

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

П. М. ГОРЯИНОВ

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ
ФОРМАЦИЙ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. М. ГОРЯИНОВ

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД • 1976



1810

Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Горьяннов П. М. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1976, 1—147.

Гнейсо-железородный комплекс Кольского полуострова развит в мегаблоке, ограниченном со всех сторон посленижнепротерозойскими разломами. Геологические события в пределах этого мегаблока имели следующую последовательность: возникновение догеосинклинальных гранодиоритов (архей) — заложение вдоль гранодиоритовых глыб первых в геологической истории Земли подвижных зон и накопление в них вулканогенных железисто-кремнистых формаций на раннем и терригенных флишоподобных формаций на позднем этапе — складчатость, региональный метаморфизм (нижний протерозой, 2800 млн лет). В зависимости от характера вулканизма — контрастного и неконтрастного — выделяются два типа формаций соответственно с промышленным и непромышленным оруденением. Несмотря на высокий метаморфизм пород, сопровождающийся наложенными метасоматическими явлениями, как вмещающие породы, так и железистые кварциты сохраняют многие черты исходных пород, которые указывают на то, что железисто-кремнистое осадконакопление было связано с вулканическими источниками точечного типа, приуроченными к зонам вдоль гранодиоритовых глыб, а среда осадконакопления была бескислородной. Появление свободного кислорода в атмосфере относится ко времени, последовавшему вслед за нижнепротерозойским метаморфизмом, т. е. к среднему протерозою. Табл. — 11, рис. — 51, библиограф. — 321 назв.

Ответственный редактор

В. Г. ЗАГОРОДНИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее время накоплен обширный материал по геологии докембрийских джеспилитовых (железисто-кремнистых) формаций мира, который позволяет оценить это направление в геологической науке как достаточно определившееся. Вопрос о генезисе этих образований в настоящее время ставится в основном так: какое соотношение эндогенных (вулканогенных) и экзогенных факторов определяет этот своеобразный процесс? Нельзя не отметить, что благодаря успехам формационного метода, особенно плодотворно развиваемого советскими, а в последнее время и канадскими геологами, стала более очевидной роль вулканизма в образовании железорудных толщ докембрия.

Вместе с тем пока не найдено удовлетворительного объяснения металлогеническому разнообразию железисто-кремнистых формаций докембрия и, как нам кажется, главным образом из-за того, что существующие мнения о палеотектонической и палеогеографической обстановке нижнего докембрия малообоснованы и противоречивы. Преобладают все же представления, отражающие специфику, неповторимость раннего докембрия как особого периода необратимого развития Земли. Однако признание данного аксиоматического положения было бы мало конструктивным без конкретной оценки этой специфики раннего докембрия классическими приемами тектоники, стратиграфии, литологии и формационного анализа. Надо признать также, что пока спокойно сосуществуют как данные об «актуалистическом» характере некоторых (чаще всего слабометаморфизованных) раннедокембрийских толщ, в развитии которых угадываются почти все основные черты будущих подвижных зон, так и данные об особом «неактуалистическом» происхождении обычно интенсивно метаморфизованных толщ и об особом «амебoidalном» тектоническом состоянии коры. Как ни странно, но довольно часто и та и другая концепции исходят из анализа не только сходных в формационном отношении, но и зачастую одновозрастных толщ (лишь в различной степени метаморфизованных).

Именно к этому «спорному» уровню нижнего докембрия и приурочена основная, если не вся масса железных руд. Поэтому развитие формационного и металлогенического анализов железорудных толщ докембрия находится в прямой зависимости от теоретической разработанности основных аспектов геологии нижнего докембрия, в частности, от объяснения таких вопросов, как место и роль древнейшего фундамента, стиль тектоники и связь с ней магматизма, осадконакопления и регионального метаморфизма. Эти кардинальные вопросы геологии нижнего докембрия, без решения которых невозможно сколько-нибудь корректное сопоставление и анализ железисто-кремнистых формаций щитов, весьма далеки еще от окончательного решения.

Основанием для подобной оценки проблемы служат и материалы по геологии кольских железисто-кремнистых формаций, история изучения которых ярко отражает противоречивость сменяющих друг друга взглядов и концепций.

Важность решения этих проблем кроме их общетеоретического значения определялась еще и тем, что Кольский полуостров до последнего времени является единственной сырьевой базой черной металлургии Северо-Запада РСФСР. Железорудные месторождения Оленегорской группы обеспечивают получение высококачественного концентрата вплоть до суперконцентратов с содержанием в нем не менее 70% железа, обладают благоприятными горнотехническими условиями разработки, расположены вблизи железнодорожной магистрали и незамерзающего Мурманского порта. Все это определило задачу выяснения геологических возможностей расширения на Кольском полуострове железорудной сырьевой базы как крайне актуальную.

