

**АКАДЕМИЯ НАУК
СССР**

**Н. И. МОСКОВЧЕНКО,
С. И. ТУРЧЕНКО**

**МЕТАМОРФИЗМ
КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО
ТИПА
И СУЛЬФИДНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Н. И. МОСКОВЧЕНКО,
С. И. ТУРЧЕНКО

1633

МЕТАМОРФИЗМ
КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО
ТИПА
И СУЛЬФИДНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
(Северная Карелия)

552.16



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД, 1975



Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Московченко Н.И., Турченко С.И.
Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л., 1974, с. 1-137

На примере супракрустальных комплексов карелид Северной Карелии рассмотрены закономерности эволюции и наиболее общие тенденции в развитии метаморфических поясов кианит-силлиманитового типа, отклоняющихся от стандартной серии Барроу в сторону повышенного давления. С помощью структурных и петрологических методов, которые включают изучение природных минеральных парагенезисов и геометрический анализ структурных ориентировок, а также данных геологической термобарометрии устанавливается последовательность метаморфических событий, отражающих прогрессивный и регрессивный этапы развития, и вместе с тем термодинамические условия различных стадий метаморфизма и сульфидного оруденения. Прогрессивный этап протекал при пространственно неоднородном термодинамическом режиме и привел к становлению метаморфической зональности, которая отвечает изменению T от 550 до 7000°C при $P = 7$ кбар. Процессы регрессивного этапа являются следствием изменения физико-химических условий метаморфизма во времени. Они носят метасоматический характер, разделяются на стадии в зависимости от изменения T , P и режима кислотности-щелочности, сопровождаются дифференциацией вещества и являются ведущими при формировании сульфидного оруденения. Дифференциация вещества стадии кислотного выщелачивания ведет к образованию относительно высокотемпературных вкрапленных пирротиновых руд. Более низкотемпературные метасоматические преобразования позднещелочной стадии, сопровождающейся снижением давления, приводят к формированию богатых перетолженных прожилково-вкрапленных халькопирит-пирротиновых руд. Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением геологии глубокометаморфизованных образований, петрологии метаморфических процессов и вопросов метаморфогенного рудообразования.

Библ. - 124 назв., табл. - 6, рис. - 31.

Ответственный редактор
В. А. Глебовицкий

ВВЕДЕНИЕ

Проявление метаморфизма в подвижных областях в последнее время привлекает внимание многих исследователей. Это связано с тем, что в общей цепи глубинных явлений метаморфизм в наибольшей степени отражает определенные энергетические уровни, реализуемые в эндогенном минералообразовании в процессе развития земной коры. Характер и изменение режима метаморфизма дают важную информацию о термодинамическом состоянии подвижной области, что является значительным критерием для обоснования более обобщенных концепций геотектонического развития.

После того как А.Мияширо (Miyashiro, 1961) сформулировал принцип фациальных серий, отражающих существование различных геотермических градиентов, возник круг проблем, касающихся природы факторов метаморфизма, а также роли и места метаморфизма в эволюции подвижных областей (Глебовицкий, 1973). Большое внимание при этом отводится вопросам петрогенетической специализации различных тектонических структур земной коры, связи процессов метаморфизма с тектоническим развитием, а также эволюции физико-химических условий метаморфизма как в ходе развития конкретных структур, так и вследствие необратимых изменений термодинамического состояния по мере формирования континентальной коры.

Особый интерес представляет исследование метаморфических комплексов, образование которых имело место в условиях повышенного давления. Сюда относятся комплексы жадеит-глаукофановой и кианит-силлиманитовой фациальных серий. Совокупность геолого-структурных и петрологических методов изучения таких комплексов позволяет создать основу для решения одного из кардинальных вопросов современной теории метаморфизма — вопроса о природе давления в земной коре. Кроме того, для комплексов повышенного давления наиболее характерен полный цикл

метаморфического минералообразования, отражающий изменения внешних условий в процессе тектонического развития подвижной области. Это позволяет с большой степенью достоверности выявить основные тенденции в эволюции термодинамического режима на протяжении единого тектоно-метаморфического цикла. Наконец, метаморфизм повышенных давлений контролирует проявление специфических видов полезных ископаемых, таких как мусковитоносные пегматиты, медно-никелевые, медно-колчеданные и другие рудопроявления. Генетическая сущность такого рода локализации остается пока неясной.

Целью настоящей работы было исследование в петрологическом, металлогеническом и структурно-тектоническом аспектах истории формирования метаморфических комплексов пород кианит-силлиманитовой фациальной серии, максимально отклоняющейся от стандартных условий барровианского типа в область более высокого давления. Условия такого метаморфизма реализовались в пределах Беломорско-Лапландского метаморфического пояса в восточной части Балтийского щита. Формирование этого пояса имело место на рубеже раннего и среднего протерозоя и сопровождалось синхронным развитием парного Свекофеннского метаморфического пояса с петрогенетически контрастным андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма. Существующие материалы говорят об отчетливой металлогенической специализации указанных поясов и позволяют предполагать, что она обусловлена специфическим термодинамическим режимом метаморфизма.

Метаморфизм повышенного давления, проявленный на территории Северо-Восточной Карелии, Беломорья и южной части Кольского полуострова (Глебовицкий и др., 1971), сопровождался становлением метаморфической зональности, которая накладывалась на разновозрастные комплексы. По отношению к некоторым супра-крупным карельским образованиям (например, тикшеозерской серии пород) этот метаморфизм выступает как первичный. Тем не менее и в данном случае отмечалось сосуществование минеральных ассоциаций различных термодинамических полей устойчивости. Такие комплексы представляются перспективными для выявления основных тенденций эволюции режима метаморфизма на протяжении одного тектоно-метаморфического цикла развития. Поэтому главным объектом исследования были выбраны супра-крупные породы тикшеозерской серии, отличающиеся разнообразным исходным составом осадков, попадающие в температурный интервал зональности, который отвечает амфиболитовой фации, хорошо изученной в петрогенетическом отношении, и содержащие сульфидные рудопроявления. При исследовании осуществлялся комплексный структурно-петрологический подход, заключающийся в совместном применении анализа структурных форм, последо-

вательности деформации и парагенетического анализа ассоциаций как породообразующих, так и рудных минералов.

Руководствуясь целью данной работы, авторы представляют результаты в соответствии со следующим методическим планом исследований.

1. На основе строения, состава, структурных особенностей ограничиваются процессы одного деформационного цикла развития.

2. Посредством анализа плоскостных и линейных ориентировок метаморфических минералов выделяется стадийность формирования структурных элементов и сопутствующего минералообразования.

3. Петрологическими исследованиями, включающими изучение минералов и их равновесий, а также парагенетический анализ, который проведен в соответствии с выделенными стадиями минералообразования, восстанавливаются условия каждой стадии метаморфизма.

4. На основе результатов исследования рудных парагенезисов независимыми методами устанавливаются температура, окислительно-восстановительные и другие условия рудообразования, что с учетом характера размещения и структурного контроля позволяет коррелировать стадии метаморфизма и рудообразования.

5. Сопоставлением особенностей развития разных стадий выявляются основные закономерности изменения режима метаморфизма и условий формирования сульфидных руд на протяжении одного тектоно-метаморфического цикла.

Авторы выражают глубокую признательность В.А.Глебовишкому, Г.М.Друговой, В.Л.Дуку, А.Н.Казакову, С.П.Кориковскому, Л.Л.Перчуку, Л.А.Прияткиной, Ю.М.Соколову, В.В.Эзу за помощь в работе и ценные советы при подготовке монографии к опубликованию.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАРЕЛИД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ

Карельские супракрустальные комплексы на территории Северо-Восточной Карелии выходят в относительно узких синклинорных зонах северо-западного и широтного простирания (Кратц, 1963). Они разделены обширными геосинклинальными поднятиями и антиклинорными зонами, в пределах которых развиты комплексы фундамента карелид и продукты магматической активизации карельского (PR_1) тектогенеза (Шуркин и др., 1974). Строение супракрустальных карельских образований Северо-Восточной Карелии характеризуется наличием двух структурных ярусов. Нижний ярус представлен вулканогенными породами, гнейсами и сланцами средней степени метаморфизма (парандовская, ниваярвинская серии, низы тикшеозерской серии). Разрез верхнего яруса - вулканогенно-карбонатно-сланцевый (тунгудская, соваярвинская серии, верхи тикшеозерской серии) - отличается более низкой степенью метаморфизма. Ярусы разделены несогласием (Богданов, Воинов, 1962; Воинов, 1964; Пинаева, 1966, 1970а; Московченко, Турченко, 1971), природа которого остается неясной вследствие участия пород обоих комплексов в совместных последующих деформациях и метаморфизме.

В породах парандовской и тикшеозерской серий сосредоточены наиболее значительные сульфидные рудопоявления. Ряд закономерностей, связанных со спецификой руд, строением и составом рудовмещающих комплексов, петрогенетическими особенностями метаморфизма, соотношением процессов рудообразования и метаморфического минералообразования, позволяет объединять эти рудопоявления в единую колчеданную формацию Северо-Восточной Карелии.

Основные черты геологического строения и метаморфизма Парандовского рудного поля (Пинаева, 1966, 1970а) свидетельствуют о том, что породы парандовской серии испытали двукратный метаморфизм. Ранние преобразования отвечали хлорит-мусковитовой субфации и сопровождалось развитием кристаллизационной сланцеватости. Поздний метаморфизм охватил как парандовскую серию, так и залегающие несогласно породы тунгудской серии и сопровождался становлением метаморфической зональности в условиях фации альмандиновых амфиболитов. По термодинамическому режиму и времени проявления поздние преобразования в парандовской серии отвечают метаморфизму кианит-силлиманитового типа, охватившему в позднекарельское время всю Северо-Восточную Карелию и Беломорье (Глебовицкий и др., 1971). Особенности физико-химических условий и эволюция процессов этого метаморфизма лучше всего нашли отражение в разнообразных по составу породах тикшеозерской серии (Московченко, 1971а), где метаморфизм кианит-силлиманитового типа выступает как монометаморфизм. Детальные исследования в пределах тикшеозерского комплекса Северной Карелии, результаты которых приводятся ниже, позволяют связать воедино процессы геологического развития метаморфизма и рудообразования, а также выявить основные типы метаморфогенных рудопроявлений. Выводы, касающиеся генетической связи метаморфизма и рудообразования, применимы к другим комплексам колчеданной формации Северо-Восточной Карелии, в частности, — к парандовскому, где оруденение представляет промышленный интерес,

Геолого-петрографическая характеристика супракрустальных пород тикшеозерской серии

Породы тикшеозерской серии на территории Северной Карелии развиты в ядре Кукаозерско-Тикшеозерского синклиория (рис. 1), протягивающегося от Невгозера на западе через Кукаозеро к северо-восточному побережью Тикшеозера, и имеют форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, в сторону центральной зоны беломорид. На юге по тектоническому контакту синклиорий граничит с Пяозерско-Тикшеозерским антиклинальным поднятием, сложенным преимущественно гнейсо-гранитами, которые представляют фундамент карелид, магматизированный и прорванный нижнепротерозойскими интрузиями основного и кислого состава. На севере он граничит с породами беломорского комплекса, контакт с которыми затушеван процессами наложенной складчатости и метаморфизма.

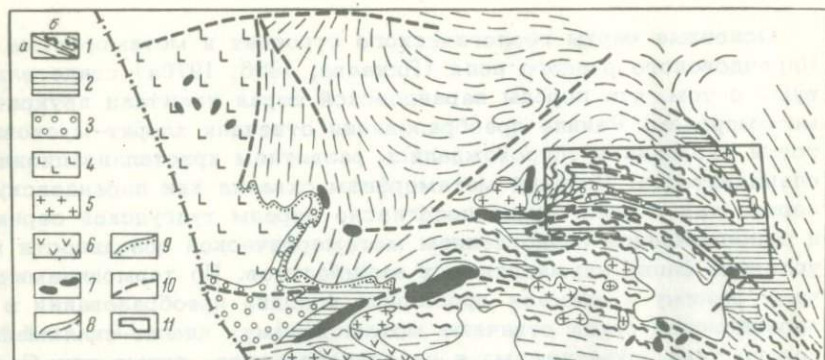


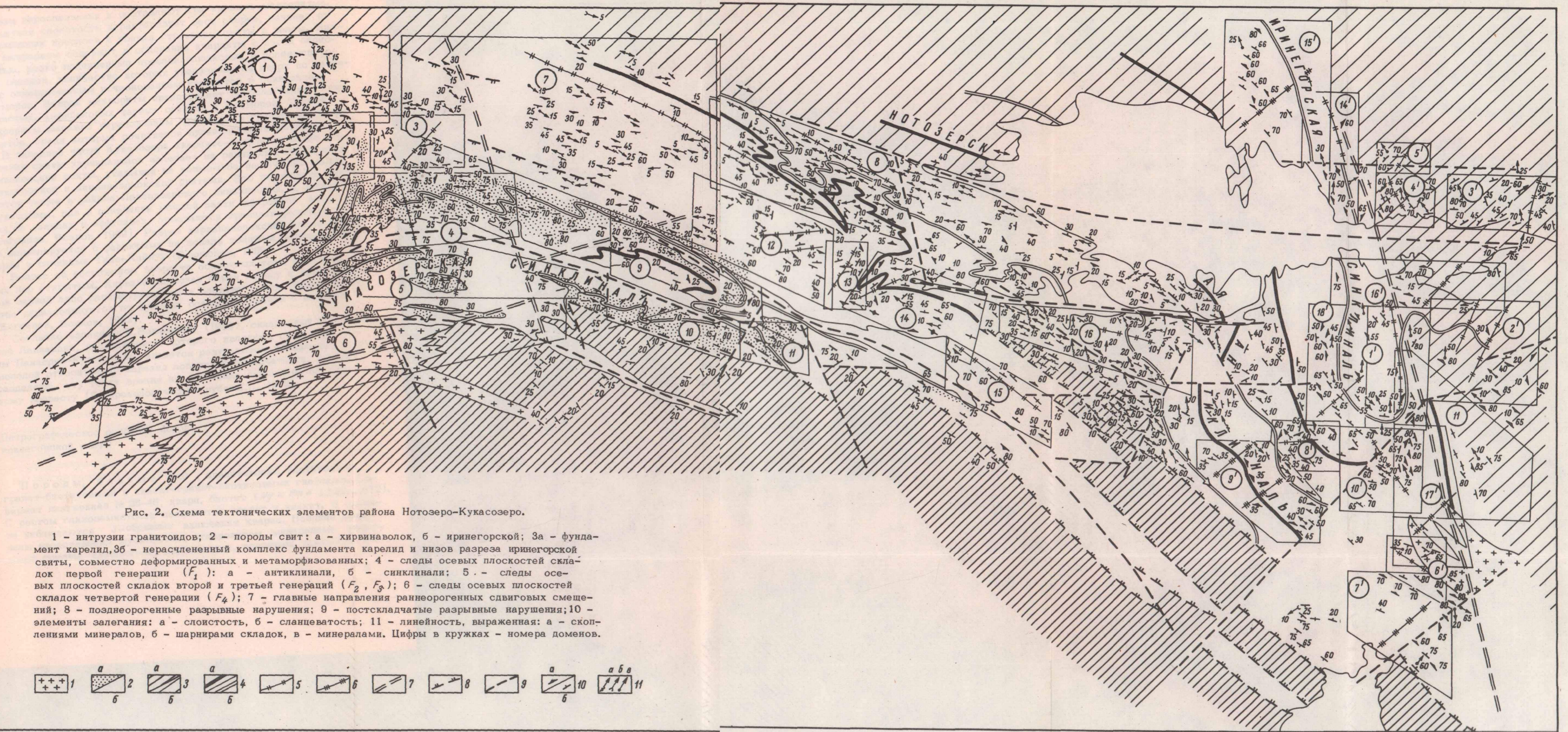
Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Карельской синклинойной зоны.

1 - фундамент карелид: а - гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и полиметаморфические образования беломорского комплекса, б - то же на участках поздней тектоно-метаморфической переработки, включающих отложения основания разреза карелид. Карельские супракристалльные образования: 2 - терригенные и вулканогенные толщи нижней части разреза (иринегорская, ниваярвинская свиты); 3 - кварцито-карбонатно-сланцевая толща верхней части разреза (хирвинаволоцкая, соваярвинская свиты); 4 - основные вулканиты. Разновозрастные интрузивные образования: 5 - гранитоиды; 6 - основные породы; 7 - гипербазиты. Контакты: 8 - стратиграфические и интрузивные; 9 - стратиграфическое несогласие; 10 - тектонические; 11 - район работ.

Особенности литологии и стратиграфии тикшеозерской серии рассматривались в ряде работ (Кратц, Демидов, 1963; Московченко, Турченко, 1971; Московченко, 1971б). В ее составе выделяются две разнородные в литолого-фациальном отношении свиты.

Нижняя - осадочно-вулканогенная иринегорская - свита в основании имеет терригенный состав и представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кианит-биотитовыми гнейсами и сланцами, часто мусковитизированными, с подчиненными прослоями амфиболитов. Выше по разрезу увеличивается значение кальцийсодержащих пород - полевошпатовых и гранатовых амфиболитов. Верхняя часть иринегорской свиты сложена однородными амфиболитами с подчиненными прослоями кварцитов.

Верхняя - хирвинаволоцкая - свита представлена кварцитами, сланцами, мраморами и амфиболитами, которые находятся в рит-



мичном переслаивании и составляют три крупных макроритма. Ритмичная слоистость характеризует весь разрез, начиная от маломощных прослоев и кончая строением свиты в целом. Нижний макроритм содержит в основании кварциты с косой слоистостью, резко подчиненные прослои слюдястых и полевошпатовых сланцев, количество которых увеличивается вверх по разрезу с одновременным исчезновением кварцитов и появлением мраморов. Второй макроритм представляет переслаивание глиноземистых, амфиболовых черных сланцев и мраморов. Третий макроритм выражен чередованием мраморов и гранатовых амфиболитов, среди которых появляется вулканогенный материал.

В западной части Кукасозера кварцито-сланцевая пачка основания свиты хирвинаволоок залегает на различных горизонтах иринегорской свиты, указывая на возможное несогласие между иринегорской и хирвинаволоокской свитами. Это несогласие фиксируется также в районе Панаярвинского синклинория, к западу от Кукасозера, где в основании мощной пачки кварцитов, залегающих на сланцах и эффузивах, отмечаются признаки размыва (Богданов, Воинов, 1962). Разрез хирвинаволоокской свиты надежно коррелируется с развитыми на западе толщами соварьвинской серии и сланцами Така-Кайнуу (Вяюрюнен, 1959).

Вопрос об абсолютном возрасте осадочных толщ остается до сих пор открытым. Хирвинаволоокская свита наряду с соварьвинской серией либо рассматривается в составе сумия (Кратц, 1963), либо параллелизуется по времени осадконакопления с ятулием (Богданов, Воинов, 1962).

Согласно взглядам В.Вяюрюнена (1959), складчатый пояс южной Лапландии, продолжением которого являются структуры зоны Панаярви-Кукасозеро, является результатом проявления более молодой относительно карелид лопарской складчатости. Авторы разделяют эту точку зрения на основании данных по абсолютному возрасту (Геохронологические рубежи..., 1972).

Петрографическое описание пород иринегорской свиты

Породы, бедные CaO , представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Содержат плагиоклаз № 25-45, кварц, биотит ($Ny \approx Nm = 1.635-1.672$). С ростом глиноземистости появляются гранат и кианит. В гранате наблюдаются S -образные включения кварца. Поздние минералы представлены мусковитом, ставролитом, минералами эпидотовой группы, скаполитом, карбонатами, хлоритом, пренитом. Од-

новременно с развитием этих минералов порода приобретает гломеробластовую структуру. Биотит перекристаллизовывается, образуя крупнопластинчатые скопления с включениями турмалина, апатита, эпидота, иногда ставролита. Такие скопления биотита совместно с мусковитом и карбонатами замещают гранат. При этом часто образуется магнетит. По кианиту, обычно сильно деформированному, развивается мусковит. Содержание анортита в плагиоклазе при этом снижается до № 18–25. По плагиоклазу образуются скаполит, карбонаты, сосюрит. Биотит замещается мусковитом, хлоритом и пренитом.

Среди пород, бедных CaO , встречаются кислые лептитоподобные гнейсы, содержащие плагиоклаз № 25–30, кварц, иногда микроклин и незначительную примесь слюды.

Породы, богатые CaO , включают гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, а также их рассланцованные разновидности. Гранатовые амфиболиты содержат гранат, обыкновенную роговую обманку, плагиоклаз № 35–50, кварц, иногда диопсид. Полевошпатовые амфиболиты часто бескварцевые. Для них отмечается широкий предел изменения железистости роговых обманок ($N_g \geq 1.705-1.663 \pm 0.003$; $N_p \leq 1.684-1.637 \pm 0.003$). Содержание AN^1 в плагиоклазе может снижаться до 18%. Как вторичный минерал обычно развивается биотит ($N_g \approx N_m = 1.642-1.650$), замещающий в первую очередь гранат, а затем роговую обманку. Последние в таких случаях всегда деформированы и сильно корродированы биотитом, плагиоклазом, карбонатами. Часто наблюдается замещение роговой обманки куммингтонитом, которое сопровождается образованием плагиоклаза № 55 в виде порфиробласт или агрегатных скоплений с включением скаполита, иногда ставролита. В других случаях одновременно с замещением роговой обманки куммингтонитом развиваются биотит и карбонаты.

¹ Здесь и далее используются следующие условные обозначения минералов: АБ – альбит, АМ – амфибол, АНД – андалузит, АН – анорит, БИ – биотит, ГЕМ – гематит, ГИП – гиперстен, ГР – гранат, ДН – диопсид, ДОЛ – доломит, ЖД – жадеит, ЖЕД – жедрит, КА – кальцит, КВ – кварц, КИ – кианит, КО – кордиерит, КП – клинопироксен, КПШ – калиевый полевой шпат, КУМ – куммингтонит, МГ – магнетит, МЕ – мейонит, МИК – микроклин, МУС – мусковит, ПИР – пирит, ПИРР – пирротин, ПЛ – плагиоклаз, ПР – пренит, РОГ – роговая обманка, СИЛ – силлиманит, СК – скаполит, СТ – ставролит, ТР – тремолит, ТУР – турмалин, ФЛ – флогопит, ФОР – форстерит, ХД – халцедон, ХЛ – хлорит, ЭП – эпидот.

Особо выделяются амфибол-биотитовые гнейсы, где роговая обманка повышенной железистости ($N_g \geq 1.705-1.693 \pm 0.003$; $N_p \leq 1.683-1.672 \pm 0.003$) образует порфиробласты в мелкозернистом биотитовом гнейсе. Вокруг порфиробласты отсутствует мелкочешуйчатый биотит основной ткани ($N_g \approx N_m = 1.637-1.650$), развиты крупнозернистый плагиоклаз № 23-26, скаполит, кварц. В основной ткани гнейса состав плагиоклаза содержит до 35-40% АН. Порфиробласты роговой обманки замещаются крупночешуйчатым биотитом и карбонатом.

Метасоматические породы иринегорской свиты представлены несколькими группами пород разного состава, среди которых выделяются следующие.

Гранатовые бластолиты - массивные породы с гранобластовой структурой, состоящие из граната ($N = 1.802-1.806$), биотита ($N_m = 1.650 \pm 0.002$) - 10-20%, турмалина - 10-15%.

Глиноземистые сланцы - состоят из кианита, ставролита ($N_g \geq 1.756$; $N_p \leq 1.743$), граната ($N = 1.803-1.806$), биотита ($N_m = 1.640 \pm 0.002$), мусковита, кварца и плагиоклаза № 35-50. Сюда же относятся кианит-мусковитовые, гранат-ставролит-мусковитовые сланцы, а также грейзенизированные породы с вторичным кварцем, содержащие мусковит, турмалин и сульфиды.

Кианит-кварцевые, ставролит-кварцевые, гранат-ставролит-кварцевые породы - массивные, иногда сливкого кварцитовидного облика, состоят из пойкилобласт указанных алюмосиликатов в сростании с кварцем. Кианит, ставролит и гранат замещают друг друга. Чаще всего кианит развивается по ставролиту, а ставролит - по гранату.

Кианит-амфиболовые и ставролит-амфиболовые породы содержат основной плагиоклаз № 50, кианит, ставролит ($N_g \geq 1.745-1.750$; $N_p \leq 1.734-1.738$), гранат ($N = 1.795-1.797$), роговую обманку ($N_g \geq 1.673$; $N_p \leq 1.647$), биотит ($N_m = 1.610-1.615$), рутил, турмалин и кварц. Количественные отношения минералов самые разнообразные. Обычно наблюдается следующая последовательность минералообразования. Наиболее ранними являются гранат и роговая обманка, которые замещаются кианитом, ставролитом, плагиоклазом и кварцем. Кианит и ставролит развиваются позднее плагиоклаза. Все минералы корродированы кварцем. Имеются также случаи взаимозамещения минералов. Наиболее сложные соотношения наблюдаются между кианитом и ставролитом. Чаще ставролит замещает кианит, но иногда последний образуется гораздо позднее.

Кварциты и кварц-плагиоклазовые сланцы состоят из плагиоклаза (выше № 30) и кварца с переменным содержанием этих минералов. Слюды - мусковит и биотит ($Nm \approx 1.620$) - присутствуют в качестве 10-15%. Плагиоклаз часто альбитизирован (до № 5-10), развиваются вторичный микроклин, карбонаты.

Карбонат-слюдистые и эпидот-слюдистые сланцы состоят из варьирующего количества магнезиального биотита ($Nm \approx 1.608$), мусковита, карбоната анкеритового ряда, плагиоклаза (от 5 до 50% АН), микроклина, эпидота, кварца. В сланцах всегда наблюдается тонкая вкрапленность графита и рудного вещества. Присутствует апатит, содержание которого иногда достигает 40%. Микроклин, мусковит, карбонаты и, возможно, эпидот являются поздними минералами и развиваются за счет плагиоклаза и биотита. Основность плагиоклаза при этом снижается до 5% АН.

Флогопит-кианитовые сланцы содержат магнезиальный биотит ($Nm = 1.618-1.630$), плагиоклаз основного состава № 40-50 (25-30%), кварц, кианит (5-20%), очень редко ставролит. Аксессуары представлены апатитом, турмалином, рутилом, магнетитом и пирротином. Повсеместно присутствует графит.

Гранат-биотитовые, гранат-куммингтонит-биотитовые и куммингтонит-биотитовые сланцы состоят из небольших порфиробласт граната или куммингтонита, погруженных в мелкозернистую сланцеватую основную ткань из биотита, плагиоклаза и кварца. В гранат-биотитовых сланцах иногда присутствуют кианит и ставролит, которые развиваются обычно позднее граната. Ставролит может образовывать крупные порфиробласты. Сланцы переполнены графитом и рудной пылью (пирротином и ильменитом), которые отсутствуют в порфиробластах граната, ставролита и краевых частях кристаллов куммингтонита.

Описанные разновидности сланцев содержат прослой черных сульфидно-графитовых сланцев, в которых с трудом различаются плагиоклаз, кварц, биотит ($Nm \approx 1.617-1.620$). Эти разновидности пород представляют собой предмет специального обсуждения.

Амфиболиты и гранатовые амфиболиты содержат роговую обманку ($Ng \geq 1.680-1.676$; $Np \leq 1.655-1.650$), гранат, плагиоклаз № 35-40 и кварц. Названные минералы являются ранними, обычно деформированы и замещаются куммингтонитом, ставролитом и биотитом. При этом часто образуются крупные пойкилобласты плагиоклаза, включающие кианит или ставролит, иногда в сравнении с куммингтонитом. Обычно присутствуют ильменит и графит.

Роговообманково-куммингтонитовые и гранат-роговообманковые сланцы состоят из граната, куммингтонита ($N_g \geq 1,665$; $N_r \leq 1,637$), плагиоклаза № 35-40, реликтов окрашенной роговой обманки, замещенной куммингтонитом ($N_g \geq 1,675$; $N_r \leq 1,646$), иногда биотита. Все минералы переполнены графитом и пирротинном. Они концентрируются в плагиоклазовой основной ткани, а также в центре кристаллов куммингтонита. Там, где наблюдаются поздние деформации и перекристаллизация плагиоклаз-куммингтонитовой породы, более крупнозернистые участки свободны от графитовой пыли. В этих зонах преобладает сульфидная окрашенность.

Мраморы на 70-80% представлены анкеритом, в меньшей степени развит кальцит. Почти всегда присутствуют кварц и слюды, слабоокрашенный либо бесцветный флогопит. Развита неориентированная порфириобласта тремолита или светло-зеленой роговой обманки. Кальцит наблюдается в зонах перекристаллизации в виде крупных зерен, иногда с мономинеральными апатитовыми прожилками.

Среди пород хирвинаволоцкой свиты присутствуют разности, состав которых в значительной степени изменен при метаморфизме.

Куммингтонит-ставролит-флогопитовые сланцы, помимо куммингтонита, ставролита, магнезиального биотита и основного плагиоклаза № 55-60, содержат реликты роговой обманки и граната. Такие породы развиваются за счет гранатовых амфиболитов в контакте с мраморами. В начальную стадию новообразованные минералы развиваются на стыке зерен граната и роговой обманки.

Куммингтонит-жедритовые сланцы содержат жедрит, куммингтонит. Кроме того, присутствуют окрашенная роговая обманка, гранат, плагиоклаз № 40 и кварц. Роговая обманка - наиболее ранний минерал - составляет центральную часть зональных пойкилобласт амфибола. По мере удаления от центра зерен наблюдается переход к пойкилобластической структуре (взаимное прораствание куммингтонита и плагиоклаза). Жедрит развивается за счет этих симплектитов и образует мономинеральные лучистые агрегаты. Гранат представляет собой неустойчивый минерал и замещается куммингтонит-плагиоклазовым симплектитом.

Среди глиноземистых сланцев иногда наблюдаются гранат-ставролит-кианитовые разновидности, где гранат отчетливо замещается кианитом. Гранат сохраняется в реликтах, а ставролит и кианит ориентированы в плоскости сланцеватости, выраженной бледноокрашенным магнезиальным биотитом.

В заключение следует подчеркнуть, что по минералогическому составу, характеру распределения рудного вещества, особенностям структуры, последовательности развития минералов амфиболовые сланцы и амфиболиты хирвинаволоцкой свиты во многом

тождественны порфиробластическим амфиболитам парандовской серии (Пинаева, 1966, 1970б).

Последовательность складчатых деформаций и анализ структурных форм

В данной работе исследование структур и их эволюции подчинено задачам, возникающим при изучении метаморфизма, а именно посредством привязки к разновозрастным структурным формам воссоздать стадийность процессов метаморфизма и провести классификацию разобренных на площади, последовательно сменяющих друг друга парагенезисов по принципу одновременности их образования. С этой точки зрения наибольший интерес представляет вопрос о последовательности деформаций, а также соотношении структурных форм.

Складчатая структура пород тикшеозерской серии — сложная система нецилиндрических складок с изогнутой осевой поверхностью. Такое строение обусловлено развитием разновозрастных, наложенных друг на друга складок, существование которых устанавливается: 1) при визуальном обзоре геологической карты мелкого масштаба (рис. 2), 2) изучением разнообразных полей рассеивания линейности на небольших участках, 3) исследованием мелкой складчатости и малых структурных форм (рис. 3).

Описание крупных складчатых форм и главных черт последовательности деформации приводилось ранее (Московченко, 1973). Поэтому особенности и соотношения крупных форм здесь рассматриваются кратко. Использование структурных критериев в целях выделения стадий метаморфизма базируется на анализе мезоструктур. Этому вопросу и уделяется главное внимание в данном разделе.

Наиболее ранними складчатыми структурами (F_1) являются Нотозерская антиклиналь и смежные по отношению к ней с юго-запада Кукаозерская, а с северо-востока Иринегорская синклинали (см. рис. 2). Эти структуры на крыльях осложнены более мелкими складками. В ядре Нотозерской антиклинали выходят мигматизированные породы нижних горизонтов иринегорской свиты, среди которых, возможно, присутствуют переработанные породы беломорского комплекса. В ядре Кукаозерской синклинали выходят ритмичнослоистые образования хирвинаволоксской свиты, позволяющие надежно установить последовательность напластования. Осевые поверхности ранних складок местами сильно деформированы, но имеют в целом северо-западное простирание при юго-восточном погружении оси структур. Ширина складок

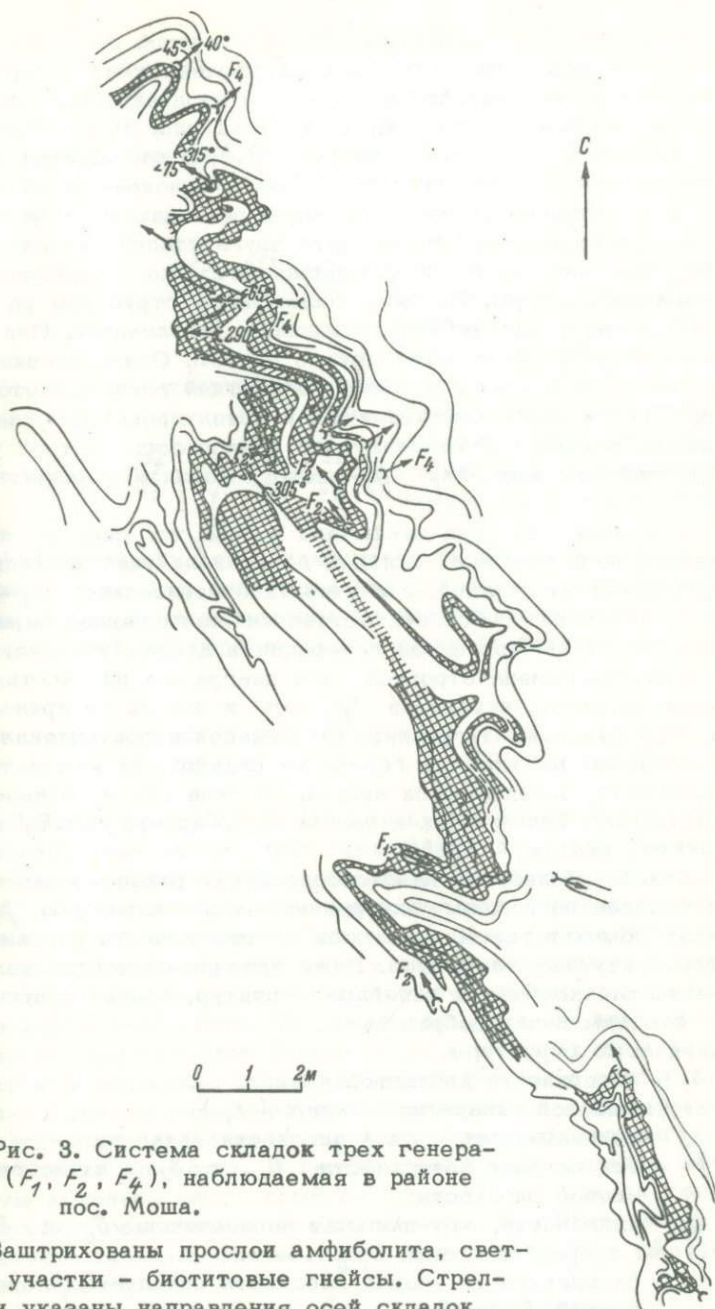


Рис. 3. Система складок трех генера-
ций (F_1 , F_2 , F_4), наблюдаемая в районе
пос. Моша.

Заштрихованы прослои амфиболита, свет-
лые участки - биотитовые гнейсы. Стрел-
ками указаны направления осей складок.

составляет 12–15 км. Южное крыло Кукаозерской синклинали сорвано серией разломов, к которым приурочены тела гипербазитов. Наложенная складчатость проявлена в неоднократной деформации осевых поверхностей складок F_1 (см. рис. 3) и субпараллельных им плоскостных структур (S_0, S_1), в рассеивании линейных элементов как раннего этапа, так и одновременных с наложенными складками. Эти деформации развиваются в виде трех последовательно сменяющих друг друга стадий складкообразования, что первоначально устанавливается по соотношению малых складчатых форм. Крупные наложенные структуры развиты на отдельных участках Тикшеозерского синклинали. Они различным образом сочетаются друг с другом. Ориентировка их неодинакова даже в пределах одной возрастной группы. В соответствии с различными комбинациями и ориентировками складок исследование наложенной складчатости проводилось на трех участках с применением методики β_S -осевого анализа складчатых систем.

Сущность этой методики заключена в том, что система нецилиндрических неплоскостных складок делится на участки (домены) цилиндрических складок, гомогенных относительно β_S -оси, которая представляет собой статистически определенное пересечение плоских сегментов одной генерации в данном участке. Далее для каждого домена строится своя диаграмма плоскостных и линейных структур, находятся β_S -ось и осевая поверхность складки. При дальнейшей группировке доменов и составлении обзорных диаграмм выявляются генерации складок, их кинематические особенности, определяются кинематические оси на основе закономерностей, изложенных в работе Ф.С.Тернера и Л.Е.Вейса (Turner, Weiss, 1963).

При анализе процессов складкообразования район исследования был поделен на домены, однородные относительно оси β_S . В пределах доменов рассматриваются закономерности рассеивания мезоструктурных элементов. Ниже приводятся используемые обозначения плоскостных и линейных структур, соответствующие главным стадиям складкообразования.

1. Доскладчатые структуры.

S_0 – поверхности напластования.

2. Структуры первой генерации складок (F_1).

S_1 – сланцеватость осевой плоскости складок;

$B_{S_0}^{S_1}$ – оси складок поверхности S_0 с S_1 в качестве осевой плоскости;

L_1 – линейность, параллельная пересечению S_0 и S_1 .

3. Структуры второй генерации (F_2).

S_2 – сланцеватость осевой плоскости складчатых поверхностей S_0 и S_1 ;

$B_{S_0}^{S_2}, B_{S_1}^{S_2}$ - оси складок соответствующих поверхностей S_0 и S_1 ;
 L_2 - линейность, параллельная соответственно $B_{S_0}^{S_2}$ и $B_{S_1}^{S_2}$.

4. Структуры третьей генерации (F_3).

S_3 - сланцеватость осевой плоскости складчатых поверхностей S_0, S_1 , и S_2 ;

$B_{S_0}^{S_3}, B_{S_1}^{S_3}, B_{S_2}^{S_3}$ - оси складок соответствующих плоскостей S_0, S_1, S_2 ;

L_3 - линейность, параллельная соответственно $B_{S_0}^{S_3}, B_{S_1}^{S_3}, B_{S_2}^{S_3}$.

5. Структуры четвертой генерации (F_4).

S_4 - осевая поверхность складчатых поверхностей S_0, S_1, S_2, S_3 .

$L_4 = B_{S_0}^{S_4}, B_{S_1}^{S_4}, B_{S_2}^{S_4}, B_{S_3}^{S_4}$ - оси складок, возникающие при деформации плоскостей S_0, S_1, S_2, S_3 .

Анализ линейности и сланцеватости является важной частью исследования. Эти структуры представлены метаморфическими минералами, и их возрастное расчленение лежит в основе выделения стадий метаморфического минералообразования.

