогенного минералообразования в условиях низких температур и давлений. - В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., "Наука", 1981, с. 137-150.

Эз В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. - В кн.: Геология докембрия. МК, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Л., "Наука", 1968, с. 74-81.

Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. - В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., "Мир", 1974, с. 7-25.

Эскола П. Докембрий Финляндии. - В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967, с. 154-262.

Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов/ К.О. Кратц, В.Я. Хильтова, А.Б. Вревский и др. Л.: "Наука", 1981. 163 с.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии/ Ред. В.А. Соколов. Л., "Наука", 1973. 174 с.

Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд: (на примере Аллареченского района). Л., „Наука“, 1971. 330 с.

Ярош П.Я. Диagenез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., „Недра“, 1973. 239 с.

Aarnisalo J. Fracture patterns of Finnish Lapland. - In: Fault tectonics of the Baltic Shield. Helsinki, 1977, p. 7-34.

Anhaeusser G.R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, A, 273, p. 359-388.

Arndt N.T. Mineralogical and chemical variation in two thick, layered komatiitic lava flows. - Carnegie Inst. Wag. Yearbook, Fb., 1977, p. 494-502.

Baragar W.R.A. Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. - Can. Journ. Sci., 1968, vol. 5, p. 773-790.

Belyaev K., Proskuryakov V., Korsakova M. e.a. The Tectonic pattern of the eastern part of the Baltic Shield. - Fault tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. Helsinki, 1977, p. 35-48.

Berge J.W. A re-examination of magnesium and massive sulphide ores. - Geol. Foren. Stokh. Forh., 1978, vol. 100, p. 155-170.

Borchert H. Kritisch Bemerkungen zu zwei Arbeiten über Outokumpu, Finland. - Zeitschrift Erzberg. und Metall., 1954, Bd 7 (2), S. 82-84.

Disler J. Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, N 161. 155 S.

Edelman N. Stratigraphy and Metamorphism in the Kristenbergs area Northern Sweden. - SGU, 1967. Ser. C, N. 622. 45 p.

Eklund J. Skelleftefältets geologi. - GFF, 1923, vol. 45, p. 219-223.

Eskola P. On the petrology of the Orijärvi region in South-western Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1914, N 40. 279 p.

Eskola P. On the relation between chemical and mineralogical composition in the Orijärvi region. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1915, N 44. 145 p.

Eskola P. On the petrology of eastern Fennoscandia. - Fennia, 1925, vol. 45, N 19, p. 1-93.

Eskola P. Orijärvi Re-Interpreted. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1950, N 150, p. 93-102.

Frietsch R. Brief outline of the metallic mineral resources of Sweden. - GFF, 1975, Ser. C., N 718. 64 p.

Frietsch R. A model for the formation of the non-Apatitik iron ores, Manganese ores and sulphide ores of Central Sweden. - SGU, 1982, Ser. C. N 795, Uppsala. 43 p.

Gaal G. Structural features of Pre-Cambrian, strata-bound sulfide-ores in Finland. - GFF, 1977, vol. 99, pt. 2, p. 118-126.

G a a l G., K o i s t i n e n T., M a t t i l a E.
Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outocumpu, North
Karelia, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1975, N 271, 68 p.

G a a l G., M i k k o l a A., S ö d e r h o l m C.
Evolution of the Archean crust in Finland. - Precamb. Re-
search., 1978, N 6, p. 199-215.

G a a l G. Proterozoic evolution and late Svecokarelian
plate deformation of the Central Baltic Shield. - Geol. Rundsch.,
1982, Bd 71, p. 158-170.

G a v e l i n S. Geology and ores of the Malonäs dist-
rikt Västerbotten, Sweden. Stockholm, 1939. 198 p.

G a v e l i n S. Sulphide mineralization in the Skellefte
district, northern Sweden and its relation to regional graniti-
zation. - Econ. Geol., 1955, vol. 50, p. 814-831.

G a v e l i n S. On the relations between kinetometamorph-
ism and metasomatism in Cranitization, - G.F.F., 1960,
Bd 8, p. 230-269.