При обобщении материалов по вещественному составу и строению железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова приходилось сталкиваться с трудностями такого рода, когда одни и те же, казалось бы, несложные для понимания факты интерпретировались с совершенно противоположных позиций. Именно поэтому большое внимание пришлось уделить вопросам тектоники и стратиграфии этих образований, выяснение которых дало бы основание рассмотреть некоторые общепринятые теоретические положения о строении нижнего докембрия применительно к конкретному кольскому материалу. Лишь после выяснения сходных процессов палеотектоники и последовательности развития аналогичных образований в пределах Кольского полуострова и других регионах могли стать возможными и формационный и металлогенический анализы кольских железисто-кремнистых формаций.

Все эти обстоятельства предопределили конкретные задачи настоящего исследования, которые формулируются следующим образом.

1. Выяснение границ распространения, содержания и объемов железисто-кремнистых формаций на основе обобщения накопленного за много лет фактического материала.
2. Изучение состава и строения рудных тел как основы для выяснения генезиса глубокометаморфизованных железисто-кремнистых образований.
3. Стратиграфическое расчленение гнейсо-железорудной толщи так называемой кольской серии.
4. Выяснение природы ассоциации железистых кварцитов и вмещающих супракристалльных пород как основы для формационного анализа гнейсо-железорудных толщ Кольского полуострова.
5. Разработка основных элементов палеогеографической и палеотектонической модели железорудного процесса в докембрии Кольского полуострова для объяснения формационного и металлогенического разнообразия кольских гнейсо-железорудных толщ и закономерностей размещения месторождений железистых кварцитов.

Основное внимание в работе уделено железистым кварцитам и метаморфизованным вулканическим и осадочным породам, включающим же-

лезистые кварциты, последовательности их образования, структурному и стратиграфическому положению и формационным типам. Что касается метаморфизма, изученного пока недостаточно и требующего специального петрологического исследования, то здесь в основном затронуты те аспекты, которые позволяют понять связь его с тектоникой или объяснить превращение железисто-кремнистых осадков в кристаллические сланцы, часто имеющие необычный «метасоматический» облик.

Выяснение стратиграфического положения железисто-кремнистых формаций потребовало обобщения данных по тектоническим структурам и стилю тектоники нижнепротерозойской складчатости, который мог оказаться наиболее информативным коррелятивным признаком при анализе достаточно большой территории Кольского полуострова. Анализ формационного содержания этих структур в значительной мере подчинен той же задаче: уточнению структурно-стратиграфических соотношений с сопряженными региональными структурами.

Основной объем исследований приходится на Приимандровский район с самыми крупными на полуострове месторождениями железистых кварцитов. В процессе полевых исследований удалось провести наблюдения и в других районах развития железорудных гнейсов на Кольском полуострове, а также ознакомиться с разрезами Костамукшского месторождения железистых кварцитов в Карелии, разрезами некоторых Криворожских месторождений и месторождений КМА. Для проведения сравнительного анализа и сопоставлений с аналогичными формациями Балтийского и Канадского щитов автору пришлось привлечь обширный литературный материал.

В настоящей работе, кроме того, использовались материалы геологической съемки и поисково-разведочных работ Кольского районного геологоразведочного управления и геологической службы Оленегорского ГОКа, а также материалы тематических работ ряда научных коллективов, в какой-то мере касавшихся железных руд Кольского полуострова.

Структура настоящей работы предполагает последовательное изложение фактического материала, его анализ и синтез. Описание состава железисто-кремнистых формаций вынесено в первую главу с тем, чтобы в начале работы познакомить читателя с объектом исследования и не повторять громоздкую описательную часть в других разделах. Вопросам возрастного положения посвящены главы о типах разрезов и стратиграфической корреляции. Хотя эти вопросы между собой тесно связаны, разделение их мы сочли целесообразным, так как выяснение возраста и осуществление стратиграфической корреляции во многом определяется анализом тектонических структур, которому в свою очередь должно предшествовать рассмотрение характера и типов разрезов.

В процессе подготовки настоящей работы с большой очевидностью выяснилось, что не все поставленные вопросы могут быть освещены равнозначно и с необходимой полнотой для разных районов Кольского полуострова. Прежде всего это относится к Центрально-Кольской, Южно-Печенгской и Затуломской зонам, где данные по стратиграфии и тектонике железисто-кремнистых формаций очень противоречивы и недостаточны.