Западнокукасозерский участок

При визуальном обзоре карты (см. рис. 2) западной части Кукасозера отмечается изгиб осевой плоскости Кукасозерской синклинали и осложняющих ее складок. Опрокинутые к северо-востоку на востоке осевые поверхности этих складок через вертикальное положение при субширотном простирании приобретают северо-восточное простирание и опрокидываются к юго-востоку на западе участка, где наблюдается замыкание синклинали структуры 1-го этапа. Таким образом, осевые плоскости ранних складок криволинейны. Кроме того, в пределах участка намечается еще несколько складок шириной 2-3 км с различным простиранием осевых поверхностей. Следовательно, мы имеем нецилиндрическую складчатую систему, в которой отсутствует единая осевая плоскость. В целях структурного анализа данной системы выделено шесть доменов (рис. 4), в пределах которых структура гомогенна относительно оси β_S . Природа складчатой поверхности неоднозначна. Это могут быть S_0, S_1 либо даже S_2, S_3 .

Домен 1. Поверхность S_0 и, вероятно, близкая ей S_1 образуют цилиндрическую складку с плоской осевой поверхностью



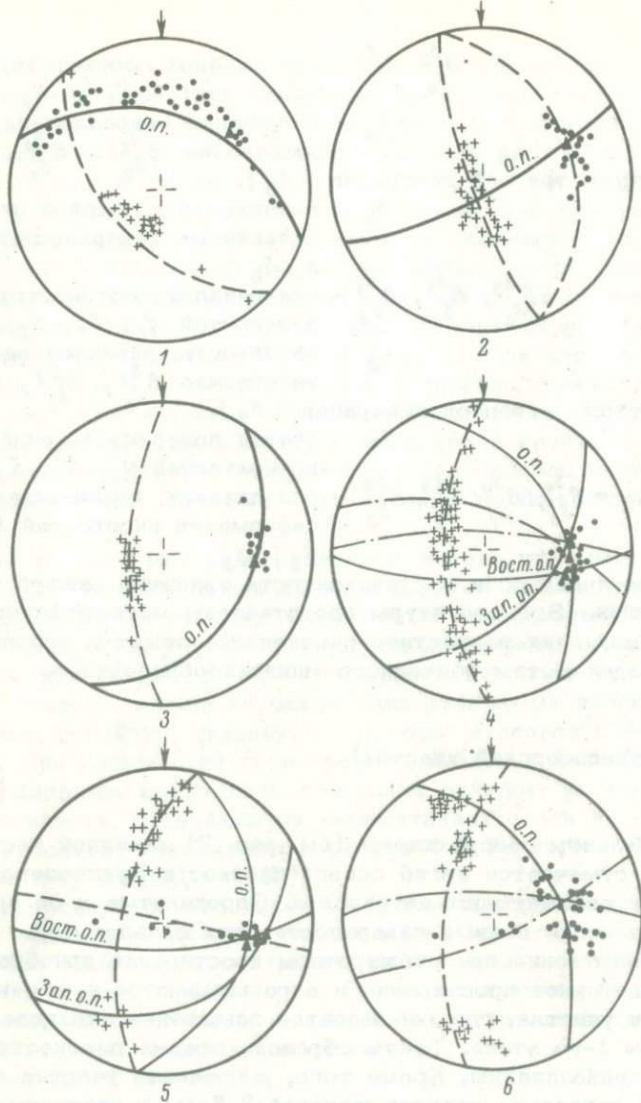
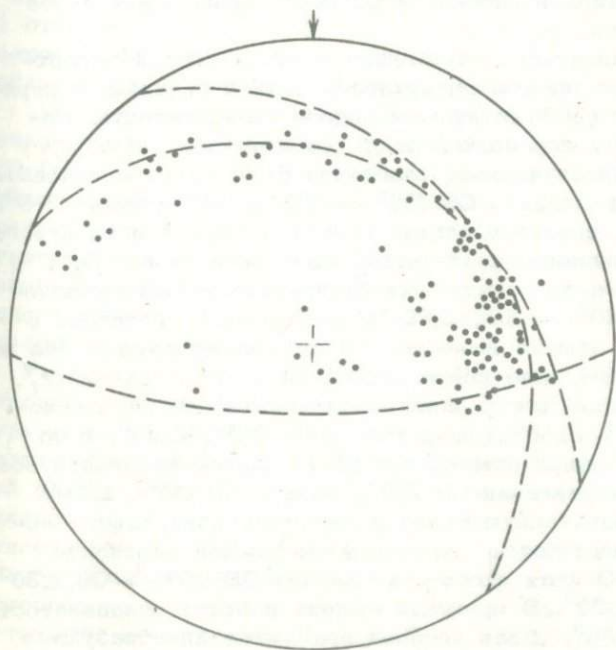
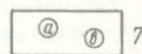
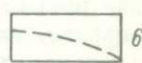
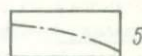
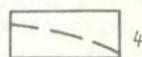
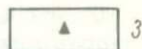
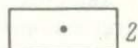
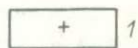
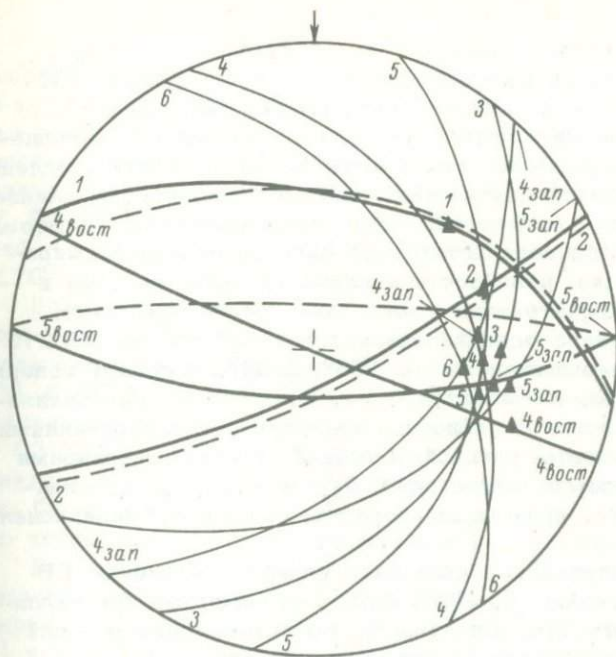


Рис. 4. Структурная характеристика доменов (проекция на верхнюю полусферу) и обзорные диаграммы для Западнокавказского участка.

1 - полюса плоскостей сланцеватости; 2 - линейность (оси складок, минералы и их агрегаты); 3 - оси β_3 ; 4 - дуги рассеивания линейности; 5 - плоскости сланцеватости, параллельной осевой плоскости складок; 6 - дуги, ограничивающие поля рассеивания линейности; 7 - выходы кинематических осей. О.П. - осевые плоскости складок.



широтного простирання с падением на юг $30-35^\circ$. Ось β_s , представляющая шарнир складки, погружается по азимуту $230-235^\circ$, $\angle 30^\circ$. Линейность, представленная шарнирами складок с субширотными осевыми поверхностями, минералами и их скоплениями, дает рассеивание по полной дуге большого круга, последняя совпадает с осевой плоскостью складки и плоскостью сланцеватости, для которой выделяется отчетливый максимум полюсов. Такое рассеивание свидетельствует об одновременном формировании данной складки, линейности и сланцеватости, которая в замке складки в компетентных слоях сечет напластование.

Домен 2. Складка с осевой поверхностью СВ $60^\circ \rightarrow$ СЗ, $\angle 75^\circ$ и шарниром, погружающимся по аз. 255° , $\angle 30^\circ$, изгибает поверхности напластования, мигматитовую полосчатость и кристаллизационную сланцеватость. Линейность, представленная скоплениями кварца, полевых шпатов, роговой обманкой, а также шарнирами складок, дает максимум около оси β_{s_1} , несколько рассеиваясь по большой дуге, проходящей через эту ось в субмеридиональном направлении.

Домен 3. Цилиндрическая складка с осевой плоскостью СВ $40^\circ \rightarrow$ СЗ, $\angle 30^\circ$ и осью β_s 270° , $\angle 25^\circ$ деформирует кристаллизационную сланцеватость. Линейность, представленная роговой обманкой и скоплениями минералов, дает максимум около β_s , несколько рассеиваясь в плоскости СЗ 350° , проходящей через ось β_s .

Домен 4. Цилиндрическая складка с плоской осевой поверхностью деформирует осевую поверхность ранней складки, поверхность напластования и кристаллизационную сланцеватость. Поскольку полюса этих плоскостей дают сравнительно узкую дугу рассеивания, их первоначальное залегание было субпараллельным. Осевая поверхность складки СЗ $335^\circ \rightarrow$ ЮЗ, $\angle 35^\circ$, шарнир 275° , $\angle 30^\circ$. Линейность, представленная роговой обманкой и ее агрегатами, шарнирами складок, дает четкий максимум около β_s . Кроме того, развита крутопадающая сланцеватость выдержанного залегания СЗ $280^\circ \rightarrow$ ЮЗ, $\angle 65-70^\circ$, секущая слоистость. В пределах данного домена выделены более мелкие домены (4а и 4б), соответствующие западной и восточной частям складки F_1 . Как видно, в западной части развиты складки с осевой плоскостью СВ $45^\circ \rightarrow$ СЗ, $\angle 45^\circ$ и шарниром ЮЗ 265° , $\angle 30^\circ$, в то время как для восточной отмечается вертикальное залегание осевой плоскости в направлении СЗ 290° , шарнир СЗ 290° , $\angle 20^\circ$.

Домен 5. Цилиндрическую складку образуют поверхности напластования и сланцеватость, параллельная осевой плоскости складок F_1 (S_1). Осевая плоскость складок СВ $10^\circ \rightarrow$ СЗ, $\angle 30^\circ$, шарнир СЗ 235° , $\angle 30^\circ$. В пределах домена развита сланцеватость СЗ $280^\circ \rightarrow$ СВ, $\angle 30^\circ$, вдоль которой при движении образуются

мелкие складки скольжения. Шарниры этих складок рассеиваются в данной плоскости, образуя небольшой максимум около оси β_S . Как и в предыдущем случае, для участков с плоской осевой поверхностью складок F_1 составлены диаграммы 5а и 5б, из которых видно, что для западной части ось β_S погружается СЗ 280°, $\angle 20-25^\circ$, осевая плоскость СВ 60° → СЗ, $\angle 35^\circ$; для восточной — шарнир (β_S) СЗ 280°, $\angle 25-30^\circ$, осевая плоскость 270° → С, $\angle 70^\circ$.

Домен 6. Включает северный и южный берега западной части Кукаозера. Поверхности напластования и кристаллизационная сланцеватость образуют складки с осевой плоскостью СЗ 325° → ЮЗ, $\angle 45^\circ$ и осью β_S 280°, $\angle 35^\circ$. Отчетливо выделяются два максимума полюсов плоскости сланцеватости: СВ 65° → СЗ, $\angle 75^\circ$ и СЗ 275° → ЮЗ, $\angle 80^\circ$. Эти плоскости пересекаются в линии, близкой к β_S , около которой наблюдается максимум линейности. Шарниры складок частично дают рассеивание по дуге большого круга, субпараллельного плоскостям сланцеватости.

В результате составления и анализа обзорной диаграммы выделенных доменов выявлены следующие закономерности ориентировки плоскостных и линейных структур разного масштаба:

- 1) все осевые плоскости цилиндрических складок пересекаются в одной линии с азимутом погружения СЗ 270-275°, $\angle 25-35^\circ$;
- 2) отчетливо наблюдается поздняя сланцеватость, которая имеет веерообразный характер и пересекается в оси, соответствующей, согласно Дж. Рамсею (Ramsay, 1962), кинематической оси β (азимут погружения оси ЮЗ 260°, $\angle 35^\circ$);
- 3) оси β_S рассеиваются по большому кругу, соответствующему плоскости СЗ 330-340° → ЮЗ, $\angle 30^\circ$, которая проходит вблизи осей пересечения осевых поверхностей и поздней сланцеватости;
- 4) линейность, представленная шарнирами мелких складок, минералами и агрегатами, рассеивается в секторе, сужающемся около оси пересечения поздней сланцеватости; кроме того, намечается еще одна плоскость (СЗ 330° → ЮЗ, $\angle 30^\circ$), вдоль которой рассеивается линейность.

Указанные закономерности в совокупности с особенностями строения каждого домена приводят к следующим выводам о структуре данного участка. Складчатая структура F_1 испытывает наложенную деформацию, включающую образование двух генераций поздних складок F_2 и F_3 . Осевые поверхности S_2 складок F_2 , отчетливо деформирующих F_1 , в частности Северокукаозерскую складку, пересекаются в оси складки F_3 с веерообразным развитием кливажа осевой плоскости, пересечение которого дает среднюю кинематическую ось. Складкам F_2 соответствуют домены 3-6. Домены 1, 2, 4б, 5б представляют складки F_3 , характеризуются выдержанным простираем осевых

плоскостей и кливажа осевой плоскости, а также одинаковым характером рассеивания линейности: по закону линейности, наложенной на ранее складчатую структуру. Распределение осей β_S на стереографической сетке показало, что они частично группируются возле оси $\beta_{S_2}^{S_3}$, но рассеиваются по большой дуге СЗ $330^\circ \rightarrow$ ЮЗ, $\angle 30^\circ$, вдоль которой рассеивается также часть мезоскопических линейных структур. Такие соотношения свидетельствуют о субпараллельной ориентировке кинематических осей и соответствующих осей складок обеих генераций. Наблюдаемое в таком случае рассеивание может быть двоякого рода: либо это рассеиваются оси складок $\beta_{S_2}^{S_3}$ по принципу молодой линейности в осевой плоскости S_2 , либо — оси $\beta_{S_2}^{S_3}$ вследствие веерообразного характера S_3 и частичного несоблюдения $\delta_{\text{кин}}^2$ и $\delta_{\text{кин}}^3$. Однако и в этом случае рассеивание пойдет в плоскости S_2 . С учетом того что наибольшее отклонение β_S дают складки F_3 , второй вариант представляется более вероятным.

Таким образом, наложенные деформации в пределах участка характеризуются развитием двух генераций складок; последние, несмотря на различный план движения, имеют общую кинематическую ось $\delta_{\text{кин}}$, которая представляет собой пересечение их осевых поверхностей, реконструированных для складок F_2 СЗ $330-340^\circ \rightarrow$ ЮЗ, $\angle 30^\circ$ и для F_3 СЗ $270-280^\circ$ с субвертикальным падением.

Мезоскопические структуры представлены мелкими складками, сланцеватостью и разного рода линейностью. Наблюдения над мелкой складчатостью подтверждают наличие ранних складок, которые всегда изоклинальные, близки к лежачим и характеризуются погружением шарнира по падению осевой плоскости в западном направлении. Осевые плоскости этих складок деформированы с образованием открытых складок с субвертикальными осевыми плоскостями, простирающие которых СЗ $275-280^\circ$. Шарниры складок рассеиваются вдоль этой плоскости иногда в пределах одного выхода. Для некоторых складок наблюдается кливаж осевой плоскости, секущий слоистость в замке складки. Вдоль южного контакта с фундаментом поздняя складчатость становится более напряженной и развиваются тесно сжатые опрокинутые к югу изоклинальные складки с отчетливым кливажом осевой плоскости. Такой же стиль складчатости отмечается на севере участка (домен 1).

Востокукасозерский участок

Данный участок отличается тем, что складки второго этапа деформации имеют северо-восточное простираание осевых поверхнос-

тей. Разбивка на домены (рис. 5) и анализ плоскостных и линейных структур проводились по тому же принципу, что и ранее. В доменах 7 и 8 открытые складки с S_3 СЗ $300^\circ \rightarrow$ ЮЗ, $\angle 60^\circ$ и горизонтальной осью деформируют S_0 , S_1 и S_2 . Поверхность S_3 образует веер с пересечением в оси $b_{кин}^3$. Шарниры складок и параллельные им минеральная (амфиболы) и агрегатная (слюды или амфиболы) линейности дают максимум или рассеиваются вдоль S_3 . Те же соотношения видны в доменах 9, 11 и 15. В доменах 10, 12-14, 16 осевые поверхности складок, деформирующие напластование и кристаллизационную сланцеватость, имеют северо-восточную ориентировку. Шарниры складок и ориентировка амфибола дают максимум вблизи β_S или слегка рассеиваются. В домене 14 осевая плоскость складки сечется поздним кливажом.

Обзорные диаграммы показывают наличие двух серий складок. Одна серия - сжатые изоклиналильные складки с пологопадающими осевыми поверхностями, простирание которых меняется от СВ 25° до СЗ 285° с преобладающим залеганием СВ $50-80^\circ \rightarrow$ СЗ, $\angle 25-40^\circ$. Вторая серия - открытые складки с крутопадающими осевыми плоскостями, простирающимися СЗ $295-305^\circ$. Параллельно этому направлению развит кливаж осевой плоскости, расположенный веерообразно и отмечавшийся для ряда доменов. Линия пересечения кливажа близка к горизонтальной и ориентирована в плоскости СЗ $295-300^\circ$. Крутопадающие осевые поверхности складок пересекаются в оси, расположенной в той же плоскости и погружающейся по азимуту ЮВ $125-130^\circ$, $\angle 30^\circ$.

Близкая ориентировка осевых поверхностей S_3 , одинаковая морфология складок свидетельствуют об их одновременности. Осевые плоскости, так же как и веерообразный кливаж, представляют сопряженные поверхности, и их пересечение указывает на выход оси $b_{кин}^3$ (Ramsay, 1962). В таком случае ось $a_{кин}^3$ расположена под углом 90° в зоне плоскостей S^3 и погружается по азимуту СЗ $290-300^\circ$, $\angle 70^\circ$. Оси β_S , которые представляют собой шарниры открытых складок, рассеиваются в вертикальной плоскости СЗ 295° , в целом соответствующей ориентировке осевых поверхностей. Это указывает на то, что рассматриваемая серия складок действительно разновозрастна и, вероятно, наложена на ранее образованную складчатую структуру. Такими структурами, в частности, оказываются изоклиналильные лежащие складки, осевые плоскости которых меняют свое простирание в северо-восточных румбах и пересекаются в оси, одновременно принадлежащей осевой плоскости открытых северо-западных складок, что указывает на сравнительно более молодой возраст открытых структур. Линия пересечения представляет ось $B_{S_2}^{S_3}$. В зоне этой оси расположена большая часть выходов $\beta_S = B_{S_1}^{S_2}$. Однако шарниры лежащих складок расположены в плоскости, которой

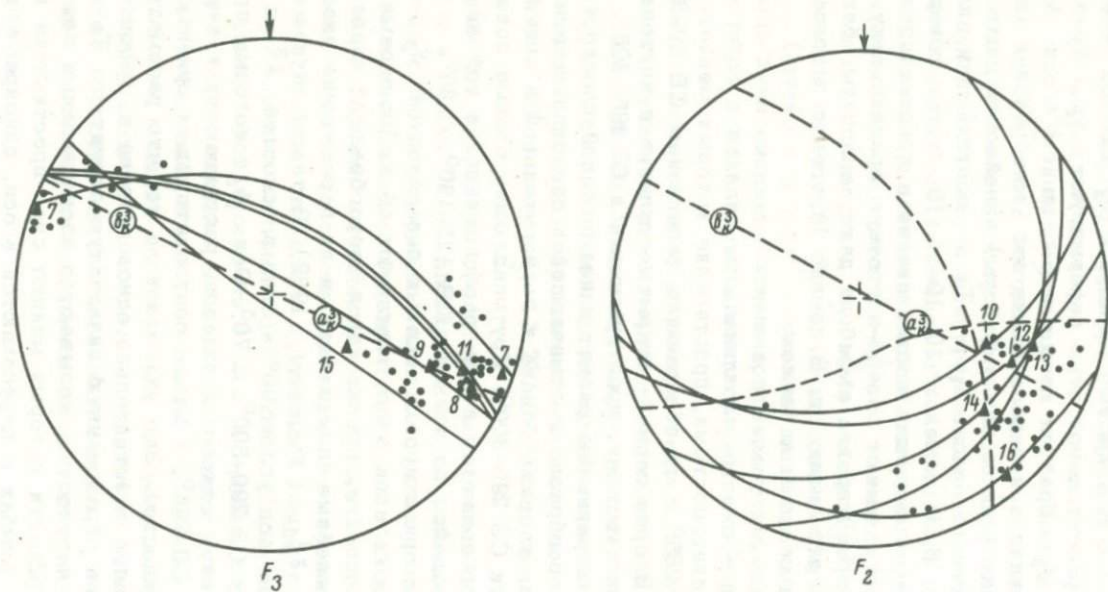
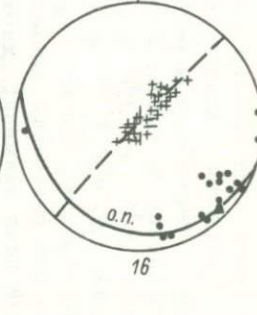
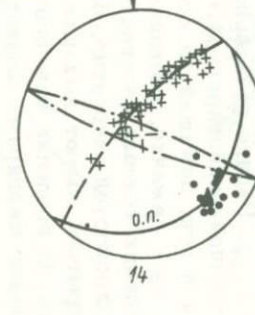
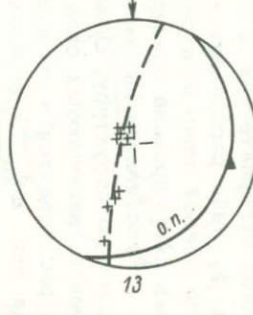
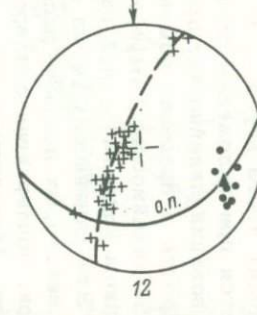
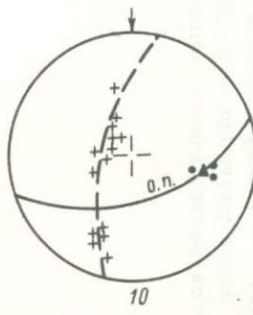
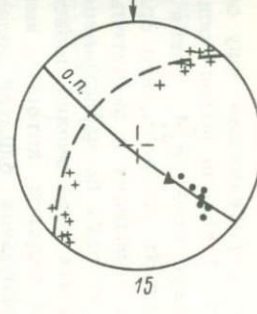
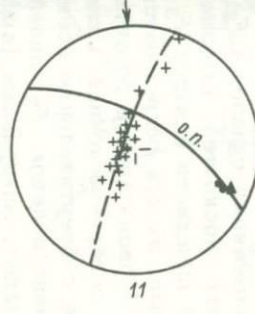
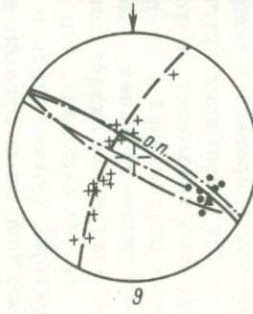
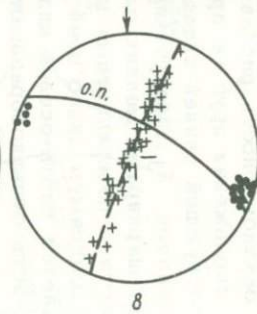
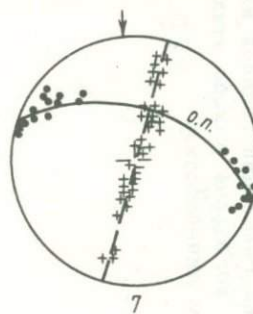


Рис. 5. Структурная характеристика доменов и обзорные диаграммы для Восточнокукасозерского участка.

Обозначения те же, что на рис. 4.



соответствует дуга большого круга, пересекающая зону осевой плоскости открытых складок F_3 (S_3) вблизи выхода оси $a_{кин}^3$. Несмотря на неотчетливое рассеивание осей $\beta_{S_1}^{S_2}$ такая закономерность вполне вероятна, хотя следует признать, что ориентировка осей $\beta_{S_1}^{S_2}$ и $\beta_{S_2}^{S_3}$ в целом совпадает и значительного рассеивания $\beta_{S_1}^{S_2} = \beta_{S_2}^{S_3}$ при этом условии не наблюдается.

Таким образом, анализ β_S -осевых пересечений позволяет выделить две генерации наложенных складок, которые, имея различный план движений, характеризуются близкой ориентировкой оси $\delta_{кин}$. Ранняя генерация наложенных складок (F_2) обладает различной ориентировкой осевых плоскостей, которые пересекаются в оси, лежащей на осевой плоскости складок F_3 . Складки F_2 - лежащие, изоклинальные, их оси погружаются почти по падению осевых плоскостей. Первоначальная ориентировка осевых плоскостей, вероятно, была северо-восточной. Складки F_3 - открытые, имеют выдержанную субвертикальную осевую плоскость. В пределах каждого домена складок F_2 линейность представлена шарнирами мелких складок, минералами (амфибол), минеральной бугорчатостью и обычно ориентирована в зоне выхода оси β_S либо рассеивается вдоль дуги большого круга, отвечающего осевой плоскости складки. Это указывает на то, что линейность сформирована одновременно со складкой и представляет L_2 . Рассеивание вызвано наложением на ранее образованную складчатую структуру. Обзорная диаграмма линейности для всех доменов, включающих складки F_3 , показывает, что линейность рассеивается в площади сектора, сужающегося в сторону выхода оси $a_{кин}^3$ и ограниченного большими дугами, которые проходят через эту ось. Такая закономерность рассеивания наблюдается при наложении складок скольжения друг на друга и существовании линейности, предшествующей ранней складке.

Линейность в пределах доменов складок F_3 представлена агрегатной линейностью, амфиболами, шарнирами мелких складок, пересечением кливажа осевой плоскости с поверхностями напластования. Эта линейность также дает максимум около осей складок, а в некоторых доменах рассеивается вдоль осевой плоскости складок, подчеркивая одновременность складкообразования и линейности. Поскольку шарниры обеих генераций складок имеют частично одинаковую ориентировку, то в зоне выхода этих осей наблюдается расплывчатый максимум линейности.

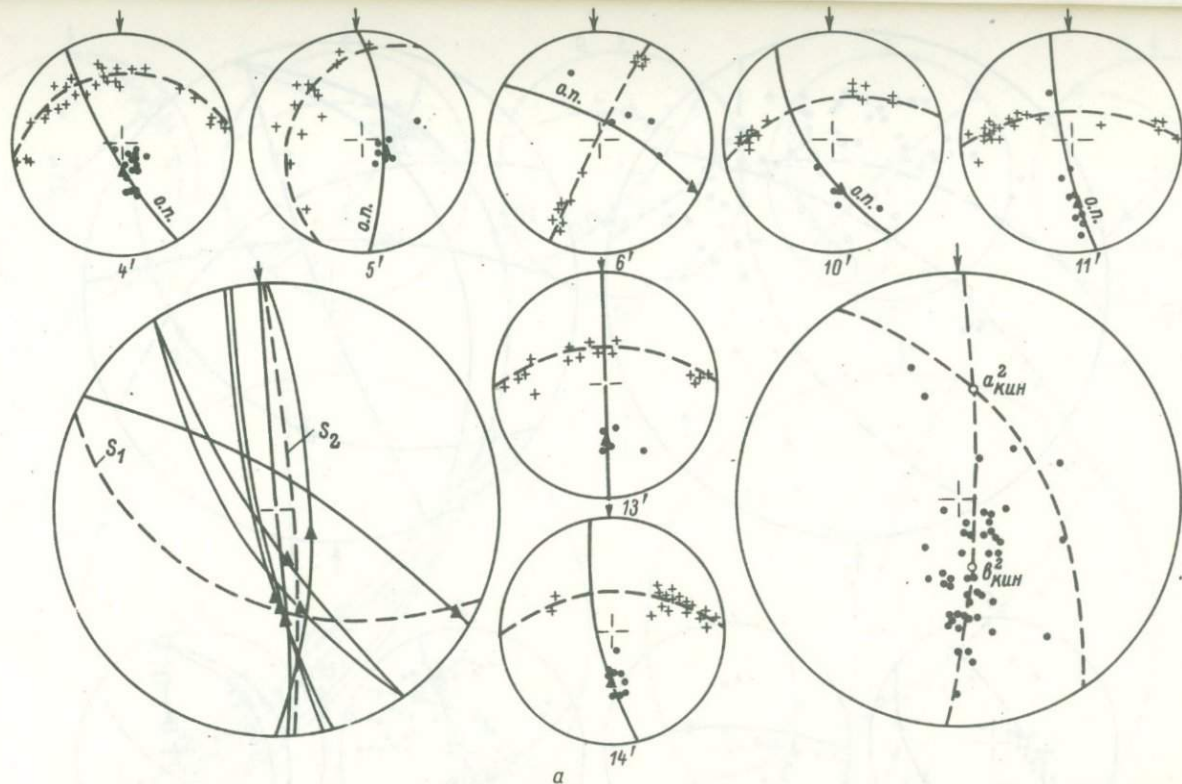
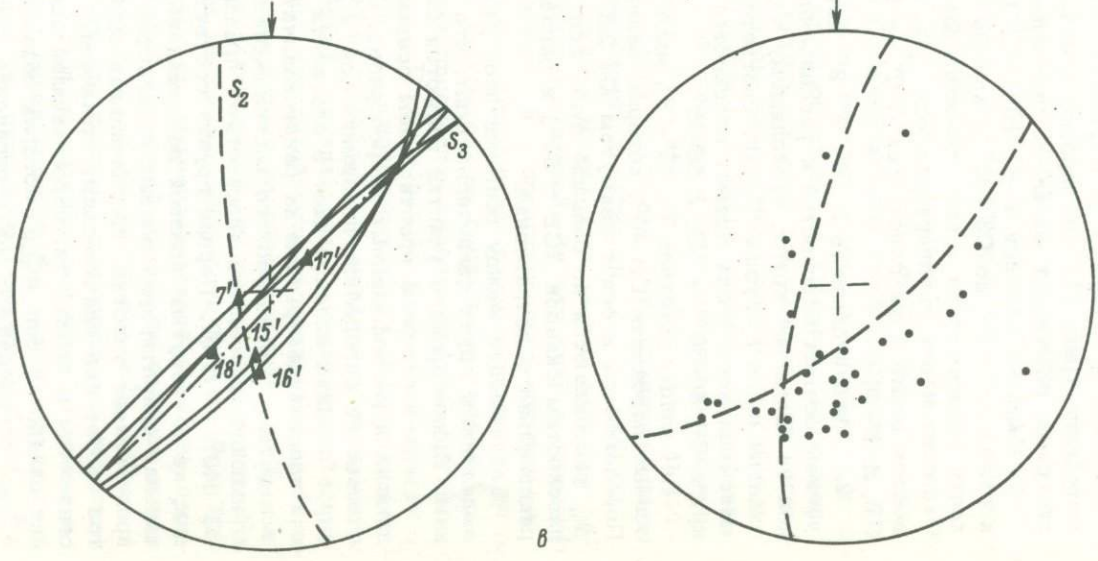
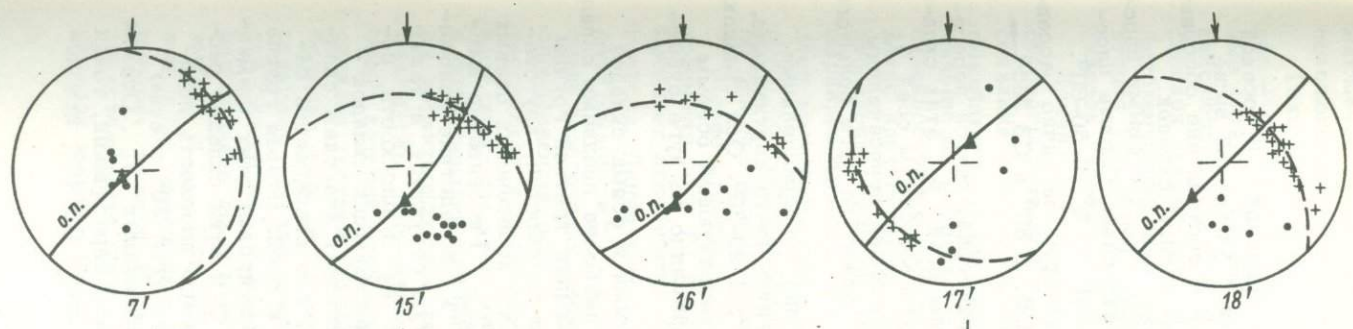
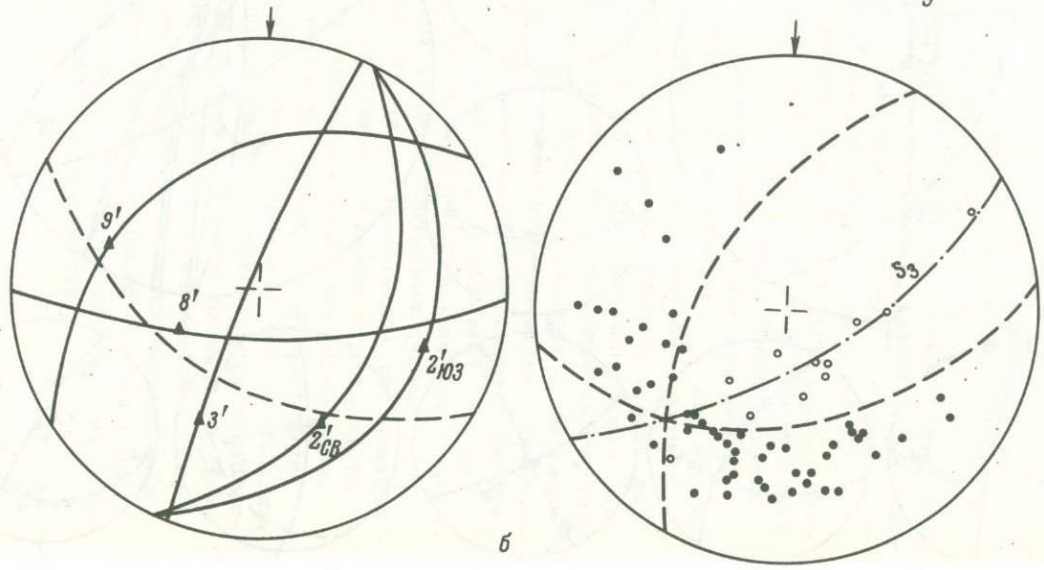
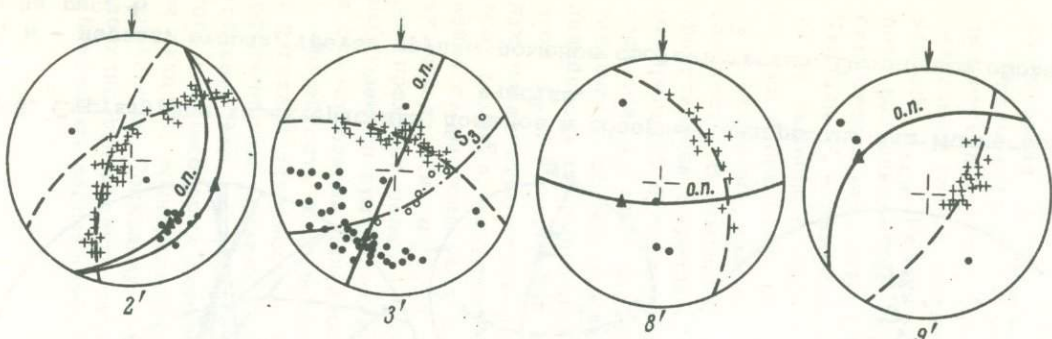


Рис. 6. Структурная характеристика доменов и обзорные диаграммы для Иринегорского участка.

а, б, в - первая, вторая, третья группы доменов соответственно. Остальные обозначения те же, что на рис. 4.



Участок был разделен на 16 доменов по принципу β -осевой гомогенности и обработан в соответствии с указанной выше методикой (рис. 6). Группировка доменов и составление обзорных диаграмм позволяют выделить следующие группы складок.

1. Складки доменов 4'-6', 10', 11', 13', 14' с осевыми плоскостями от $C 0^\circ$ до $C3 330^\circ$ и крутым падением. Осевые плоскости пересекаются в оси, ориентированной $C 0^\circ$, $\angle 50-60^\circ$. Около этой оси группируются оси β_S , которые частично рассеиваются вдоль двух плоскостей $C 0^\circ \rightarrow CB$, $\angle 80^\circ$ и $C3 295^\circ \rightarrow CB$, $\angle 40-45^\circ$.

2. Складки доменов 2', 3', 8', 9', характеризующиеся пересечением осевых плоскостей и рассеиванием осей β_S этих складок по большому кругу, проходящему через максимум осей β_S складок первой группы. Точки, соответствующие пересечениям максимального числа осевых плоскостей, лежат на дуге большого круга $CB 40-50^\circ \rightarrow C3$, $\angle 30-35^\circ$.

3. Складки доменов 7', 15'-18', имеющие субпараллельные осевые плоскости $CB 40^\circ$, которые залегают почти вертикально. Пересекаются в оси с азимутом ЮЗ 230° , $\angle 20-30^\circ$. Оси складок β_S рассеиваются по большой дуге, соответствующей осевым плоскостям складок ($CB \sim 50^\circ$) и одновременно по дуге субмеридионального направления.

Соотношения между осевыми плоскостями и осями складок выделенных групп свидетельствуют, что наиболее поздними складками Иринегорского участка являются складки третьей группы с северо-восточным простираением осевых плоскостей, крутопадающих и расположенных веерообразно. Ось пересечения осевых плоскостей определяет положение оси $b_{кин}^4$. Рассеивание шарниров поздних складок идет в плоскости S вследствие наложения поздней деформации на раннескладчатую структуру, а также вследствие веерообразного расположения S_4 в плоскости, совпадающей с осевыми плоскостями предшествующих складок - $C3 340^\circ \rightarrow C 0^\circ$. Первая группа соответствует участкам складок, не затронутым поздней деформацией, где сохраняется начальная ориентировка осевых плоскостей и осей. Вторая группа представляет участки, где начальная ориентировка этих элементов претерпела значительные изменения. Оси этих складок рассеиваются в плоскости, пересекающей осевую плоскость поздних складок в оси $a_{кин}^4$, которая образует угол 90° с осью $b_{кин}^4$, определенной как пересечение сопряженных S_4 . Осевые плоскости складок второй группы дают сеть пересечений, точки максимумов которых расположены в плоскости $CB 40^\circ$, прибли-

жающейся к S_4 ; это может быть вызвано непараллельным расположением осевых плоскостей ранних складок.

Таким образом, отчетливо выделяются две генерации складок — поздние северо-восточные и более ранние субмеридиональные складки. Однако последние, в свою очередь, являются также наложенными, о чем свидетельствует рассеивание осей β_S складок первой группы по двум плоскостям, из которых одна (субмеридиональная) соответствует осевой плоскости складок, а вторая (S_3 295°), возможно, реконструирует осевую поверхность складок первого этапа деформаций (F_7).