G a v e l i n S., G a b r i e l s o n O. Spectro-
chemical investigation of sulphide minerals from the ores of
the ores of the Skellefte district. - SGU, 1947. Ser. C, N 491.

G a v e l i n S., G r i p E. Skellefte - och Arvid-
sjaurfältet. - GFF, 1946, Bd 68, p. 152-170.

G a v e l i n S., P a r w e l A., R y h a g e R.
Sulfur isotope fraction in sulphide mineralization. - Econ.
Geol., 1966, N 55, p. 510-530.

G a v e l i n S., L u n d s t r o m J., N o r s t r o m S.
Svecofennian stratigraphy on Utö, Stockholm
archipelago. - SGU, 1976, Ser. C, N 719.

G e i j e r P. On the association of magnesium and
sulphide ores in metasomatic mineralisation. - Arkiv for Mine-
ralogy och Geology, 1962, Bd 3, N 8, p. 153-164.

G e i j e r P. On the origin of the Faluntype of Sul-
phide mineralization. - GFF, 1964, Bd 86, N 5, p. 3-27.

G e i j e r P. Sulphidic „ball ores" the pebble dikes. -
SGU, 1971, Ser. C, N 662, 29 p.

G e i j e r P., M a g n u s s o n M.N. De Mellan-
svenska järnmalmernas geologi. - SGU, 1944. Ser. C., N 35,
657 p.

G l i k s o n A.Y. Geosynclinal evolution and geoche-
mical affinities of Early Precambrian Systems. - Tectonophys-
ics, 1970, vol. 9, N 5, p. 397-433.

G o r m a n B.E., P e a r c e T.H., B i r k e t t T.C.
On the structure of Archean greenstone belts. - Precamb.
research., 1978, vol. 6, N 1, p. 23-41.

G r e e n D.H. Archean greenstone belts may include
terrestrial equivalents of lunar maria. - Earth Planet. Sci.
Lett., 1972, N 15, p. 263-270.

G r i p E. Die Tectonik und Stratigraphie der zentra-
len und östlichen Teile des Skelleftefeldes. - Bull. Geol. Inst.
Upsala, 1941, vol. 30, p. 67-90.

G r i p E. Arvidsjaurfältet och dess förhållande till om-
givande berggrund. - SGU, 1946. Ser. C., N 474.

G r i p E., W i r s t a m Å. The Boliden Sulphide
Deposit a review of geo-investigation carried out during the
Lifetime of the Boliden Mine, Sweden (1924-1967). - SGU,
1970. Ser. C., N 651 a. 68 p.

G u l s o n B.L. Rb-Sr isotope data for the lapland gra-
nulites and old basement. - Abstract IX Nordiska Geologiske
Vintermde, København, 1970, p. 20.

H a c k m a n V. Studien über den Gesteins Aufbau
der Kittela-Lappmark. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1927, N 79.
105 S.

H a g e n R. The Bjdjovagge copper-cold deposits of
Western Finmark, Norway. - Geol. Rundsch., 1982, Bd 71,
p. 94-103.

H a l l b e r g J.A., W i l l i a m s D.A.C. Archean
mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Coldfie-
ldes region, Western Australia, Earth Planet. - Sci. Lett.,
1972, p. 191-200.

H a n s k i E. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics
of the Siivikkovaara area in the Archean Kuhmo greenstone
belt, Eastern Finland. - Bull. Geol. Finl., 1980, N 52, p. 67-
100.

H a n s k i E. Komatiittiset ja tholeiittiset vulkaniitit
Siivikkovaaran Aluella Kuhmon Arkeisella Vihreäkin ivyöhykke-
lä. - Reportt., 1979, N 15, 106 p.

H a n s k i E., T a i p a l e K., T u o k k o J.
Outcrop descriptions for the IGGP Nickelexcursion in the
southern part of the archean Kuhmo greenstone belt. - Kuh-
mo Geolog. Research. Project, 1980, Report N 34. 14 p.