В подготовке отдельных материалов принимали участие Б. Н. Евдокимов, А. В. Барабанов и Ф. В. Пестерев. Большую помощь в обработке материала и оформлении работы оказала Т. В. Казакова. Коллегам по совместной работе, способствовавшим ее завершению, автор выражает свою благодарность.

На протяжении многолетних исследований по данной теме ощущалась поддержка и помощь многих сотрудников Геологического института Кольского филиала АН СССР. Автор считает своим долгом выразить признательность И. Д. Батиевой, А. П. Белолипецкому, И. В. Белькову, О. А. Беляеву, В. И. Болотову, А. Н. Виноградову, Ю. В. Гончарову, И. В. Давиденко, В. С. Докучаевой, В. Г. Загородному, Е. К. Козлову, С. И. Макиевскому, В. П. Петрову, А. А. Предовскому, П. К. Скуфьину, Ю. Н. Яковлеву.

Полезными были совместные беседы и обсуждения ряда сложных и обычно дискуссионных вопросов с геологами СЗТГУ Б. М. Гринченко, А. Н. Ивановым, Е. В. Литвиной, И. Ф. Мельниковым, В. П. Мальшевым, А. В. Сипицыным, В. В. Шолохневым, геологами Оленегорского ГОКа А. Ф. Хрушким и А. И. Поторопиным. Творческие и деловые контакты, конструктивный подход, безусловно, способствовали решению проблем, рассматриваемых в настоящей работе.

Автор приносит благодарность акад. АН УССР Я. Н. Белевцеву, чл.-корр. АН СССР К. О. Кратцу, проф. Г. И. Каляеву, чл.-корр. АН СССР Г. И. Горбунову, которые взяли на себя труд познакомиться с рукописью и сделали ряд замечаний, часть из них учтена при подготовке работы к изданию. Можно надеяться, что участие широкого круга геологов в обсуждении настоящей работы в какой-то мере способствовало улучшению ее качества.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение рудопроявлений и месторождений железных руд Кольского полуострова тесно связано с геологическим освоением края. Правда, первые упоминания о магнитных железных рудах (Деплоранский, 1895; Морозов, 1901) сделаны задолго до начала систематических геологических исследований. Лишь после работы А. А. Полканова (1911—1917 гг.), обнаружившего выходы железистых кварцитов на берегах Кольского залива, железистые кварциты становятся объектом более чем 50-летних геологических исследований. В начале, до 30-х годов, они носили чисто рекогносцировочный характер и проводились небольшими группами геологов (Виттенбург П. В., С. Конради, А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов, Н. Г. Кассин). Начиная с 30-х годов изучение и освоение железорудных месторождений принимает характер планомерных и значительных по объему геологоразведочных работ.

В Приимандровском районе первое месторождение железистых кварцитов было открыто в 1931 г. О. А. Воробьевой, в то время сотрудником Кольской базы АН СССР. На плато и склонах Большой и Малой Кумужьих варак она обнаружила выходы железистых кварцитов высокого качества, залегающих в амфиболитах и гнейсах. Открытие Оленегорского, Кировогорского, Октябрьского и других месторождений района сделаны в 1932 г. Н. С. Зонтовым, Д. В. Шифиным, А. Ю. Серком. К этому времени относятся первые сведения о стратиграфии и тектонике гнейсо-железорудной толщи района. Д. В. Шифрин (1934) и А. Ю. Серк (1933) связывали образование железных руд с метаморфизмом архейских железистых осадков. Д. В. Шифрин полагал, что месторождения железистых кварцитов слагают ядра сильно сжатых килевидных изоклинальных складок, в которых участвуют и вмещающие гнейсы.

В результате этих работ Кольский полуостров выдвинулся в качестве пока единственной сырьевой базы черной металлургии Северо-Запада. Проблеме освоения природных ресурсов края была посвящена Первая заполярная конференция геологов, состоявшаяся в г. Мурманске в ноябре 1933 г. Одним из основных вопросов, обсуждавшихся на этой конференции, был вопрос об освоении только что открытых Приимандровских месторождений. Геологической характеристике месторождений, вещественному составу руд и вмещающих пород, перспективам Кольского полуострова были посвящены доклады В. К. Котульского, П. Н. Чирвинского, А. Ю. Серка, А. С. Амеландова, Д. Ф. Мурашова, С. В. Константова, Г. П. Быкова, П. П. Соловьева. Однако лишь перед самой Великой Отечественной войной в связи с решением правительства о строительстве Череповецкого комбината был поднят вопрос о постановке детальных работ на Оленегорском месторождении. Часть намеченных работ была проведена, но война приостановила выполнение этих планов.