Линейные структуры дают огромное поле рассеивания по всей стереографической сетке. Однако если рассматривать поля рассеивания в соответствии с выделенными группами складок, то выявляются закономерности, которые хорошо увязываются с наменными стадиями складкообразования. Обзорная диаграмма линейности для первой группы складок показывает, что рассеивание идет главным образом вдоль осевой плоскости субмеридиональных складок. В пределах каждого домена ориентировка шарниров складок, роговой обманки, скоплений минералов либо дает максимум около оси β_{S_1} , либо рассеивается по большой дуге, соответствующей осевой плоскости, что свидетельствует об одновременном формировании линейности L_2 складки.

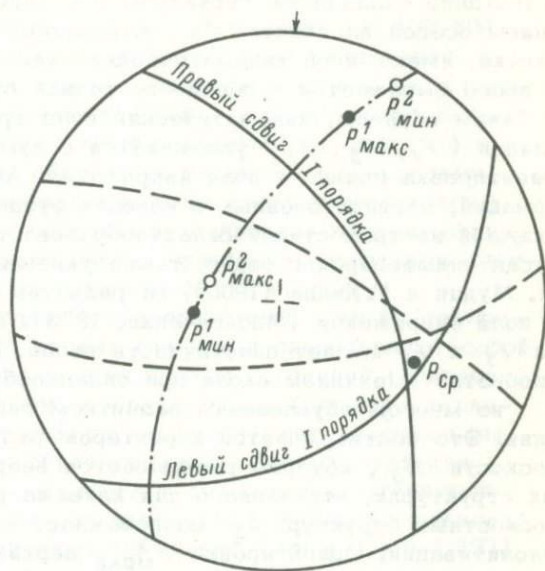
Менее отчетливо выражена вторая дуга рассеивания, расположенная косо по отношению к первой. На эту дугу в основном попадает линейность домена b' , представленная кинитом в гнейсах. Линия пересечения плоскостей, соответствующих дугам, дает выход $a_{кин}^2$ и в данном случае составляет угол 90° с осью пересечений осевых плоскостей складок первой группы, определяющих ось $b_{кин}^2$. Таким образом, вдоль второй дуги рассеивается линейность L_1 , предшествующая субмеридиональным складкам, указывая на преобладание механизма скольжения в формировании наложенной складчатости. Складки второй группы характеризуются тем, что линейность рассеивается по большим дугам, пересекающим осевые плоскости вблизи оси β_S , около которой отмечается некоторый максимум линейности. У складок третьей группы максимум линейности отсутствует. Все большие дуги рассеивания на стереографической проекции пересекаются в точке, лежащей на осевой плоскости складок поздней генерации, определяя тем самым выход оси $a_{кин}^4$. Поле рассеивания представляет два сектора, сужающихся в области выхода $a_{кин}^4$. Ось $b_{кин}^4$, расположенная под прямым углом к оси $a_{кин}^4$, соответствует линии пересечения осевых плоскостей поздних складок. Кроме того, существует линейность L_4 , представленная преимущественно шарнирами северо-восточных складок в зонах развития поздней сланцеватости. Эта линейность

отчетливо рассеивается вдоль осевой плоскости складок поздней генерации F_4 (S_4).

Резюмируя данные по трем рассмотренным участкам проявления наложенной складчатости, следует подчеркнуть, что складки F_2 , несмотря на разную ориентировку, имеют одинаковую морфологию и размеры. Они относятся к нейтральному типу и локализованы в узких зонах на продолжении разрывных нарушений, фиксируемых в породах жесткого фундамента. Это позволяет связывать их с ранними проявлениями горизонтальной блоковой тектоники фундамента (Московченко, 1973). Локальный характер развития складок F_2 , принадлежность их к нейтральному типу, ориентировка шарниров складок на западе и востоке региона хорошо увязываются с представлениями о двух сопряженных зонах скола и развитии соответственно лево- и правосдвиговых смещений вдоль этих зон с горизонтальным перемещением жесткой глыбы фундамента с юго-запада на северо-восток.

К более поздним наложенным складчатым структурам относятся складки F_3 с субширотным и северо-западным простираанием осевых поверхностей, расположенных иногда веерообразно. Пересечение этих плоскостей (S_3) не является осью складки и указывает на выход оси $\delta_{кин}^3$. Оси $\beta_{S_3}^{S_3}$, $\beta_{S_2}^{S_3}$ этих складок и одновременная с ними линейность рассеиваются вдоль их осевой плоскости либо, в случае веерообразного расположения, — по дуге, отвечающей осевой плоскости предшествующих складок (S_2). Осевые плоскости ранних наложенных складок пересекаются в оси, расположенной на осевой плоскости открытых складок. Ось пересечений β_{S_2} представляет ось крупной складки F_3 на некотором участке ($\beta_{S_2}^{S_3}$). Шарниры более мелких складок, отвечающих масштабу домена, обычно располагаются в зоне этого пересечения, и их незначительное рассеивание указывает на скалывание изоклиналильный характер предшествующих складок F_2 . С другой стороны, рассматривая генерацию складок F_2 , можно заметить, что их оси $\beta_{S_2} = \beta_{S_2}^{S_2}$ расположены в зоне пересечения $\beta_{S_2}^{S_3}$ и рассеивание их также незначительно. Это свидетельствует о двух важных положениях: 1) складки F_1 , предшествующие F_2 , приближались к изоклиналильным по крайней мере на крыльях крупных структур и 2) оси крупных складок F_2 , F_3 в пределах выделенных участков имеют близкую ориентировку и, вероятно, отвечают условию субпараллельной северо-западной ориентировки кинематических осей $\delta_{кин}^2$ и $\delta_{кин}^3$. Это признак позволяет рассматривать данные складчатые структуры как сопряженные, причем складки F_3 могут возникать вдоль плоскостей скалывания второго порядка, которые развиваются в результате местной трансформации поля напряжения в зоне скалывания первого порядка, сопровождаемой складчатостью F_2 (Ramsey, 1962).

Рис. 7. Соотношение осей главного поля напряжения (черные кружки) и трансформированного поля напряжения (светлые кружки), отвечающих образованию складок F_1 , F_2 , F_3 .



На рис. 7 приведены диаграмма поля напряжения при формировании структур F_1 , F_2 для района в целом и преобразованное локальное поле напряжения, следствием которого является развитие складок F_3 на западе Кукаозера. Оси $\rho_{макс}$, $\rho_{мин}$ и $\rho_{ср}$ определялись из геометрии сопряженной складчатости вдоль плоскостей скалывания одного порядка. В качестве главных плоскостей скала выступают плоскости сдвиговых смещений, в зоне которых развиваются складки F_2 . Складки F_3 обусловлены развитием сопряженных субширотных плоскостей скалывания второго порядка в зоне главного левого сдвига. Движения вдоль этих сопряженных плоскостей, расположенных под углом около 60° друг к другу, приводят к образованию крупных открытых структур.

Расположение главных осей напряжения и их соотношение с местным полем напряжения при развитии складок F_3 (рис. 7) показывают, что оси $\rho_{ср}^3 \approx \rho_{ср}^2$. Ось $\rho_{макс}^3$ расположена под углом 75° к оси $\rho_{макс}^2$, а также к плоскости главного левостороннего сдвига. Такие соотношения свидетельствуют о том, что рассматриваемые складчатые структуры F_2 и F_3 являются сопряженными, но соответствуют разному порядку. Складки F_3 развиваются как эффекты второго порядка в главных зонах скалывания, с которыми связано формирование складок F_2 . С этой точки зрения складки F_2 и F_3 могут быть объединены в один этап деформации.

Поздние складчатые структуры с северо-восточным прости-
ранием осевой плоскости F_4 , выявленные на Иринегорском
участке, имеют иной кинематический план деформаций, что преж-
де всего выражается в северо-восточной ориентировке оси $\delta_{\text{кш}}^4$.

Таким образом, кинематический план трех ранних генераций
складок (F_1, F_2, F_3) увязывается с существованием единой
ориентировки главного поля напряжения. Анализ разрывных де-
формаций, сосредоточенных в породах фундамента и сопряженных
с каждой из трех стадий складкообразования в пластичных комп-
лексах тикшеозерской серии, также указывает, согласно теории
Дж. Мудди и М. Хилла (1960), на развитие их в условиях единого
поля напряжения (Московченко, 1973). При переходе от ста-
дии F_1 к F_3 падает пластичность пород. Все большее значение
приобретает механизм скола при складкообразовании. Складки
 F_3 во многом обусловлены развитием сопряженных зон скалы-
вания. Это подтверждается характером развития кливажа осевой
плоскости S_3 , который раскрывается веером вниз в антиформ-
ных структурах, что типично для кливажа разлома. Образование
плоскостных структур S_3 сопровождается процессами бласто-
милонитизации. Ориентировка $\rho_{\text{макс}}^3$ вертикальная и отражает
тектоническую разгрузку региона.

Последовательность развития складчатых структур $F_1, F_2,$
 F_3 в условиях единого поля напряжения при его закономерной
трансформации и на фоне снижающейся пластичности пород ука-
зывает на принадлежность стадий складкообразования одному
деформационному циклу.

Морфологические особенности сульфидных рудопроявлений

Серноколчеданные и медноколчеданные рудопроявления в Север-
ной Карелии приурочены к черным сланцам хирвинаволоксской
свиты, к метасоматически измененным гнейсам фундамента кар-
елид и их контакту с породами хирвинаволоксской свиты, а так-
же к кварцованным и мусковитизированным гранат-биотитовым
гнейсам и гранатовым амфиболитам иринегорской свиты.

Черные сланцы слагают нижние горизонты хирвинаволоксской
свиты, перекрывая толщу переслаивающихся дистен-биотитовых,
биотит-роговообманковых сланцев и мраморов первого макро-
ритма. Они наблюдаются либо в крыльях синклинальных скла-
док первого порядка северного и южного берегов Петров-острова,
либо в ядерных частях антиклинальных складок того же поряд-
ка (о. Монастырский, п-ов Хирвинаволоок). Черные сланцы мы

наблюдали в виде отдельных выходов протяженностью 100–300 м и шириной 20–50 м. Разрозненность выходов обуславливается срезанием черных сланцев телами ортоамфиболитов и постскладчатými разрывными нарушениями. Иногда в телах ортоамфиболитов наблюдаются ксенолиты черных сланцев, на контакте с которыми ортоамфиболиты обогащены графитом и сульфидами.

Черные сланцы по минералогическому составу разделяются на графитовые сланцы, не содержащие сульфидов железа, сульфидсодержащие графитовые сланцы и сульфидно-графитовые сланцы со значительным количеством сульфидов железа.

Графитовые и сульфидсодержащие графитовые сланцы распространены во всех выходах черных сланцев и представляют собой тонкозернистые массивного облика породы со слабой сланцеватостью, подчеркнутой трещиноватостью пород. Сульфидсодержащие графитовые сланцы в отличие от графитовых включают пылевидную, иногда эмульсионобразную вкрапленность сульфида железа – пирротина. Кроме графита и сульфидов, составляющих около 80% породы, в состав сланцев входят кварц, плагиоклаз, мелкочешуйчатый светлоокрашенный биотит ($Mt = 1,615-1,627$) и акцессорный апатит. Графит резко преобладает над пирротинном.

В сульфидно-графитовых сланцах содержание пирротина достигает 30–40% объема породы. Пирротин присутствует в форме мелкой пылевидной вкрапленности совместно с графитом. Кроме этих минералов, сланцы сложены также кварцем, плагиоклазом и мелкочешуйчатым биотитом либо роговой обманкой, образующей в графитовом сланце порфиробласты. Такие, обогащенные пирротинном, сланцы наблюдаются на северном берегу Петров-острова и рассматриваются как рудопроявления. Здесь сульфидно-графитовые сланцы слагают узкие складки F_3 , осложняющие крупную синклинальную складку F_1 . Наибольшее обогащение сульфидами наблюдалось вблизи замковых частей и в висячих крыльях антиклиналей.

Кроме обычной пылевидной вкрапленности пирротина, в этих участках наблюдается послойное скопление рудных минералов, представленных пирротинном с зернами размером от 0,03 до 0,08 мм и отдельными кристаллами пирита (0,2–2,0 мм), которые не имеют реакционных взаимоотношений. Совместно с вкрапленным пирротинном в графитовых сланцах постоянно присутствует ильменит (размер зерен 0,2–2,0 мм). Сульфидно-графитовые сланцы подвергаются окварцеванию, сопровождающемуся новообразованием куммингтонита и перекристаллизацией бледноокрашенного магнезиального биотита. Одновременно происходят перекристаллизация пирротина, образующего параллельные сланцеватости скопления размером 0,5–1,0 см или жилки, секущие слоистость пород (мощность их 0,2–0,5 см, длина до 3 см), и замещение

ильменита сфеном. В перекристаллизованных участках появляются халькопирит (размер зерен 0.01-0.10 мм) и редкие зерна сфалерита.

Аналогичные явления перекристаллизации, окварцевания и замещения наблюдались нами во всех участках выходов сульфидно-графитовых сланцев. В рудопроявлениях, связанных с черными сланцами, ранняя ассоциация рудных минералов представлена тонкой вкрапленностью пирита, ильменита и пирротина I. Более поздняя ассоциация рудных минералов образует перекристаллизованные и прожилково-сетчатые руды, сложенные пирротинном II, пиритом II, халькопиритом, сфалеритом и сфеном.

В северо-западной части п-ова Хирвинаволок, в зоне тектонического контакта гранито-гнейсов фундамента карелид с отложениями хирвинаволокской свиты, сульфидное оруденение представлено рудопроявлениями халькопирита и пирита.

Халькопиритовое рудопроявление приурочено к окварцованным и мусковитизированным гранито-гнейсам фундамента, выходящим в виде тектонического блока, который отделен от пород хирвинаволокской свиты разрывным нарушением. Здесь породы фундамента в западной части сложены биотитовыми гнейсами и на протяжении 100-130 м вдоль берега губы превращены в кварц-мусковитовые сланцы с редкими на западе и частыми на востоке кварцевыми жилами (мощность от 1 до 30 см), которые в районе оруденения образуют густую сеть, а местами - сплошь окварцованные породы. Наблюдается постепенный переход кварцевых пород через кварц-мусковитовые сланцы с кварцевыми жилами к слабомусковитизированным биотит-микроклиновым гнейсам.

Сульфидное оруденение в окварцованных участках представлено вкрапленностью, прослеживающейся на расстоянии около 3.0-3.5 м, и гнездовыми или прожилково-гнездовыми скоплениями сульфидов, окруженными обильной вкрапленностью сульфидов. Мощность таких зон не превышает 10-14 см, а ширина жил и скоплений не более 1-2 см при длине 2-5 см. Скопления образуют слабоветвящиеся цепочки гнезд, вытягивающиеся по сланцеватости пород, и прослеживаются по простиранию на расстоянии 800-100 м с интервалами 10-25 м. Вблизи оруденелых участков наблюдаются обохривание вмещающих пород и развитие медной зелени в виде примазок и небольших натечков.

Сульфидная вкрапленность и гнездовые скопления сложены главным образом халькопиритом и отдельными зернами пирротина. В пирротине часто наблюдаются выделения халькопирита в виде сетчатых структур, которые можно интерпретировать как структуры распада твердого раствора халькопирита в пирротине.

Рудопроявление с пиритовым оруденением залегает на контакте доломитовых мраморов второго макроритма хирвинаволоксской свиты и гнейсов фундамента. Здесь обнажаются верхние горизонты пачки доломитовых мраморов с прослоями биотитовых сланцев (мощность 50–100 см) и тремолитовых мраморов (мощность 25–50 см), которые смяты в складки F_3 с размахом крыльев до 5 м, осложненные мелкой складчатостью (размах крыльев 25–50 см). Погружение осей складок 270° , угол падения 30° . Элементы залегания слоистости пород такие же. Эти, смятые в складки, породы надвинуты под углом $30\text{--}40^\circ$ на биотит-микроклиновые гранито-гнейсы фундамента, которые в приконтактной части на расстоянии 15 м осланцованы (азимут падения сланцеватости СЗ 260° , $\angle 30\text{--}40^\circ$), мусковитизированы, окварцованы и содержат незначительную вкрапленность сульфидов железа. Вблизи узкой полосы рассланцованных гранито-гнейсов на расстоянии 2 м от доломитовых мраморов наблюдается зона интенсивного насыщения сульфидами железа.

Эта зона сложена флогопит-сульфидными сланцами, состоящими из частых порфиробласт пирита размером от 1 мм до 0.5 см, флогопита, основного плагиоклаза (№ 50–60), замещающегося эпидотом, и бледноокрашенного светло-желтого турмалина (дравита). Содержание сульфидов железа колеблется от 10 до 50% объема породы. Сульфидно-флогопитовые сланцы часто перемежаются с мраморами, состоящими из кальцита с реликтами доломита. Контакты этих пород резкие, мраморы в сланцах часто образуют будины. Межбудинные пространства заполнены сульфидными сланцами. На контакте с мраморами иногда наблюдаются сплошные массы сульфидов железа, образующих скопления в виде жил мощностью 2–3 см.

Сульфиды в данном рудопроявлении представлены преимущественно пиритом, образующим кубические кристаллы размером от 0.1 до 0.8 мм в поперечнике. Совместно с пиритом всегда присутствуют халькопирит в виде отдельных зерен размером 0.05–0.10 мм и мелкие чешуйки ильменита, распределенные по всей массе сланцев (0.01–0.08 мм). Иногда в пирите наблюдаются реликты пирротина, в непосредственном контакте с которым всегда присутствует халькопирит. Рудные сланцы в контакте с мраморами часто содержат сфен в виде зерен размером до 1 мм.

Вкрапленность сульфидов в метасоматически измененных гнейсах фундамента, примыкающих к оруденелой зоне, состоит из пирротина и пирита, причем в данном случае четко устанавливается замещение пирротина пиритом. При этом на контакте двух минералов всегда появляется халькопирит, который, вероятно, выделяется из пирротина при таком замещении. Последовательность образования рудных минералов: пирротин-ильменит → пирит-халькопирит.

В южной части Северо-Карельской зоны сульфидные рудопро- явления приурочены к окварцованным и мусковитизированным породам иринегорской свиты основного и кислого состава. Поро- дами, вмещающими оруденение, являются биотитовые, гранат- биотитовые и дистен-гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, пре- вращенные в мусковит-кварцевые сланцы и окварцованные поро- ды. Кроме того, в участках оруденения присутствуют просло- и линзообразные тела биотит-роговообманковых гнейсов и амфи- болитов. Все эти породы смяты в мелкие и крупные изоклинали- ные складки F_2 с преимущественным вертикальным падением и близким к меридиональному простиранием сланцеватости (см. рис. 2).

В обнажениях сульфидное оруденение мы наблюдали к северо- востоку от оз. Степаново, где интенсивно окварцованные графит- содержащие породы, залегающие среди мусковитизированных биотитовых гнейсов, содержат вкрапленность сульфидов железа. Наиболее богатое сульфидное оруденение было обнаружено к востоку от оз. Степанова-ламбина в 1954 г. геологами СЗТГУ при проведении буровых работ на электромагнитной аномалии, отмеченной в 1953 г. во время поисково-разведочных ра- бот. Буровые скважины (№ 4-7) были пройдены под углом 60-70° к падению пород и вскрыли несколько горизонтов сульфид- ных руд прожилково-гнездового типа, приуроченных к графит- содержащим мусковитизированным окварцованным гнейсам и гранатовым амфиболитам, иногда также содержащим графит. Кро- ме того, во всех скважинах была обнаружена вкрапленность сульфидов в мусковитизированных биотитовых и гранат-биотито- вых гнейсах.

Изучение керн скважин показало, что сульфидное орудене- ние представлено двумя типами - вкрапленным и прожилково- гнездовым. Вкрапленный тип подразделяется на равномерно- вкрапленные и неравномерно-вкрапленные полосчатые руды. Рав- номерно-вкрапленное оруденение концентрируется главным об- разом в мусковит-кварцевых сланцах, содержащих графит, и в мусковитизированных биотит-гранатовых гнейсах. В последнем случае вкрапленность незначительная. Неравномерно вкрапленные полосчатые руды располагаются в графитсодержащих мусковит- кварцевых сланцах, вблизи контактов их с биотит-роговообман- ковыми сланцами и амфиболитами. Полосчатость обусловлена при- уроченностью скоплений и прожилков сульфидов и кварца к слан- цеватости. Часто в таких сланцах наблюдается микроплойчатость, возникающая на контакте компетентных амфиболитов в пластич- ных сланцах. Сульфидные скопления и прожилки смяты в микро- складки совместно с агрегатами других минералов породы. Суль- фидные сланцы состоят здесь из мелкозернистого кварца, мелко-

чешуйчатого флогопита ($Nm = 1.603$), графита и сульфидов железа ($\sim 15-25\%$). В таких породах часто встречаются участки перекристаллизованного кварца и сульфидов железа, также смятых в мелкие складки.

Прожилково-гнездовой тип оруденения наблюдался преимущественно на контакте оруденелых кварц-мусковитовых сланцев либо сульфидно-флогопитовых сланцев с амфиболитами или же с биотит-роговообманковыми сланцами. Прожилково-гнездовые скопления сульфидов железа обычно ориентированы по направлению гнейсовидности или сланцеватости вмещающих пород. Размеры гнезд достигают 4-5 см в поперечнике, а мощность прожилков - до 10-15, чаще 5-7 см при прослеживании по всему керну. Содержание сульфидов в этих участках составляет 60-70%. Кроме них, в состав участков входят кварц, основной плагиоклаз, кальцит, сфен, флогопит и богатая кальцием светлоокрашенная роговая обманка. Амфиболиты на контакте с прожилково-гнездовыми жилами, содержащими рассеянную вкрапленность сульфидов, и сами обогащены сульфидами железа. Наблюдения в шлифах показывают, что роговая обманка и гранат в этих участках амфиболитов подвергаются интенсивному окварцеванию, а сульфиды железа совместно с кварцем цементируют роговую обманку или же рассекают ее. Кроме того, титаномагнетит в амфиболитах замещается пирротинном и сфеном.

Главным рудным минералом, слагающим прожилково-гнездовый и вкрапленный типы оруденения, является пирротин II. Во вкрапленных рудах он образует агрегаты из 3-5 зерен, а в прожилково-гнездовом типе - скопления зерен (0.05-0.20 мм). Изредка присутствуют пирит II и халькопирит I, которые обычно образуют отдельные зерна, не контактирующие с пирротинном. Пирротин в наиболее богатых рудах составляет около 75%, пирит 5-7, халькопирит 1-2%. Здесь же совместно с названными рудными минералами наблюдаются ильменит и замещающий его сфен.

В отдельных жилах и участках встречается перекристаллизованный пирротин III с зернами размером 2-3 мм, при этом наблюдаются отдельные жилки халькопирита II и сфалерита, секущие пирротин II, причем сфалерит, вероятно, образуется позже халькопирита, так как в нем содержатся реликты пирротина и халькопирита.

Последовательность образования рудных минералов в данных рудопроявлениях представляется следующей: 1) пирротин I, халькопирит I, пирит I, ильменит; 2) пирротин II, халькопирит II, сфалерит.

Оруденение, приуроченное к измененным гранат-биотитовым гнейсам и гранатовым амфиболитам, наблюдается в районе

горы Виньги. Сульфидная минерализация концентрируется в виде вкрапленности в кварц-дистен-ставролит-плагноклаз-роговообманковых породах, образованных по амфиболитам, и в виде жильных скоплений (мощность 0,5-1,5 см) в дистен-кварцевых породах, образованных по гранат-биотитовым гнейсам. Рудные минералы во вкрапленниках и прожилках представлены преимущественно пирротином и составляют 15-25% объема породы. Пирротин замещается пиритом, при этом появляется незначительное количество халькопирита.

ПЕТРОЛОГИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Метаморфизм кианит-силлиманитового типа проявился на территории Северо-Восточной Карелии на рубеже нижнего и среднего протерозоя и захватил разновозрастные комплексы (Глебовицкий и др., 1971). По отношению к древним беломорским образованиям он выступает как наложенный процесс, связанный с явлениями плутоно-тектонической активизации (Лобач-Жученко и др., 1974). Для раннекарельских супракрустальных комплексов (парапандовская и частично тикшеозерская серии) и прорывающих их гранитоидных интрузий этот метаморфизм также является наложенным (Пинаева, 1970б). Породы тикшеозерской серии Северной Карелии имеют признаки монометаморфического развития. Однако и здесь для супракрустальных образований отмечается длительный путь структурной эволюции, почти на всем своем протяжении сопровождавшийся процессами минералообразования. Ассоциации минералов, как видно из петрографического описания, не парагенетичны и иногда петрогенетически несовместимы. Все это в совокупности указывает на эволюцию процессов метаморфизма в рамках одного тектоно-метаморфического цикла. Последовательность процессов устанавливается посредством корреляции со стадиями деформации. Применение методов парагенетического анализа, включающего исследования минералов, минеральных равновесий, дает возможность установить термодинамический режим и выявить специфику развития отдельных стадий метаморфизма.

Изучались химические и оптические свойства гранатов, амфиболов, пироксенов, слюд, ставролитов, плагиоклазов, а также частично скаполитов.

Гранат. Распространен в породах различного состава. Результаты анализа гранатов из гнейсов и сланцев, а также из пород, богатых кальцием, опубликованы ранее (Пинаева, 1970б; Московченко, 1971а). В первом случае развиты гранаты пироп-альмандинового ряда с незначительным содержанием спессартиновой молекулы. Содержание пироба колеблется в пределах 4-21%, гроссуляра - 6-25%. Эти вариации отражают как неоднородность исходного состава, так и различные условия образования граната. Так, гранаты 244 и 215-1 характеризуют гнейсы повышенной кальциевости и ассоциируют с плагиоклазом повышенной основности (40-50% AN). Анализы 250, 490а, 268, 277 взяты из метасоматически измененных пород вне зоны мигматитов, а 5 и 6 - из гранитизированных пород. Последние отличаются высокой железистостью (f_m), низким коэффициентом C и повышенным содержанием спессартина. Метасоматиты глиноземистого состава содержат гранат с более высоким C , чем метапелиты. Метапелиты парандовской серии и хирвинаволоксской свиты содержат гранат с повышенными значениями f_m и C .

Кальциевые породы иринегорской свиты содержат гранат с высоким значением C (до 0.42) при $f_m = 84-91\%$. В хирвинаволоксской свите гранатовые амфиболиты, не измененные вторичными процессами, содержат гранат с повышенным содержанием пироба ($f_m = 82-84\%$), но более низким значением C . Для гранатовых амфиболитов парандовской серии характерны гранаты повышенной железистости и умеренной кальциевости.

Из рис. 8 видно, что большинство составов граната падает в поле пород амфиболитовой фации метаморфизма. Исключение составляют гранаты гранитизированных гнейсов и некоторые кальциевые гранаты. В первом случае обогащение Fe и Mg отражает общеизвестную закономерность изменения состава гранатов при гранитизации. Отклонение составов гранатов из обр. 1, 3, 82 в поле гранулитовой фации вызвано высоким содержанием кальциевой составляющей (Green, Mysen, 1972) и отражает условия высокого давления (P), типичного для некоторых эколито-гнейсовых комплексов. Образование гранатов такого состава, согласно эксперименту, имеет место при $T \sim 800^\circ$ и $P \sim 9$ кбар. Возрастание кальциевости гранатов с ростом P отмечалось также при статистической обработке данных по составам гранатов из пород, бедных CaO (Великославинский, 1968).

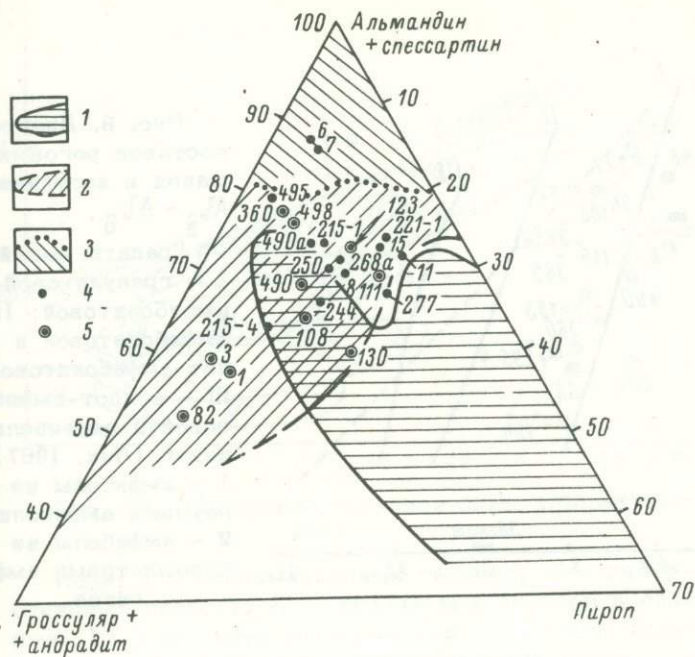


Рис. 8. Диаграмма пироп-альмандин-гроссуляр для гранатов Северной Карелии (Другова, Глебовицкий, 1965).

Поля фаций: 1 - гранулитовой; 2 - амфиболитовой; 3 - эпидот-амфиболитовой. Номера анализов гранатов из пород: 4 - бедных CaO ; 5 - богатых CaO .

Амфиболы. Особенности химизма, парагенезис с другими минералами, взаимосвязь с различными стадиями деформаций позволяют выделить три группы амфиболов.

1. Наиболее ранние генерации амфибола представлены обыкновенной роговой обманкой, ассоциирующей с андезитом и часто гранатом. Они отличаются значительным колебанием железистости (37-77%) и повышенной глиноземистостью (Московченко, 1971a). Соотношение $\text{Al}_{\text{IV}} - \text{Al}_{\text{VI}}$ показывает разброс в содержании эденитовой и чермакитовой молекул. Наиболее близки к эдениту роговые обманки с высокой степенью окисления железа, для которых к тому же отмечается наименьшее содержание глинозема. Несмотря на разброс, все точки ложатся в поле амфиболитовой ступени метаморфизма (рис. 9), в различной степени откло-

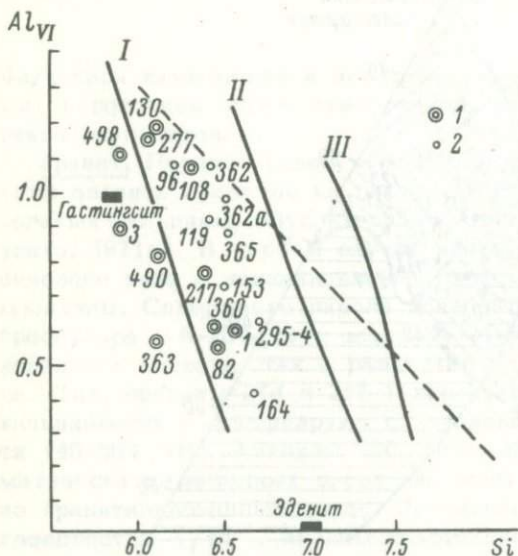


Рис. 9. Диаграмма составов роговых обманок в координатах $Al_{VI} - Al_{IV}$.

Гранаты фаций:

I - гранулитовой и амфиболитовой; II - амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой; III - эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой (Лик, 1967).

1 - амфиболы из гранатовых амфиболитов; 2 - амфиболы из полевошпатовых амфиболитов.

няясь от кривой состава амфиболов из зон высокого P (Лик, 1967). Роговые обманки из парагенезисов с гранатом вне зависимости от железистости группируются в высокотемпературной части поля I-II, максимально приближаясь к гастингситу. Сравнение составов роговых обманок из гранатовых амфиболитов тикшеозерской серии со средними составами амфиболов из тех же парагенезисов различных субфаций по давлению (Костюк, 1970) показывает, что они приближаются к роговым обманкам из комплексов повышенного давления (табл. 1). Роговые обманки парандовской серии имеют специфичный состав - высокая глиноземистость, титанистость и железистость. Они резко отклоняются от обычно распространенных роговых обманок метаморфических пород.

2. Вторая группа представлена роговыми обманками в парагенезисе с олигоклазом без граната, являющимися более поздними по отношению к амфиболам первой группы. Химизм их не изучался, но по оптическим данным они резко отклоняются по железистости и представлены либо слабोजелезистыми ($f_m = 35-50\%$; $N_g \geq 1.690-1.675$; $N_p \leq 1.673-1.650$), либо высокожелезистыми разновидностями ($f_m = 60-70\%$; $N_g \geq 1.705-1.695$; $N \leq 1.680-1.668$).

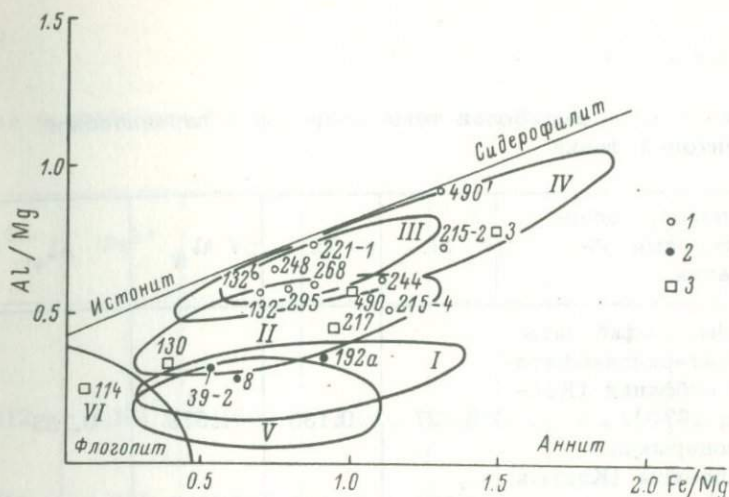


Рис. 10. Диаграмма составов слюд (Маракушев, 1968).

Поля: I - силлиманитовых гнейсов; II - гиперстеновых гнейсов; III - кианитовых гнейсов и сланцев; IV - мусковитовых сланцев; V - кварц-полевошпатовых пород; VI - магнезиальных пород.

Составы биотитов из пород тикшеозерской серии: 1 - глиноземистые гнейсы и сланцы, 2 - породы кислого состава, 3 - породы, богатые CaO.

3. К третьей группе относятся чермакитовые роговые обманки, жедрит, амфиболы ряда куммингтонит-грюнерит и актинолит-тремолит. Эти амфиболы развиваются при разных процессах преимущественно на поздних стадиях метаморфизма.

Глиноземистые роговые обманки, приближающиеся к чермакиту, встречаются в парагенезисах с дистеном и ставролитом и по своим параметрам близки к средним амфиболам из аналогичных парагенезисов. Отличаются высокой глиноземистостью, в том числе значением Al_{VI} , низкой железистостью и малым содержанием щелочей и Fe^{3+} . Жедрит ($f_m = 48-52\%$) и куммингтонит ($f_m = 34-50\%$) развиваются как вторичные минералы по обыкновенной роговой обманке в кальциевых породах. Исключение составляют некоторые первичные куммингтониты из сланцев с низким содержанием щелочей, CaO и Al_2O_3 . Амфиболы ряда актинолит-тремолит развиты в мраморах как первичные минералы и в зонах поздних низкотемпературных преобразований. Железистость актинолита не превышает 50%.

Моноклинный пироксен. Имеет ограниченное распространение, встречается в амфиболитах в ассоциации с гранатом и роговой об-

Таблица 1

Средние составы амфиболов тикшеозерской и парандовской амфиболитовой фации

Группы пород, содержащих роговые обманки	Si	Ti	Al _{IV}	Al _{VI}
Гранатовые амфиболиты: биотит-силлиманитовой субфации (Костюк, 1970).	6.427	0.130	1.573	0.785
Дистенсодержащие комплексы (Костюк, 1970)	6.354	0.105	1.676	0.764
Ассоциация с дистеном (Костюк, 1970).	6.357	0.065	1.642	1.310
Гранатовые амфиболиты тикшеозерской серии ($n = 6$).	6.368	0.113	1.632	0.712
Ассоциация с дистеном из пород тикшеозерской серии ($n = 2$)	6.125	0.065	1.875	1.175
Гранатовые амфиболиты парандовской серии ($n = 2$).	6.193	0.150	1.807	0.990

манкой. Представлен диопсидом ($Nq \geq 1.719 \pm 0.002$; $Np \leq 1.687 \pm 0.002$) с низким содержанием Na_2O и Al_2O_3 .

Железо-магнезиальные слюды. Структурные и петрографические данные свидетельствуют о существовании по крайней мере трех генераций железо-магнезиальных слюд.

1. Слюды в гнейсах, сланцах и мраморах без визуальных признаков вторичной перекристаллизации. Пределы колебания железистости внутри отдельных групп пород незначительны: $fm = 45-65\%$ ($Nm = 1.655-1.670$) для иринегорских гнейсов, $35-40\%$ - для хивинаволокских сланцев, 10% - для мраморов.

2. Слюды, возникающие при рассланцевании амфиболитов вдоль плоскостей S_3 и в некоторых метасоматически измененных гнейсах. Железистость этой группы слюд составляет $45-55\%$ ($Nm \approx 1.640-1.655$).

серий в сравнении с составами амфиболов некоторых субфаций

Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Na	K	fm
0.412	2.101	1.600	1.844	0.400	0.185	57.06
0.511	1.535	2.055	1.764	0.474	0.124	43.53
0.238	0.996	2.568	1.524	0.542	0.109	28.93
0.331	1.856	1.973	1.970	0.340	0.138	48.77
0.150	1.480	2.230	1.780	0.270	0.065	39.9
0.397	2.430	1.020	1.737	0.406	0.007	68.63

3. Слюды, возникающие одновременно с процессами бластомитизации, развивающиеся вдоль S_3 по породам, бедным CaO . Железистость этих слюд меняется от 25 до 60% ($Nm \approx 1.610-1.660$). При этом поздние генерации слюд в пределах одних и тех же составов пород обычно отличаются меньшей железистостью, чем ранние генерации. Так, в глиноземистых гнейсах железистость слюд третьей генерации снижается до 42-55%.

Из имеющихся анализов (Московченко, 1971а) только составы из обр. 248, 192а, 244, 114, 8, 39-2 (рис. 10), возможно, соответствуют биотитам ранней генерации. Остальные слюды отобраны из образцов с признаками поздней перекристаллизации. Широкий спектр составов биотита связан как с различиями исходного состава пород, так и с непостоянством условий кристаллизации. Железистость в первую очередь зависит от исходного

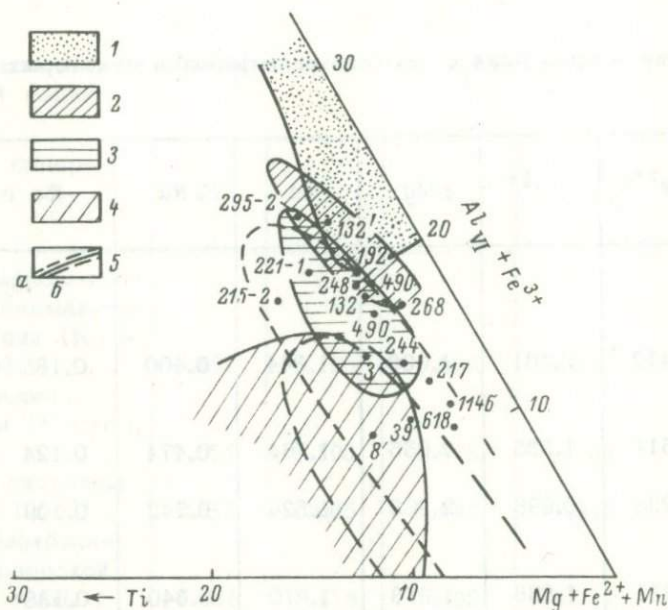


Рис. 11. Диаграмма составов биотита (Великославинский, 1965).