H e g e m a n F. Die geochemische von kobalt und
nickel in Pyrit-Zeitschrift. - Angewes. Miner., 1943, Bd 4,
S. 122-239.

H e l f r i c h H. Stratigraphie, Tektonik, Petrochemie
und Montagegeologische Zeuge am Nordrand der Zentralen
„Norlandgeosynklinale“. - SGU, 1971. Ser. C., N 654. 195 S.

H e l l i n g w e r f R.H. Paragenetic Zoning and
Genesis of Cu-Zn-Fe-Pb-As Sulphide-Skarn Ores in a Pro-
terozoic Rift Basin, Cruvasen, Western Bergslagen, Sweden. -
Econ. Geol., 1984, vol. 79, p. 696-715.

H e l o v u o r i O. Geology of the Pyhäsalme ore
deposits, Finland. - Econ. geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1084-
1101.

H e n l e y R.W., T h o r n l e y P. Some geometri-
cal aspects of polymetallic massive sulphide formation. - Econ.
Geol., 1979, vol. 74, p. 1600-1612.

H e n r i q u e s A. Geology and ores of the Åmmeberg
district (Zinkgruvan), Sweden. - Arkiv for Mineralogy, 1966,
Bd 4, 246 p.

H i e t a n e n A. Archean geology of the Turku di-
strict in south-western Finland. - Bull. Geol. Soc. Amer.,
1947, vol. 58, p. 1011-1085.

- Heitonen A. On the faries series in various of metamorphism. - Journ. Geol., 1967, vol. 75, p. 187-214.
- Hiltunen A. The Precambrian geology and skarn iron ores of the Rautuvaara area northern Finland. - Bull. Comm. Geol., Finl., 1982, N 318. 133 p.
- Himmi R., Huhma M., Häkli T.A. Mineralogy and Metal distribution in the copper-tungsten deposit at Ylojärvi, Soutwest Finland. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1183-1197.
- Hjelmqvist S. Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens die sogenannte „Larsboserie“. Stockholm, 1938. 39 p.
- Hyvärinen I., Kinnunen K., Mäkelä M. The geochemistry isotopes and origin of the Hammaslahti copper ore deposit Finland. - Bull. Comm. Finl., 1977, N 293. 23 p.
- Högbom A.G. Precambrian geology of Sweden. - Bull. Geol. Inst., Uppsala, 1920, N 10, p. 1-80.
- Högbom A. Skelleftefältet. - SGU, 1935, N 389.
- Hübner H. Die Geology der Sulfiderzlagerstätte Kalvbacken, Mittelschweden. - SGU, 1966. Ser. C., N 615. 85 S.
- Huhma A. New aspects to the geology of the Outokumpu region. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1976, N 48, p. 5-24.
- Huhma A., Huhma M. Contribution to the geology and geochemistry of the Outokumpu region. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1970, N 42, p. 57-88.
- Huhtala T. The Geology and zinc-copper deposits of the Pyhäsalmi-Pielovesi district, Finland. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1069-1083.
- Hummel D. On sveriges lagrade urberg. - SGU, 1875. Ser. C, N 15.
- Hutchinson R.W. Volcanogenic sulphide deposits and their metallogenic significance. - Econ. Geol., 1973, vol. 68, N 6, p. 1223-1246.
- Inkinen O. Copper, zinc and uranium occurrences at Pahtavuoma in the Kittilä greenstone complex, Northern Finland. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1153-1165.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Canad. Journ. Earth. Sci., 1971, vol. 8, p. 523-548.
- Isaksson J. Volcanic cycles and ore formation in the Boliden-Långsele-Långdal area. - GFF, 1982, vol. 104, p. 371.
- Jahn B.-M., Auray B., Blais S., Capdevila R., Cornichet J., Vidal F., Hamevrt J. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. - Journ. Petrol., 1980, vol. 21, p. 201-244.
- Jonsson R. The Renström ore body- a proximal volcano-sedimentary deposit located near a volcanic eruption center. - CFF, 1982, vol. 104, p. 373.
- Kahma A. The main metallogenic features of Finland. - Bull. Geol. Comm. Finl., 1973, N 265. 29 p.