Большие работы в те же годы проводятся и на Северо-Западе полуострова (М. П. Бархатова, Ю. С. Желубовский, М. Д. Ваганова, Б. А. Наумов, А. С. Пуртов). Здесь, как и в Приимандровском районе, геологи приходят к выводу об осадочно-метаморфическом генезисе руд. Ю. С. Желубовский (1934) сравнивает их с рудами Зюдварангера (Полярная Норвегия) и Кривого Рога.

Первая стройная схема стратиграфии супракрустальных образований Кольского полуострова была предложена А. А. Полкановым (1935). Он полагал, что гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы с железными рудами должны относиться к нижнему архею или свионию. Руды же Зюдварангера А. А. Полканов считал более молодыми, поскольку, как установили Г. Хаузен (Hausen, 1926, 1933) и Я. Седерхольм (Sederholm, 1930, 1932), они подстилаются конгломератами, в гальках которых встречаются олигоклазовые гнейсо-граниты. Седерхольм отнес эту толщу к верхнему архею или ботнию, так же как и железорудные формации Шведской и Финской Лапландии (Кируна, Поркконен—Пахтоваара). Таким образом, только в архее, согласно А. А. Полканову, выделяются две разновозрастные железорудные формации: нижнеархейская (свионийская) и верхнеархейская, или ботнийская. Значительно позже А. А. Полканов выделил еще и катархейскую железорудную формацию, относя к ней выходы магнетитовых кварцитов среди силлиманит-биотитовых и пироксеновых гнейсов оз. Пинкельярв, Репъявр и других участков в Центрально-Кольской зоне (Полканов и Герлинг, 1961). Разумеется, А. А. Полканов выделял и протерозойскую карельскую железорудную формацию, относя к ней железистые кварциты Карелии, которые он считал более молодыми, чем железорудные гнейсы Финляндии.

Представления А. А. Полканова о генезисе железистых кварцитов Кольского полуострова долгое время оставались наиболее популярными среди кольских геологов. Парагенезисы магнетитовых кварцитов с амфибол-пироксеновыми кристаллосланцами, изученные А. А. Полкановым (1935) главным образом в пределах Центрально-Кольской зоны, трактовались весьма своеобразно. Прежде всего он считал, что приоксеносодержащие кристаллосланцы, или так называемые гиперстеновые (пироксеновые) гнейсо-диориты, относятся к раннеархейскому, или катархейскому, интрузивно-магматическому комплексу. Процесс гипомагматического метасоматоза, сопровождавший внедрение «диоритов», воздействовал на те же диориты.¹ При этом порода подвергалась переработке и замещению под воздействием эманаций того же магматического цикла с преобразованием в магнетитовые кварциты. Возникновению магнетитовых кварцитов за счет диоритов предшествовало по схеме А. А. Полканова полное вытеснение кварцем плагиоклаза, биотита и амфибола, перекристаллизация и перемещение магнетита, гиперстена и моноклинного пироксена. Условия образования магнетитовых кварцитов А. А. Полканов считал близкими к условиям образования силекситов.

Так, или примерно так, объясняли генезис железистых кварцитов Северо-Запада большинство геологов СЗТГУ (С. А. Дюков, В. С. Богданова, М. Д. Кадырова и др.). Даже оленегорские железистые кварциты, которые А. А. Полканов всегда считал первично-осадочными, некоторые геологи (М. Д. Кадырова, Ц. Г. Златкинд) считали метасоматическими.

Некоторое усовершенствование метасоматической схемы А. А. Полканова предложил П. К. Скуфьин (1965), который объяснял образование железистых кварцитов Затуломского района за счет гранитизации амфиболитов. Так же рассматривает генезис железистых кварцитов большая группа геологов (А. И. Богачев, В. Н. Кочнев-Первухов, В. А. Горелов и др.), работавших в Южно-Печенгской зоне (Аллареченский район).

Однако подавляющее большинство «метасоматических» магнетитовых кварцитов несут настолько явные признаки метаосадочного происхождения, что серьезная дискуссия по поводу их генезиса в данной работе представляется неактуальной. «Метасоматическую» точку зрения в настоящее время защищает лишь незначительная группа геологов, для ко-

¹ Температура процесса, как полагал А. А. Полканов, была выше гидротермальной и ниже магматической стадии.

торых, как правило, железистые кварциты не являлись объектами специальных исследований.