1 - фация эпидотовых амфиболитов; 2 - ставролит-альмандиновая субфация; 3 - кванит-альмандиновая субфация; 4 - гранулитовая фация; 5 - области высокотемпературных биотитов зоны второго силлиманита и гиперстена для метаморфизма: а - низкого давления, б - умеренного давления.

состава. Это подтверждается также тем, что резкий перепад железистости от 70 до 57% не сопровождается заметным изменением величины степени окисления железа, которая остается достаточно низкой. Другой важный параметр биотитов - глиноземистость - зависит от многих факторов, таких как T , P , щелочность среды, исходный состав пород. На рис. 10 намечены поля биотитов из различных групп пород. В породах глиноземистого состава (поля III, IV) слюды приближаются к ряду истонит-сидерофилит. А.А.Маракушев (1965, 1968) отмечает, что в таких сериях пород возрастание глиноземистости может быть связано либо со снижением T , либо с ростом P . Тот же эффект имеет снижение щелочности. В породах с недостатком глинозема на-

мечается противоположная связь между T , P и глиноземистостью биотита. Биотиты из гнейсов иринегорской свиты отличаются повышенной глиноземистостью и соответствуют полю кианитовых гнейсов и сланцев. Резкое снижение глиноземистости в биотитах из сланцев свиты хирвинаволоков нельзя рассматривать как следствие изменения T , скорее всего оно обусловлено режимом щелочности. Высокая глиноземистость биотитов из метасоматически измененных пород (обр. 288, 490) отражает снижение как T , так и щелочности. Влияние щелочности на содержание глинозема в биотитах косвенным образом подтверждается обратной зависимостью между Al_{VI+IV} и f_{ox} в биотитах.

Д.А.Великославинский (1965) установил зависимость соотношения катионов в группе $У$ биотита от T его образования, представленную на рис. 11. Исследованные биотиты группируются в поле высокотемпературной амфиболитовой фации, частично попадая в область перекрытия с полями гранулитовой и низкотемпературной амфиболитовой фаций. Позднее Д.А.Великославинский (1968) пришел к выводу, что выделенные им поля устойчивости биотита будут зависеть от P , снижение которого смещает диаграмму в область низких T . Поэтому при андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма биотиты, подобные тикшеозерским, формировались бы исключительно в высокотемпературных областях. Однако выведенные Д.А.Великославинским поля устойчивости биотита из комплексов кианит-силлиманитовой фациальной серии также не соответствуют температурному режиму в породах тикшеозерской серии, лишь локально достигающему зоны гранитизации. Имея в виду ту же зависимость T образования биотитов от P , можно сделать вывод, что метаморфизм тикшеозерской серии протекал при более высоком P , чем стандартный баровианский тип.

Ставролит. Встречается в двух группах пород: глиноземистых сланцев и кальциевых породах повышенной магнезиальности. В глиноземистых породах железистость ставролита не опускается ниже 77-78% ($N_g \geq 1.756$; $N_p \leq 1.743$). Для второй группы характерен парагенезис ставролита с роговой обманкой и основным плагиоклазом. В этих случаях железистость ставролита снижается до 58-68%. Результаты анализа таких ставролитов приведены в работе Н.И.Московченко (1971а).

Оптические данные свидетельствуют о существовании еще более магнезиальных ставролитов с $N_g \geq 1.745$, $N_p \leq 1.734$. Находки таких магнезиальных ставролитов являются редкостью и в литературе не описывались.

Плагиоклаз. Изучение плагиоклазов проводилось с помощью замеров показателей преломления и выявило огромную вариацию составов - от 7-8 до 70% АН. Преобладают следующие составы: около 35-45% АН в биотитовых и гранат-

биотитовых гнейсах и сланцах, до 50% АН в породах, богатых СаО. При вторичных преобразованиях содержание АН снижается до 10-35%. Основные плагиоклазы (№ 55-70) развиты в парагенезисах кианита и ставролита с амфиболом.

Скаполит. В соответствии с показателями преломления: ($n_o = 1.568-1.585$; $n_e = 1.546-1.552$) - содержит от 45 до 64% мейонитовой молекулы.

Основные типы минеральных равновесий как показатели условий метаморфизма

Современные достижения в исследовании минеральных равновесий позволяют производить качественную и количественную оценки факторов метаморфизма. Распределение элементов между равновесными фазами является функцией Т, Р, щелочности и других параметров. Ниже рассматриваются те равновесия, которые наиболее чувствительны к изменениям таких параметров.

Б и м и н е р а л ь н ы е р а в н о в е с и я. Сопряженные изменения железистости и кальциевости в равновесиях гранат-биотит, гранат-амфибол, амфибол-биотит, амфибол-плагиоклаз, гранат-плагиоклаз рассматривались во многих работах. Характер корреляционных кривых, связывающих железистость в парах ГР-БИ, ГР-АМ, АМ-ПЛ и кальциевость в паре АМ-ПЛ при ограничении составов фаз в отношении других компонентов, определяется Т равновесия, что нашло отражение на диаграммах фазового соответствия (Перчук, 1970), показывающих зависимость K_D от Т. Изменение железистости в паре ГР-БИ для глиноземистых пород иринегорской свиты идет вдоль одной изотермы 625°C. Наивысшая магнезиальность достигается в парагенезисах с КИ. Единственная пара из пород хирвинаволоцкой свиты не ложится на эту изотерму и показывает Т = 525°C. Значения Т представляются несколько заниженными, что связано с повышенным содержанием СаО и МгО в гранатах. Еще С.П.Кориковский (1967) заметил, что кривые распределения в этом случае смещаются в область более железистых гранатов (т.е. в область более низких Т). Такая зависимость связана с влиянием Р на распределение СаО и МгО между гранатом и сосуществующими фазами. Занижение Т равновесия ГР-БИ на диаграмме фазового соответствия с повышением кальциевости граната подчеркивал Л.Л.Перчук (1970).

Еще большие отклонения от диаграммы фазового соответствия следует ожидать для пары ГР-АМ. Зависимость K_D от Т для этого равновесия была выведена Л.Л.Перчуком при умерен-

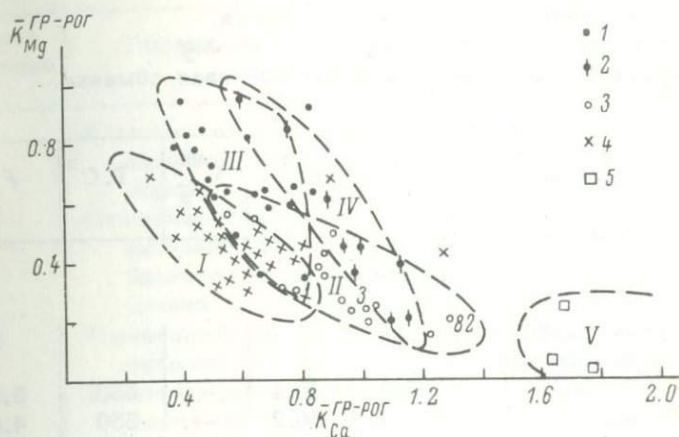


Рис. 12. Соотношение \bar{K}_{Mg} и \bar{K}_{Ca} в паре ГР-РОГ из разных пород.

1 - гранулитовой фации; 2 - эклогитов; 3 - кианит-ортоклазовой субфации; 4 - ставролит-альмандиновой и кианит-альмандиновой субфаций; 5 - глаукофаново-сланцевых комплексов.

ном содержании Ca-компонента в гранате ($C \approx 0.2$). Поэтому равновесия с гранатами высокой кальциевости ($C = 0.3-0.4$), которые, согласно эксперименту, возникают при высоком P , смещаются в область низких $T \approx 500^\circ$, не отражающих реального термического режима. При умеренном $C = 0.15-0.20$ распределение Mg в паре ГР-АМ идет вдоль изотермы $600^\circ C$, и такая корреляция выдерживается в большом диапазоне изменения железистости парагенезисов разных стадий метаморфизма. Для равновесия ГР-АМ наблюдается четкая зависимость между величинами $\bar{K}_{Mg} = \chi_{Mg}^{ГР} / \chi_{Mg}^{АМ}$ и $\bar{K}_{Ca} = \chi_{Ca}^{ГР} / \chi_{Ca}^{АМ}$ (рис. 12). \bar{K}_{Ca} зависит от P и возрастает по мере перехода от областей с крутым геотермическим градиентом к областям с низким геотермическим градиентом. На диаграмме ограничены поля: I - кианит-силлиманитовой серии стандартного барровианского типа, II - кианит-ортоклазовой субфации, III - гранулитовой фации умеренных давлений, IV - эклогитов, V - глаукофановых сланцев. В пределах высокотемпературных полей величины \bar{K}_{Mg} и \bar{K}_{Ca} связаны обратной зависимостью. Следовательно, \bar{K}_{Mg} также оп-

Таблица 2

Температуры равновесий и индексы Фроста, определенные на основе распределения Fe-Mg между парами гранат-биотит и гранат-роговая обманка

Номер образца	Порода	$\chi_{Mg}^{ГР}$	$\chi_{Mg}^{БИ}$	$\chi_{Mg}^{АМ}$	T, C°	F
Гранат-биотит						
3	Гранат-амфибол-биотитовый сланец	9.3	39.4	-	550	5.2
490	То же	13.6	50.2	-	550	4.85
490	" "	14.1	-	47.2	600	4.95
244	Гранат-биотитовый гнейс	17.6	47.5	-	630	5.0
215-4	То же	14.8	46.3	-	610	4.6
221-1	" "	17.5	54.6	-	600	4.5
15	Киазит-гранат-двуслюдной сланец	19.1	54.5	-	610	4.7
490 ¹	Гранатовый бластолит	14.7	43.7	-	610	4.9
268	Ставролит-киазит-гранат-биотитовый сланец	17.9	53.0	-	610	4.75
618	Гранат-ставролит-амфибол-биотитовый сланец	25.5	60.4	-	630	4.6
8	Гранат-биотитовый сланец	16.5	61.0	-	530	4.2
Гранат-роговая обманка						
82	Гранатовый амфиболит	13.9	-	51.6	500	5.2
3	" "	9.3	-	42.5	500	5.1
1	" "	16.3	-	58.2	500	4.95

Таблица 2 (продолжение)

Номер образца	Порода	χ_{Mg}^{GP}	χ_{Mg}^{BI}	χ_{Mg}^{AM}	T, C°	F
277	Кианит-гранат-амфиболовая порода	24.8	-	62.8	590	4.75
618	Ставролит-гранат-амфибол-биотитовый сланец	25.5	-	57.5	625	4.9
108	Гранатовый амфиболит	17.3	-	45.2	580	
360	Гранат-амфиболовый сланец	6.0	-	22.6	610	
498a	Гранат-амфибол-цоизитовый сланец	8.6	-	36.4	600	4.7

ределяется величиной P . Образцы 3, 82 с наиболее искаженными значениями T попадают в поле кианит-ортоклазовой субфации в той части, где значения \bar{K}_{Ca} наиболее велики и оно перекрывается полем эклогитов.

Для всех проанализированных пар GP-БИ и GP-AM были вычислены индексы Фроста (F), которые наряду с другими данными по T равновесий приведены в табл. 2. Индекс F для пород тикшеозерской серии колеблется от 4.2 до 5.2. Это отвечает температурному диапазону всей амфиболитовой фации, границы которой, по Фросту, определяются индексами 4.2-5.1, причем индекс 4.8 соответствует границе кианитовой и силлиманитовой зон. Пограничные значения T указанного диапазона оцениваются от 525 до 650-700°C, судя по тому, что $F = 5.2$ характеризует участки первого появления расплава. Весь указанный температурный интервал отвечает полю устойчивости кианита. Оценки $T \approx 600^\circ$ по GP-AM-термометру для пород парандовской серии в целом увязываются с индексами Фроста (4.2-4.7), определяя режим низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации.

Корреляция железистости в паре РОГ-БИ приведена в работах А.А.Маракушева (1965) и С.П.Кориковского (1967). Соотношение железистости этих минералов до сих пор окончательно не выяснено. Так, сопоставление железистости по результатам

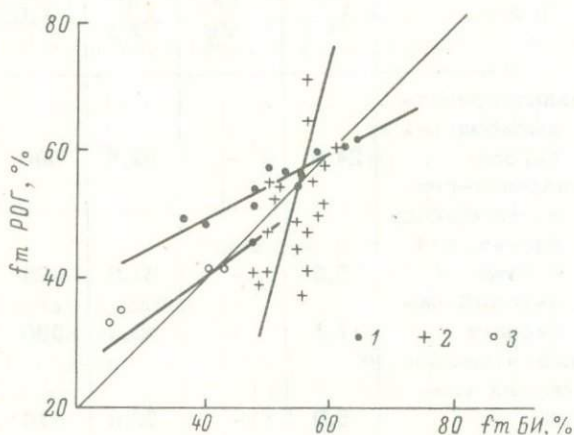


Рис. 13. Корреляционные кривые сопряженного изменения железистости роговой обманки и биотита.

Парагенезисы: 1 - гранатовых амфиболитов; 2 - полевошпатовых амфиболитов и амфибол-биотитовых сланцев; 3 - роговообманково-куммингтснитовых сланцев.

некоторых работ (De Vore, 1957; Kreitz, 1959) явно не соответствует выводу А.А.Маракушева об относительной феррофильности роговой обманки в магнезиальной области (по крайней мере в пределах $f_m = 30-40\%$). В ряде работ указывается на возможное существование экстремальных составов.

Для тикшеозерской серии было выполнено статистическое исследование железистости 33 пар роговых обманок и биотитов на основе измерения оптических констант. На корреляционной диаграмме (рис. 13) наблюдается значительный разброс точек, однако некоторая закономерность сопряженного изменения железистости выявляется, если учесть парагенезис, в котором встречены рассматриваемые минералы. Так, для гранатсодержащих пород корреляционная кривая соответствует кривой А.А.Маракушева. В магнезиальной области $f_m \text{ ПОГ} > f_m \text{ БИ}$. После инверсионной точки ($f_m = 50-60\%$) соотношение меняется на обратное. В куммингтонитсодержащих сланцах кривая изменения железис-

тости РОГ и БИ близка к линии равных соотношений, что возможно, указывает на некоторую феррофильность роговой обманки в магнезиальной области и наличие инверсионной точки $f_m \text{РОГ} = f_m \text{БИ} = 40\%$. В сланцах, содержащих только РОГ, БИ и ПЛ для магнезиальной области $f_m \text{РОГ} < f_m \text{БИ}$, кривая имеет крутой наклон и пересекает линию равной железистости при $f_m = 50-60\%$, после чего $f_m \text{РОГ} > f_m \text{БИ}$. Природа внешних факторов, влияющих на характер распределения, остается неясной. Можно предполагать, что некоторое влияние оказывает T . Согласно диаграмме фазового соответствия для парагенезиса АМ-БИ, все три корреляционные кривые пересекаются с изотермами в интервале $500-750^\circ\text{C}$. Как отмечает Л.Л.Перчук (1970), на изотермическое распределение Fe-Mg в данной паре большое влияние оказывают титанистость, глиноземистость и другие параметры состава фаз. При описании минералов отмечалось, что глиноземистость биотита во многом определяется щелочностью. То же можно предположить и о роговых обманках, учитывая связь их глиноземистости со степенью окисления железа. Возможно, что различный характер корреляционных зависимостей в паре АМ-БИ является результатом изменения режима щелочности среды.

Равновесия со ставролитом в глиноземистых комплексах пород в настоящее время хорошо изучены. Выделены поля устойчивости ставролита в породах как, богатых K_2O , так и с недостатком последнего (Кориковский, 1969а, 1969б; Глебовицкий, 1973). Это позволяет использовать ставролитсодержащие парагенезисы для оценки T - P -условий в среднетемпературных метаморфических комплексах. Однако специфика рассматриваемых комплексов заключается в том, что ставролит является редкостью в нормальных метапелитах. Однако он развивается в кальциевых породах повышенной магнезиальности в экзотических парагенезисах. Сам минерал имеет аномально высокую магнезиальность. Тем не менее использование его равновесий с другими минералами для оценки условий метаморфизма дает хорошую сходимость с данными по другим равновесиям и, кроме того, позволяет оценивать режим щелочности. Так, на основе приближенных изотерм распределения Fe-Mg между СТ и ГР для обр. 268, 277 получена T равновесий $575-560^\circ\text{C}$, в целом сопоставимая с данными по ГР-БИ и ГР-АМ термометрам из тех же парагенезисов. Для пары ГР-СТ Л.Л.Перчук (1972) вывел изобарические зависимости $\lg \bar{K}$ от T , где $\bar{K} = \chi_{\text{Mg}}^{\text{СТ}} / \chi_{\text{Mg}}^{\text{ГР}}$. Коэффициент разделения K для ГР-СТ-равновесия из обр. 268, 277 равен 1,28, что соответствует $P \approx 6.5-7.0$ кбар. Для обр. 130 $K = 1.5$, $\lg \bar{K} = 0.175$ и при условии, что $T \approx 550^\circ$, равновесное P составляет 5 кбар. Вне зависимости от колебания P все равно-

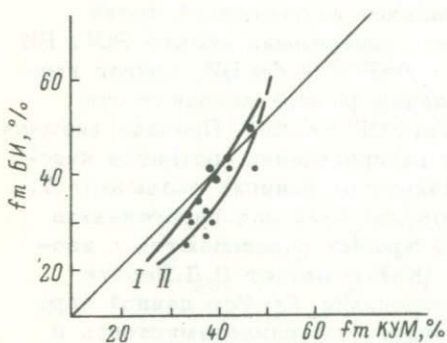


Рис. 14. Корреляционные кривые изменения железистости в парах РОГ-КУМ (I) и КУМ-БИ (II).

которой $f_m \text{СТ} > f_m \text{РОГ}$. Железистость ставролита колеблется от 50 до 68%. Железистость роговой обманки меняется в узком интервале (35–44%).

Корреляция железистости в паре РОГ-КУМ проводилась С.П. Кориковским (1967). Было показано, что в железистой области $f_m \text{РОГ} > f_m \text{КУМ}$. Это соотношение в инверсионной точке ($f_m = 40\%$) меняется на обратное, указывая на наличие экстремальных составов. Железистость сосуществующих роговой обманки и куммингтонита, а также куммингтонита и биотита изучалась главным образом на основе оптических данных. Кривая для пары РОГ-КУМ (рис. 14) соответствует кривой С.П.Кориковского и имеет инверсионную точку в области $f_m = 40\%$. В паре КУМ-БИ выдерживается соотношение $f_m \text{КУМ} > f_m \text{БИ}$, однако и здесь возможен экстремум в области более железистых составов при $f_m \approx 45\%$.

Среди других элементов следует рассмотреть распределение кальция в таких биминеральных равновесиях, как АМ-ПЛ, ГР-ПЛ. Равновесие АМ-ПЛ явилось исходным в создании Л.Л.Перчуком серий диаграмм фазового соответствия. Однако, как и во многих других равновесиях, изотермическое изменение кальциевости сосуществующих фаз зависит от содержания других элементов, в частности от содержания Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 . Так, возрастание глиноземистости амфибола смещает изотермы в низкотемпературную область. Значения T равновесия, считываемые с диаграммы фазового соответствия для АМ-ПЛ парагенези-

весия со ставролитом в исследованных комплексах лежат в поле устойчивости кианита.

Была сделана попытка проследить сопряженное изменение железистости в паре СТ-РОГ. Парагенезис этих минералов является крайне редким, и его химическая сторона не исследована. По двум проанализированным парам (обр. 130, 277) и трем парам, изученным оптическим методом, устанавливается, что ставролит и роговая обманка устойчивы в области магнезиальных составов, в пределах

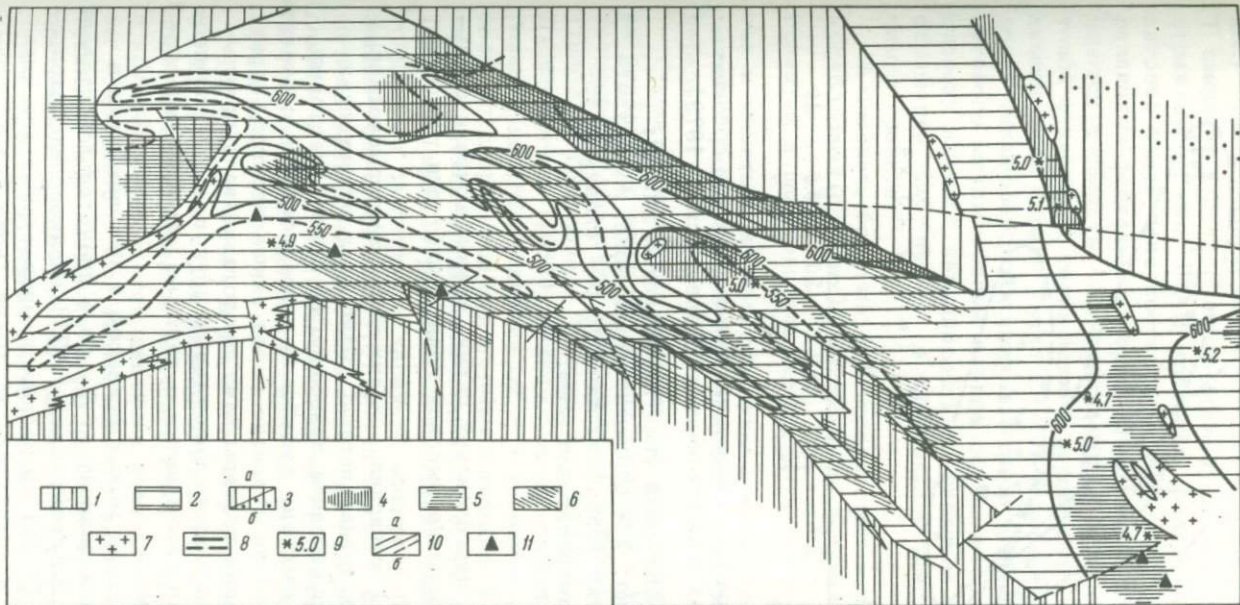


Рис. 15. Карта метаморфизма района Нотозера и Кукасозера.

1 - полиметаморфические комплексы фундамента карелид. Прогрессивный региональный метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов: 2 - низко- и среднетемпературные (домигматитовые) субфации; 3 - высокотемпературные субфации с проявлением гранитизации в условиях: а - нормальной щелочности, б - повышенной щелочности. Регрессивный метаморфизм, метасоматические процессы: 4 - раннещелочной стадии; 5 - стадии кислотного выщелачивания; 6 - позднещелочной стадии. 7 - интрузии синорогенных гранитов; 8 - изотермы и изограды; 9 - точки определения индексов Фроста; 10 - тектонические нарушения: а - складчатые, б - постскладчатые; 11 - места сульфидного оруденения.

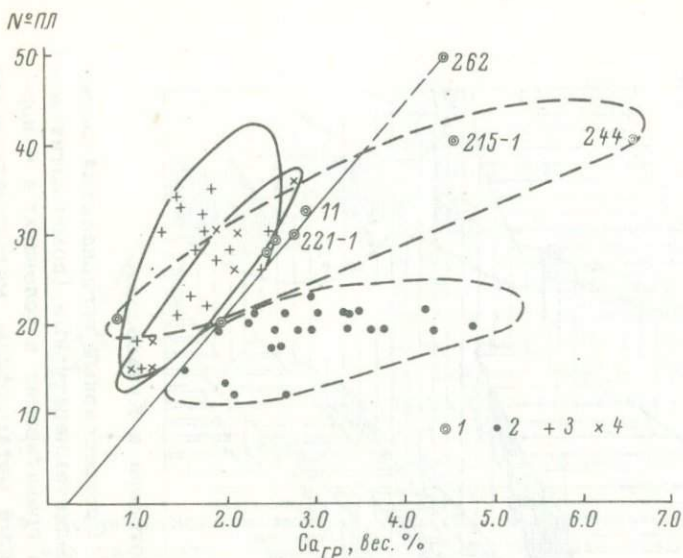


Рис. 16. Диаграмма изменения кальциевости в сосущих гранатах и плагиоклазах (Кебезинскас, 1972).

Кианит-силлиманитовый тип (прерывистая линия): 1 - ставролитовая зона; 2 - силлиманитовая зона; Андалузит-силлиманитовый тип (сплошная линия): 3 - силлиманитовая зона; 4 - ставролитовая зона.

сов тикшеозерской и парандовской серий, оказываются несколько заниженными вследствие высокой глиноземистости роговых обманок.

Л.Л.Перчук (1967) вычислил приближенные изотермические корреляции между магнизиальностью амфибола и основностью плагиоклаза. Их использование позволило на основе массовых замеров оптических констант амфиболов и плагиоклазов составить карту изотерм для района развития пород тикшеозерской серии (рис. 15). Конфигурация изотерм дает представление о результате проявления совокупности наложенных друг на друга процессов и в целом хорошо увязывается с данными парагенетического анализа (см. ниже).

Распределение кальция между гранатом и плагиоклазом в глиноземистых породах зависит от T , но в значительной степени контролируется P . К.Б.Кебезинскас (1972) анализировал распределение CaO в паре ГР-ПЛ из разных температурных зон кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов мета-

морфизма. Было показано, что возрастание P способствует переходу CaO из плагиоклаза в гранат, в то время как увеличение T смещает этот процесс в обратную сторону. Эти зависимости отражены на рис. 16. В условиях среднетемпературной амфиболитовой фации поля составов ГР-ПЛ четко разграничены для различных фациальных серий. С ростом T точки ГР-ПЛ пар смещаются в область Ca -плагиоклазов и поле кианит-силлиманитовой фациальной серии может перекрывать поле андалузит-силлиманитовой серии. Точки ГР-ПЛ-равновесий из глиноземистых пород тикшеозерской серии попадают в область кианит-силлиманитового метаморфизма иногда со значительным смещением в сторону высокой кальциевости плагиоклаза и граната. При этом отношение CaO / Al_2O_3 в плагиоклазе всегда остается выше, чем в гранате.

В породах, богатых CaO (гранатовых амфиболитах и гранатамфиболовых сланцах), соотношение величин CaO / Al_2O_3 в гранатах и плагиоклазах может быть как $\frac{CaO}{Al_2O_3} \text{ ГР} < \frac{CaO}{Al_2O_3} \text{ ПЛ}$, так и меняться на обратное, указывая на возможность экстремальных равновесий в парагенезисах, содержащих эту пару минералов.

Среди двухфазовых равновесий минералов постоянного состава наибольшее значение имеет равновесие КА-КВ, зависимость которого от давления обоснована в работах Д.С.Коржинского (1940), И.Томпсона (Thompson, 1955), У.Файфа, Ф.Тернера, Дж.Ферхугена (1962) и других исследователей. Зависимость T реакций докарбонатизации от P в условиях равного давления на фазы опровергается некоторыми авторами (Weeks, 1956), экспериментально доказывающими, что при давлении выше 1000 атм. кривые реакций дегидратации выполаживаются относительно оси давления, а характер минералообразования целиком зависит от T . Однако этот вывод вряд ли применим к зонам метаморфизма высоких давлений, где совокупность природных данных и термодинамических расчетов показывает, что давление на газовую фазу является главным фактором реакций докарбонатизации.

Трех- и четырехминеральные равновесия. Для выяснения физико-химических условий формирования парагенезисов большое значение имеют минеральные равновесия, в которых наблюдается линейная зависимость между содержанием компонентов, т.е. экстремальные равновесия. Реакции, протекающие при смещении таких равновесий, свидетельствуют о достижении максимума или минимума одного из интенсивных параметров (в условиях постоянства остальных интенсивных факторов), при котором возможно существование данного равнове-

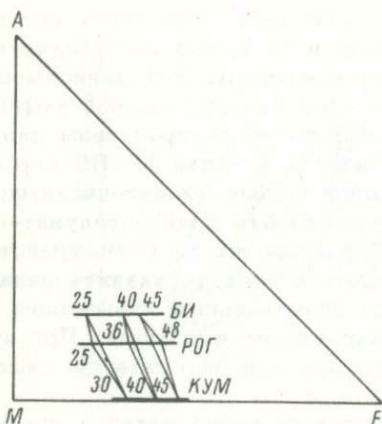


Рис. 17. Конноды в парагенезисе КУМ-БИ-РОГ.

сия. На диаграммах типа $T-P_s, \mu_{H_2O}-P_s$ экстремальные равновесия выражаются монотонно-вариантной линией, ограничивающей поле устойчивости парагенезисов, в пределах которых фазы переменного состава могут попадать в экстремальную зависимость (Коржинский, 1963а; Маракушев, 1965).

Для рассматриваемых комплексов пород важное значение приобретает парагенезис КУМ-РОГ-ПЛ-КВ, исследованный С.П.Кориковским (1967), который показал, что при железистости РОГ и КУМ, равной 40%, равновесие РОГ-КУМ-ПЛ-КВ наступает при

соответствующей минимальной температуре, ниже которой оно невозможно ни при каких составах. Парагенезис КУМ-ПЛ более высокотемпературный, чем РОГ-КВ. Далее, рассмотрев влияние давления на данное равновесие и показав, что снижение давления смещает его в область низких температур, С.П.Кориковский делает вывод, что увеличение глубинности приводит к вытеснению куммингтонит-роговообманковых сланцев роговообманко-плаггиоклазовыми сланцами.

Исследование парагенезиса РОГ-КУМ-ПЛ-КВ в породах тикшеозерской серии показывает присутствие как доэкстремальных составов пониженной железистости, так и экстремальных, что может быть следствием понижения P либо возрастания T . Образование таких парагенезисов идет в зонах позднего рассланцевания (S_3) на стадии тектонической разгрузки одновременно с процессами бластомилонитизации, и, согласно термометрическим данным, сопровождается некоторым снижением T . Отсюда вытекает, что развитие куммингтонит-плаггиоклазовых сланцев связано со значительным снижением P на поздних стадиях развития региона.

При исследовании данного равновесия С.П.Кориковский принимал во внимание только чермакитовый компонент роговой обманки и анортитовый компонент плаггиоклаза. CaO при этом рассматривался как инертный компонент. Однако при снижении давления подвижность CaO возрастает. В условиях частичной или полной подвижности CaO появляются специфичные парагенезисы, сре-

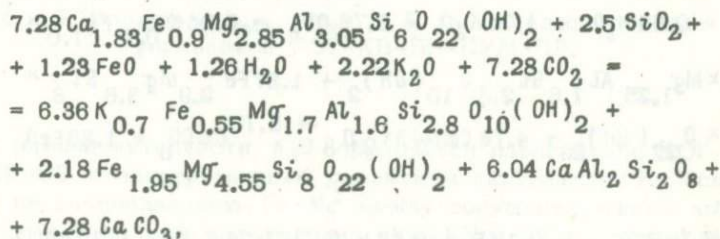
ди которых особый интерес представляет РОГ+КУМ+БИ, поскольку он широко развит в карелидах всей Северо-Восточной Карелии и как будто контролирует размещение колчеданных рудопоявлений (Судовиков, 1939; Пинаева, 1966, 1970б). На диаграмме (рис. 17), построенной с учетом данных по распределению Fe-Mg в парах РОГ-БИ. и КУМ-БИ, видно, что на одну конноду попадают точки РОГ-КУМ-БИ. Допускается, что при разложении роговой обманки часть CaO связывается в кальцит как вполне подвижный минерал, а остаток совместно с глиноземом идет на образование анортитового компонента плагиоклаза. При построении диаграммы и в приведенной ниже матрице учитывались составы минералов, приближающиеся к реальным:

	$1/2 Al_2O_3$	FeO	MgO
РОГ ₃₅	1.4	1.5	2.25
БИ ₃₀	1.6	0.9	1.35
КУМ ₃₉	0	2.6	3.9

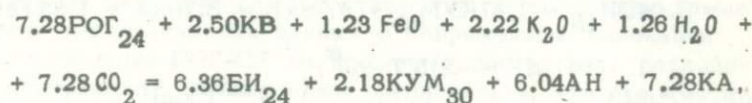
В данном случае число фаз (ϕ) равно числу экстенсивных параметров (g) и превышает ранг матрицы (r_A), что в соответствии с теорией экстремальных состояний Д.С.Коржинского (1963а) свидетельствует о достижении экстремумов интенсивных параметров.

Для анализа экстремумов рассмотрим следующие реакции.

1. Доэкстремальная реакция:



т.е.

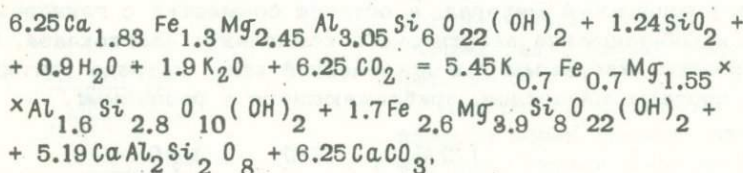


$$\Delta V = +356.5 \text{ см}^3;$$

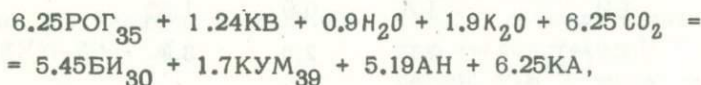
$$\operatorname{tg} \alpha_1 \left(\frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) P, \mu_{\text{K}_2\text{O}} = -1.02; \quad \left(\frac{\partial \mu_{\text{K}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) P, \mu_{\text{H}_2\text{O}} = -0.55,$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) \mu_{\text{H}_2\text{O}}, \mu_{\text{K}_2\text{O}} = +0.03.$$

2. Экстремальная реакция:



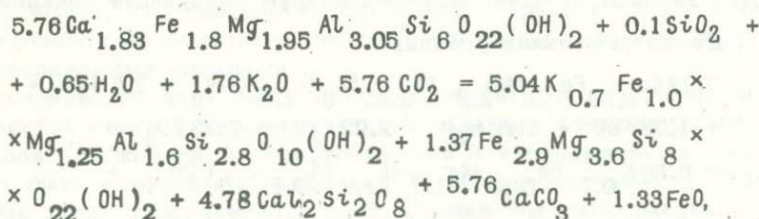
т.е.



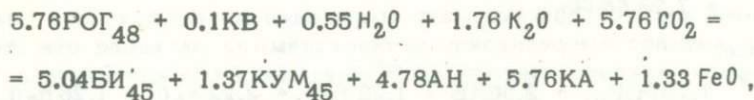
$$\Delta V = +266.5 \text{ см}^3.$$

На диаграмме $P - \mu_{\text{H}_2\text{O}} \operatorname{tg} \beta = \left(\frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}} \right) \mu_{\text{K}_2\text{O}} = +0.06.$

3. Сверхэкстремальная реакция:



т.е.



$$\Delta V = +215.7 \text{ см}^3;$$

$$\operatorname{tg} \alpha_3 = \left(\frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) P, \mu_{\text{K}_2\text{O}} = +2.04; \quad \left(\frac{\partial \mu_{\text{K}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) P, \mu_{\text{H}_2\text{O}} = +0.75,$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right) \mu_{\text{H}_2\text{O}}, \mu_{\text{K}_2\text{O}} = -0.06.$$

Перемена знака производной с минуса на плюс при переходе через экстремум означает, что имеем минимум μ_{H_2O} (т.е. максимум T) при постоянстве других интенсивных параметров. Рассмотренное экстремальное состояние соответствует также минимуму μ_{K_2O} при постоянстве T и P . Перемена знака с плюса на минус означает максимум P при постоянных T и μ_{K_2O} . Таким образом, как видно из диаграмм (рис. 18), снижение T и P и возрастание активности щелочей способствуют развитию парагенезиса КУМ-БИ-КА. При этом наименее устойчивыми оказываются роговые обманки с $f_m = 40\%$.

В координатах $P-\mu_{H_2O}$ линия экстремальной равновесной реакции $РОГ_{40} + КВ = КУМ_{40} + БИ_{40} + КА$ имеет положительный наклон и расположена полого относительно оси T . Следовательно, влияние T оказывается незначительным, и смена парагенезиса в основном определяется падением давления или повышением химической активности щелочей.

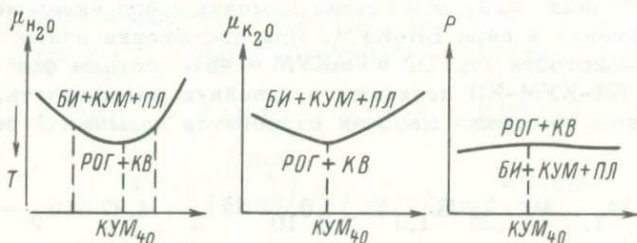
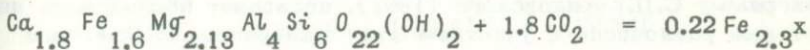
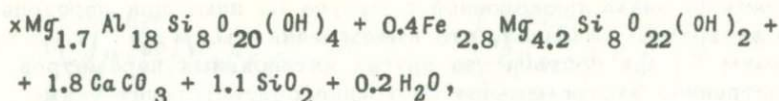


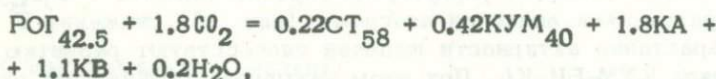
Рис. 18. Влияние μ_{H_2O} , μ_{K_2O} и P на железистость парагенезиса РОГ-КВ-БИ-КУМ-ПЛ.

При низкой активности K_2O образуется парагенезис РОГ-КУМ-КВ-СТ с одновременным развитием карбонатов. На основе данных по распределению $Fe-Mg$ между сосуществующими минералами выявлено, что парагенезис РОГ-КУМ-СТ из обр. 130 имеет линейную зависимость параметров состава, свидетельствуя о наличии экстремальных соотношений. В настоящее время отсутствие статистических данных о сопряженном изменении железистости пары РОГ-СТ не позволяет исследовать равновесие на экстремумы. Можно лишь предполагать, что при составах РОГ_{42.5}-СТ₅₈-КУМ₄₀ имеет место реакция экстремального типа





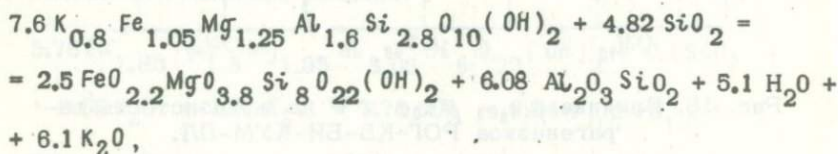
т.е.



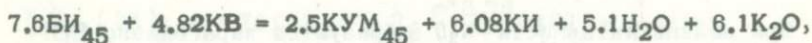
$$\Delta V = +35 \text{ см}^3.$$

Реакция имеет положительный объемный эффект и, следовательно, идет при снижении P . Вероятно, ход реакции в основном определяется соотношением $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{CO_2} . При соответствующем режиме флюида в породах, бедных K_2O , следует ожидать разрыва в составах роговых обманок при значениях железистости $f_m = 42\%$.