K a h m a A. The main sulphide ore belt of Finland between Lake Ladoga and the Bothnian Bay. - Geol. Soc. Finl., Bull., 1978, vol. 50, p. 39-44.

K a j w a r a Y., K r o u s e H.R. Sulphur isotope partitioning in metallic sulphide systems. - Canadian Journ. Earth. Sei., 1971, N 8, p. 1397-1408.

K a u t s k y G. Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes Nordschweden. - SGU, 1957. Ser. C, N 543, 65 S.

K l e m m D.D. Synthesen und Analysen in den Deikdiagrammen $FeAsS-CoAsS-NiAsS$ und $FeS_2-CoS_2-NiS_2$ -Neues Jahr. - Mineral, 1966, Ab. 103, S. 205-255.

K o a r k H.J. Die Geologie der Falun Grube. - Zusammenfassung anlässlich des XXI Intern. geolog. Kongresses, 1960. Falun, 1960. 6 p.

K o a r k H.J. Zur Alterstellung und Entstehung der Sulfiderze von Types Falun. - Geol. Rundsch., 1962, Bd 52, S.123-146.

K o a r k H.J. Geologie von Schweden: Eine Kurzfassung. - Geol. Rundschau, 1970, Bd 59, p. 763-791.

K o r s m a n K. Progressive metamorphism of the metapelite in the Rantasalmi-Sulkava, area, South-eastern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1977, N 290. 82 p.

K o u v o O. Radioaktive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1958, N 182, 70 p.

K o u v o O., T i l t o n G.R. Mineral ages from the Finnish pre-Cambrian. - Journ. Geol., 1966, N 74, p. 421-442.

K r ö n e r A., A n h a e u s s e r C., V o j n o r V. Neue Ergebnisse Evolution der pre-kambrischen Kruste im südlichen Afrika. - Geol. Rundschau, 1973, Bd 62, S. 281-308.

K u l l e r u d G. The Fe-Ni-System. - Carnegie Inst. of Washington Year Book, 1963, N 62, p. 175-189.

K u l l e r u d G., Y o d e r H.S. Pyrite stability relations in the Fe-S system. - Econ. Geol., 1959, N 54, p. 533-572.

K u l l e r u d G., Y u n d R.A. The Ni-S system and related minerals. - Journ. Petrol., 1962, N 3, p. 126-175.

L a r s s o n W. Chemical analyses of Swedish rocks. - Bull. Geol. Inst., Uppsala, 1932, N 24, p. 47-196.

L a r g e R.R. Chemical evolution and zonation of massive sulphide deposits in volcanic terrains. - Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 4, p. 549.

L a t v a l a h t i U. Cu-Zn-Pb ores in the Aijala-Orijärvi area, Southwest Finland. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1035-1059.

L a v i k a i n e n S. Ilomantsi-80. - Neuvostoliiton tiedemiesten vieralumatka Ilomantsissa 29 päivänä elokuuto, 1980. 36 p.

L o k k a L. Neure chemische Analisen von finnischen Gesteinen. - Bull. Comm. Geol., Finl., 1934, N 105. 69 p.

L o k k a L. Chemical analyses of Finnish rocks. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1950, N 151. 83 p.