Совершенно новое научное направление на Кольском полуострове представляют исследования М. С. Точилина (1963). Он доказал, что геохимическая сущность железистых кварцитов настолько специфична, что требует совершенно иной трактовки их генезиса. Прежде всего М. С. Точилин подверг обстоятельной критике так называемую «осадочную» схему, согласно которой железистые осадки образуются в процессе глубокой дифференциации продуктов выветривания и занимают определенное место на идеальном фаціальном профиле осадков (термин Н. М. Страхова). Он считал, что накопление железисто-кремнистых осадков в докембрии возможно лишь при участии активной подводно-вулканической деятельности. Образование железистых кварцитов Кольского полуострова М. С. Точилин связывал с позднеархейской спилито-кератофировой формацией.

В связи с продолжавшимися геологосъемочными и геологоразведочными работами выяснилось, что железистые кварциты в супракрустальных образованиях центральной и северо-западной частей Кольского полуострова развиты очень широко (З. А. Бурцева, М. Д. Кадырова, Л. И. Иванова, О. Н. Анищенко, Е. Д. Чалых, В. В. Носиков, Н. В. Рямзин), Л. Я. Харитонов (Геология СССР, 1958) даже считал, что для кольской серии архея железистые кварциты являются типоморфными членами разреза. Он, вслед за Д. В. Шифриным, полагал, что железистые кварциты залегают в синклинариях. Тем самым вмещающие гнейсы Л. Я. Харитонов относил к самым верхним частям разреза кольской серии, считая их фундаментом карелид, хотя признаков для расчленения гнейсов он не приводил. Он считал, что железорудная часть кольской серии залегают согласно на всей более древней части и дислоцирована той же складчатостью.

Представления о тектонике гнейсо-железорудной толщи складывались на основе работ вначале А. А. Полканова (1939), а затем Л. Я. Харитонova (Геология СССР, 1958). Эти представления, в основе которых лежит идея об альпийском характере складчатости, до настоящего времени являются официально признанными. На этой же основе проведены съемки в Примандровском и других железорудных районах. Так, геологи СЗТГУ (Б. А. Шлайфштейн, Г. А. Ступицкая, Т. Н. Маркитахина) в Примандровском районе наметили четыре типа разрезов, придав им ранги стратиграфических горизонтов. Сложность и неоднородность разреза они объяснили «сложной изоклинальной складчатостью». Однако последовательность напластования и пликвативные структуры доказывались не на основании прямых наблюдений или прослеживания маркирующего горизонта, а выводились друг из друга, образуя замкнутую логическую цепь.

Многие методические трудности объясняются слабой изученностью разрезов железорудных толщ и в том числе самих железистых кварцитов как наиболее надежного маркирующего горизонта. Этим и другим вопросам генезиса железистых кварцитов и посвящены исследования автора (1960—1972 гг.). Фактические материалы и выводы упомянутых исследователей частично использованы автором в настоящей работе или подвергнуты критическому рассмотрению.

На Кольском полуострове, так же как и в Карелии, названия «железорудная фомация» и «железисто-кремнистая фомация» (термин Н. П. Семененко) применялись в качестве синонимов названий «железорудные гнейсы», «железорудная толща». Последние, став привычными, обычно не несут смысловой нагрузки структурно-фаціального (формационного) анализа. Поэтому кажется оправданной инициатива Н. П. Семененко (1956), предложившего для парагенезисов супракрустальных толщ с подосчатými кварцево-железистыми породами докембрия более общее определение — «железисто-кремнистые фомации». Это название само по себе

отражает лишь чисто внешние морфологические особенности данных формаций. Однако оно позволяет как-то отличать их от монотонных гнейсовых толщ, не имеющих в своем разрезе железистых кварцитов. Руководствуясь этим, к железисто-кремнистым формациям Кольского полуострова относятся не только железистые кварциты, но и часть гнейсовых толщ, непосредственно вмещающих железистые кварциты и предположительно связанных с ними парагенетически. Мы пытались показать, что железисто-кремнистые формации включают генетически гомологичные образования, которые могут иметь различный состав, различаться по металлогении, т. е. быть образованными в различной структурно-фациальной обстановке.

Для обозначения железистых пород используется ставший привычным отечественный термин «железистые кварциты». Естественно, этот термин не передает всего существа породы и является собирательным. Но все детали состава железистых кварцитов всегда можно охарактеризовать при их описании. Магнетит-кварцево-силикатные (-грюнеритовые, -биотит-гранат-амфиболовые, -пироксеновые) сланцеватые породы («слаборудные и безрудные кварциты»), в которых силикаты составляют более 30%, справедливо именовать соответствующими сланцами. Такие породы широко распространены в железисто-кремнистых формациях Кольского полуострова. Однако многие геологи, встречая эти породы вместе с типичными тонкополосчатыми железистыми кварцитами и тем более в виде самостоятельных прослоев и называя их сланцами, подразумевают совершенно иную их природу. Действительно, внешний облик, текстура и структура, например, магнетит-гранат-грюнеритовых кварцитов иногда настолько напоминает метасоматиты благодаря крупным кристаллам силикатов и грубой полосчатости, что их бывает трудно сравнивать с обычными магнетитовыми кварцитами. Тем не менее генетически это одни и те же образования, переслаивающиеся и фациально замещающие друг друга и имеющие резкие и контрастные контакты с гнейсами. Во избежание подобных недоразумений название «железистый кварцит» распространяется и на подобные магнетит-силикатные сланцы. Кроме того, среди железистых кварцитов иногда встречаются и почти мономинеральные кварциты. По этой же причине они также рассматриваются в группе железистых кварцитов.