Можно предполагать также наличие разрыва в ряду биотита для пород, бедных CaO , вследствие намечающейся инверсии $\text{Fe}-\text{Mg}$ -отношения в паре БИ-КУМ. При достижении этими минералами железистости $f_m \text{POG} = f_m \text{КУМ} = 45\%$ составы фаз в равновесии БИ-КУМ-КИ попадают в линейную зависимость, и при подвижном поведении щелочей становится возможной реакция



т.е.



$$\Delta V = -290 \text{ см}^3.$$

Большой отрицательный объемный эффект реакции указывает на то, что парагенезис КУМ-КИ устойчив в области более высокого P , причем составы, приближающиеся к экстремальным, соответствуют минимуму давления (при постоянстве других параметров).

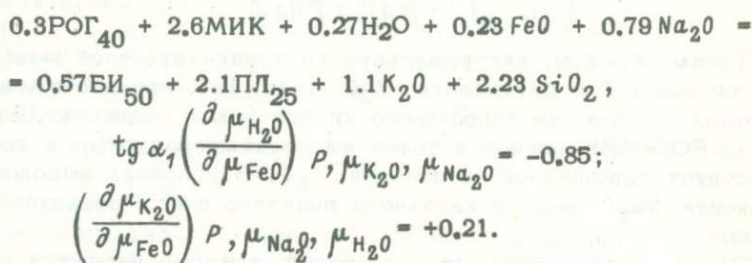
Соотношение железистости в паре РОГ-БИ в амфибол-биотит-плагноклазовых сланцах, подтверждающее корреляционную диаграмму С.П.Кориковского (1967), позволяет исследовать некоторые равновесия с участием этих минералов. Рассмотрим

парагенезис РОГ-БИ-ПЛ-МИК, который широко распространен в зонах гранитизации, при вполне подвижном поведении щелочей. При равных значениях железистости роговой обманки и биотита ($f_m \approx 55\%$) для рассматриваемого равновесия имеем следующую матрицу экстенсивных параметров:

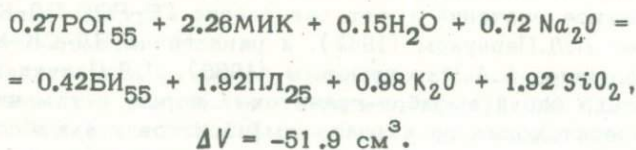
	$1/2Al_2O_3$	CaO	MgO	FeO
РОГ ₅₅	3	1.75	1.7	2.1
БИ ₅₅	1.6	0	1.1	1.3
ПЛ ₂₅	1.25	0.25	0	0
МИК	1	0	0	0

Для данной матрицы $r_A < \Phi$, и, при условии $\Phi = \varphi$ это свидетельствует об экстремальном характере равновесия. Характер экстремумов интенсивных параметров определяется следующими реакциями.

1. Доэкстремальная реакция:



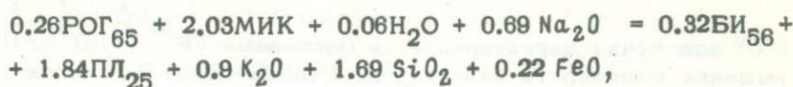
2. Экстремальная реакция:



В координатах $P - \mu_{H_2O}$

$$\operatorname{tg} \beta = \left(\frac{\partial P}{\partial \mu_{H_2O}} \right) \mu_{K_2O}, \mu_{Na_2O} = -0.05.$$

3. Сверхэкстремальная реакция:



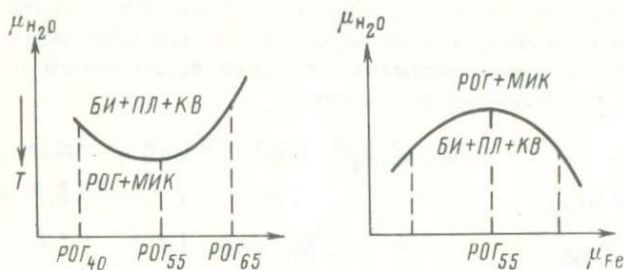


Рис. 19. Влияние температуры и щелочности на железистость парагенезиса БИ-РОГ-ПЛ-МИК-КВ.

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \alpha_3 \left(\frac{\partial \mu_{\text{H}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, \mu_{\text{K}_2\text{O}}, \mu_{\text{Na}_2\text{O}}} &= +3.7; \\ \left(\frac{\partial \mu_{\text{K}_2\text{O}}}{\partial \mu_{\text{FeO}}} \right)_{P, \mu_{\text{H}_2\text{O}}, \mu_{\text{Na}_2\text{O}}} &= -0.24. \end{aligned}$$

Таким образом, экстремальное состояние отвечает максимуму значений T и активности K_2O (рис. 19), при достижении которых равновесие невозможно ни при каких составах. Парагенезис РОГ+МИК является более высокотемпературным и соответствует повышенной активности K_2O . В условиях высокой активности Na_2O вместо калиевого полевого шпата образуется альбит.

Среди полиминеральных равновесий, которые являются индикаторами условий метаморфизма, для рассматриваемых комплексов пород важное значение имеет равновесие ГР-РОГ-ПЛ-КВ, исследованное Л.Л.Перчуком (1967), и равновесие ПЛ-СК-КА-КВ, исследованное А.А.Маракушевым (1965). Л.Л.Перчук выделил несколько фаций амфибол-гранатовых пород, в том числе фацию безгиперстеновых гранатовых амфиболитов и амфиболовых эглогитов, формирующихся в узком температурном интервале ($680-600^\circ$), но в широком диапазоне щелочности. Эта фация включает субфацию беспироксеновых гранатовых амфиболитов, соответствующую $T=630-600^\circ$ при среднем диапазоне изменения щелочности. Изменение кальциевости в равновесии ГР-РОГ-ПЛ в пределах этой субфации показало наличие экстремальных соотношений в точке, соответствующей минимуму $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$. При 600° эта точка характеризуется составами ГР^{36.3}-ПЛ³⁵. При повышении щелочности парагенезис РОГ-ГР-ПЛ-КВ становится не-

устойчивым и имеет место реакция $ГР+КВ = РОГ+ПЛ$. То же влияние оказывает снижение температуры.

Результаты изучения распределения CaO в гранатовых амфиболитах тикшеозерской серии отражены на диаграмме (рис.20) и указывают на наличие экстремальных соотношений при составах $ГР^{36,4} - РОГ^{85} - ПЛ^{35}$.

Эти и приближенные к ним составы из обр. 3, 82 соответствуют минимальной щелочности и являются наиболее высокотемпературными среди исследованных гранатовых амфиболитов.

Одним из индикаторов кислотности-щелочности среды является равновесие $СК-ПЛ-КА-КВ$, исследованное А.А.Маракушевым (1965). На диаграмме химических потенциалов μ_{Si} и μ_{Na_2O} кривая этого моновариантного равновесия имеет точку перегиба, соответствующую экстремальным составам СК

и ПЛ. Касательная к кривой в данной точке представляет собой моновариантную зависимость в равновесии $ПЛ-СК-КА$. Бескварцевые парагенезисы $СК-ПЛ$ или $СК-КА$ возможны в условиях низкой кислотности. По мере возрастания кислотности среды скаполит становится устойчив в кварцсодержащих парагенезисах и может образовываться при низкой активности Na_2O . Изучение скаполитсодержащих парагенезисов показало, что в породах тикшеозерской серии развиты $ПЛ_{50}-СК_{60}-КВ$, $ПЛ_{25-30}-СК_{45}-КА$, $ПЛ_{35-25}-СК_{45}-КА-КВ$, соответствующие различным полям $\mu_{Si} - \mu_{Na_2O}$ диаграммы А.А.Маракушева. Наряду с другими признаками эти равновесия используются для определения щелочности среды при метаморфизме.

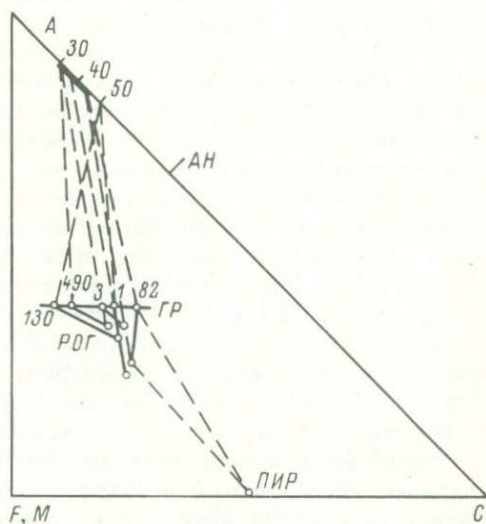


Рис. 20. Парагенезисы гранатовых амфиболитов фации безгиперстеновых гранатовых амфиболитов (Перчук, 1967).

Последовательность минералообразования,
парагенетический анализ и условия
образования минеральных ассоциаций

Данные по характеристике метаморфических минералов и минеральных равновесий указывают на значительные вариации в процессе метаморфизма таких величин, как T , P , pH . Чтобы понять сущность неоднородности термодинамического режима, необходимо было классифицировать группы минеральных парагенезисов по принципу одновременности и последовательности их образования. Анализ парагенезисов, проведенный в рамках каждой возрастной группы, дает возможность установить степень неоднородности режима в пространстве на каждом этапе развития и эволюцию условий метаморфизма во времени.

В качестве системы реперов, привязка к которым позволяет классифицировать минеральные парагенезисы по времени их образования, выступают разновозрастные генерации плоскостных и линейных ориентировок, соотношения между которыми устанавливались по результатам геометрического анализа мезоструктур (см. гл. I). Из четырех этапов складкообразования в породах тикшеозерской серии три ранних являются синметаморфическими. Минеральные преобразования, соответствующие трем первым этапам, объединяются в четыре группы, отражающие последовательно сменяющие друг друга стадии метаморфизма. Корреляция стадий минералообразования и деформаций проводилась на основе соотношений между кристаллизацией критических минералов каждой метаморфической стадии и развитием активных и пассивных генераций кливажа, а также линейности на определенных этапах складчатости.

Первая стадия минералообразования (M_1) одновременна с первым этапом складчатых деформаций (F_1). Метаморфические минералы и парагенезисы этой стадии лучше всего сохранились на участках, не переработанных последующими деформациями. Они одновременны со структурными элементами первого этапа деформаций (S_1 и L_1) и деформируются в процессе наложенной складчатости. В частности, линейно-ориентированные минералы (кианит) рассеиваются по закону древней линейности. На участках проявления поздних деформаций минералы стадии M_1 (гранат, кианит, амфибол) имеют признаки дотектонической кристаллизации: сильно деформированы, повернуты, корродированы минералами с признаками синдеформационной кристаллизации.

Вторая стадия минералообразования (M_2) контролируется структурными элементами, связанными с формированием складок F_2 . Иногда преобразования этой стадии локализованы

вдоль направлений, параллельных структурам F_1 , но и в этом случае новообразованные минералы развиваются вдоль зон кливажа (S_2), косо секущего раннюю кристаллизационную сланцеватость (S_1). Линейность (L_2), представленная минералами стадии M_2 (амфиболы второй группы), рассеивается по закону новообразованной линейности (при отсутствии поздних деформаций) и сама деформируется по закону древней линейности при наложении последующих деформаций.

Третья стадия (M_3) имеет место после формирования складок F_2 . Минералы этой стадии локализованы преимущественно в замках складок F_2 . Процессы не сопровождаются заметным рассланцеванием пород. В тех случаях, когда наблюдается новообразованная сланцеватость, она совпадает с направлением S_2 .

Четвертая стадия (M_4) сопровождается развитием сопряженных плоскостей скалывания, приводящих к формированию складок F_3 . Кристаллизационная сланцеватость (S_3), выступающая как плоскость бластомилонитизации, и линейность (L_3), преимущественно агрегатная, являются наиболее четко выраженными мезоструктурами района. Это позволяет надежно ограничить совокупность парагенезисов стадии M_4 . Линейность, представленная агрегатами биотитов второй и третьей групп и куммингтонита, рассеивается по закону синдеформационной линейности при наложении деформаций на ранее складчатую структуру.

Как показал анализ структур, три первых этапа деформации ($F_1 - F_3$) имеют место при постоянной ориентировке главных осей поля напряжения в условиях снижающейся пластичности пород, что свидетельствует об их принадлежности к одному циклу складчатости. Отсюда следует, что метаморфические процессы стадий $M_1 - M_4$, синхронные со складчатыми деформациями $F_1 - F_3$, не разделены значительными перерывами, отражающими периоды относительной стабилизации, а являются результатом изменения физико-химических условий на протяжении единого тектоно-метаморфического цикла. Анализ минеральных парагенезисов, приводимый ниже, и оценка условий метаморфизма дают возможность проследить эволюцию режима метаморфизма, основной чертой которой является снижение T и P от ранней стадии к поздней на фоне изменения кислотно-щелочных свойств среды и широкого проявления процессов метасоматоза. Последовательность метасоматических преобразований подчиняется закономерностям, выявленным Д.С.Коржинским (1953) для послемагматического метасоматоза.

В соответствии с указанной последовательностью и направленностью метаморфического минералообразования выделяются

этап прогрессивного регионального метаморфизма, отвечающий стадии M_1 , и этап регрессивного метаморфизма, представленный процессами раннещелочной стадии M_2 , стадии кислотного выщелачивания M_3 и позднещелочной стадии M_4 .

Прогрессивный региональный метаморфизм

Региональному метаморфизму подвергаются породы разного химического состава. Среди пород, бедных CaO , выделяются: а) глиноземистые гнейсы и сланцы; б) кислые лептитоподобные гнейсы; в) железо-магнезиальные сланцы с умеренным содержанием Al_2O_3 и K_2O . Породы, богатые CaO , представлены: а) гранатовыми амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами; б) мраморами и кальцифирами; в) сланцами, обогащенными K_2O и Al_2O_3 .

На диаграммах (рис. 21) представлены парагенезисы в породах различного состава. Вследствие интенсивных процессов позднего минералообразования парагенезисы регионального метаморфизма в ряде случаев выделяются условно.

Породы, бедные CaO . Наиболее широко распространенным парагенезисом является ГР-БИ-ПЛ-КВ (см. рис. 21, а). Состав плагиоклаза - № 30-45. Железистость ГР-БИ колеблется вдоль изотермы 630° в породах иринегорской свиты. При достижении железистости ГР-78%, БИ-46% появляется парагенезис ГР₇₈-БИ₄₆-КИ-ПЛ₃₅-КВ+МУС, который развит в зонах, не достигших гранитизации. При развитии процессов мигматизации возможна ассоциация КИ-МИК. Породы высокой магнезиальности в иринегорской свите отсутствуют. Однако парагенезисы глиноземистых пород с широкими вариациями железистости представлены в свите хирвинаволоков (см. рис. 21, б). Среди магнезиальных сланцев развит парагенезис КИ-БИ-ПЛ-КВ, где железистость биотита колеблется от 40 до 20%. При более низком содержании Al_2O_3 развивается парагенезис КУМ-БИ-КВ. Обычно выдерживается отношение f_m КУМ > f_m БИ. Однако при значениях железистости биотита больше 40% возможен парагенезис КИ-КУМ-БИ-КВ, устойчивый в очень узкой области составов. Дальнейший рост железистости сопровождается появлением парагенезисов ГР-КУМ-БИ-КВ и ГР-КУМ-КВ. При избытке глинозема в области железистых составов пород хирвинаволоковской свиты появляется ставролит. Парагенетические соотношения минералов меняются. В сланцах присутствуют парагенезисы ГР₈₂-БИ₄₀-ПЛ-КВ, КУМ-СТ-БИ-ПЛ-КВ, СТ-ГР-БИ-ПЛ-КВ, ГР-СТ-КУМ-БИ-ПЛ-КВ, свидетельствующие о более

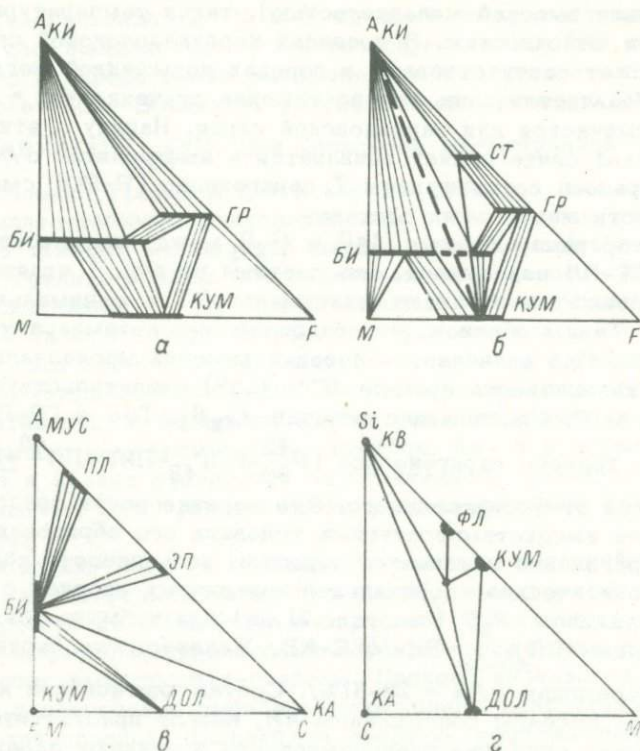


Рис. 21. Диаграммы состав-парагенезис для прогрессивно-метаморфизованных пород иринегорской и хирвиनावолокской свит.

Объяснение а-г см. в тексте.

низкотемпературных условиях метаморфизма. Парагенезисы со ставролитом в сланцах хирвиनावолокской свиты выделены на прогрессивном этапе условно. В большинстве случаев ставролит появляется в поздних парагенезисах и развивается за счет граната.

Породы, богатые СаО. Типичные парагенезисы этой группы - ГР¹²⁻⁴²-РОГ⁸²⁻⁹⁴-Пл⁴¹⁻⁷⁷-Пл³⁵⁻⁴⁵-КВ-МГ+КП, РОГ³⁴⁻⁵²-Пл³⁵-КВ-МТ (см. рис. 20). Появление граната в амфиболитах

определяется как составом пород (гранат развит в породах с относительно высокой железистостью), так и температурным режимом и щелочностью. В пределах хирвинаволоцкой свиты гранат может отсутствовать в породах повышенной железистости и появляется лишь при достижении значения $f_m = 55\%$. То же отмечается для парандовской серии. Наряду с этим в иринегорской свите гранат появляется в амфиболитах с $f_m = 40\%$. Таким образом, со снижением T парагенезис ГР-РОГ смещается в область железистых составов.

Характер распределения CaO и Al_2O_3 между сосуществующими ГР-РОГ-ПЛ показывает, что составы из обр. 1 являются экстремальными и отвечают максимальной T и минимальной щелочности. Таким образом, это наиболее высокотемпературное равновесие. Оно возникает в породах высокой магнезиальности. Высокая кальциевость граната ($C = 0.33$) свидетельствует о повышенном P . Соотношение величин Al_2O_3 / CaO в ГР-РОГ-ПЛ для более редкого парагенезиса ГР₈₆⁴²-РОГ₄₈-ПИР-ПЛ⁴⁰+КВ отклоняется от экстремального. Это противоречит представлениям о более высокотемпературных условиях его образования. Такой парагенезис появляется с ростом кальциевости пород.

Парагенетические ассоциации в кальциевых породах с высоким содержанием K_2O (см. рис. 21, в) при избытке глинозема представлены ПЛ₄₅₋₅₉-БИ-МУС-КВ. Железистость биотита обычно невысокая ($f_m = 28-31\%$). Состав плагиоклаза характеризуется высоким содержанием АН, иногда присутствует эпидот. По мере снижения глиноземистости возникают парагенезисы ПЛ-КА-БИ₃₀-КВ, КА-БИ₁₀₋₂₀-КВ. Карбонатные минералы представлены анкеритом и кальцитом. В породах с повышенным содержанием железа и магния развивается парагенезис ДОЛ-КУМ-БИ.

В мраморах и кальцифирах методом окрашивания установлено, что ранний карбонатный минерал относится к ряду доломит-анкерит. Парагенезисы представлены на рис. 21, г. Характерной особенностью является стабильность равновесий ДОЛ-КВ и КА-КВ.

Рассмотренные парагенезисы характеризуют комплексы пород, не достигшие ступени ультраметаморфизма. Однако по мере развития все более высокотемпературных равновесий в породах иринегорской свиты наблюдаются первые признаки мигматизации. Сначала появляется послойная инъекция жильного материала, представленного плагиогранитом в амфиболитах и плагиомикроклиновым гранитом в гнейсах, в результате которой постепенно образуются зоны тонкопослойных и теневых мигматитов. Во

вмещающих гнейсах развивается микроклин, снижается основность плагиоклаза (до № 25), который по краям замещается альбитом. Железистость граната возрастает до 90%, и содержание его в породе резко уменьшается. Железистость биотита достигает 60%. Возникает устойчивый парагенезис $BI_{60}-Pl_{25}-MIK-KB-MG+GP_{90}+KI$. При начальной мигматизации амфиболитов исчезают гранат и плагиоклаз, а субстрат представлен перекристаллизованным крупнозернистым сине-зеленым амфиболом. В зоне тневых мигматитов широко развиты амфибол-плагиоклазовые гранито-гнейсы. Мигматитовая полосчатость деформирована складками F_2 и предшествует их образованию. Эти структуры в свою очередь контролируют размещение более поздних жил и даек гранитов анатектитового состава, которые прорывают породы тикшеозерской серии, не испытавшие предварительной мигматизации, и вызывают контактовые изменения в виде фельдшпатизации и мусковитизации гнейсов. Как и в первом случае, гранат и кианит становятся неустойчивыми, развиваются турмалин, апатит. Эти граниты могут рассматриваться как перемещенные.

Несколько позднее образования тневых и послонных мигматитов, но до формирования складок F_3 имели место явления порфиробластеза. Наиболее интересным представляется образование амфибол-микроклиновых порфиробластических гранитоидов по биотитовым гранито-гнейсам. Процесс начинается с образования порфиробласт амфибола, окруженных лейкократовой полевошпатовой породой. Дальнейшее развитие амфибол-полевошпатовой породы идет вдоль прожилков увеличивающейся мощности и заканчивается образованием жил гранита с орбикулярной структурой, обусловленной округлыми выделениями амфибола с каймой микроклина. Амфибол представлен сине-зеленой роговой обманкой с повышенным содержанием глинозема ($Al \approx 2.5$), железа ($f_m = 51-58\%$) и высокой степенью окисления железа ($f_{ox} = 21-28\%$). Такие гранитоиды, как показывает анализ равновесий, образуются в условиях высокой активности K_2O .

Анализ парагенезисов прогрессивного регионального метаморфизма свидетельствует о неоднородном термодинамическом режиме на ранних стадиях развития.

Характер критических парагенезисов, отдельных минеральных равновесий и фаз показывает, что температурный режим в породах ириногогорской свиты отвечал условиям верхних ступеней фации альмандиновых амфиболов (Глебовицкий и др., 1972). Парагенезисы пелитовых пород соответствуют кианит-альмандиновой и кианит-ортоклазовой субфациям. Парагенезисы гранатовых амфиболитов из этих же зон принадлежат фации безгиперстено-

вых гранатовых амфиболитов (Перчук, 1967) с температурным интервалом кристаллизации 600–680°. Однако анализ ГР-РОГ-ПЛ-равновесия показывает, что беспироксеновые гранатовые амфиболиты (обр. 1, 3) формируются в тех же Т-Р-условиях, что и гранат-клинопироксеновые разности (обр. 82), и относятся к высокотемпературной субфации (Т = 630–680°). Такая оценка максимума Т в породах иринегорской свиты, не достигшей стадии гранитизации, хорошо согласуется с индексами Фроста (5.0–5.2) по минералам из пород разного состава, распределением изотерм на карте и их соотношением с зонами мигматизации. Установленный таким образом температурный режим реализуется в поле устойчивости кианита, что позволяет оценить нижний предел Р = 7–8 кбар. Экспериментальные данные по синтезу кальциевых гранатов (Green, Mysen, 1972) показывают, что гранаты с коэффициентом С ~ 0.35 кристаллизуются при Р = 9–10 кбар и Т = 800°. Экстраполируя эти данные в область низких Т = 700°, можно предполагать, что для образования граната с С = 0.35–0.40 (обр. 1, 3, 82) требуется Р порядка 8 кбар. Высокое Р на прогрессивном этапе метаморфизма подтверждается данными по распределению СаО в паре ГР-ПЛ в метапелитах, а также значениями K_{Mg} и K_{Ca} для пары ГР-РОГ.

Породы хирвинаволоковской свиты, согласно данным термометрии и индексам Фроста, в процессе регионального метаморфизма достигали уровня низко- и среднетемпературной амфиболитовой фации (Т = 530–600°). При Т = 530–550° в сланцах становятся возможными ставролитсодержащие парагенезисы, в том числе парагенезис ГР-СТ-КУМ-БИ-ПЛ-КВ. Равновесие ГР-РОГ появляется только в породах повышенной железистости. Гранатовые амфиболиты содержат относительно кислый плагиоклаз (№ 30) и относятся к фации беспироксеновых гранатсодержащих амфиболитов (Перчук, 1967) с соответствующей Т ≈ 550°. Тот же температурный режим отвечает времени кристаллизации граната и роговой обманки в сланцах парандовской серии (Пинаева, 1966). Наличие минеральных равновесий со ставролитом в поле устойчивости кианита позволяет оценить значение Р на прогрессивном этапе метаморфизма хирвинаволоковской свиты. Поскольку такие парагенезисы образуются при Т ≈ 550°, равновесное Р оценивается как 7–8 кбар (Федькин, 1972). Высокое Р объясняет некоторые специфические парагенезисы в области магниевых составов, например КИ-БИ₂₀-ПЛ-КВ. При таких составах в условиях более низкого Р должны возникать кордиеритсодержащие парагенезисы, согласно экспериментальным и эмпирическим наблюдениям.

Характерной особенностью прогрессивного метаморфизма карбонатных пород является повышенная устойчивость анкерита, обычно ассоциирующего с кальцитом, тремолитом и кварцем. Широко развитие доломитовых мраморов за последнее время отмечается в метаморфических комплексах, содержащих дистенные гнейсы и сланцы, и, как следует из работы В.С.Соболева и сотрудников (1966), может объясняться возрастающими $P_{общ}$ и P_{CO_2} . Границы устойчивости доломита, а также кривые равновесий кальцит+кварц=волластонит и тремолит+кальцит+кварц=диопсид, приводимые в работе этих авторов, на основе экспериментальных и расчетных данных значительно смещаются в область высоких T при возрастании $P_{общ}$ и P_{CO_2} . Несмотря на то что соотношение H_2O и CO_2 во флюиде во многом зависит от состава исходных осадков, некоторые исследователи отмечают, что CO_2/H_2O возрастает с увеличением глубинности минералообразования (Коржинский, 1940, 1957; Маракушев, 1968). Поэтому устойчивость доломитовых мраморов при достаточно высоких температурах служит косвенным доказательством высокого давления на твердые фазы. Этим же объясняется и отсутствие преобразований типа $TR+KA+KB \rightarrow DI$, $TR+ДОЛ \rightarrow ФОР+КА$, которые обычно наблюдаются при достижении температурной ступени амфиболитовой фации (Кицул, 1959; Никитина, 1959; Winkler, 1965, и др.).

Таким образом, прогрессивный этап метаморфизма пород тикшеозерской серии имел место в условиях фации альмандиновых амфиболитов: в температурном интервале $530-680^\circ$ при давлении не ниже 7–8 кбар. Переход от низкотемпературных ступеней фации альмандиновых амфиболитов к высокотемпературным осуществляется с постепенным нарастанием T , что подтверждается наличием четко прослеженной промежуточной изотермы 600° вдоль крыла Кукаозерской синклинали и развитием среднетемпературных парагенезисов альмандин-дистеновой субфации. Постепенное изменение T при относительно постоянном P указывает на существование метаморфической зональности. Смена температурных зон происходит в северо-восточном направлении и заканчивается переходом в область развития процессов гранитизации. Изотермы ориентированы в северо-западном направлении, так же как и простирание главных структур первого этапа деформации, а осевая плоскость Нотозерской антиклинали контролирует размещение мигматизированных пород. С другой стороны, „изограда мигматита“ и изотермы пересекают границы горизонтов на участках ундуляции осей ранних складок. Например, на южном берегу Нотозера „изограда мигматита“ замыкается, в то время как складчатая структура первого этапа испытывает воздымание. Жильный материал плагиогранитного

состава в послонных и теневых мигматитах развивается вдоль плоскостей ранней кристаллизационной сланцеватости (S_1) и деформируется складками F_2 , так же как и изотермы вне зоны гранитизации. Инъекционные мигматиты контролируются структурами F_2 и запаздывают относительно процессов регионального метаморфизма.

Эти данные позволяют сделать вывод, что прогрессивный метаморфизм пород тикшеозерской серии представляет совокупность зонально проявленных разнотемпературных преобразований, синхронных с развитием структур первого этапа деформаций.

Регрессивный метаморфизм

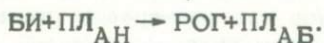
К регрессивному этапу относятся метасоматические преобразования, которые следуют за процессами гранитизации. Д.С.Коржинский (1953) отмечал, что „в глубинных условиях, когда метаморфизм сопровождается региональным рассланцеванием толщ горных пород, региональное развитие могут получить все температурные фации послемагматического метаморфизма — от высокотемпературных до низкотемпературных... В силу образования равномерно распределенных трещин сланцеватости, облегчающих просачивание растворов ... явления приконтактового выщелачивания и околотрещинного метаморфизма теснейшим образом переплетаются с региональным метаморфизмом” (стр.438). Последовательность проявления метасоматических процессов корректируется привязкой к структурам наложенных этапов деформаций. Исследование же физико-химической сущности изменений проводится на основе анализа новообразованных равновесий.

Раннещелочная стадия. Преобразования раннещелочной стадии проявлены на участках, не затронутых мигматизацией, но тесно связаны как в пространстве, так и во времени с процессами гранитизации. Они локализованы вдоль узких зон, вблизи „изограды мигматита”, а также на участках развития складок F_2 . Одна из таких зон тянется вдоль контакта с зоной мигматита на юго-западном крыле Нотозерской антиклинали. Вторая зона протягивается от Ирин-горы на север-северо-запад, параллельно осевой плоскости крупной складки F_2 и характеризуется отчетливо выраженной минеральной линейностью, параллельной осям мелких складок F_2 . В восточной части Кукасозера на изгибе изотермы 600° , совпадающем с конфигурацией крупной складки F_2 , в зоне осевой плоскости этой складки, новообразованные минеральные парагенезисы развиваются вдоль системы кливажа, секущего раннюю сланцеватость. То же соот-

ношение разновозрастных плоскостных структур отмечалось на юго-западном крыле Нотозерской антиклинали, где минерализованный квиваж сечет раннюю сланцеватость и сам деформирован в складки F_3 . Таким образом, процессы ранней щелочной стадии структурно контролируются складками F_2 .

Преобразованиям раннещелочной стадии в изученном районе подвергаются породы разного состава. Наиболее отчетливо выражены изменения биотитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов. В биотитовых гнейсах появляются отдельные порфиробласты роговой обманки, окруженные кислым плагиоклазом, а также пятна и полосы полевошпатового амфиболита.

В новообразованной породе биотит отсутствует. Амфибол представлен густоокрашенной роговой обманкой повышенной железистости ($N_{gr} \geq 1.705-1.710$). Плагиоклаз альбитизирован, состав его колеблется в пределах № 24-32. Часто наблюдается ассоциация СК-КА. В окружающих биотитовых гнейсах отмечается снижение железистости биотита. Новообразованный парагенезис представлен $РОГ_{70}-ПЛ_{25}-СК-КА-МГ+ГР$. Равновесие $РОГ+БИ+ПЛ$ было исследовано Д.С.Коржинским (1957), который показал, что при низкой активности K_2O и высокой активности Na_2O имеет место реакция



С этой точки зрения становятся понятными снижение основности плагиоклаза на участках развития метасоматических амфиболитов и ограничение их изоплетой состава плагиоклаза № 30. Равновесие $БИ-РОГ-ПЛ_{АН}-ПЛ_{АВ}$ сходно с исследованным равновесием $РОГ-МИК-БИ-ПЛ$. При железистости $f_m БИ = f_m РОГ = 50\%$ имеем экстремальные соотношения, соответствующие минимуму a_{Na_2O} . Парагенезис устойчив в щелочной среде при высокой активности Na_2O . Это же подтверждается развитием парагенезиса сравнительно кислого плагиоклаза № 25 со скаполитом и карбонатами в бескварцевой породе.

В гранатовых амфиболитах на данной стадии становится неустойчивым парагенезис $ГР-РОГ-ПЛ-КВ$. Исследование этого равновесия показало, что возрастание щелочности благоприятствует формированию плагиоклазовых амфиболитов. Наименее устойчивым оказывается гранат, содержащий 36% гроссулярового компонента, в то время как более кальциевые и более железомagneзиальные гранаты остаются в равновесии с роговой обманкой. Поэтому в породах, богатых CaO , парагенезис $ГР-РОГ-ПЛ-КВ$ может сохраняться, в то время как в породах, где составы

фаз приближаются к экстремальным, гранат неустойчив и изредка наблюдается как реликт в бескварцевых разновидностях.

Новообразованный парагенезис представлен светлоокрашенной либо сине-зеленой роговой обманкой ($N_g \geq 1.663-1.680; fm \leq 45\%$), плагиоклазом № 19-28, кварцем и магнетитом. Понижение железистости роговой обманки и обилие магнетита свидетельствуют, что имеет место реакция типа $POG_{Fe} + O_2 \rightarrow POG_{Mg} + MG$ в условиях высокого P_{O_2} . Как и в предыдущем случае, участки, затронутые преобразованием такого типа, ограничены изоплетой состава плагиоклаза № 30.

Стадия кислотного выщелачивания. Изучая метасоматические процессы, Д.С.Коржинский (1953) показал, что каждый послемагматический процесс, связанный с гранитоидами, имеет стадию кислотного состояния растворов, производящих выщелачивание оснований из вмещающих пород, которое называется кислотным выщелачиванием. При объяснении кислотного выщелачивания решающее значение придается кислотно-фильтрационному эффекту, с которым связано возникновение волны кислотных компонентов. Во время прохождения этой волны через пачку пород основания интенсивно выщелачиваются и компенсируются осаждаемым кремнеземом. Растворяются основания в порядке понижающейся основности в зависимости от состава пород. Дифференциальная подвижность компонентов при фильтрации растворов приводит к возникновению метасоматической зональности. Породы разного состава отличаются характером дифференциальной подвижности компонентов. С уходом волны кислотных компонентов кислотность растворов понижается и выщелоченные основания начинают осаждаться, причем осаждение происходит в трещинах и жилах среди выщелоченных пород, что приводит к гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации. Таким образом, выщелачивание и осаждение являются взаимосвязанными процессами, не разделенными во времени.

С.П.Кориковский (1967) впервые показал, что процессы кислотного выщелачивания занимают определенное место в эволюции регионального метаморфизма и широко проявлены в пределах гранито-гнейсовых формаций нормальной щелочности. Он же выделил различные фации кислотного выщелачивания в зависимости от глубинности.

В породах тикшезерской серии широко развиты процессы, связанные с выносом и переотложением компонентов, уменьшением в ряде зон числа инертных компонентов и созданием зональных комплексов со специфическими парагенезисами. Выщелачиванию особенно подвергаются породы кислого состава с высоким содержанием K_2O - биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, а также разнообразные плагиосланцы. В меньшей степе-

ни эти процессы развиты в породах, богатых CaO , - гранатовых амфиболитах. Кислотное выщелачивание охватывает гранито-гнейсы фундамента, а вне зоны гранитизации тяготеет к инъекционным мигматитам и мелким телам палингенных гранит-анатектитов, размещение которых контролируется складчатыми структурами F_2 .

По отношению к структурным формам стадии F_2 и условиям метасоматоза выделяются две группы пород. Зональные метасоматические комплексы сосредоточены в замковых частях складок F_2 . Формирование их не сопровождается одновременным развитием плоскопараллельных и линейных структур. Такие метасоматиты описывались в районе горы Виньги (Пинаева, 1970а). Они относятся к кварц-дистеновой фации кислотного выщелачивания.

Другая группа метасоматических пород, представленная вторичными кварцитами с сульфидной вкрапленностью, развивается вдоль зон наложенной сланцеватости, осложняющей крыло складки F_2 на участке горы Виньга-северо-восточный берег Тикшеозера. Эти комплексы относятся к кварц-мусковитовой фации кислотного выщелачивания.

Преобразования кварц-дистеновой фации. Метасоматические породы кварц-дистеновой фации развиты в районе горы Виньги, где процессы кислотного выщелачивания затронули породы разного состава.

Выщелачивание в породах, богатых CaO и бедных щелочами, приводит к образованию сложного комплекса метасоматических зон (начиная от биминеральных парагенезисов и кончая сложными 6-7-минеральными ассоциациями). Эти метасоматиты уже описывались в районе горы Виньги, где они представлены зональным комплексом, мощность которого по ширине выхода составляет около 3 км. В более мелком масштабе эти процессы проявлены на восточном берегу Кукасозера. В обоих случаях возникает колонка разрастающихся зон соответственно определенному ряду подвижности компонентов с замещением парагенезисов периферических зон минералами передовых зон. Переход компонентов из подвижного состояния в инертное в каждой соседней периферической зоне сопровождается увеличением числа минеральных фаз постоянного состава в отношении инертных компонентов на единицу. Характеристика зональности приведена на рис. 22.

Зона I (внутренняя), выполненная мономинеральной кварцевой породой, наблюдается редко. Зона II, представленная биминеральным парагенезисом КИ-КВ, соответствует инертному поведению SiO_2 и Al_2O_3 и полному выносу оснований и щелочей. В

Зона	Инертные компоненты	Подвижные компоненты	Число фаз	Парагенезисы
I	SiO_2	$Al_2O_3, FeO, CaO, MgO, Na_2O, H_2O$	1	КВ
II	SiO_2, Al_2O_3	$FeO, CaO, MgO, Na_2O, H_2O$	2	
III	SiO_2, Al_2O_3, FeO	CaO, MgO, Na_2O, H_2O	3	
IV	SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO	MgO, Na_2O, H_2O	4	
V	$SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO$	Na_2O, H_2O	5	

Рис. 22. Характеристика метасоматической зональности кислотного выщелачивания кварц-кианитовой субфации.