- L u n d e r g å r d h P.H. Petrology of the Uppsala region eastern Sweden. - SGU, 1956: Ser. C, N 544, 62 p.
- M a g n u s s o n N.H. A short comparison between the Evolution of the svekofennides in Finland and central Sweden. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1936, N 9, p. 179-183.
- M a g n u s s o n N.H. The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alterations. Part I-II, - SGU, 1970, N 643, vol. 2. 363 p.
- M a g n u s s o n N.H., T h o r s l u n d P., B r o t z e n F., A s k l u n d B., K u l l i n g O. Description to accompany the map of the pre-Quaternary rocks of Sweden. - SGU, 1960, Ser. B., N 16. 177 p.
- M a g n u s s o n N.H., L u n d q v i s t G., R e g n e l l G. Sveriges geologi. Stockholm, 1963. 698 p.
- M ä k e l ä K. Geochemistry and origin of Haveri and Kiipu, Proterozoic stratabound volcanogenic gold-copper and zink mineralization from southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1980, N 310. 79 p.
- M ä k e l ä M. A study of sulfur isotopes in the Outokumpu ore deposit. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1974, N 267. 45 p.
- M ä k e l ä M., T a m m e n m a a J. Lapin rikki-isotoppitutkimus vuosina 1974-1976. - Geol. tutkimuslaitos. Tutkimusraportti, 1978, N 24. 64 p.
- M ä k i n e n E. Över geologian inom Outokumpu området. - Medd. Geol. Foren i Helsingfors. 1919-1920, 1921. S. 10-17.
- M a r m o V., M i k k o l a A. On sulphides of the sulphide-bearing schists of Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1951, N 156. 55 p.
- M a r t t i l a E. Evolution of the Precambrian volcanic complex in the Kiuruvesi area, Finland. - Bull. Comm. Geol., Finl., 1976. N 283, 109 p.
- M e r i l ä i n e n K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, norther Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1976, N 281. 129 p.
- M i k k o l a E. Kivilajikarten selitys, lehdet B7-C7-D7, Muonio-Sodankyla-Tuntisajoki. - Suomen geologinen yleiskartta 1:400000, Finland Geol. Survey, 1941. 286 p.
- M i k k o l a T. Origin of ultrabasic on the Orijärvi region. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1955, N 168, p. 39-51.
- M i k k o l a T. Sediment groups, particularly flysch of the Precambrian in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1961, N-196, p. 51-65.
- M i k k o l a A.K., Väisänen S.E. Remobilization of sulphides in the Outokumpu and Vihanti ore deposits, Finland.- 24-th IGG, section 4, 1972, p. 488-497.
- M i k k o l a A.K., V u o r e l a P. Deep fractures: Sokli carbonatite. - Fault tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. Helsinki, 1977, p. 97-104.
- N a l d r e t t A.G., C a b r i l L. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel Sulphides and

Platinum-group element. - Econ. Geol., 1976, vol. 71, N 7, p. 1131-1158.

N a l d r e t t A.J., T u r n e r A.R. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulphide mineralisation at Yakabindie, western Australia. - Precamb. Research., 1977, N 5, p. 43-103.

N e s b i t t R.W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, western Australia. - Geol. Soc. Australia, 1971, Spec. Pub. 3, p. 331-350.

N i l s s o n C.A. Wall rock alteration at the Boliden deposit, Sweden. - Econ. Geol., 1968, 1968, vol. 63, p. 472-494.

N y k ä n e n O. Geological map of Finland 1:100000, schet 4232-4234, Tohmojarvi, explanation to the map of rocks, Otaniemi, 1968. 68 p.

N y k ä n e n O. Kallioperäkarten selites pre-Quaternary rocks, sheet 4241, Kiihtelysvaara. Geol. map. Finlande, 1971. Oen J.S., Helmers H., Vershure K.H. (Amsterdam) and Wiklander U. (Uppsala). Ore deposition in a Proterozoic incipient rift zone environment: a tentative model for the Filipstad-Grythyttau-Hjulsjö region, Bergslagen, Sweden. - Geol. Rundschau, 1982, vol. 71, S. 182-194.

O h l s s o n L.-G. Tuhgsten occurrences in central Sweden. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 5, p. 1012-1034.

O h m o t o H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. - Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 2, p. 551-578.

P a a k k o l a J. The volcanic complex and associated manganniferous iron formation of the Porkonen-Pahtavaara area in Finnish-Lapland. - Bull. Comm. Geol., 1971, N 247. 83 p.

P a a r m a P., T a l v i t i e I. Deep fractures-Sokli carbonatite. - In: Fault tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. Helsinki, 1977, p. 89-96.

P e l t o l a E. On the black schists in the Outokumpu region in the Eastern Finland. - Bull. Comm. Geol., 1960, N 192. 107 p.