Основную часть железисто-кремнистых формаций составляют различные кристаллические сланцы, которые широко развиты на щитах. Учитывая, что большинство кристаллических сланцев соответствуют «гнейсовой» метаморфической фации или фации альмандиновых амфиболитов, они именовались гнейсами; роговообманковые кристаллические сланцы, содержащие менее 30% роговой обманки, — роговообманковыми гнейсами, более 30% — амфиболитами. Название «кристаллические сланцы» сохраняется за супракрystalльными породами, минеральный парагенезис которых соответствует пироксеновой или гранулитовой фациям метаморфизма. Целесообразность некоторых других петрографических названий (например, лептиты и неллефлиты) будет обоснована в соответствующем разделе текста.

Железисто-кремнистые формации широко развиты в центральной и северо-западных частях Кольского полуострова. Это выяснилось в результате анализа многочисленных геологических и геофизических материалов. Оказалось, что за пределами блока, ограниченного с северо-востока тектонической зоной вдоль границы с Мурманско-Иоканьским массивом гранитизированных пород и гранитов, с востока — разломом вдоль рифтовой зоны Хибин—Контозеро, маркируемым щелочными гранитами, с запада — массивом габбро-анортозитов Главного хребта и границей с породами комплекса лапландских гранулитов, железистые кварциты никем не установлены и, по-видимому, отсутствуют. Этим блоком, имеющим тектонические контакты как с более древними (возможно, к ним

следует относить Мурманско-Иоканьгский массив), так и с более молодыми структурами (по-видимому, карелидами), и ограничено распространение пород железисто-кремнистых формаций. Районирование в пределах выделенного мегаблока произведено не только исходя из географического расположения изучаемых объектов, но и с учетом характерных специфических геологических черт выделяемых зон, их металлогенических особенностей, а также степени изученности. При этом намечены следующие зоны (рис. 1).

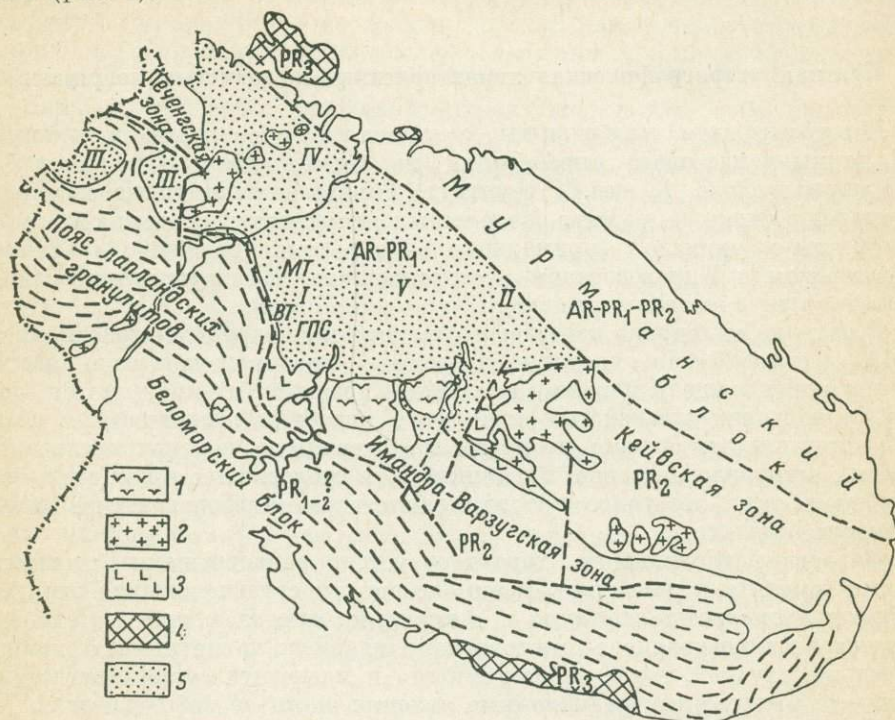


Рис. 1. Обзорная схема соотношений основных структур Кольского полуострова с Кольско-Норвежским железорудным мегаблоком.