породах много рутила. Зона III характеризуется переходом FeO в инертное состояние и появлением трех минеральных парагенезисов. Характер парагенезисов определяется соотношением масс инертных компонентов SiO_2, Al_2O_3 и FeO . Зона IV отвечает переходу в инертное состояние CaO и появлению основного плагио-

клаза (50–65% АН). Зона У характеризуется пятью инертными компонентами, в число которых входит магний. Здесь возникают специфические полиминеральные парагенезисы, анализ которых позволяет восстановить условия их образования. В качестве исходной ассоциации был выбран шестиминеральный парагенезис КИ–КВ–ГР–СТ–РОГ–ПЛ (обр. 277), известный как ассоциация минералов хизоварского типа (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Содержание компонентов в минералах переменного состава

Минерал	CaO	FeO	MgO	$Al_2O_3 \times$ $\times SiO_2$	SiO ₂	1/2Na ₂ O
Ставролит...	0	2.75	1.25	4.5	3.5	0
Роговая обманка....	1.75	1.6	2.25	1.5	4.5	0.4
Гранат.....	0.32	1.94	0.64	1	2	0
Плагноклаз	0.5	0	0	0.75	1.75	5

В рассматриваемой системе, состоящей из пяти инертных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO, MgO), согласно правилу фаз для метасоматических систем $n = K_z + 3 - \Phi$, ассоциация, содержащая шесть фаз, невариантна в отношении внутренних степеней свобод и должна иметь фиксированную железистость минералов. Пятиминеральным парагенезисам будут соответствовать кривые моновариантной зависимости железистости от изменения какого-либо интенсивного параметра при постоянстве остальных. Эта зависимость может быть выяснена с помощью построения потенциальных диаграмм. В данном случае наибольший интерес представляет диаграмма $\mu_{Na_2O} - \mu_{MgO}$, поскольку она наиболее полно отражает специфику процесса, связанного с изменением щелочности при высокой подвижности MgO. На такой диаграмме исходной ассоциации из шести минералов будет соответствовать точка, пятиминеральные парагенезисы будут выражены кривой моновариантного изменения железистости (магнезиальности). Четырехминеральные ассоциации дивариантны: им соответствуют поля, в пределах которых железистость может независимо изменяться. Результаты расчета всех воз-

можных реакций смещенного моновариантного равновесия изображены на рис. 23.

Как следует из диаграммы, парагенезисы, содержащие КИ-РОГ-СТ, СТ-РОГ-ГР, КИ-РОГ-ГР, КИ-РОГ-ПЛ (поля III, 1У), соответствуют высоким значениям μ_{MgO} , в то время как парагенезисы поля I, типичные для прогрессивного регионального метаморфизма, отвечают более низкой активности магния. Возникновению указанных парагенезисов (поля III, 1У) благоприятствует низкая щелочность среды, которая смещает равновесия КИ-СТ-РОГ-ПЛ-КВ и КИ-ГР-РОГ-ПЛ-КВ в область железистых составов. В условиях пониженной щелочности парагенезисы КИ-РОГ-ГР-КВ, КИ-РОГ-ПЛ-КВ возможны в породах с относительно низким отношением MgO/FeO , в то время как парагенезисы СТ-ГР-РОГ-КВ и КИ-СТ-РОГ-КВ появляются лишь в области магнезиальных составов. Щелочностью среды обусловлен характер распределения CaO между сосуществующими минералами. Так, в щелочной среде (поле II) CaO и Al_2O_3 свободно связываются в плагиоклаз, который присутствует во всех ассоциациях независимо от отношения FeO/CaO в породе. В кислой среде при достаточно высоком FeO/CaO плагиоклаз не образуется, CaO целиком входит в железо-магнезиальные силикаты (гранат, роговую обманку), избыток глинозема концентрируется в кианите. При постоянном потенциале магния возрастание кальциевости приводит к тем же эффектам, что и повышение потенциала магния, т.е. исчезновению железистых силикатов - граната и ставролита (поле III).

Таким образом, анализ условий формирования ассоциаций хизоварского типа подтверждает выводы (Tilley, 1939; Nietanen, 1959) о том, что парагенезис кианита и роговой обманки развит в породах, богатых MgO и бедных K_2O .

В процессе разрастания зон широко развито замещение одних минералов другими, особенно в парагенезисах III и 1У зон. Роговая обманка обычно замещается кианитом, плагиоклазом, ставролитом. Гранат - более ранний минерал, чем ставролит. За счет плагиоклаза развиваются кианит и ставролит. Кианит и ставролит замещают друг друга, при этом поздним минералом чаще оказывается кианит. Все минералы корродированы кварцем. Наряду с этим структуры пород характеризуются пойкилобластическими сростаниями одновременно кристаллизующихся минералов в условиях инертного поведения компонентов, сочетание которых в каждой метасоматической зоне различно. Так, кварц во внутренних зонах всегда образует пойкилобластические сростания с другими минералами, а во внешних отчетливо их разъедает.

Описанная метасоматическая зональность в породах, богатых CaO , соответствует следующему ряду подвижности компонентов: H_2O , K_2O , Na_2O , MgO , CaO , FeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 .

Анализ метасоматических парагенезисов периферических зон показывает, что они формируются в условиях высокой концентрации MgO . В участках, соседних с зонами выщелачивания, наблюдается обогащение MgO как перемещенным инертным компонентом. Проблема магнезиального метасоматоза в связи с процессами кислотного выщелачивания в отечественной литературе поднималась в работах Д.С.Коржинского (1953) и С.П.Кориковского (1967). Действительно, рудные кварциты часто окружены породами с высоким содержанием MgO . Так, на территории Бал-

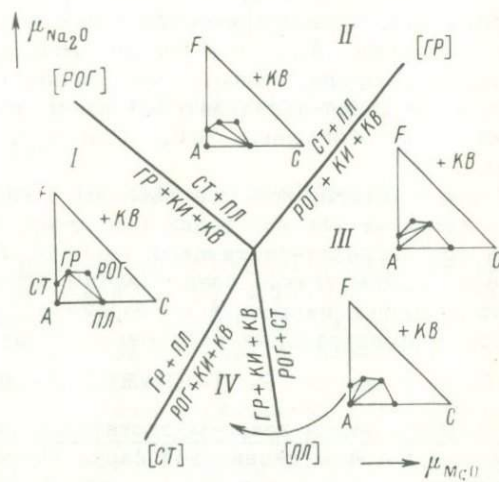


Рис. 23. Диаграмма химических потенциалов $\mu_{\text{Na}_2\text{O}} - \mu_{\text{MgO}}$ (при $T, P = \text{const}$) для равновесия $\text{GP-POG-KI-ST-PL-KB}$.

тийского щита сульфидное оруденение нередко сопровождается развитием магнезиальных пород, получивших в Швеции название „скёль“. Скёли сложены Fe-Mg -минералами переменного состава (кордиеритом, гранатом, жедритом, антофиллитом, куммингтонитом, биотитом, тальком, хлоритом) и залегают в виде ветвящейся сети жил среди рудных кварцитов, а также на контакте рудных кварцитов и неизмененных пород, относящихся к лептитовой формации центральной Швеции. Генезис скёлей является дискуссионным. В большинстве случаев их формирование связывают с процессами становления гранитоидов и рассматривают как продукт магнезиально-кварцевого метасоматоза аналогично описанному П.Эскола (Eskola, 1914) для района Ориярви.

Реже возникновение скёлей объясняют процессами дифференциации исходного вещества при метасоматозе. Так, Д.С.Коржинский (1953) впервые предположил, что образование подобных магнезиальных пород идет по принципу обогащения перемещенным инертным компонентом в условиях низкой подвижности MgO на стадии кислотного выщелачивания. С.П.Кориковский (1967) рассмотрел явления магнезиального метасоматоза в условиях кварц-андалузитовой фации кислотного выщелачивания. Он также отмечает низкую подвижность MgO и относительную подвижность CaO . В таких условиях действительно возможно возникновение парагенезисов типа скёлей.

Метасоматитам кварц-кианитовой субфации кислотного выщелачивания отвечает другой ряд подвижности компонентов, особенностью которого является высокая подвижность MgO относительно CaO и FeO и сравнительно инертное поведение FeO . Несмотря на специфические особенности парагенезисов в условиях такой подвижности, в периферических зонах возникают породы, в которых отношение Al , Fe и Mg соответствует кордиерит- и антофиллитсодержащим сланцам типа скёлей (Hietanen, 1959). В отличие от кварц-андалузитовой фации внутренние метасоматические зоны обогащены FeO , которое связано в алюмосиликаты.

Метасоматиты, которые связаны с кислотным выщелачиванием кварц-дистеновой фации в породах, бедных CaO , наблюдались среди гранат-биотитовых гнейсов. Наиболее измененные породы в этом случае представлены КИМ-КВ-парагенезисом с вкрапленностью пирротина и вторичным развитием мусковита. Среди полиминеральных парагенезисов развиты GP_{82} -СТ₇₇-КИ-КВ-Пл₅₀ и иногда GP -СТ-КИ-ЖЕД-КВ-Пл₅₀.

Преобразования кварц-мусковитовой фации. Метасоматические процессы кварц-мусковитовой фации кислотного выщелачивания проявлены преимущественно в породах кислого состава - в гранито-гнейсах фундамента карелид, а также среди мигматизированных биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов иринегорской свиты. Пространственно они тяготеют к зонам повышенной инъекции палингенных гранит-анатектитов. Иногда преобразования кварц-мусковитовой фации накладываются на метасоматиты кварц-дистеновой фации вдоль зон наложенной сланцеватости, наследующей направления S_2 .

Минералогическая направленность преобразований в зонах выщелачивания сводится к разрушению железо-магнезиальных слюд, граната и плагиоклаза, развитию кварца, мусковита, микроклина и альбита. Крайне измененные породы представлены кварц-мусковитовой либо мономинеральной кварцевой породой. Затем появ-

ляется альбит в ассоциации с мусковитом, кварцем, иногда микроклином. Среди выщелоченных гранито-гнейсов встречаются участки, сложенные мусковитовыми плагиогнейсами с реликтовым корродированным гранатом и биотитом. Последний замещается мусковитом и пренитом. В измененных породах наблюдается развитие турмалина, пирротина, иногда везувiana.

При выщелачивании в условиях кварц-мусковитовой субфации не формируется четко выраженная зональность. Тем не менее процесс условно иллюстрируется следующей метасоматической колонкой:

I. КВ	SiO_2
II. МУС-КВ	$Al_2O_3 - SiO_2$
III. МУС-КВ-АБ(МИК)	$Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$
IV. ПЛ ₃₀ -АБ(МИК)-МУС-КВ	$CaO - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$
V. ГР-ПЛ ₃₀₋₄₀ -АБ-МУС-КВ(ТУР-ПИР)	$FeO - CaO - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$
VI. БИ-ГР-ПЛ ₃₀₋₄₀ -АБ-МУС-КВ(ТУР-ПИР)	$MgO - FeO - CaO - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$

Последовательность преобразования кислых пород отвечает ряду подвижности компонентов H_2O , CO_2 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , который отличается от ряда подвижности компонентов кварц-дистеновой субфации большей подвижностью FeO и меньшей подвижностью CaO и Na_2O .

В породах, богатых CaO , иногда наблюдаются парагенезисы, образование которых возможно в условиях низкой щелочности. Так, в гранатовых амфиболитах встречены обособления и жилки, состоящие из крупнозернистого агрегата граната, кварца, турмалина. Иногда присутствуют диопсид, скаполит, везувian, апатит. Здесь же отмечаются скопления сульфидов. Скаполит (60-65% МЕ) развивается за счет плагиоклаза № 45-50, диопсид замещает амфибол. Равновесие ПЛ₄₅₋₅₀-СК₆₀₋₆₅-КВ возможно в условиях низкой щелочности (Маракушев, 1965) и приближается к экстремуму, отвечающему минимуму, ниже которого данное равновесие невозможно. По данным Л.Л.Перчука (1987), при снижении щелочности парагенезис ГР-РОГ-ПЛ-КВ становится неустойчив и возможна реакция $РОГ+ПЛ = ГР+КВ$, объясняющая развитие гранатовых бластолитов, которые в виде сети жил по-

являются среди гранатовых амфиболитов. Наконец, смещение равновесия ГР-РОГ-ДИ-ПЛ-КВ (составы минералов взяты из обр.82) показывает, что при снижении активности Na_2O кальциевость минералов переменного состава падает и равновесие смещается по реакции $ГР_{Ca} + РОГ + ПЛ = ДИ + ГР_{Ca} + КВ + Na_2O$.

Ранние процессы кислотного выщелачивания, отвечающие кварц-кианитовой субфации, имеют место в условиях некоторого снижения T . Значения индексов Фроста не превышают $M = 4.7-4.8$. Температура равновесных пар ГР-РОГ и ГР-СТ из метасоматических пород колеблется в пределах $550-600^{\circ}C$. Давление остается достаточно высоким. Судя по коэффициенту разделения Mg в паре ГР-СТ, для $T = 570^{\circ}$ значение равновесного P составляет 7 кбар. Парагенезисы соответствуют полю устойчивости киа-нита.

Преобразования кварц-мусковитовой субфации осуществлялись при более низких T . Температуры образования мусковитов из зон кислотного выщелачивания определялись по мусковитовым термометрам (Дир и др., 1965; Котов и др., 1969) и приведены в табл. 4.

Определения дают хорошую сходимость. Мусковиты, развивающиеся по гранито-гнейсам (обр. 184-1, 186-1), показывают относительно высокую температуру кристаллизации. Мусковиты из зон вторичных кварцитов дают значения $T = 400-440^{\circ}$. Такая оценка представляется заниженной. Устойчивость граната, биотита, олигоклаза в периферических зонах свидетельствует, что температура кварц-мусковитовой субфации вряд ли опускалась ниже 550° . Искажение данных термометрии либо связано с влиянием P , либо отражает какие-то поздние низкотемпературные процессы, наложенные на зоны выщелачивания без заметных минеральных преобразований.

Т а б л и ц а 4

Мусковиты из зон кислотного выщелачивания

Номер образца	$Na_2O, \%$	$K_2O, \%$	Парагонит, %	Т образования, $^{\circ}C$		0100 ρ
				по кри- вой Лам- берта (Дир и др., 1965)	по рент- геновско- му мето- ду (Ко- тов и др., 1969)	
214	0.66	11,58	7.9	400	430	1.998
217-1	0.54	8.68	8.7	450	420	1.997

Таблица 4 (продолжение)

Номер образца	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	Парагонит, %	Т образования, °С		0100р
				по кри- вой Лам- берта (Дир и др., 1965)	по рент- геновско- му мето- ду (Ко- тов и др., 1969)	
221-7	0.40	9.37	5.7	350	420	1.997
265	0.91	9.28	12.9	520	440	1.996
270	1.16	8.65	16.9	580	540	1.995
184-1	1.64	8.27	23.2	630	640	1.989
186-1	1.17	3.35	17.4	580	560	1.993

Позднешелочная стадия. Процессы позднешелочной стадии по времени соответствуют образованию складок F_3 . Плоскостные и линейные структуры, развивающиеся на этом этапе деформаций, представлены новообразованными минералами и их агрегатами и наблюдаются в пределах всего тикшеозерского комплекса пород. Благодаря этому довольно надежно устанавливается одновременность пространственно разобнесенных минеральных преобразований, затрагивающих породы разного состава.

Наиболее интенсивно процессы позднешелочной стадии проявлены в пределах Кукасозерской синклинали, на всем протяжении тектонического контакта с южным блоком гранито-гнейсов фундамента.

В породах, богатых СаО, наиболее типичным процессом является образование куммингтонит-плагиоклазового парагенезиса в роговообманковых породах. При анализе равновесий отмечалось, что этот парагенезис возникает как при возрастании Т, так и понижении давления. Колебания железистости указывают на вариации Т-Р условий. Так, парагенезис с составами РОГ и КУМ, близкими к экстремальным ($f_m \approx 35\%$), отмечается в зоне наиболее низкотемпературных преобразований, ограниченной изотермами 550-500°С, и, следовательно, не может быть связан с повышением Т. Куммингтонит такого состава имеет признаки синтетектонической кристаллизации. Ориентировка его кристаллов и куммингтонит-плагиоклазовых агрегатов совпадает с шарнирами складок F_3 . Куммингтониты в роговообманково-плагиоклазовых сланцах, чьи составы отклоняются от экст-

ремальных ($f_m = 45\%$), часто кристаллизуются в виде порфириобласт, включающих микроскладчатую основную ткань породы.

При повышенной активности K_2O в амфиболитах развивается биотит, который замещает роговую обманку и гранат. На начальной стадии изменения биотит концентрируется около порфириобласт граната, придавая породе очковую текстуру. По мере развития вторичной сланцеватости ранние минералы сохраняются как неориентированные реликты, корродированные плагиоклазом и биотитом. Роговая обманка окрашивается в сине-зеленый цвет, железистость колеблется в небольших пределах (55–60%). В гранате снижается процент гроссулярового компонента (до 19%) при практически неизменной железистости. Железистость биотита ниже, чем роговой обманки, и обычно составляет 48–53%. Довольно часто процесс биотитизации сопровождается образованием куммингтонита. Эти два минерала кристаллизуются одновременно и в отличие от вышерассмотренных парагенезисов характеризуются более высокой железистостью ($f_m\text{КУМ} = 48\%$, $f_m\text{БИ} = 40\%$). Они замещают гранат и роговую обманку. При этом образуются железистые карбонаты. Развитие куммингтонита и биотита за счет роговой обманки, как следует из анализа равновесия, имеет место в щелочной среде при снижении давления, в условиях возрастающей подвижности CaO . Этот процесс сопровождается альбитизацией плагиоклаза и развитием карбонатов. Впервые преобразования такого типа были отмечены для района Парандово (Пинаева, 1966).

В гранатовых амфиболитах свиты хирвинаволок, переслаивающихся с мраморами и кальцифирами, на поздних стадиях развивается парагенезис ФЛ-СТ-КУМ-ПЛ-КВ+КА. Наиболее ранние минералы – гранат и роговая обманка – сохраняются в виде реликтов. Составы минералов этой ассоциации приведены в соответствующих таблицах (обр. 130). Гранат отличается максимально высоким для данного района содержанием пироба – около 22%. Магнезиальная роговая обманка ($f_m = 42.5\%$) характеризуется глиноземистостью, вероятно, превышающей данные анализа ($Al_{IV+VI} = 3.05$), поскольку находится в сростании с куммингтонитом. Ставролит имеет наименьшую железистость ($f_m = 58\%$) из всех известных в литературе анализов, значение глинозема занижено вследствие сростания с кварцем. Железистость куммингтонита, по данным оптического изучения, колеблется в пределах 40–25% ($Ng \geq 1.665-1.642$). Железистость биотита составляет 29.6% при сравнительно высоком значении глинозема. Плагиоклаз характеризуется высоким содержанием анортита ($\approx 50\%$). Минералы содержат включения кварца, графита и сульфидов, ориентированные вдоль параллельных плоскостей. Иногда при совместной кристаллизации ставролита и куммингтонита за

счет роговой обманки плагиоклаз либо другой кальциевый минерал отсутствует, что указывает на вынос CaO из системы.

Новообразованные парагенезисы кальциевых пород показаны на диаграмме (рис. 24), где в качестве дополнительных фаз могут присутствовать плагиоклаз и кварц. Диаграмма построена при условии некоторой подвижности CaO , что позволяет рассматривать роговую обманку как минерал с избыточным Al_2O_3 после исключения анортитовой молекулы. Поле устойчивости биотита смещено в магниальную область, и при определенном соотношении MgO и FeO становятся возможными парагенезисы

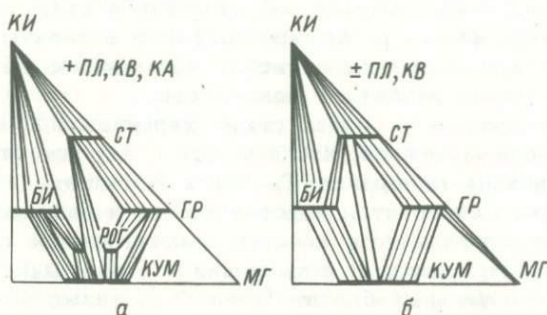


Рис. 24. Парагенезисы свиты хирвинаволоков, возникающие на позднешелочной стадии.

Породы: а - бедные CaO ; б - богатые CaO .

СТ-РОГ-КУМ и СТ-КУМ. Как уже отмечалось при анализе процессов кислотного выщелачивания, парагенезис СТ-РОГ характеризует низкую щелочность и сравнительно высокую активность MgO . Равновесие СТ-РОГ-КУМ отличается очень узким пределом колебания железистости, и при значениях $\text{СТ} = 57.5\%$, $\text{РОГ} = 42\%$, $\text{КУМ} = 40\%$ имеет место реакция экстремального типа $\text{РОГ} = \text{СТ} + \text{КУМ}$, которая подтверждается петрографическими наблюдениями. Биотит устойчив только в магниальной области, а в ассоциации $\text{РОГ}_{35}\text{-БИ}_{30}$ происходит второй разрыв в составе роговых обманок и образование парагенезиса РОГ-КУМ-БИ.

Иногда наблюдаются разрушение куммингтонит-плагиоклазового симплектита и развитие жедрита ($f_m = 48.8\%$). Такое замещение сопровождается выносом CaO и падением отношения CaO / MgO . Железистость породы при этом несколько возрастает, а содержание феррических компонентов достигает максимального значения.

В породах, бедных CaO , например в гнейсах иригорской свиты, минеральные преобразования прежде всего выражаются в разрушении граната и перекристаллизации слюды в гломеробластовые агрегаты, ориентированные вдоль S_3 параллельно L_3 . Гранат замещается биотитом, плагиоклазом и ставролитом. Здесь же наблюдаются выделения магнетита. Железистость биотита заметно не меняется, плагиоклаз слегка альбитизирован (25–35% АН). Порода приобретает тонкополосчатую текстуру, обусловленную тонким чередованием слюдистых и полевошпатовых полос. В пределах одного образца параллельно одной и той же сланцеватости иногда развиты тонкие зонки окварцевания, в зальбандах которых отмечаются интенсивная скаполитизация плагиоклаза, образование апатита, турмалина, эпидота, включенных в гломеробластовые агрегаты биотита. Таким образом, выявляется тесная взаимосвязь парагенезисов, соответствующих различной щелочности.

В глиноземистых сланцах свиты хирвинаволок, образующих прослой среди мраморов, наблюдается следующая последовательность изменения минералов. Гранат и железистый биотит ранних парагенезисов становятся неустойчивыми и замещаются ставролитом и куммингтонитом, которые растут в виде порфиробласт, корродирующих гранат. В ассоциации с этими минералами обычно развит магнезиальный биотит ($f_m \approx 30\%$), также замещающий гранат. Наиболее поздним минералом оказывается кианит, ассоциирующий с магнезиальным биотитом. Характерно, что в начале кристаллизации куммингтонита и ставролита графит оказывается устойчивым и сохраняется в виде мельчайших включений в центре порфиробласт, в то время как периферические зоны кристаллизуются свободными от графита. Куммингтонит в этих зонах иногда более магнезиальный ($f_m \approx$ до 25%).

Новообразованные парагенезисы отражены на рис. 24,а. Как видно, приведенная последовательность образования минералов отвечает возрастанию отношения MgO/FeO в породе. При этом поле устойчивости биотита смещено в магнезиальную область, благодаря чему развивается довольно редкий парагенезис магнезиального ставролита и куммингтонита.

Из приведенных диаграмм видно, что минералообразование в сланцах и амфиболитах свиты хирвинаволок сопровождается возрастанием магнезиальности пород. В то же время в мраморах доломит замещается кальцитом по направлениям, параллельным сланцеватости в прослоях алюмосиликатных пород. Так же ориентированы тонкие полоски, сложенные новообразованной мономинеральной апатитовой породой. Окрашенный флогопит в этих парагенезисах оказывается неустойчивым и сохраняется в виде реликтов, бронированных кальцитом. Иногда развивается бес-

цветный флогопит. Дедоломитизация мраморов не сопровождается одновременным развитием в них магнезиальных минералов. Это указывает на вынос MgO в окружающие породы, с чем скорее всего связано возрастание их магнезиальности.

Процессы дедоломитизации были исследованы А.А.Маракушевым (1965), который, анализируя равновесия между карбонатами, флогопитом, форстеритом и минералами группы гумита, показал, что возрастание активности анионов, в частности фтора, в растворах повышенной кислотности сокращает область устойчивости парагенезиса ДОЛ-ФЛ. Он выделил фации флогопитовых мраморов, отвечающие различному режиму фтора, при этом к фации повышенной активности фтора отнес мраморы, содержащие доломит, кальцит, бесцветный флогопит, хондродит, апатит, графит. Таким образом, дедоломитизация мраморов свиты хирвина-волоок идет в условиях повышенной кислотности растворов. То же можно сказать и о новых парагенезисах, развитых в соседних прослоях амфиболитов и сланцев, на что в первую очередь указывают равновесия СТ-РОГ и СТ-КУМ. Эти равновесия возможны из-за неустойчивости биотита средней железистости, что является следствием низкой активности K_2O . Развитие СТ-КУМ-равновесия в метapelитах с первичным биотитом указывает, что низкая активность K_2O не связана с особенностями исходного состава, а определяется изменением режима щелочности растворов.

В породах иринегорской свиты процессы поздней стадии указывают на условия повышенной щелочности. Замещение граната слюдами, а роговой обманки - парагенезисом КУМ-БИ-КА идет при высокой активности K_2O . Наряду с этим возникают ассоциации минералов, указывающие на локальное повышение кислотности растворов, например СК-КВ-АП-ТУР.

Несмотря на то что рассматриваемая стадия параллелизуется с позднещелочной, существует контраст режима щелочности среды. Возрастает подвижность CaO , чем объясняется ряд преобразований, например РОГ+КВ = КУМ+БИ+КА, РОГ = КУМ + СТ. При наличии прослоев мраморов в алюмосиликатных породах наблюдаются проявления Mg -метасоматоза. Разнообразие парагенезисов позднещелочной стадии определяется как вариациями щелочности, так и изменением FeO/MgO -отношения в породе. Влияние этих факторов анализировалось с помощью диаграммы $\mu_{K_2O} - \mu_{FeO}$ (Московченко, 1971а). В качестве исходных были выбраны ассоциации ГР-КИ-СТ-БИ-МУ-ПЛ-КВ, ГР-СТ-КИ-БИ-КУМ-ПЛ-КВ, ГР-РОГ-СТ-КУМ-БИ-ПЛ-КВ, встреченные соответственно в породах глиноземистого и кальциевого составов. На диаграмме (рис. 25) они представлены мультисистемой (Жариков, 1961), где невариантные точки соответствуют

шести фазовым равновесиям со строго фиксированной железистостью. В равновесиях из пяти фаз имеет место моновариантная зависимость железистости от щелочности.

Большинство минеральных равновесий поздней стадии (M_4) при снижении щелочности смещается в область магнизиальных составов. Снижение щелочности расширяет поле устойчивости ставролита, роговой обманки и сокращает поле устойчивости биотита. Гранат устойчив только в железистой области и по мере возрастания щелочности сохраняется во все более железистых породах. Отчетливо выделяются поля устойчивости некоторых парагенезисов. Так, если парагенезис ГР-РОГ-ПЛ-КВ рассматривать как соответствующий нормальной щелочности при определенной активности FeO , то парагенезис СТ-РОГ-ПЛ развивается при снижении щелочности и активности FeO и по мере нарастания этого процесса сменяется парагенезисом КУМ-СТ-ПЛ. В железистой области при нормальной щелочности развиты парагенезисы ГР-КУМ-ПЛ и ГР-БИ-КУМ. Последний при снижении щелочности замещается парагенезисом ГР-КУМ-СТ. Парагенезис КУМ-БИ характеризует условия низкой активности FeO . Развитие его смещается в магнизиальную область с падением щелочности. В породах с умеренным содержанием CaO и Al_2O_3 максимальной кислотности отвечает парагенезис КУМ-СТ. Преобразование гранатовых амфиболитов при магнизиальном метасоматозе в этих условиях начинается с замещения граната. Роговая обманка становится неустойчивой лишь при низкой активности FeO . Ассоциация также соответствует кислой среде, но в большей степени определяется возрастающей активностью MgO . Она устойчива при некотором повышении щелочности в парагенезисе с биотитом. Дальнейший рост щелочности приводит к исчезновению роговообманковых парагенезисов и широкому развитию парагенезиса КУМ-БИ-ПЛ.

В глиноземистых породах, бедных CaO , парагенезисами прогрессивного этапа являются ГР-БИ-ПЛ-КВ и ГР-БИ-КИ-ПЛ-КВ, развивающиеся при нормальной щелочности.

При снижении активности щелочей в породах развивается ставролит, причем раньше всего он появляется в породах железистого состава. Неустойчивость граната в нейтральной и кислой средах определяется возрастанием активности MgO . В условиях высокой кислотности при Mg -метасоматозе изменение граната начинается с замещения его ассоциацией СТ-БИ-ПЛ. Дальнейшее возрастание активности Mg приводит к замещению граната СТ-КИ-БИ. В условиях высокой щелочности поле устойчивости граната еще более сокращается. Исчезают квантит и ставролит, причем в железистой области ставролит оказывается более устойчивым и становятся возможными парагенезисы

СТ-МУС-ПЛ и СТ-МУС-БИ-ПЛ. Гранат замещается слюдами и плагиоклазом.

Выводы, полученные при парагенетическом анализе минеральных ассоциаций, согласуются с наблюдениями над особенностями минеральных преобразований.

Процессы поздней стадии характеризуются значениями $T \approx 550^\circ$ и $P \approx 5$ кбар. Определения получены по равновесию ГР-СТ из метасоматически измененных амфиболитов (обр. 130). Значительный перепад давления фиксируется образованием куммингтонит-плагиоклазовых парагенезисов в кальциевых породах. Однако эти процессы идут в поле устойчивости кианита, который в области магнезиальных составов по-прежнему сосуществует с флогопитом. Кордиерит по-прежнему отсутствует, вплоть до самых магнезиальных составов пород. Т-Р-условия позднещелочной стадии, таким образом, соответствуют ставролит-кианит-биотит-мусковитовой субфации (Глебовицкий и др., 1972).

Особенностью рассмотренной стадии является то, что одновременно существует контрастный режим щелочности, контролируемый литологически разнородными пачками пород, в пределах которых специфика парагенезисов обусловлена различной активностью щелочей в растворе. Попытка объяснить это явление сводится к анализу факторов, влияющих на кислотно-щелочные свойства флюида.

Д.С.Коржинский (1963б) рассматривал вопрос о соотношении между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом. Он показал, что в процессе диссоциации воды эти три величины связаны зависимостью $[H^+]^2 + \frac{1}{2} [O_2] = K_T / [e]^2$. При условии $T = const$ и поддержании на определенном уровне активности электрона $[e]$ (или восстановительного потенциала системы E) повышение активности кислорода вызывает понижение кислотности (повышение щелочности) растворов. Ю.И.Лазарев (1966), используя экспериментальные данные по равновесию железистых биотитов (Eugster, Wones, 1962), высказал точку зрения, что любое отклонение от равновесия в ходе регрессивного метаморфизма приводит к эффекту возрастания щелочности. Действительно, как видно из рис. 26, снижение T и P смещает поле устойчивости аннита в сторону низкого f_{O_2} . Резкий спад T и, что более вероятно, P вызовет пересыщение раствора кислородом относительно его равновесного состава. Увеличение активности кислорода, согласно концепции Д.С. Коржинского, при $E = const$ равносильно возрастанию щелочности.

Несмотря на инертность кислорода при метаморфизме, значение P_{O_2} может варьировать благодаря: 1) реакциям термической диссоциации окисных соединений железа и 2) реакциям с

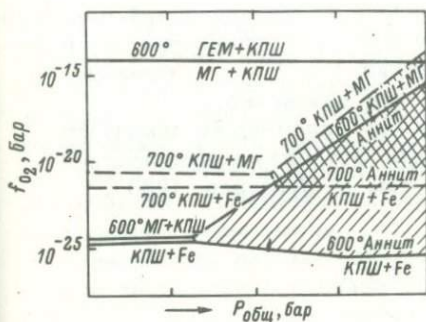


Рис. 26. Влияние T , $P_{\text{общ}}$ и f_{O_2} на равновесие Анцит-КПШ-МГ (Eugster, Wones, 1962).

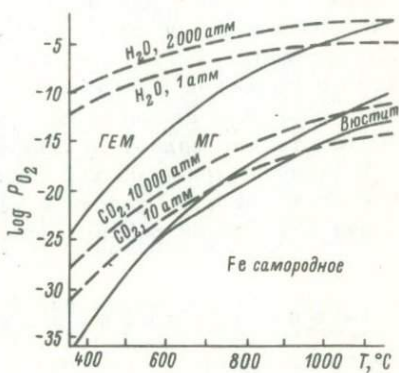


Рис. 27. Поля устойчивости гематита, магнетита, вюстита и самородного железа на диаграмме T - $\log P_{\text{O}_2}$ в присутствии графита (Miyashiro, 1964).

участием графита (Miyashiro, 1964). Поля устойчивости окислов железа с возрастанием T смещаются в область высокого P_{O_2} (рис. 27). Этим же объясняется эмпирическая зависимость, выраженная в снижении $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ с повышением степени метаморфизма и появлении восстановленных фаз. Однако при чисто водном составе флюида режим P_{O_2} контролируется реакцией диссоциации воды и соответствует полю устойчивости гематита вплоть до $T = 1000^\circ$. Отсюда А.Мияширо делает вывод, что режим P_{O_2} более эффективно контролируется реакцией $\text{C} + \text{O}_2 = \text{CO}_2$, благодаря которой P_{O_2} является функцией не только T , но и P_{CO_2} ($\Delta z^0 = -RT \ln(P_{\text{CO}_2} / P_{\text{O}_2})$). Появление окисленных фаз в графитсодержащих породах может быть следствием либо снижения T , либо высокого P_{CO_2} , в то время как при отсутствии графита повышение степени окисления определяется снижением T , P_{H_2} и повышением $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Принимая во внимание роль графита в окислительных процессах, а также взаимосвязь между активностью кислорода и щелочностью среды, можно объяснить различный режим щелочности при минеральных преобразованиях хирвинаволоковской и иринегорской свит на позднещелочной стадии. Заметное снижение дав-

ления на этой стадии приводит к снижению P_{CO_2} и проявлению реакции $C + O_2 = CO_2$ в графитсодержащих комплексах свиты хирвинаволоков с одновременным снижением P_{O_2} и щелочности. Морфологические особенности распределения графита в сланцах свидетельствуют об его участии в метаморфических реакциях (Московченко, 1971а) одновременно с кристаллизацией парагенезисов пониженной щелочности. На участках исчезновения графитовой фазы при дальнейшем снижении T и P_{CO_2} значение P_{H_2} соответственно падает, а щелочность возрастает.

В породах иринегорской свиты, не содержащих заметных скоплений графита, щелочной эффект преобразований поздней стадии обусловлен резким снижением P (Лазарев, 1966).

Генезис сульфидных руд

Комплексное исследование регионального метаморфизма в юго-западной части Беломорско-Лапландского метаморфического пояса, проведенное с применением методов структурно-метаморфического и парагенетического анализов, а также современных методов термобарометрии, показало, что специфические условия зонального метаморфизма повышенного давления прогрессивного этапа проявились также в постультраметаморфическом регрессивном этапе, с которым связаны метасоматические процессы кислотного выщелачивания и позднешелочного метасоматоза. Совокупность факторов, определяемых характером развития метаморфических и метасоматических процессов, с одной стороны, и первичной природой метаморфизируемых осадков, — с другой, позволяет выделить в Беломорско-Лапландском метаморфическом поясе два типа сульфидного оруденения: осадочно-метаморфическое, образующееся в результате прогрессивного метаморфизма пород, которые содержат первичные концентрации сульфидов, и метаморфогенно-гидротермальное, связанное с метасоматическими процессами регрессивного этапа метаморфизма.

Как отмечалось ранее, главный рудный минерал — пирротин — присутствует во вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилково-гнездовых рудах, в которых представлен либо агрегатами зерен размером 0,03–0,08 мм, либо перекристаллизованными агрегатами с зернами размером 0,2–0,8 мм, иногда 2–3 мм. Микроструктура микрогранобластическая, выраженная срастаниями мелких изометрических зерен с различной оптической ориентировкой. Структуры распада твердых растворов наблюдаются редко, но всегда с пирротинном ассоциируют более мелкие округлые и неправильной формы выделения халькопирита. С перекрис-

таллизованным пирротинном второй гемерации обычно ассоциируют и секут его жилки халькопирита, иногда сфалерита. Наблюдения в аншлифах показывают также, что как вкрапленный тонкозернистый, так и перекристаллизованный пирротин всегда ассоциирует с пиритом.

Изучение состава и структурных особенностей природных пирротинов в различных парагенезисах месторождений позволяет определить физико-химические условия его образования и, следовательно, особенности генезиса месторождений, их эволюцию и термодинамический режим. Свойственная пирротину изменчивость состава и кристаллической структуры может рассматриваться как функция температуры и быть использована в качестве геологического термометра.

Зависимость параметров кристаллической решетки пирротина от его химического состава была установлена Э.Н.Елисеевым и А.П.Денисовым (1957), которые предложили кривую для определения содержания серы в пирротине по параметрам c_0 и a_0 . Однако расчеты параметров c_0 и a_0 по дебаеграммам для гексагональных кристаллов довольно сложны и трудоемки, поэтому этот метод не получил широкого распространения. В более позднее время Р.Арнольд и Л.Рейхен (Arnold, Reichen, 1962) установили прямую зависимость между значениями межплоскостного расстояния d/n для отражения (102), определяемого рентгенометрически, и общим содержанием железа. Положение кривой, связывающей состав пирротина со значениями d_{102} , подтвердил Р.Арнольд (Arnold, 1962) при экспериментальном изучении системы Fe-S, и он же определил положение пирротинового сольвуса в области температур 325-743°C, отображающего составы высокотемпературных гексагональных пирротинов, которые сосуществуют в равновесии с пиритом, причем кривая этого равновесия была предложена в качестве геотермометра. Положение пирит-пирротинового сольвуса позднее было уточнено безводными экспериментами П.Тулмина и П.Бартон (Toulmin, Barton, 1964) и гидротермальными экспериментами Л.В.Чернышева и др. (1968), которые подтвердили возможность использования пирит-пирротинового геотермометра.

Дальнейшие исследования системы Fe-S (Desborough, Carpenter, 1965; Arnold, 1969; Taylor, 1970) еще более уточнили положение пирротинового сольвуса и показали, что в области температур, меньших 325-304°C, существуют низкотемпературные полиморфные фазы, представленные троилитом, гексагональным и моноклинным пирротином, которые образуют твердые растворы и вносят определенные ограничения в применение пирит-пирротинового геотермометра (Генкин и др., 1965; Yund, Hall, 1969). Присутствие моноклинной фазы совместно с гекса-

гональной отмечается во многих работах, касающихся исследований пирротинов, и определяется по наличию расщепленных пиков отражений (102) на дифрактограммах. Исследования Д.Грувса и Р.Форда (Groves, Ford, 1963) показали, что положение отражения d_{102} гексагональной фазы в смеси с моноклинной фазой сохраняется при инвертировании смеси, и это обстоятельство дает возможность определить состав гексагонального пирротина в смеси с моноклинным, а следовательно, температуру его образования. При этом считается, что более богатый серой моноклинный пирротин образуется при медленном охлаждении из многосернистого (более 53,27 ат.% серы) гексагонального пирротина и представляет собой низкотемпературную (меньше 325°C .) фазу.