P e l t o l a E. On the some geochemical features in the black schists of the Outokumpu area, Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1968, N 40, p. 39-50.

P e l t o l a E. Origin of Precambrian copper sulphides of the Outokumpu district, Finland. - Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 4, p. 478-485.

P e l t o l a E., K u p i a s P., V o u t i l a i n e n P. How a computer was used in evaluating the Vounos nickel deposit in Finland. - Wored Mining, 1971, vol. 24, N 11, p. 58-61.

R a m s a y W. Geologins grunder. Helsingfors, 1909.

R e h t i j ä r v i P., A i k a s O., M ä k e l ä M. A middle Precambrian uranium and apatite-bearing horizon-associated with the Vihanti zinc ore deposit, Western Finland. - Econ. Geol., 1979, vol. 75, N 5, p. 1102-1117.

R i c k a r d D. The origin of Skellefte fieldtype ores: An overview. - GFF, 1982, vol. 104, p. 370-371.

R i c k a r d D.T., Z w e i f e l H. Genesis of Precambrian sulphide ores, Skellefte district, Sweden. - Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 2, p. 255-274.

R i c k a r d D.T., Z w e i f e l H., D o n n e l l y T.H. Sulfur isotope systematics in the Åsen pyrite-barite deposits, Skellefte district, Sweden. - Econ. Geol., 1979, vol. 74, p. 1060-1068.

R i e t z (Du Rietz) T. Geology and ores of the Kristenberg deposit, Vesterbotten Sweden. - SGU, 1953. Ser. C., N 524, 90 p.

R i e t z (Du Rietz) D.T. Huvuddragen av Garpenbergstraktens bergbyggnad. - SGU, 1968. Ser. C., N 632, 22 p.

R o u h u n k i o s k i P. On the geology and geochemistry of the Vihanti zinc ore deposit, Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1968, N 236, 121 p.

R u t l a n d R.W. Tectonic evolution of the continental crust of Australia. In Implications of continental drift to the Earth Sciences. - Academic. Press. London, 1973, N 2, p. 1011-1033.

S a k k o M. Varhais-Karjalaisten metadiabasen redio-metrisiä zirkoni-ikiä. - Geologi, 1971, N 23, p. 117-119.

S a x e n (Saksela) M. Über die Petrologie der Otravaargebietes im östlichen Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1923, N 65, 63 S.

S a k s e l a M. Zur Genesis der Karalischen metasomatischen Kieserzlagertstätten. - GFF, 1934, vol. 56, p. 636-640.

S a k s e l a M. Die Entstehung der Outokumpu-Erze in Lichte der tektonische-metamorphen Stoffmobilisierung. - Neues Jahr. für Miner., 1957, Bd 9, S. 278-302.

S a v o l a h t i A. On the schists and associates intrusive rocks of the Vieremä-Kiuruvesi region. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1965, N 218, p. 1-83.

S e d e r h o l m J.J. Über eine archaische sedimentformation im südwestlichen Finlande. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1899, N 6.

S e d e r h o l m J.J. Ladogium redivium. - GFF, 1916, vol. 38, H. 1.

S e i t s a a r i J. The schist belt northeast of Tampere in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1951, N 153.

S i m o n e n A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early early archean supracrustal rocks in southwestern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1953, N 160, 64 p.

S i m o n e n A. The Precambrian in Finland. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1980, N 304, 58 p.

S t i g z e l i u s H. Matkakertomus virkamatkasta Australian report in the archives of the geological survey of Finland, 1976.

S u n d i u s N. Grythyttfältets geology. - SGU, 1923, Ser. C, N 312.

S v e n s o n S.A. Näsliden a volcanogenic massive

sulphide deposit in the Skellefte District, Northern Sweden. - SGU, 1982, Ser. C 790, 81 p.

T a i p a l e K. The geology and geochemistry of the archaean Kuhmo greenstone-granite terrain. - Acta Univers. Ouluensis, 1983, Ser. A, N 151, 1983, 99 p.

T a i p a l e K., T u o k k o J., P i i r a i n e n T. A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland, Oulu, 1980, p. 37-73.