1 — щелочные интрузии палеозоя; 2 — щелочные и порфириновые граниты среднего протерозоя; 3 — габбро-анортозитовые и габбровые массивы; 4 — осадки верхнего протерозоя; 5 — площадь развития пород железисто-кремнистых формаций. I — Примандровская зона: ГПС — Главная Примандровская структура, ВТ — Волчьегундровская подзона, МТ — Медвежьегундровская подзона; II — Вороньегундровская зона; III — Южно-Печенгская зона; IV — Затуломская зона; V — Центрально-Кольская зона.

1. Примандровская зона, находящаяся между Хибинами и р. Туломой и ограниченная с запада массивом Главного хребта Монче-, Волчьих и Лосевых тундр. В пределах этой зоны выделяется и рассматривается Главная Примандровская структура, к которой приурочены самые крупные месторождения железистых кварцитов, а также Волчье- и Медвежьегундровская подзоны.

2. Центрально-Кольская зона, сложенная линейными структурами, в строении которых участвуют кристаллосланцы (двупироксеновые, амфиболовые, силлиманитовые) и гнейсы близкого состава.

3. Линейная зона Колмозеро—Воронья, сложенная вулканогенно-осадочными породами одноименной серии (ее именуют также серией поросполмос; Полканов и Герлинг, 1961; В. А. Маслеников, 1963, и др.).

4. Южно-Печенгская зона, расположенная к югу от района распространения среднепротерозойской печенгской серии вплоть до района распространения пород так называемой гранулитовой формации.

5. Затуломская, или Северо-Печенгская зона, расположенная на северо-западном продолжении Центрально-Кольской зоны.

СОСТАВ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Краткая петрографическая характеристика железистых кварцитов

Железистые кварциты с гематитом и магнетитом. По данным массового опробования на Оленегорском месторождении содержится около 12 вес. % гематита. Гематит-магнетитовые кварциты составляют около $\frac{1}{3}$ разреза железистых кварцитов оленегорской линзы. Значительно меньше (примерно $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{8}$) они развиты в Южно-Кахозерском и Кировогорском месторождениях. На других месторождениях гематит в железистых кварцитах не установлен.

В отличие от широко известных гематитовых кварцитов—джеспилитов КМА, Кривого Рога, частично Карелии, характеризующихся присутствием в них тонкодисперсного гематита в красноватых кремнистых слоях, в кольских железистых кварцитах подобная разновидность гематита отсутствует. Однако несмотря на очевидную перекристаллизацию рудных минералов, кварца и силикатов, в железистых кварцитах описываемого типа отчетливо прослеживаются две морфологические разновидности гематита.

Первая разновидность характеризуется равновесными соотношениями гематита и магнетита. Взаимонезависимое расположение этих минералов проявляется частично и в текстуре: иногда можно видеть тонкое чередование кварцево-гематитовых и кварцево-магнетитовых слоев. В тех же случаях, когда зерна гематита и магнетита соприкасаются, на контакте между ними реакционные явления часто не наблюдаются.

В парагенезисе этого типа гематит может образовывать как тончайшие зерна с идеальными сечениями кристаллов с гранями ромбоэдра-пинакоида (1—50 мкм), так и крупные зерна и полиэдрические агрегаты, слагающие рудные слои (0.5—2 мм). Часто тонкие кристаллы гематита проявляют гелицитовую структуру, группируясь в очень тонкие слабо-контрастные микрослои, параллельные главной полосчатости. При этом отдельные зерна кварца могут содержать до 30—40 кристалликов гематита. Крупные кристаллы гематита нередко полисинтетически сдвоены.

Вторая разновидность гематита характеризуется неравновесными соотношениями гематита и магнетита: магнетит замещается гематитом, т. е. проявляется явление мартитизации. Обычно мартитовый гематит появляется сначала по краям зерен магнетита и по мере развития процесса проникает по трещинам, а в полиэдрических агрегатах магнетита — между кристаллами последнего. Сетчатая, петельчатая или скелетная формы мартитизации соответствуют все большей замещенности зерен магнетита гематитом.