Вместе с тем экспериментальные исследования А.П.Лихачева и др. (1972) по гидротермальному переотложению сульфидов показали, что образование пирротиновых фаз определяется не только температурой, но и количественным соотношением железа и серы в системе, т.е. в богатой серой среде кристаллизуется моноклинный пирротин, а в бедной — гексагональный. Анализ природных парагенезисов пирротинов позволил Р.Карпентеру и Г.Дезбороу (Carpenter, Desborough, 1964), а позднее А.Д.Генкину и др. (1965) предположить также образование моноклинного пирротина путем непосредственного отложения из высокосернистых гидротермальных растворов при $T = 260-325^{\circ}\text{C}$ или при воздействии гидротермальных растворов на ранний гексагональный пирротин в условиях высокого окислительного потенциала с одновременным выносом Fe и образованием ассоциации моноклинного пирротина+пирита или магнетита.

Рентгеновские исследования пирротинов из рудопроявлений Северо-Карельской зоны карелид были проведены в ЛГУ на дифрактометре УРС=50И (медное излучение, трубка БСВ=3, до 50 кв, 10 ма). Скорость вращения счетчика 1 град./мин., скорость движения бумажной ленты 1200 мм/час, 1У постоянная времени, шкала 200. В качестве внутреннего эталона использовался кварц в отношении по весу 1:5. Положение линии 102 пирротина ($2\theta = 43.5-44.5^{\circ}$) определялось относительно линий 200 ($2\theta = 42.485^{\circ}$) и 201 ($2\theta = 45.802^{\circ}$) кварца. В результате добавления эталонного кварца дифракционная картина сглаживалась, что затрудняло установление наличия моноклинной фазы, поэтому для определения присутствия ее в изучаемых образцах было проведено рентгеновское изучение пирротинов без эталонного кварца. Это позволило установить, что большинство изученных пирротинов относится к гексагональному типу. Часть пирротинов, в особенности перекристаллизованные, характеризуются присутствием моноклинной фазы.

Таблица 5

Результаты рентгеновского изучения пирротинов
из рудопроявлений Северной Карелии

Номер образца	Характеристика и место взятия образца	2θ	$d(102), \text{Å}$	Fe, ат.%	T°, C	Соотношения фаз, %
39-9	Графитовый сланец, пылевидная вкрапленность и послойное распределение агрегатов пирротина. Петров-остров, Кукаозеро	44,080	2.0543	46.3	540	Г
39-10	Графитовый сланец, пылевидная и равномерно рассеянная вкрапленность с отдельными прожилками пирротина. Петров-остров, Кукаозеро	44.103	2.0533	46.2	550	Г
329	Графитовый сланец, перекристаллизованный пирротин в виде вкрапленности и жил. Петро-остров, Кукаозеро	43.976	2.0590	46.8	450	Г - 60 М - 40
221-7	Мусковит-сульфидный сланец. Тикшеозеро	44,027	2.0567	46.5	510	Г

Таблица 5 (продолжение)

Номер образца	Характеристика и место взятия образца	2θ	$d(102), \text{Å}$	Fe, ат.%	T, °C	Соотношения фаз, %
282-1	Мусковит-кварцевый сланец с вкрапленностью пирротина. Тикшеозеро	44,026	2.0567	46,5	510	Г
275-6	Перекристаллизованный пирротин в амфиболите. Тикшеозеро	43,983	2.0587	46,7	470	Г - 60 М - 40
216-5	Перекристаллизованный пирротин из рудных жил. Тикшеозеро	43,955	2.0598	46,8	460	Г - 60 М - 40
216-2	То же	43,856	2.0642	46,9	430	Г - 60 М - 40
216-2	Перекристаллизованный пирротин из рудных жил, Тикшеозеро	43,856	2.0642	46,9	430	Г - 60 М - 40

Примечание. Г - гексагональный пирротин, М - моноклинный пирротин.

В табл. 5 приведены значения углов отражения 2θ и межплоскостные расстояния $d(102)$ для пирротинов, а также определенные по рентгеновским данным содержания железа и температура образования. Из этой таблицы видно, что пирротины из рудопроявлений Северной Карелии были образованы при $T = 550-450^\circ\text{C}$. Характерно, что пирротины из вкрапленности в черных сланцах хирвинаволоксской свиты образовались при $T = 550-540^\circ\text{C}$ и представлены гексагональной фазой. Пирротины из оруденелых мусковитовых сланцев в рудопроявлениях среди пород иринегорской свиты характеризуются T кристаллизации порядка 510°C (обр. 221-7, 282-1) и также гексагональной фазой. Перекристаллизованный пирротин из рудных жил, кварцевых жил и прожилков рудопроявлений Северной Карелии характеризуется T образования от 540 до 430°C и постоянным присутствием моноклинной фазы в смеси с гексагональной.

Осадочно-метаморфическое оруденение прогрессивного этапа метаморфизма

Региональное распространение пород, содержащих сульфидную вкрапленность и представленных графитовыми и сульфидно-графитовыми сланцами, в докембрийских супракрустальных толщах Балтийского щита и связь серно-, медноколчеданных и полиметаллических месторождений с этими сланцами были отмечены в работах В.Мармо (Мармо, 1970; Marimo, 1960a, 1960). Он показал, что черные сланцы образуются при региональном метаморфизме первичных сапропелиевых илов, которые являются хорошим адсорбентом для многих металлов, как, например, Cu , Zn , Pb , Mo , V , Co . Сульфидно-графитовые сланцы из изученных им областей распространения в Финляндии и Швеции постоянно содержат повышенные концентрации этих металлов. Преобразование первичноосадочных сульфидсодержащих пород под действием регионального метаморфизма в сульфидные сланцы отметили, кроме В.Мармо, Д.Гаммон (Gammon, 1966) в фальбандах Норвегии и Цу Минг-хэн (Tsu-Ming han, 1968) в месторождении Кююнэ (штат Миннесота, США).

Характерной чертой метаморфических пород, вмещающих сульфидное оруденение в Северо-Карельской зоне карелид, является широкое распространение среди них графитсодержащих сланцев. Графитовые, сульфидно-графитовые и графитсодержащие куммингтонитовые и роговообманковые сланцы хирвинаволоксской свиты, по данным полуколичественного спектрального анализа, содержат повышенные количества меди (0.01-0.03%), ванадия (0.03-0.01%),

кобальта (0.01–0.03%) и никеля (0.05–0.01%). Сульфиды в этих породах представлены в основном пирротином, который образует тонкую вкрапленность, тяготеющую к отдельным слоям, либо приурочен к трещинам слоистости или сланцеватости, создавая своеобразные полосчатые текстуры руд, которые наблюдались в рудопроявлениях района оз. Кукас.

А.Г.Бетехтин (1955), исследуя парагенезисы рудных минералов в системе $Fe - S - O$, установил, что сульфиды железа, особенно пирротин, образуются при низком парциальном давлении кислорода, низком значении окислительного потенциала и низких значениях pH. Изучение пород Северной Карелии, метаморфизованных в отмеченных ранее условиях прогрессивного этапа регионального метаморфизма; и железо-магнезиальных минералов этого этапа из участков сульфидного оруденения показало, что они характеризуются низкими степенями окисления железа. В то же время здесь широко распространены графитсодержащие породы. По-видимому, графитовые и графитсодержащие сланцы не только контролировали концентрацию сульфидов в отдельных рудопроявлениях, но и оказывали влияние на характер окислительно-восстановительных соотношений при процессах регионального метаморфизма.

Роль графита как одного из важнейших факторов, регулирующих окислительно-восстановительные соотношения при региональном метаморфизме, была обсуждена А.Мияширо (Miyashiro, 1964). Путем термодинамических расчетов и исходя из наблюдений о более широком распространении магнетита, чем гематита, в метаморфических породах, он показал, что водный флюид, принимающий участие в метаморфических процессах, должен содержать водород в избытке по отношению к кислороду и соответственно обладать восстановительными свойствами. Это приводит к стабильности в метаморфических породах магнетита, а не гематита. А.Мияширо также пришел к выводу, что водные флюиды с избытком водорода, вероятно, возникают из-за разрушения органического материала во время диагенеза и еще в большей степени при образовании графита в процессе метаморфизма. Термодинамические расчеты, сделанные А.Мияширо для реакции $C + O_2 = CO_2$, показали, что P_{O_2} является функцией P_{CO_2} и с увеличением P_{CO_2} возрастает равновесное парциальное давление P_{O_2} . Но все же, как видно из рис. 27, восстановительный эффект графита проявляется значительно и в этом случае, так что даже при максимально допустимой величине $P_{CO_2} = 10\,000$ атм. стабильным окислом железа в интервале температур метаморфизма является магнетит. А.Мияширо отмечает также, что обогащенный водородом восстановительный флюид, образованный в графитсодержащих породах, может обладать тенденцией к диффузии в со-

седние безграфитовые породы, подвергая их восстанавливающему воздействию. Железистые силикаты при низких значениях P_{O_2} будут разрушаться с образованием силикатов с меньшей степенью окисления железа и отделением закисных форм железа. Такую же тенденцию образования закисного железа при метаморфизме графитсодержащих пород отмечают А.Хонслоу и Дж.Мур (Honslow, Moore, 1967), которые определяют это преобразование реакцией $C + 4Fe^{III} + 2O^{2-} = CO_2 + 4Fe^{II}$. Восстановительный эффект графита был также отмечен Г.Чиннером (Chinner, 1960), который показал, что пелитовые гнейсы, содержащие графит, характеризуются ассоциацией ильменита и магнетита и обладают низкими степенями окисления железа, в то время как пелитовые гнейсы без графита содержат магнетит и гематит и обладают высокими степенями окисления железа.

Породы и железо-магнезиальные силикаты в рассматриваемом районе обладают пониженной степенью окисления железа. Кроме того, постоянным аксессуарным рудным минералом как в породах кислого состава, так и в амфиболитах является ильменит либо, реже титаномагнетит. В графитсодержащих породах всегда наблюдается наиболее ранний парагенезис ильменита с пирротинном и редкими зернами пирита. Образование сульфидов железа и ильменита, а не магнетита в этих породах связано с низким парциальным давлением кислорода во время прогрессивного регионального метаморфизма, которое обусловлено присутствием значительного количества графита. Повышенная активность серы, низкие значения щелочности и окислительного потенциала соответствуют низкому парциальному давлению кислорода и характеризуют общую особенность метаморфизирующего флюида для данного региона.

Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании было показано Д.С.Коржинским (1963б), который на основе анализа равновесия $H_2O \rightleftharpoons 2H^+ + 0.5 O_2 + 2e^-$ полагает, что в глубинных условиях минералообразования при интенсивном воздействии послемагматических (или метаморфических) растворов сохраняется постоянство уровня восстановительного потенциала растворов за счет буферных реакций в них. В этом случае повышение кислотности вызывает понижение активности кислорода в растворах. Он также показал на примере железорудных формаций, что повышение активности кислорода должно вызывать повышение щелочности растворов. Очевидно и обратное: понижение активности кислорода должно вызывать понижение щелочности растворов, при котором возможно образование сульфидов железа.

В условиях метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов, характерного для изученного нами района, графитсодержащим породам присущи высокая активность водорода и серы и низкая активность кислорода. При наличии буферных реакций типа $H_2 = 2H^+ + 2e^-$ низкая активность кислорода в соответствии с выводами Д.С.Коржинского определяет высокую кислотность метаморфогенных растворов, что и способствует образованию сульфидов железа — пирротина и небольшого количества пирита. Таким образом, на прогрессивном этапе регионального метаморфизма образование сульфидов в Кукасозерско-Тикшеозерском синклинории контролировалось лишь распространением сульфидно-графитовых сланцев, которые в свою очередь создавали благоприятную кислотную обстановку, низкий окислительно-восстановительный потенциал и низкую активность кислорода, что привело к сульфидному минералообразованию. Температура образования пирротинизации из вкрапленности в сульфидных сланцах, по данным пирит-пирротинового термометра, отвечает 550–540°C, что вполне соответствует температурам прогрессивного этапа метаморфизма в центральной части Кукасозерской синклинали, полученным по другим данным. Важным обстоятельством является то, что на этом этапе происходит только преобразование первичных концентраций диагенетических сульфидов в пирит-пирротиновую вкрапленность с незначительной примесью халькопирита, без какого-либо увеличения их концентрации или перераспределения в богатые прожилковые или гнездовые руды.

Метаморфогенно-гидротермальное оруденение регрессивного этапа метаморфизма

В соответствии с выявленной последовательностью и направленностью метаморфического минералообразования прогрессивный этап регионального метаморфизма сменяется регрессивным этапом, метасоматические образования которого представлены зонами кислотного выщелачивания и метасоматитами позднещелочной стадии.

Стадия кислотного выщелачивания проявилась регионально, и преобразования ее сказались в дистенизации кислых и основных пород, мусковитизации кислых пород и окварцевании. Такие изменения привели к образованию метасоматических пород, характеризующихся уменьшением числа компонентов и возникновением метасоматических колонок кварц-дистеновой и кварц-мусковитовой фации выщелачивания. Зоны кислотного выщелачивания

тесно ассоциируют с зонами переотложения выщелоченных компонентов, причем в последних концентрируются сульфидные рудопроявления. Рудные минералы в этих рудопроявлениях представлены главным образом пирротином и небольшим количеством пирита и халькопирита. Дальнейшие изменения минералогического состава руд происходят в позднещелочную стадию и характеризуются замещением пирротина пиритом и образованием халькопиритовых и сфалеритовых жилков. Петрология кислотного выщелачивания и позднещелочного метасоматоза была рассмотрена в предыдущих разделах; здесь мы остановимся на процессах рудообразования, связанного с этими зонами.

Оруденение в зонах кварц-дистеновой фации выщелачивания. Метасоматическим изменениям стадии кислотного выщелачивания кварц-дистеновой фации подвергаются гранат-биотитовые гнейсы и перекрывающие их гранатовые амфиболиты. Измененные породы содержат местами обильную вкрапленность сульфидов и приурочены к контактовой части этих двух различных горизонтов. Наиболее измененные породы состоят из кварца и дистена либо КВ-ДИ-ПИРР, причем пирротин иногда образует жилки. По мере приближения к неизменным породам, т.е. к периферии участков интенсивного выщелачивания, наблюдаются полиминеральные метасоматические породы. Из-за различного характера проявлений кислотного выщелачивания и связанного с ним сульфидного оруденения в породах кислого состава и богатых СаО эти комплексы рассмотрены отдельно.

В породах, богатых СаО (гранатовых амфиболитах), при кислотном выщелачивании кварц-дистеновой фации возникает комплекс зональных метасоматитов. Парагенезисы каждой последующей зоны соответствуют постепенному переходу в инертное состояние алюминия, титана, железа, кальция и магния. Специфическая ассоциация минералов ДИ-СТ-ГР-РОГ-ПЛ-КВ, развитая в периферических зонах, содержит обильную вкрапленность пирротина. Формирование такой ассоциации связано с особенностями дифференциальной подвижности компонентов, рассмотренными в предыдущем разделе, и происходит, по данным парагенетического анализа, в условиях повышенного давления и низкой щелочности. При достаточно высокой активности серы железо, кроме железо-магнезиальных силикатов, связывается в пирротин, образующий оруденелые зоны, например в районе горы Виньги.

В породах кислого состава (гранат-биотитовых гнейсах) метасоматические изменения кварц-дистеновой фации выщелачивания приводят к формированию наиболее измененных кварц-дистен-пирротиновых и кварц-пиритовых пород, в которых пирротин замещается пиритом. По мере приближения к

наиболее измененным участкам наблюдается замещение граната и биотита дистеном и ставролитом, здесь же появляется пирротин. При дальнейшем преобразовании гранат и биотит полностью замещаются ставролитом и дистеном. В более измененных породах ставролит замещается дистеном, количество пирротина при этом резко возрастает. Одновременно все железо-магнезиальные минералы замещаются кварцем.

Метасоматоз приводит к дифференциации вещества исходной породы, сопровождающейся растворением, выносом и переотложением компонентов, причем результаты этих процессов наблюдаются в одном обнажении и переотложение вещества происходит часто вблизи зон растворения и выноса, так что зоны переотложения и выноса взаимно перемежаются. В участках интенсивного выщелачивания наряду с выносом MgO наблюдается образование пирита и пирротина, что указывает на высокую активность серы и инертность железа.

Таким образом, процессы кислотного выщелачивания кварц-дистеновой фации характеризуются высокой подвижностью MgO по сравнению с FeO и в условиях достаточной активности серы приводят к образованию в породах, богатых CaO , незначительной сульфидной вкрапленности, а в породах кислого состава — к образованию участков, обогащенных сульфидами железа как перемещенного инертного компонента.

Оруденение в зонах кварц-мусковитовой фации выщелачивания. Метасоматические породы, характерные для кварц-мусковитовой фации кислотного выщелачивания, с которыми связано сульфидное оруденение, образуются по биотитовым и гранат-биотитовым гнейсам иринегорской свиты к востоку от оз. Степаново и гранито-гнейсам фундамента на п-ове Хирвинаволок. Отличительной особенностью пород этой фации является постоянное присутствие турмалина и пирротина в слабоизмененных зонах, что свидетельствует о довольно высокой активности летучих (серы и бора) в растворе, которая способствует сохранению инертности железа на начальных стадиях кислотного выщелачивания. В зонах максимального изменения образуются одно- и биминеральные парагенезисы кварца и мусковита. В целом формируется метасоматическая колонка, петрологические условия образования которой уже были рассмотрены.

С зонами кислотного выщелачивания кварц-мусковитовой фации сопряжены зоны переотложения компонентов, которые часто перемежаются с зонами выщелачивания, создавая своеобразный комплекс выщелоченных и переотложенных пород. Зоны переотложения образуются особенно часто у контактов с прослоями амфиболитов и сложены комплексом железо-магнезиальных силикатов и богатых вкрапленных и прожилковых пирротиновых руд.

Кислотное выщелачивание кварц-мусковитовой фации в породах кислого состава осуществляется при условии высокой активности K_2O , которая определяется снижением температуры и характеризуется высокой подвижностью MgO по отношению к FeO и CaO . В условиях высокой активности летучих (серы и бора) железо и кальций становятся инертными и при благоприятной геологической обстановке (в данном случае при наличии прослоев амфиболитов) не выносятся далеко, а образуют зоны переотложения с богатой сульфидной минерализацией в виде вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд. Такая особенность поведения компонентов характерна, вероятно, для кислотного выщелачивания в глубинных условиях при относительно высоких температурах.

Оруденение позднещелочной стадии. Анализ минеральных парагенезисов, возникавших на поздней стадии деформаций (M_4), показал, что метасоматические процессы позднещелочной стадии регрессивного метаморфизма происходили при снижении давления и изменении параметров флюида. Эти изменения сопровождались магниезиальным метасоматозом гранатовых амфиболитов, гнейсов и сланцев тикшеозерской серии с образованием парагенезисов повышенной магниезиальности.

В куммингтонитовых сланцах хирвинаволоцкой свиты в виде вкрапленности часто присутствует пирит, который, как наблюдалось в аншлифах и шлифах, замещает в неизмененных сланцах и амфиболитах пирротин. В этих же куммингтонитовых сланцах отмечаются редкие кварцевые жилы с пиритом и пирротинном. Одновременно с магниезиальным метасоматозом идут замещение пирротина пиритом и окварцевание пород. Такие явления наблюдаются также в участках колчеданного оруденения среди сульфидно-графитовых сланцев хирвинаволоцкой свиты. Здесь, как отмечалось при описании морфологии рудных тел, образуются кварц-куммингтонитовые, кварц-куммингтонит-биотитовые жилки с перекристаллизованным крупнозернистым пирротинном и равновесным с ним пиритом, замещающим мелкозернистый пирротин первой генерации. При этом куммингтонит в жилках не содержит пылевидных включений графита, а перекристаллизованный пирротин второй генерации, по данным рентгеновского изучения, на 40% представлен моноклинной фазой. Такое же соотношение пирротина моноклинной и гексагональной фаз в ассоциации с халькопиритом и сфалеритом отмечается в сульфидных жилах зон переотложения и метасоматитов позднещелочной стадии, сопряженных с зонами выщелачивания. Оруденение в зонах метасоматоза позднещелочной стадии регрессивного этапа метаморфизма представлено более богатыми прожилково-вкрапленными рудами. Сульфиды здесь, кроме пирита и пирротина, со-

держат халькопирит и реже сфалерит. Вместе с тем обращают на себя внимание замещение пирротина I пиритом и формирование моноклинного пирротина III с более высоким содержанием серы по сравнению с гексагональным.

Образование моноклинного пирротина такими способами, как быстрое охлаждение (закалка) или медленное охлаждение, с которыми связано формирование моноклинного пирротина без пирита, не объясняет наличие моноклинной фазы в пирротинах прожилково-вкрапленных руд рудопроявлений Северной Карелии. Эти способы не соответствуют ни геологическим условиям, ни ассоциациям рудных минералов в изученных нами рудопроявлениях. Наиболее вероятно образование моноклинного пирротина совместно с магнетитом или пиритом при окислении гексагональных железистых пирротинов в условиях относительного возрастания окислительного потенциала и одновременного воздействия сернистых растворов. Последнее объяснение в особенности применимо к прожилково-вкрапленным рудам изучаемого района, где мы наблюдаем перекристаллизованный пирротин III, содержащий моноклинную фазу, и одновременное замещение пирротина I пиритом.

Вместе с тем снижение общего давления во время позднещелочной стадии регрессивного этапа метаморфизма вызывает снижение давления на газовую фазу. В толще мраморов и графитовых пород хирвинаволоксской свиты происходит реакция с выделением CO_2 , что приводит к снижению парциального давления кислорода и нейтрализации щелочности среды, которая имеет место на поздней стадии вследствие резкого снижения давления на флюид. В результате реакции $C + O_2 = CO_2$ щелочность в графитсодержащих породах повышается незначительно, и растворы, возможно, имеют нейтральные или слабокислотные свойства. Окислительный потенциал при этом хотя и повышается, но не достигает такого значения, при котором могут образовываться окислы железа. Но все же, как уже было отмечено, вместо пирротина I образуются пирротин II с моноклинной фазой и пирит, причем для образования последнего требуется более высокий окислительный потенциал (Маракушев, 1963).

Проблемы магнезиального метасоматоза с позиций теории кислотного выщелачивания были рассмотрены Д.С.Коржинским (1953) и в последнее время — С.П.Кориковским (1967), который наблюдал широкое распространение такого явления во многих малоглубинных метаморфических комплексах в связи с процессами выщелачивания кварц-андалузитовой фации. В таких условиях, как отмечает С.П.Кориковский на примере удоканской серии (Алдан), наименее подвижными компонентами всегда оказываются MgO и FeO , в связи с чем при их отложении образуются

минералы, содержащие MgO и FeO , а в случае высокой активности серы образуются сульфиды.

Однако, как показали наши исследования, в условиях кислотного выщелачивания метаморфических комплексов дистен-силлиманитового типа в поведении компонентов наблюдается иная картина. Магний здесь — наиболее подвижный компонент, а железо и кальций являются инертными. В более низкотемпературной кварц-мусковитовой фации выщелачивания железо более подвижно и при высокой активности серы в зонах перестроения образует сульфидные прожилково-вкрапленные руды. В кварц-дистеновой фации железо более инертно и при высокой активности серы формируется лишь сульфидная вкрапленность. Кислотное выщелачивание кварц-мусковитовой фации в глубинных условиях приводит к образованию сульфидных руд лишь при выщелачивании пород кислого состава, в то время как породы основного состава не подвергаются выщелачиванию, а контролируют образование зон перестроения и последующего магнезиального метасоматоза позднешелочной стадии с концентрированными прожилково-вкрапленными сульфидными рудами; состоящими из пирротина, халькопирита, реже сфалерита.

Общие особенности генезиса сульфидных руд

Региональный метаморфизм прогрессивного и регрессивного этапов, последнему из которых соответствуют процессы кислотного выщелачивания и позднешелочного метасоматоза в изучаемом нами районе, происходил под существенным контролем графита, который определял низкую активность кислорода, низкий окислительный потенциал и низкую щелочность метаморфогенных растворов. Такие условия, как показывают окислительно-восстановительные равновесия в системе сульфиды-окислы железа, изученные А.А.Маракушевым (1963), даже при инертном поведении серы соответствуют полю устойчивости пирротина (рис. 28). В этих условиях верхняя граница поля устойчивости пирротина отвечает несколько более высоким значениям окислительного потенциала, чем при вполне подвижном поведении серы. Кроме того, для таких условий характерен парагенезис пирротина с магнетитом либо пирротина с пиритом.

Изучение связи между окислительным потенциалом (Е), кислотностью-щелочностью (рН) и химическим потенциалом кислорода при различных температурах (Маракушев, 1963) показало, что с ростом температуры одним и тем же значениям Е и рН

соответствует большее парциальное давление (активность) кислорода. Это позволило вывести диаграмму $T - \lg P_{O_2}$ (рис. 29). На диаграмме видно, что поле пирротина отвечает восстановительной обстановке, причем с ростом температуры это поле расширяется и пирротин может образовываться при все более высоким парциальном давлении кислорода. С возрастанием окислительного потенциала или щелочности, или активности кислоро-

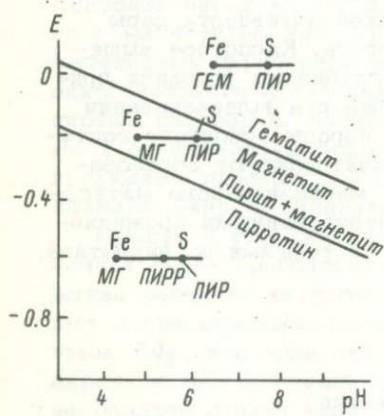


Рис. 28. Диаграмма E-pH для сульфидов и окислов железа при инертном поведении железа и серы (Маракушев, 1963).

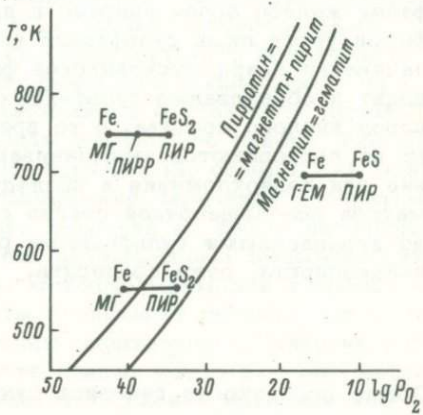


Рис. 29. Равновесие сульфидов и окислов железа на диаграмме $T - \lg P_{O_2}$ при инертном поведении железа и серы (Маракушев, 1963).

да (при постоянной температуре), что соответствует позднещелочной стадии, происходит смена парагенезиса пирротин+пирит парагенезисом пирит+магнетит или замещение пирротина пиритом и магнетитом. Такие парагенезисы соответствуют инертному поведению серы. Однако изученные нами парагенезисы и последовательность образования рудных минералов в рудопроявлениях Северо-Карельской зоны показывают широкое распространение пирротина как главного рудного минерала и замещение его пиритом без магнетита. Такой характер оруденения свидетельствует о высокой активности серы. В условиях ее подвижного поведения поля устойчивости пирита и пирротина относительно

E и pH ограничиваются более узкими пределами из-за наличия экстремального состояния равновесия пирит-магнетит.

На основании расчета этого экстремума А.А.Маракушевым была построена качественная диаграмма (рис. 30), из которой видно, что в восстановительной обстановке поле устойчивости пирротина ограничено равновесиями магнетит-пирротин и пирротин-пирит. Диаграмма *a* отвечает условиям гипогенного мине-

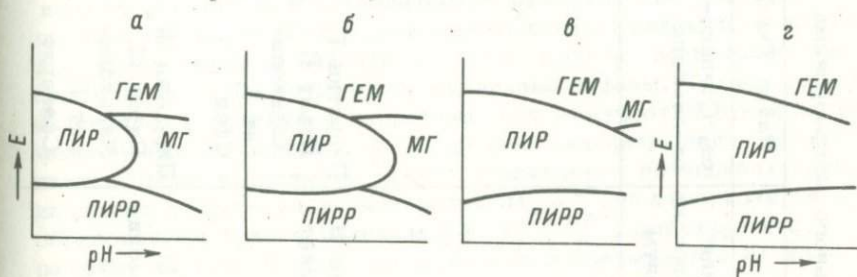


Рис. 30. Диаграммы E - pH для сульфидов и окислов железа при подвижном поведении серы (Маракушев, 1963).

a-*г* отражают последовательное снижение T и возрастание активности серы.

ралообразования при относительно низкой активности серы в растворах. С возрастанием активности серы экстремум равновесия магнетит-пирит смещается в область более высоких pH , при этом характер диаграммы E - pH меняется, что видно при сравнении диаграммы *a* и *б*. Дальнейшее возрастание активности серы приводит к полному вытеснению магнетита пиритом. Показанное на рис. 30 изменение типа диаграммы E - pH с возрастанием v в растворах активности серы может рассматриваться также в зависимости от снижающейся температуры. Снижение температуры, как известно, вызывает возрастание химической активности серы при гипогенном минералообразовании (Бетехтин и др., 1958), что в условиях низкоокислительно-восстановительного потенциала и низкой щелочности, как видно из рис. 30, должно приводить к замещению пирротина пиритом. Такое замещение мы наблюдаем в изучаемых нами рудопроявлениях, причем это замещение происходит в позднещелочную стадию регрессивного этапа метаморфизма одновременно с возрастанием активности серы, окислительного потенциала растворов, снижением давления и сопровождается магнизи-

Таблица 6

Соотношение сульфидного оруденения с процессами регионального метаморфизма

Этапы и стадии регионального метаморфизма	Сульфидно-графитовые сланцы островов Кукасозера	П-ов Хирвинаволок		Район Тикшеозера	
		гнейсы фундамента	отложения хирвинаволокской свиты	оз. Степано-ва-ламбина	район горы Виньги
Прогрессивный региональный метаморфизм	Пирротин I Пирит I Ильменит	-	-	-	-
Регрессивный метаморфизм	Кислотное выщелачивание кварц-дистеновой фации	-	-	-	Пирротин II
	Кислотное выщелачивание кварц-мусковитовой фации	-	Пирротин II Халькопирит I	Пирротин II Ильменит	Пирротин I Пирит II Халькопирит I Сфен
	Позднешелочная стадия	Пирротин III Пирит III Халькопирит II Сфалерит	-	Пирит III Халькопирит II	Пирротин III Пирит III Халькопирит II Сфалерит

альным метасоматозом и образованием халькопирит-пирротин-нового прожилково-вкрапленного оруденения.

Влияние окислительного потенциала на преобразования в ряду пирротин-пирит было также отмечено Н.В.Беловым (1953), который показал, что наблюдаемый дефицит железа в пирротине относительно стехиометрической формулы FeS связан с окислением части ионов Fe^{2+} в Fe^{3+} и образованием незаполненных „дырок“ в кристаллической решетке. Как известно, моноклинный пирротин обладает максимальным дефицитом железа, т.е. максимальным окислением части железа, возможным при существовании пирротина как минеральной фазы. Такое, „слегка окисленное“, состояние пирротина, как отмечает Н.В.Белов, возможно лишь до определенного предела окислительного потенциала. После достижения такого предельного потенциала сера, входящая в пирротин в виде радикала S^{2-} , полимеризуется с образованием нового радикала $[S-S]^{2-} = S_2^{2-}$, формирующего решетку пирита. Новое состояние резко сказывается на изоморфных свойствах сульфидов железа, и, таким образом, если в пирротине обычным изоморфным компонентом является сфалерит (и наоборот), то вхождение сфалерита в решетку пирита (и наоборот) уже невозможно. Вероятно, и халькопирит, входящий в пирротин в виде твердого раствора, при замещении последнего пиритом должен выделяться в виде самостоятельной минеральной фазы. В рудопроявлениях Северо-Карельской зоны образование халькопирита и сфалерита наблюдается в прожилково-вкрапленных рудах зон перестроения выщелоченных компонентов и метасоматоза позднещелочной стадии в ассоциации с перекристаллизованным пирротинном, содержащим значительное количество моноклинной фазы, либо при замещении пирротина первой генерации пиритом.

Проведенный петрологический анализ показывает, что процессы кислотного выщелачивания регрессивного этапа регионального метаморфизма осуществлялись в условиях низкого окислительного потенциала при низкой щелочности метаморфогенных растворов и привели к образованию главного типа сульфидной минерализации изучаемого района, а именно пирротиновой. Последующая позднещелочная стадия происходила при снижающихся температуре, давлении, повышенных окислительном потенциале, активности серы и растворов и привела к образованию более богатой пирротин-пиритовой, халькопиритовой и сфалеритовой минерализации.

Определение температур кристаллизации пирротинов с помощью пирит-пирротинового геотермометра показало соответствие этих температур температурным условиям прогрессивного этапа и стадий регрессивного этапа регионального метаморфизма. Так,

температура кристаллизации пирротинов из рудопроявлений, связанных с сульфидно-графитовыми сланцами, равна 550–540°C, что соответствует определениям по другим геотермометрам. Температура кристаллизации пирротинов из зон кислотного выщелачивания равна 510°C, в то время как температура перекристаллизованного пирротина, образованного в позднешелочную стадию, соответствует 470–450°C.

Таким образом, сульфидное оруденение в Северо-Карельской зоне карелид формировалось последовательно в соответствии с определенными этапами регионального метаморфизма (табл. 6).

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА
МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФОГЕННОЕ
РУДООБРАЗОВАНИЕ

Проведенные петрологические исследования показывают, что даже в монометаморфических комплексах, сформированных в рамках единого тектоно-метаморфического цикла, метаморфизм представлен совокупностью процессов, отражающих изменение термодинамического режима во времени. Тенденции изменения условий метаморфизма имеют свои закономерности и могут повторяться в разновозрастных циклах. Обычно в эволюционирующих комплексах присутствуют продукты метаморфизма разных стадий. Они соответствуют различным Т-Р условиям, несут следы интенсивных метасоматических преобразований. Естественно, что при длительном и сложном развитии метаморфических процессов достигается максимальная дифференциация исходного вещества в силу существующих градиентов Т, Р, рН и т.д. Одновременно с этим наблюдаются мобилизация рудных компонентов и их перераспределение. Поэтому рудогенерирующее значение имеют не столько абсолютные статические величины параметров метаморфизма, сколько изменения этих параметров во времени. Специализация же процессов рудообразования во многом определяется характером геотермического режима, что подтверждается, например, влиянием Т-Р условий на характер дифференциальной подвижности компонентов, а также различиями металлогении областей с различным типом метаморфизма.

Изменение физико-химических условий при формировании метаморфических комплексов повышенного давления

На примере эволюции термодинамического режима метаморфизма пород тикшеозерской серии можно вывести основные закономерности последовательности и петрогенетических условий минералообразования в процессе моноциклического развития комплексов повышенного давления.

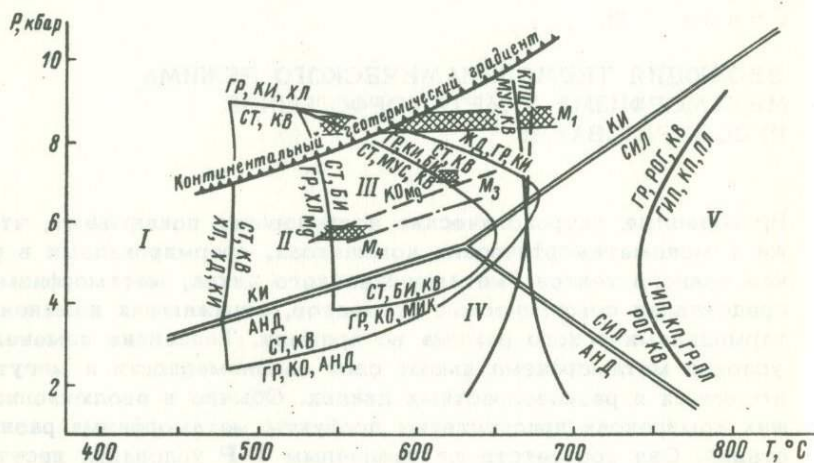


Рис. 31. Стадии метаморфического минералообразования в породах тикшеозерской серии (M_1 , M_3 , M_4) на диаграмме Т-Р и их соотношение со схемой фаций (Глебовицкий и др., 1972).

Фации: I - зеленых сланцев; II - эпидот-амфиболитовая; III - альмандиновых амфиболитов; IV - куммингтонитовых амфиболитов; V - гранулитовая.

Прогрессивный региональный метаморфизм сопровождается становлением зональности в условиях фации альмандиновых амфиболитов. Нижний температурный предел зональности определяется $T\ 550^\circ$ и соответствует переходу к эпидот-амфиболитовой фации. В этих условиях образуются дистеновые сланцы вблизи верхней границы поля устойчивости ставролита. При постепенном повышении температуры в породах образуются парагенезисы киа-

нит-альмандин-биотитовой субфации, и при $T \approx 650^\circ$ появляются первые признаки мигматизации. Высокотемпературные процессы протекают в условиях кианит-ортоклазовой субфации. На схеме метаморфических фаций (рис. 31) зональность отвечает изобарическому сечению, которое проходит через линии моновариантных равновесий, представляющие границы названных субфаций. Характерно, что относительно большой перепад T не отмечается значительными вариациями в величине P . Для разных зон P определяется не ниже 8 кбар. Из известных в литературе примеров метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа карельская зональность отвечает максимально высокому P и является переходной от стандартной кианит-силлиманитовой фациальной серии барровианского типа B_1 , по В.А.Глебовицкому и др. (1971), к жадеит-глаукофановой серии. Она выделена как серия B_2 и приближается к линии, ограничивающей области с континентальным геотермическим градиентом (Маракушев, 1972).

С высоким давлением связаны особенности состава минералов, минеральных равновесий, а также метаморфических реакций прогрессивного этапа, которые являются реакциями дегидратации и декарбонатизации и зависят от режима летучих. Большинство исследователей предполагают, что при региональном метаморфизме состав флюида существенно определяется соотношением H_2O и CO_2 и в зависимости от давления, температуры минералообразования и состава исходных пород H_2O / CO_2 во флюиде меняется. Д.С.Коржинский (1940) показал, что T реакций декарбонатизации возрастает с глубиной процессов метаморфизма. Позднее эти данные подтвердились экспериментальными исследованиями систем с участием CO_2 , H_2O и привели петрологов к выводу о том, что с ростом давления и температуры при метаморфических процессах состав флюидов изменяется в сторону обогащения CO_2 . Режим CO_2 является одним из главных факторов метаморфизма в зонах высоких давлений, особенно при преобразованиях толщ карбонатсодержащих пород. Высоким P_{CO_2} объясняются устойчивость доломитовых кварцсодержащих мраморов до $T = 550-600^\circ$, которая подтверждается экспериментальными исследованиями Р.И.Харкера, О.Ф.Таттла (Harker, Tuttle, 1955), и отсутствие парагенезисов, которые появляются на амфиболитовой ступени, например, в зональных комплексах низкого давления Северного Приладожья (Кицул, 1959) и Восточного Саяна (Никитина, 1959). Оценка абсолютного значения P_{CO_2} в настоящее время довольно условна.