T a l v i t i e J. The Ladoga-Botnian Bay fracture zone. - In: Fault tectonics in the eastern part of the Baltic Shield, Helsinki, 1977, p. 113-119.

T r e p k e-B l o c h C. Rakkejaur-a volcanogenic, proximal massive sulphide ore. - GFF, 1982, vol. 104, p. 373.

T r u s t e d t O. Discussion of the lecture of E. Mäkinen. - Medd. Geol. Foren. Helsingfors, 1919-1920, 1921, 16 p.

T u o m i n e n H.V. Metamorphic concentration of magnesium and iron in the Orijärvi region. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1951, N 154, p. 234-238.

T u o m i n e n H.V., M i k k o l a T. Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi region as related to folding. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1950, N 150, p. 67-92.

V ä h ä t a l o V. On the geology of Outokumpu ore deposit in Finland, 1953, 98 p.

V a r m a A. The copper-zinc-lead ore deposit of Orijärvi. The copper - zinc-lead ore deposit of Aijala and Metsämöntu, in Aurola E., ed., The mines and quarries of Finland. - Geotekniseisiä julkaisuja, 1954, N 55, p. 18-34.

V ä y r y n e n H. Weiters vom Auftreten des Konglomerates beim gehört Olli Partanen, Soanlahti. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1929, N 85.

V ä y r y n e n H. Über die Stratigraphie der kareli-schen Formation. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1933, N 54.

V ä y r y n e n H. Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1935, N 109, p. 1-24.

V ä y r y n e n H. On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. - Bull. Comm. Geol. Finl., 1939, N 124, 91 p.

V e l d e n J.W., V a n d e r B a k e r J.H., L e a e s s c h a l c k A.A., M e e r t e n Th.G. Bimodal volcanism in the Grythytte field and associated volcano-plutonic complexes, Bergslagen, Central Sweden (this Volume). - Geol. Rundschau, 1982, vol. 71, p. 171-181.

V i l j o n e n M.J., V i l j o n e n R.P. Evidence of the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the komati Formation of the Onverwacht group. - Geol. Soc. South. Africa, Spec., 1969, Puh. 2, p. 87-112.

W e l i n E. Uranium mineralization in a skarn iron ore at Häkantorps, Country of Örebro, Sweden. - GFF, 1961, N 83, S. 129-143.

W e l i n E., C h r i s t i a n s s o n K., N i l s s o n Ö. Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. - SGU, 1971, Ser. C, N 666, 38 p.

W i c k m a n F.E., P a r w e l A. Några prelimina-

na resultat av ålderbestämningar på Svenska pegmatitmineral-
GFF, 1954, N 76, S. 353-354.

W i e l s o n M.K. Magma types and the tectonic evolution at the Swedish Proterozoic. - Geol. Rundschau, 1982, vol. 71, S. 120-130.

W i n k l e r H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, New York, 1974. 320 p.

Z w e i f e l H. Ore deposits in the Skellefte field-volcanic activity and depositional environment. - GFF., 1982, vol. 104, p. 369.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Особенности структуры и геотектонического развития Балтийского щита	7
Глава II. Саамский (беломорский) тектоно-магматический цикл	11
Основные черты строения и развития беломорид	12
Особенности регионального метаморфизма саамского (беломорского) цикла	14
Сульфидное оруденение в беломорском структурно-формационном комплексе	14
Глава III. Лопийский тектоно-магматический цикл	17
Палеотектоническая природа и особенности развития архейских зеленокаменных поясов	17
Формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов и основные черты петрохимической эволюции вулканизма зеленокаменных поясов	32
Особенности регионального метаморфизма лопийского цикла	48
Геологическая позиция колчеданных месторождений архейских зеленокаменных поясов и особенности их строения	52
Велдозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс	53
Южно-Выгозерский и Сумозерско-Кенозерский зеленокаменные пояса	59
Парандовско-Тикшезерский зеленокаменный пояс	65
Зеленокаменный пояс Ялонваара-Иломантси-Тулос	66
Колчеданное оруденение в пределах Кольского мегаблока (кратона)	69
Глава IV. Карельский тектоно-магматический цикл	71
Основные черты геологического развития карелид	71
Кольско-Карельский геоблок	71
Зона Северного Приладожья и Юго-Восточной Финляндии	77
Особенности регионального метаморфизма карелид	80
Стратиформные колчеданные месторождения карельского цикла	81
Рудное поле Оутокумпу	81
Сланцевая зона Центральной Лапландии (Северная Финляндия и Северная Норвегия)	86
Стратиформное колчеданное оруденение кольских карелид	90
Глава V. Свекофеннский тектоно-магматический цикл	91
Особенности возрастного положения и геологического развития свекофеннид	91
Ладожско-Ботнический подвижный пояс. Особенности геологического строения и формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов	93