В ряде работ (Соболев и др., 1966; Добрецов, 1966) рассматривается зависимость P_{H_2O} и P_{CO_2} от $P_{общ}$ для различных фаций метаморфизма и приводятся данные, позволяющие оценивать P_{H_2O} и P_{CO_2} . Так, в условиях фации дистеновых гнейсов, по

В.С.Соболеву, $P_{H_2O} = (0.4-0.6) P_{общ}$, а $P_{CO_2} = 0.6 P_{общ}$. Следовательно, равновесие P_{CO_2} в процессе образования кианитовых гнейсов иринегорской свиты оценивается не ниже 5500 атм. Для карбонатных пород свиты хирвинаволок P_{CO_2} , вероятно, выше и приближается к $P_{общ}$. Эти значения хорошо согласуются с расчетной кривой реакции ДИ = ДОЛ+КВ (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Добрецов, 1966). При $T = 550^\circ$ реакция идет при $P_{CO_2} = 7000$ атм. Более высокие значения P_{CO_2} приводят к устойчивому равновесию ДОЛ-КВ. Значение P_{CO_2} позволяет приблизительно оценить P_{O_2} , которое в низкотемпературных графитсодержащих комплексах свиты хирвинаволок оказывается достаточно низким. При $T = 500-800^\circ$ $P_{O_2} = 10^{-25}$ атм. При отсутствии графита величина P_{O_2} повышается до $10^{-10}-10^{-15}$ атм. При таком режиме P_{O_2} нарушается обычная закономерность понижения степени окисления железа с повышением T . Состав пород и минералов более высокотемпературной иринегорской свиты в отношении величины Fe_2O_3 / FeO практически не отличается от состава свиты хирвинаволок.

Регрессивный этап метаморфизма развивается на фоне заметного снижения P при незначительном падении T . Наиболее резкий спад давления отмечается на поздних стадиях метаморфизма одновременно с признаками тектонической разгрузки региона. Значение P снижается до 5 кбар, однако процессы по-прежнему протекают в поле устойчивости кианита. На диаграмме $T-P$ они соответствуют области вблизи кривой разложения магнезиального кордиерита (Schreyer, Yoder, 1964). Здесь же должна располагаться линия экстремального равновесия РОГ-КУМ-ПЛ, которая определяет верхнюю границу поля КУМ-ПЛ-парагенезисов со стороны давления.

Изменение градиентов T и P во времени и пространстве на регрессивном этапе метаморфизма сопровождается изменением режима летучих и кислотных свойств флюида. Процессы раннешелочной стадии идут в тех же температурных условиях, что и прогрессивный метаморфизм, под влиянием повышения активности Na , с образованием магнетита. Таким образом, для этой стадии фиксируется одновременное повышение щелочности растворов и активности кислорода. Однако этот процесс не приводит к значительным изменениям исходного состава пород. Кислотное выщелачивание имеет место в условиях разных T и затрагивает породы разного состава. Этим определяется характер подвижности компонентов, главным образом в отношении трех основных — Fe , Mg , Ca . В условиях кварц-дистеновой фации Fe наиболее инертно, а Mg отличается высокой подвижностью. В кварц-мусковитовой фации наряду с высокой подвижностью Mg возрастает подвижность Fe . Процессы кислотного выщелачивания развива-

ются при снижении T до $570-600^{\circ}\text{C}$ относительно начальных значений $630-650^{\circ}$. Низкая активность кислорода в этих процессах подтверждается низкой степенью окисления железа в силикатах и образованием сульфидной вкрапленности. Кислотное выщелачивание приводит к резкой дифференциации исходного вещества и развитию метасоматической зональности.

Поздняя стадия метаморфизма протекает при $P \approx 5$ кбар и $T \approx 550^{\circ}$. При снижении давления возникает максимальная неоднородность в отношении режима летучих и щелочности среды. Особую роль при этом, как уже отмечалось, играют реакции с участием графита. В графитсодержащих прослоях снижение P_{CO_2} как функции $P_{\text{общ}}$ приводит к снижению P_{O_2} и возрастанию кислотности. При отсутствии графита процессы идут под влиянием растворов, относительно пересыщенных кислородом, и преобразования носят щелочной характер. Изменение параметров флюида в пространстве и во времени способствует миграции вещества и усиливает дифференциацию исходного состава пород. Так, при снижении P_{CO_2} в процессе дедоломитизации происходят обеднение мраморов Mg и одновременный магниезиальный метасоматоз в прослоях амфиболитов и сланцев. Fe и Ca приобретают более высокую подвижность относительно Mg , т.е. метасоматические процессы позднещелочной стадии происходят в условиях дифференциальной подвижности компонентов, типичной для зон умеренного и пониженного давления (Кориковский, 1967).

Метаморфизм в зонах повышенного давления является синкинематическим на всем своем протяжении. Характерные черты его эволюции заключаются в следующем.

1. Прогрессивный региональный метаморфизм идет в условиях, близких к изобарическим, при значительном температурном градиенте. Это противоречит концепции причинной связи метаморфизма с погружением.
2. Давление является главным фактором эволюции метаморфизма. Изменения P и в меньшей степени T определяют совокупность процессов регрессивного этапа.
3. На регрессивном этапе происходит дифференциация исходного вещества пород. Преобразования носят метасоматический характер, и направленность их подчиняется закономерностям, выявленным Д.С.Коржинским для послемагматических процессов.
4. В ходе регрессивного этапа усиливается контрастность в режиме летучих и кислотно-щелочных свойств флюида. Метаморфизм становится резко неизохимическим.
5. Метаморфическая дифференциация вещества на регрессивном этапе может явиться ведущим процессом при формировании метаморфогенного оруденения.

Сульфидное рудообразование в процессе эволюции регионального метаморфизма

Развитие процессов регионального метаморфизма от прогрессивного этапа к регрессивному в рамках единого цикла метаморфизма (Глебовицкий, 1973) обусловлено изменением физико-химических условий. Этим же определяется возможность образования в метаморфических комплексах различных типов метаморфогенных месторождений и рудопроявлений (Кратц и др., 1973; Соколов и др., 1972). Эволюция метаморфизма приводит к дифференциации вещества, которая на прогрессивном этапе зонального метаморфизма проявляется ощутимо лишь при гранитизации, а на регрессивном этапе происходит в значительном масштабе и выражается в перераспределении петрогенных и рассеянных рудных элементов под влиянием метасоматических процессов.

По отношению к метаморфизму месторождения метаморфогенного типа разделяются на три класса (Соколов и др., 1972): 1) прометаморфические, в которых промышленные концентрации полезных ископаемых возникли до регионального метаморфизма, а процессы метаморфизма лишь видоизменили минеральный состав, качество и концентрацию руд с сохранением их промышленного назначения; 2) ортометаморфические, образование которых деликом связано с процессами регионального метаморфизма и явлениями дифференциации вещества; 3) реометаморфические, промышленные руды которых возникли в результате мобилизации и переотложения первично рассеянных рудогенных элементов.

Обобщение данных экспериментальных исследований и результатов анализа природных парагенезисов (Добрецов и др., 1970; Великославинский, 1972; Глебовицкий, 1973) показало, что прогрессивный метаморфизм в метаморфических поясах с различным геотермическим режимом, отвечающим, например, условиям андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фациальных сериям, происходит при различной интенсивности тепловых потоков, существенно различных соотношениях между $P_{общ}$, P_{H_2O} , P_{CO_2} . Эти обстоятельства в значительной мере определяют состояние и свойства метаморфогенно-гидротермальных растворов.

Стабильность внешних условий в течение прогрессивного метаморфизма способствует изохимическому характеру преобразований (Савельев и др., 1973). Изохимичность прогрессивного метаморфизма определяется малой миграционной способностью петрогенных элементов при отсутствии резких градиентов главных параметров метаморфизма. Такой же слабой миграционной

способностью при прогрессивном метаморфизме, очевидно, об- ладают и рудогенные элементы, сосредоточенные первоначально либо в виде микрорудных фаций, либо в первичноосадочных, осадочно-вулканогенных или магматических месторождениях. В соответствии с этим прогрессивный метаморфизм низкотемпературных и среднетемпературных фаций приводит к формированию месторождений и рудопроявлений преимущественно прометаморфического класса.

Ведущая роль в формировании таких месторождений принадлежит литолого-формационным факторам, а не метаморфическим. Однако важную роль могут играть не только литолого-формационные особенности, но и характер и степень регионального метаморфизма, так как последний может существенно изменять вид минерального сырья и влиять на разубоживание или концентрацию первичных руд. Так, например, в областях однородного метаморфизма цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций с метаэффузивами базальтоидных формаций связаны месторождения и рудопроявления самородной меди (Черный Бугор - Урал, Мичиган - США), а с зеленосланцевой и амфиболитовой фациями - серно- и медноколчеданных руд (Учалы, Сибай - Урал, Парандово, Хаутоваара - Карелия, Пюхясалми, Оутокумпу - Финляндия). Концентрация, перекристаллизация и локализация руд в благоприятных структурах при региональном метаморфизме свойственны стратиформным колчеданно-полиметаллическим месторождениям в метаосадочных толщах (Филизчай, Кизил-Дере - Закавказье, Текели - Казахстан, Балмат-Эдуардс - США, Брокен-Хилл - Австралия).

В Беломорско-Лапландском метаморфическом поясе зональный прогрессивный метаморфизм дистен-силлиманитового типа не привел к концентрации рудного вещества, сосредоточенного в микрорудной фации, которая представлена сульфидно-графитовыми сланцами, а способствовал лишь формированию вкрапленного прометаморфического пирротинового оруденения в этих сланцах. Вместе с тем этот же метаморфизм в случае существования первоначальных рудных концентраций привел к перекристаллизации и формированию пирит-пирротиновых руд в краевых частях рудных линз Парандовского медноколчеданного месторождения, которое расположено на юго-западной окраине Беломорско-Лапландского пояса. Такое изменение минерального состава определило разубоживание руд месторождения (уменьшение содержания серы), образованных первоначально при вулканогенно-осадочной деятельности. На северной окраине пояса прогрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации привел к замещению пирита пирротинном (с выделением серы) в сульфидных сланцах печенгской серии и превращению никеленосных серпентинитов

в тальк-хлорит-карбонатные сланцы с вкрапленностью пирротина, халькопирита и пентландита, которые представляют главные вкрапленные руды в месторождениях Печенги.

Последний этап цикла регионального метаморфизма - регрессивный метаморфизм - характеризуется локальным проявлением метасоматических преобразований, осуществляющихся в течение трех стадий - раннещелочной, кислотного выщелачивания и позднещелочной.

Метасоматические процессы в подвижных областях с различным геотермическим режимом метаморфизма имеют свои особенности. Термодинамические расчеты, проведенные И.Д.Рябчиковым (1967), показали, что метасоматические преобразования стадии кислотного выщелачивания могут происходить как при снижении температуры, так и при снижении давления. При этом, очевидно, определяющим фактором активизации метасоматических процессов регрессивного этапа метаморфических поясов андалузит-силлиманитового типа, где общее давление составляет 4-5 кбар, а $P_{H_2O} \approx 0.7-0.8P$ флюида, является снижение температуры. В то же время в подвижных областях с дистен-силлиманитовым типом, где $P_{общ} = 8-9$ кбар, а $P_{H_2O} \leq 0.4P$ флюида активизация метасоматических процессов, как показали наши исследования, определяется спадом давления. Степень различия начальных и конечных параметров метаморфизма в областях с разным термодинамическим режимом сказывается в интенсивности проявления метасоматических процессов регрессивного этапа.

Дифференциация исходного вещества при реакциях различных стадий регрессивного метаморфизма создает благоприятные условия для мобилизации, миграции и переотложения рудогенных элементов. При выщелачивании в условиях различных фаций изменяются подвижность и содержание не только петрогенных компонентов, но, очевидно, и элементов-примесей. Вследствие различной емкости кристаллических решеток новообразованных и реликтовых минералов, а также сокращения числа сосуществующих минеральных фаз при метасоматозе реакции регрессивного метаморфизма могут привести к освобождению значительного количества рудных элементов из железо-магнезиальных силикатов. Геохимические исследования показывают, что рудогенные элементы-примеси действительно присутствуют в большом количестве в темноцветных минералах (Таусон, Кравченко, 1956). В Швеции и Финляндии (Gavelin, 1955; Marmo, 1960a, 1960b) отмечено широкое распространение черных сульфидно-графитовых сланцев, которые содержат повышенные количества Cu , Ni , Co , Zn , Pb и могут быть источником для образования располагающихся здесь же сульфидных месторождений. С.Гавелин (Gavelin, 1955) для сульфидных месторождений

Северной Швеции отмечает фракционирование Cu , Zn и Pb в отдельные рудные тела, а также миграцию этих элементов относительно фронта гранито-гнейсов: ближе к границе располагаются преимущественно медные руды, далее — цинковые и на удалении от фронта гранито-гнейсов наблюдается обогащение руд галенитом. Г. де Вор (De Vore, 1955) подсчитал, что при переходе 1 куб. мили амфиболитов из эпидот-амфиболитовой фации в гранулитовую может быть реализовано 8 млн т Cr_2O_3 , 4 млн т NiO , 800 тыс. т CuO . Он также указал, что Cu , Ni и Cr освобождаются из ферромагнезиальных минералов при прогрессивном метаморфизме, а Zn , Pb , Mn , Ti — из этих же минералов при регрессивном метаморфизме. Л.Эдвардс (Edwards, 1956), рассмотрев поведение некоторых элементов-примесей в рудных телах месторождения Брокен-Хилл, пришел к выводу, что Ag относительно Pb и Cd относительно Zn концентрируются в зонах стресса, т.е. внутри областей интенсивной деформации и высокой степени метаморфизма. И.Макдональд (McDonald, 1967) отмечает большое значение для процессов мобилизации рудогенных элементов из решеток минералов деформаций этих решеток при одновременных тектонических и метаморфических преобразованиях.

Д.Виллиамс (Williams, 1960) подчеркивает, что при прогрессивном метаморфизме пелитовых осадков количество Ni уменьшается, а Cu остается постоянным до средних степеней метаморфизма и уменьшается при метаморфизме высоких степеней. Он же отмечает перераспределение Co , Cr , Cu , Ni , происшедшее при регрессивном зеленосланцевом метаморфизме основных пород Новой Зеландии. К.Данем и Р.Филлипс (Dunham, Phillips, 1958), изучая метаморфические комплексы в Сьерра-Леоне, обнаружили, что Cu переносится при высоких степенях метаморфизма. Миграция рудных элементов при метаморфизме совместно с освобождающимися летучими компонентами (H_2O , CO_2 , S) была показана Р.Бойлем (Boyle, 1959, 1961) при геохимическом изучении золоторудного месторождения Йеллоунайф в Канаде.

Проявление миграции рудных элементов при региональном метаморфизме и гранитизации широко отмечается в работах Н.Г.Судовикова (1964, 1965) и В.С.Домарева (1967). Многочисленные работы геологов, изучавших Криворожское железорудное месторождение, также подтверждают большую роль метаморфической миграции в рудообразовании (Белевцев и др., 1960, Белевцев, 1964). Эти примеры позволяют считать метаморфическую и метасоматическую перекристаллизацию причиной освобождения акцессорных рудных элементов из кристаллических решеток породообразующих минералов, т.е. их мобилизацию.

Значительные концентрации рудных компонентов, возникающие в связи с дифференциацией и мобилизацией вещества при регионально-метасоматических преобразованиях регрессивного этапа метаморфизма, таких, как кислотное выщелачивание и связанный с ним магнезиальный метасоматоз, образуют месторождения и рудопроявления метаморфогенного типа, относящиеся к классу реометаморфических. Для реометаморфических месторождений источником вещества служат вмещающие осадочно-вулканогенные и интрузивные породы, из которых мобилизуются первично рассеянные рудные и петрогенные элементы. Термодинамический режим определяет различия последующих метасоматических преобразований регрессивного этапа, появление специфических металлогенных формаций. Кислотное выщелачивание в условиях различных фацциальных серий (кварц-дистеновой, кварц-силлиманитовой или кварц-андалузитовой) ведет к концентрации и перемещению ряда инертных компонентов и выносу подвижных и рудных компонентов. На позднешелочной стадии происходит отложение выщелоченных рудных компонентов в литологически и структурно благоприятных участках. Вместе с тем характер рудной минерализации во многом определяется также типом осадочных и вулканогенных формаций, являющихся в данном случае одновременно средой рудоотложения и источником рудных элементов.

Реометаморфические месторождения, связанные с зонами выщелачивания, контролируются областями метаморфизма высокотемпературной части амфиболитовой фации с последующим проявлением наложенных деформаций и внедрением перемещенных гранитоидов, создающими благоприятные условия для возникновения градиентов температуры и развития метасоматических изменений. Подвижность компонентов при выщелачивании определяется составом исходных пород и внешними условиями. Так, метасоматические преобразования амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фацциальной серии, сопровождающиеся мигматизацией и последующим магнезиальным метасоматозом пород специфической лептитовой формации, привели к формированию метасоматитов, так называемых скёлей (кордиерит-андалузит-альмандиновых и кордиерит-жедрит-антофиллитовых пород), и ассоциирующих с ними колчеданно-полиметаллических руд месторождений Оммеберг и группы Фалун в Швеции, Ориярви и Айала в Финляндии (Глебовицкий, Турченко, 1970). С толщами основных вулканитов и разнородных осадочных образований, включающих сульфидно-графитовые сланцы, ассоциируются мелкоколчеданные месторождения и рудопроявления (Корнейшн в Канаде, поле Сингхбум в Индии, группа Шеллефтео в Швеции, Оутокумпу в Финляндии, Чалка и Хаутоваара в Карелии), богатые вкрапленные

и прожилковые руды в которых формируются в результате гидротермально-метасоматической мобилизации рудного вещества из вмещающих толщ при регрессивных преобразованиях стадии кислотного выщелачивания и синхронного с ней отложения рудных минералов в позднещелочную стадию.

Метаморфические пояса с проявлением фаций дистен-силлиманитового типа, подобные Беломорско-Лапландскому, на регрессивном этапе испытывают закономерные изменения Т-Р-условий и режима флюидов, рассмотренные в предыдущем разделе. Метасоматические изменения кварц-дистеновой фации характеризуются низкой подвижностью железа, которое при переходе в инертное состояние дает зоны повышенной концентрации его в алюмосиликатах, при этом образуются дистен-гранат-роговообманковые метасоматиты, являющиеся аналогами скёлей в поясах низкого давления. В условиях более низкотемпературной кварц-мусковитовой фации выщелачивания подвижность железа возрастает, и при высокой активности серы образуется серноколчеданное (пирротинное) оруденение, как, например, в Северо-Карельской зоне. Дальнейшая эволюция регрессивного этапа метаморфизма повышенного давления, выражающаяся в снижении давления и изменении щелочности среды, приводит к отложению мобилизованных компонентов и смене рудных парагенезисов. Именно в это время образуются богатые переотложенные прожилково-вкрапленные руды, с которыми связана медная и полиметаллическая минерализация в рудопроявлениях Северной Карелии и в Парандовском серноколчеданном месторождении. Такая же закономерность образования метаморфогенно-гидротермального медно-никелевого и медноколчеданного оруденений, связанных с зонами кислотного выщелачивания и позднещелочного магнезиального метасоматоза, которые формируются при спаде давления, устанавливается в гранулитовом комплексе повышенного давления в Кандалакшско-Колвицкой зоне (Турченко, Ефимов, 1972).

Важным обстоятельством, определяющим образование реометаморфических месторождений, является то, что специфика состава осадочных толщ контролирует локальные изменения таких параметров рудных систем, как окислительно-восстановительный потенциал, кислотность-щелочность, активность серы, кислорода и изменение парциального давления H_2O и CO_2 при метаморфизме. Это влияние наиболее эффективно в метаморфических поясах высокого давления. Благодаря изменению этих параметров могут создаваться условия для миграции, отложения и концентрации рудогенных элементов. Так, например, горизонты сульфидсодержащих черных сланцев, первично обогащенные органическим веществом и рудогенными элементами, не только

создают при процессах регионального метаморфизма и последующих метасоматических изменениях восстановительную обстановку, благоприятную для образования сульфидов, но и служат источниками рудных элементов и серы. Такие толщи являются благоприятной средой для образования реометаморфических сульфидных руд. Сульфидное оруденение имеет тенденцию формироваться либо в условиях пониженного давления в областях проявления метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, либо на регрессивной стадии, сопровождающейся спадом давления, в областях метаморфизма кианит-силлиманитового типа.

Так, для раннеархейского мегацикла характерны главным образом прометаморфические железорудные формации железистых кварцитов и зулизитов, графитовая, апатитовая и серноколчеданная формации. Позднеархейскому и раннепротерозойскому мегациклам наряду с широким распространением прометаморфических месторождений железистых кварцитов, медистых песчаников и серного колчедана свойственны орто- и реометаморфические месторождения флогопитовой формации, формации железорудных метасоматитов, серно- и медноколчеданной, глиноземистой и марганцовистой формаций. Для средне- и позднепротерозойского мегациклов характерны не только преобладание рео- и ортометаморфических месторождений, но и усложнение и увеличение количества рудных формаций этих классов (формации редкометальных, редкометально-мусковитовых, мусковитовых пегматитов, серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых, медно-кобальтовых, медно-никелевых, золото-сульфидных, мышьяково-золото-полиметаллических и других руд). Возрастание роли реометаморфических месторождений связано с проявлением метаморфизма со значительным горизонтальным и вертикальным градиентом температуры и, как следствие этого, - с четкой выраженностью раннещелочных, кислотных и позднещелочных метасоматических процессов на регрессивном этапе регионального метаморфизма, что благоприятствует обогащению первично незначительных концентраций полезных компонентов при образовании богатых гидротермально-метаморфических руд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование в петрологическом, структурно-тектоническом и рудообразующем аспектах процессов, которые связаны с последним тектоно-метаморфическим циклом, проявившимся в Беломорско-Лапландском поясе, позволяет сделать следующие выводы:

1. Смена термодинамического режима в процессе развития рассматриваемой структуры находит отражение в последовательном проявлении прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма.

2. Прогрессивный метаморфизм сопровождается становлением изобарической зональности в температурном интервале фации альмандиновых амфиболитов (525–680°C) при $P = 8-9$ кбар, т.е. при максимально высоком давлении по сравнению с известными в природе комплексами кианит-силлиманитового типа.

3. Регрессивный этап включает метасоматические процессы раннещелочной стадии, стадии кислотного выщелачивания и позднещелочной стадии и протекает на фоне заметного снижения давления и незначительного спада температуры.

4. На всем своем протяжении метаморфизм выступает как синтектоническое явление. Ранним процессам метаморфизма (прогрессивный этап и раннещелочная стадия регрессивного этапа) соответствуют условия тангенциального сжатия, сопровождаемые изоклинальной складчатостью и горизонтальным движением масс горных пород в зонах сдвиговых смещений. Поздние метаморфические процессы, развивающиеся при снижении давления, имеют место при тектонической разгрузке, подтверждаемой структурными критериями.

5. По отношению к процессам метаморфизма выделяются два типа сульфидного оруденения - осадочно-метаморфическое и метаморфогенно-гидротермальное. В первом случае оруденение контролируется литолого-формационными факторами, а метаморфизм приводит лишь к образованию первичных микрорудных

фаций в пирит-пирротиновую вкрапленность сульфидсодержащих сланцев. Во втором случае наблюдается образование богатых прожилковых и гнездовых медноколчеданных руд, одновременное с явлениями метасоматоза на регрессивном этапе метаморфизма.

6. **Метасоматические процессы регрессивного этапа метаморфизма являются главными рудообразующими факторами, приводящими к концентрации рудных компонентов и образованию медного оруденения в ранних пирит-пирротиновых рудах.**

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я.Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. - Изв. АН СССР, 1964. Сер. геол., № 1, с. 8-20.
- Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Загоруйко Л.Г., Скурадин С.А., Стрыгин А.И., Федюшин С.Е., Фоменко В.Ю. Криворожско-Кременчугская металлогеническая зона. - Геол. рудных месторождений, 1960, № 6, с. 3-11.
- Белов Н.В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. М., 1953, с. 7-13.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955, с. 125-275.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М., 1958. 435 с.
- Богданов Ю.Б., Воинов А.С. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. - Вестн. ЛГУ, 1962, № 24, с. 5-16.
- Великославинский Д.А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., 1965, с. 47-60.
- Великославинский Д.А. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. - В кн.: XXIII сесс. МГК. Докл. сов. геол., пробл.4, 1968, с. 218-228.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., 1972. 189 с.

- Великославинский Д.А., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон. - В кн.: XXIII сесс. МГК, Докл. сов. геол., пробл. 4, 1968, с. 28-33.
- Воинов А.С. Основные черты тектоники и метаморфизма Северо-Карельской зоны протерозоя (зона Пана-Куола-ярви). - В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II. Л., 1964, с. 247-265.
- Вярюнен В. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959, 295 с.
- Генкин А.Д., Логинов В.П., Органова Н.И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. - Геол. рудн. месторождений, 1965, № 3, с. 3-24.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., 1972. 193 с.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 128 с.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Климов Л.В., Московченко Н.И., Никитина Л.П., Прияткина Л.А., Седова И.С. Фации высокотемпературного и среднетемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972, с. 57-73.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5-24.
- Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 275-287.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджанского антиклинория, ч. III, 1У. М., 1963, с. 408-410.
- Демидов Н.Ф. Фациальные типы протерозойских комплексов Северной Карелии и их геологическое соотношение. - Тр. Карельского филиала АН СССР, 1960, вып. 24, с.81-92.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т.1. М., 1965. 371 с.
- Добрецов Н.Л. Значения парциального давления H_2O и CO_2 в метаморфических системах. - ДАН СССР, 1966, т. 166, № 6, с. 1425-1428.

- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. М., 1970. 432 с.
- Домарев В.С. О метаморфогенном рудообразовании. - Сов. геол., 1967, № 4, с. 6-17.
- Другова Г.М., Глебовицкий В.А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. - В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. Л., 1965, с. 33-46.
- Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., 1967. 83 с.
- Елисеев Э.Н., Денисов А.П. Рентгенометрическое исследование пирротина. - Вестн. ЛГУ, 1957, № 18, с. 68-78.
- Жариков В.А. Вопросы общей теории диаграммы состояния мультисистем. 1. Одновариантные ($\pi = 1$) мультисистемы. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., 1961, с. 56-77.
- Кеппежинская К.Б. Влияние давления на состав гранатов среднетемпературных метapelитов. - ДАН СССР, 1972, т. 203, № 1, с. 196-199.
- Кицул В.И. Метаморфизм карбонатных пород ладожской формации. - Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8, 1959, с. 370-385.
- Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12. 1940, с. 12-21.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953, с. 335-453.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1957. 184 с.
- Коржинский Д.С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. - В кн.: Химия земной коры, т.1. М., 1963а, с. 63-85.
- Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном рудообразовании. - Изв. АН СССР, 1963б. Сер. геол., № 3, с. 54-62.
- Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., 1967. 298 с.
- Кориковский С.П. Границы ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений. - ДАН СССР, 1969а, т. 184, № 1, с. 195-198.

- К о р и к о в с к и й С.П. Влияние глубинности на соотношения метаморфических зон в насыщенных метapelитовых сланцах и роговиках. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, М., 1969б, с. 106-141.
- К о с т ю к Е.А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., 1970. 312 с.
- К о т о в Н.В., М и л ь к е в и ч Р.И., Т у р ч е н к о С.И. Палеотермометрия мусковитсодержащих пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. - ДАН СССР, 1969, т. 184, № 5, с. 1180-1182.
- К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. - Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16, 1963, 210 с.
- К р а т ц К.О., Д е м и д о в Н.Ф. Стратиграфия и тектоника Кукасаверско-Тикшеозерской зоны карелид Северной Карелии. - Тр. Карельского филиала АН СССР, 1963, вып.36, с. 33-44.
- К р а т ц К.О., С о к о л о в Ю.М., Г л е б о в и ц к и й В.А., Д а г е л а й с к и й В.Б., С а л ь е М.Е., Т у р ч е н к о С.И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР. - Геол. рудн. месторождений, 1973, № 6, с. 3-16.
- Л а з а р е в Ю.И. Условия образования щелочных амфиболов и пироксенов при изохимическом метаморфизме железных кварцитов Костомукшского месторождения. - В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, 1966, с. 53-54.
- Л и к Б.Э. Соотношение между составом известковистых амфиболов и степенью метаморфизма. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 311-330.
- Л и х а ч е в А.П., К о ж е в н и к о в а Л.И., Ч у в и к и н а Н.Г. Об условиях образования пирротинов. - Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 301-304.
- Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б., Ч е к у л а е в В.П., Б а й к о в а В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 208 с.
- М а р а к у ш е в А.А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях. - Геол. рудн. месторождений, 1963, № 5, с. 3-17.
- М а р а к у ш е в А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., 1965, 327 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. - Изв. АН СССР, 1966, Сер. геол., № 7, с. 21-38.

- М а р а к у ш е в А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., 1968, 200 с.
- М а р а к у ш е в А.А. Общие вопросы метаморфизма. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, 1972, с. 22-41.
- М а р м о В. Древние сапропели как возможный источник рудообразующих компонентов. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с.289-294.
- М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.
- М о с к о в ч е н к о Н.И. Некоторые закономерности эволюции процессов метаморфизма кианит-силлиманитового типа (на примере Северной Карелии). - В кн.: Метаморфические пояса СССР, Л., 1971а, с. 34-51.
- М о с к о в ч е н к о Н.И. Состав и строение ритмичных образований Северной Карелии и особенности их метаморфизма. - В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971б, с. 69-84.
- М о с к о в ч е н к о Н.И. Карельские деформации в супракrustальных комплексах зоны сочленения беломорид и карелид. (Северная Карелия). - В кн.: Этапы тектонического развития Карелии. Л., 1973, с. 96-103.
- М о с к о в ч е н к о Н.И., Т у р ч е н к о С.И. Стратиграфия супракrustальных толщ Северной Карелии и роль блоковых движений в их формировании. - В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., 1971, с. 46-51.
- М у д д и Дж., Х и л л М. Сдвиговая тектоника. М., 1960. 183 с.
- Н и к и т и н а Л.П. Региональный метаморфизм архейских образований западной части хр. Хамар-Дабан. - Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 8, 1959. с. 332-352.
- Н и к о л а е в В.А., Д о л и в о - Д о б р о в о л ь с к и й В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961. 338 с.
- П е р ч у к Л.Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в гранат-амфиболовых породах. - Изв. АН СССР, 1967. Сер. геол., № 3, с. 57-83.
- П е р ч у к Л.Л. Равновесие биотита с гранатом в метаморфических породах. - В кн.: Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий. М., 1968, с.3-36.
- П е р ч у к Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 391 с.

- Перчук Л.Л. Термодинамический режим метаморфизма. - Изв. АН СССР, 1972. Сер. геол., № 12, с. 46-60.
- Пинаева Н.И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованных пород района Парандово. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. вып. 1. Л., 1966, с. 161-175.
- Пинаева Н.И. Редкие парагенезисы в породах колчеданной формации Северной Карелии. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970а, с. 117-123.
- Пинаева Н.И. Некоторые особенности формирования пород колчеданной формации Северо-Восточной Карелии. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970б, с. 121-122.
- Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 125-146.
- Рябчиков И.Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов. - Геол. рудн. месторождений, 1967, № 6, с. 16-27.
- Савельев А.А., Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Петров Б.В. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., 1973. 85 с.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. - В кн.: Природа метаморфизма. М., 1967, с. 24-48.
- Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1. М., 1961, с. 7-16.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. - ДАН СССР, 1966, т. 166, № 2, с. 451-454.
- Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А., Дагелайский В.Б., Кушев В.Г., Михайлов Д.А., Салье М.Е., Турченко С.И. Металлогенические циклы в развитии метаморфических поясов докембрия СССР. - В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. II. Новосибирск, 1972, с. 97-110.
- Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). - Тр. Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19, с. 3-11.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., 1964. 550 с.
- Судовиков Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. - Сов. геол., 1965, № 1, с. 105-119.

- Таусон Л.В., Кравченко Л.А. Особенности распределения свинца и цинка по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита. - *Геохимия*, 1950, № 1, с. 81-89.
- Турченко С.И., Ефимов М.М. Метаморфогенное сульфидное оруденение Кандалакшко-Колвицкого гранулитового комплекса (в связи с прогнозом металлоносности Русской плиты). - В кн.: *Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы*. Воронеж, 1972, с. 130-131.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., 1962. 414 с.
- Федькин В.В. Методика изучения физико-химических условий метаморфизма на примере ставролитсодержащих кварцевых горных пород. - В кн.: *Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма*. Новосибирск, 1972, с. 75-83.
- Чернышев Л.В., Анфилогов В.А., Пастушкова Т.М., Сутурин Т.А. Исследование системы Fe - Zn - S в гидротермальных условиях. - *Геол. рудн. месторождений*, 1968, № 3, с. 50-64.
- Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В., Берковский А.Н., Шустова Л.Е. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 120с.
- Arnold R.G. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743°C. - *Econ. Geol.*, 1962, v. 57, N 1.
- Arnold R.G. Pyrrhotite phase relations below 304±6°C at 1 atm. total pressure. - *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 4.
- Arnold R.G., Reichen L. Measurement of the metal content of naturally occurring, metal-deficient, hexagonal pyrrhotite by an X-ray spacing method. - *Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, p. 105-111.
- Boyle R.W. The geochemistry, origin and role of carbon dioxide, water, sulfur and boron in the Jellowknife gold deposits, Northwest territories, Canada. - *Econ. Geol.*, 1959, v. 54, N 8.
- Boyle R.W. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Jellowknife district. - *Geol. Surv. Canada*, 1961, Mem., N 310.

- Carpenter R.H., Desborough G. A. Range in solid solution and structure of naturally occurring trolite and pyrrhotite. - Amer. Mineralogist, 1964, v. 49, p. 1350-1365.
- Chinner G.A. Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Clova, Angus. Scotland. - J. Petrol., 1960, N 1.
- Desborough G.A., Carpenter R.H. Phase relations of pyrrhotite. - Econ. Geol., 1965, v. 60, N 7.
- De Vore G.W. The mode of adsorption in the fractionation and distribution of elements. - J. Geol., 1955, v. 63, N 3.
- De Vore G.W. The association of strongly polarizing cation with weakly polarizing cations as a major influence in element distribution, and crystal growth. - J. Geol., 1957, v. 65, N 2.
- Dunham K., Phillips R. The chromiferous ultrabasic rocks of Eastern Sierra Leone. - Overseas Geol. Miner. Res. Bull., 1958, Supp. 3, N 1.
- Edwards L. Manganese and iron in Broken Hill sphalerite. - Austr. Inst. Mining Met. Proc., 1956, v. 180, p. 97-117.
- Escola P. On the petrology of the Orijarvi region in south-west Finland. - Comm. Geol. Fin. Bull., 1914, N 40, p. 1-277.
- Eugster H.P., Wones D.R. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. - J. Petrol., 1962, v. 3, N 1.
- Frost M.L. Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. - Geol. Mag., 1962, v. XCIX, N 5.
- Gammon D.B. Fahlbands in the precambrian of southern Norway. - Econ. Geol., 1966, v.61, N 1.
- Gavelin S. Sulphide mineralisation in the Skellefte district, Northern Sweden and its relations to regional granitisation. - Econ. Geol., 1955, v. 50, N 8.
- Green H., Mysen B.O. Genetic relationship between eclogite and hornblende+plagioclase pegmatite in western Norway. - Lithos, 1972, v. 5, N 2.

- Groves D.I., Ford R.I. Note of the measurement of pyrrhotite composition in the presence of both hexagonal and monoclinic phases. - *Amer. Mineralogist*, 1963, v. 48, N 7-8.
- Harker R.I., Tuttle O.F. Studies in the system CaO-MgO-CO_2 . Part I. - *Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253, p. 209-224.
- Hietanen A. Kyanite-garnet-gedritite near Orofino, Idaho. - *Amer. Mineralogist*, 1959, v. 44, p. 539-545.
- Honslow A.W., Moore J.M. Chemical petrology of Grenville Shists near Fernleigh, Ontario. - *J. Petrol.*, 1967, v. 8, N 1.
- Kreitz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. - *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4.
- Marmo V. On the origin of ores. - *Neues Jahrb. Mineral.*, 1960a, Bd. 94, H.1.
- Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide shists and ores. - In: *Intern. Geol. Congr.*, pt. 16. 1960b.
- McDonald I.A. Metamorphism and its effects on sulphide assemblages. - *Mineral. Deposita*, 1967, v. 2, N 3.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - *J. Petrol.*, 1961, v. 2, N 3.
- Miyashiro A. Oxidation and reduction in the Earth's crust with special reference to the role of graphite. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1964, v. 28, N 5.
- Ramsay J.C. The Geometry of Conjugate fold systems. - *Geol. Mag.*, 1962, v. XCIX, N 6, p. 516-526.
- Schreyer W., Yoder H.S. The system Mg-cordierite-water. - *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, 1964, v. 101.
- Taylor L.A. Low temperature phase relations in the Fe-S system. - *Carnegie Inst., Year Book*, 1970, v. 68, N 1560.
- Thompson I.B. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. - *Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253, N 2.
- Tilley C.E. Kyanite-gedrite paragenesis. - *Geol. Mag.*, 1939, v. 76, p. 326-330.

- Toulmin P., Barton P.B., Jr. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. - *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1964, N 5, p. 641-647.
- Tsu-Ming han. Ore minerals relations in the Cuyuna sulfide deposit, Minnesota. - *Mineral. Deposita*, 1968, v. 3, N 2.
- Turner F.S., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, 1963.
- Weeks W. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks. - *J. Geol.*, 1956, v. 64, N 3.
- Williams D. Genesis of sulphide ores. - *Proc. Geol. Assoc.*, 1960, v. 71, pt. 3.
- Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, 1965.
- Yund R.A., Hall H.T. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites. - *Econ. Geol.*, 1969, v. 64, N 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
В в е д е н и е	3
Г л а в а I. Основные черты геологического строения рудовмещающих супракристалльных комплексов карелид Северо-Восточной Карелии	6
Геолого-петрографическая характеристика супракристалльных пород тикшеозерской серии	7
Последовательность складчатых деформаций и анализ структурных форм	14
Морфологические особенности сульфидных рудопроявлений	34
Г л а в а II. Петрология процессов метаморфизма и рудообразования	41
Характеристика метаморфических минералов	42
Основные типы минеральных равновесий как показатели условий метаморфизма. . .	50
Последовательность минералообразования, парагенетический анализ и условия образования минеральных ассоциаций . . .	68
Генезис сульфидных руд	96
Г л а в а III. Эволюция термодинамического режима метаморфизма и метаморфогенное рудообразование	114
Изменение физико-химических условий при формировании метаморфических комплексов повышенного давления	115
Сульфидное рудообразование в процессе эволюции регионального метаморфизма . .	119
З а к л ю ч е н и е	126
Л и т е р а т у р а	127

Надежда Ивановна Московченко,
Станислав Иванович Турченко

Метаморфизм кианит-силлиманитового типа
и сульфидное оруденение (Северная Карелия)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии
докембрия АН СССР

Редактор издательства Жукова Т.П.
Корректор Г.А.Александрова

Сдано в производство и подписано к печати 10/ХП 1974 г.
Формат бумаги 60 x 90 1/16. Бумага № 1. Печ. л. 8 3/4 + 1 вкл.
(1/2 печ. л.) = 9,25 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 9,59. Изд. № 5928.
Тип. зак. № 42 М-26176. Тираж 600. Цена 96 коп.

Ленинградское отделение издательства „Наука“
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

96 коп.

1633



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