Южно-Свекофеннский подвижный пояс. Особенности геологического строения и формационный состав осадочно-вулканогенных комплексов	104
Особенности регионального метаморфизма свекофеннид	119
Колчеданные месторождения свекофеннских подвижных поясов	125
Колчеданно-полиметаллические месторождения Главного рудного пояса Финляндии	125
Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного поля Шеллефте	129
Колчеданно-полиметаллические месторождения Южно-Свекофеннской зоны Финляндии	138
Колчеданно-полиметаллические месторождения Центральной Швеции	143
Глава У1. Общая систематика колчеданных месторождений раннего докембрия Балтийского щита и условия их образования	152
Саамский (беломорский) тектоно-магматический цикл	152
Лопийский тектоно-магматический цикл	153
Условия палеовулканизма и вулканогенно-осадочного седиментогенеза	153
Палеофациальная модель колчеданообразования в архейских зеленокаменных поясах	161
Карельский тектоно-магматический цикл	166
Свекофеннский тектоно-магматический цикл	172
Глава УII. Основные закономерности метаморфической регенерации колчеданных месторождений Балтийского щита.	179
Минеральная и геохимическая эволюция колчеданных руд при метаморфизме	180
Структурно-текстурная эволюция колчеданных руд при метаморфизме	189
Формирование зон околорудной вкрапленности и метаморфогенно-гидротермальное рудообразование	201
Формирование метаморфической зональности колчеданных месторождений	211
Основные закономерности метасоматических процессов в колчеданосных зонах	214
Выводы	238
Литература	242

Сергей Иванович Рыбаков

КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Утверждено к печати

Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова

Художник А.И. Слепушкин

Технический редактор В.В. Шиханова

Корректоры В.В. Крайнева, А.З. Лакомская, Г.А. Лебедева

ИБ № 21640

Подписано к печати 24.02.87. М-20962. Формат 60x90 1/16. Бумага
офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17+0.37 вклейки. Усл. кр. -отт.
17.62. Уч. изд. л. 20.37. Тираж 600. Тип. зак. № 611. Цена 3 р.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство „Наука“ Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская лин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА”
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ
„АКАДЕМКНИГА”,
В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ
ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин „Книга—почтой” Центральной конторы „Академкнига”;
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин „Книга—почтой” Северо-Западной конторы „Академкнига” или в ближайший магазин „Академкнига”, имеющий отдел „Книга—почтой”;
- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга—почтой”);
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 („Книга—почтой”);
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
690088 Владивосток, Океанский пр., 140;
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга—почтой”);
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга—почтой”);
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга—почтой”);
420043 Казань, ул. Достоевского, 53;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга—почтой”);
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга—почтой”);
343900 Краматорск Донецкой обл., Ул. Марата, 1 (Книга—почтой”);
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга—почтой”);
191104 Ленинград, Литейный пр., 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
199004 Ленинград, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга—почтой”);
103009 Москва, ул. Горького, 19а;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;

- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга—почтой”);
- 142284 Протвино Московской обл., „Академкнига”;
- 142292 Пушино Московской обл., МР „В”, 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга—почтой”);
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга—почтой”);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга—почтой”);
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга—почтой”);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга—почтой”).

3 руб.

4808



Издательство „Наука”
Ленинградское отделение