Очень важно, что наряду с гематитом второй разновидности всегда присутствует гематит первой разновидности, т. е. равновесный. Таким образом, с вторичным мартитовым гематитом всегда присутствует равновесный с магнетитом гематит. Учитывая, что равновесный гематит не всегда сопровождается неравновесным мартитовым, а обратные явления наблюдаются постоянно, выделенные нами две разновидности гематита должны характеризовать две его генерации. При этом к первой, более ранней генерации, относится гематит, равновесный с магнетитом. Возможно, что

тонковкрапленный в кварце идиоморфный гематит ближе всего характеризует реликтовую структуру кварцитов. Несмотря на перекристаллизацию, его можно считать аналогом тонкодисперсного яшмовидного гематита джеспилитов.

Железистые кварциты с магнетитом. Эти породы составляют главную часть кондиционных железных руд Кольского полуострова. Характерных текстурных отличительных признаков магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты не имеют. Статистически установлена для магнетитовых кварцитов несколько повышенная мощность слоев и повышенное содержание силикатов по отношению к гематит-магнетитовым кварцитам.

Для магнетитовых кварцитов характерен парагенезис магнетит—амфибол—кварц и не установлен вторичный неравновесный гематит, но в отличие от гематит-магнетитовых кварцитов в равновесной ассоциации с магнетитом и амфиболами наблюдаются пирротин, а также гранат и диопсид. Большое разнообразие в составе амфиболов (от куммингтонитов до актинолитов) характерно для магнетитовых кварцитов, тогда как в гематит-магнетитовых кварцитах встречается преимущественно актинолит.

Кроме равновесных соотношений магнетит и амфиболы могут наблюдаться и в неравновесной ассоциации. Довольно часто и примерно так же, как мартитизация в гематит-магнетитовых кварцитах, наблюдается замещение амфиболов (как правило, железистых) магнетитом. Иногда вторичный магнетит, развивающийся по спайности и с краев зерен, оставляет от кристалла амфибола лишь скелет, сохраняющий только форму и незначительные реликты. Часто это обстоятельство ошибочно принимается в качестве одного из основных доказательств метасоматического происхождения магнетитовых кварцитов (Скуфьин, 1965; Кочнев-Первухов, 1970). Мы рассматриваем магнетит 2-й генерации (по амфиболу) в магнетитовых кварцитах в одном ряду метаморфических реакций с гематитом 2-й генерации (мартитом) в гематит-магнетитовых кварцитах (см. гл. V).

Магнетит 1-й генерации, с одной стороны, представляет собой вполне изолированные идиоморфные кристаллы размером от 5 до 200 мкм, группирующиеся в ряде случаев в полоски и слои, а с другой — полиэдрически сростковые агрегаты (анхимономинеральные или в сростках с кварцем и амфиболом), подчеркивающие слоистость породы.

Некондиционные магнетит-силикатные (амфиболовые, биотит-гранат-амфиболовые, гранат-диопсидовые) кварциты. Породы этого типа встречаются в разрезе каждого рудного тела, но особенно характерны для мелких, маломощных и непротяженных тел железистых кварцитов. Эти породы резко отличаются от остальных пород железисто-кремнистого семейства. Прежде всего они грубополосчатые: ширина полос составляет обычно 5—7 см. Иногда кристаллы силикатов, слагающих рудные или полурудные слои, достигают весьма крупных размеров: амфиболы до 3—4 см, гранат и диопсид до 1 см. При этом порода приобретает необычный, несвойственный железистым кварцитам облик, напоминающий породы метасоматического генезиса. Поэтому можно понять геологов, которые противопоставляют гигантозернистые магнетит-силикатные сланцы (мы условились сохранить для них название «кварциты») обычным тонкополосчатым железистым кварцитам, считая первые метасоматическими.

Взаимоотношения силикатов в этих кварцитах сложные. Как правило, равновесные ассоциации грюнерит—гранат (+ диопсид) едва угадываются в реликтах более поздней ассоциации роговая обманка + биотит.

Рудные минералы — магнетит и пирротин — достигают в этих кварцитах соизмеримых объемных количеств, а иногда пирротин даже преобладает. Несмотря на довольно крупный размер кристаллов и агрегатов

роговой обманки, рудные минералы сохраняют полосчатое расположение, причем рудные слои не смещаются при росте кристаллов амфиболов. Такие гелицитовые текстуры и структуры несомненно реликтовые. Иногда существенно силикатные слои будинированы. Будины ориентированы одинаково с направлением линейности силикатов во вмещающих железистых кварцитах, хотя ориентировка силикатов в самой будине, как и в значительной части слабрудных кварцитов, может отсутствовать.

Безрудные грюнеритовые и значительно более редкие анхимономинеральные кварциты. Это крайние члены пород ряда железистых кварцитов. Текстура их широкополосчатая. Полосы сложены серовато-зелеными агрегатами крупнокристаллического кумингтонита, часто замещаемого субщелочными амфиболами. Кроме того, может наблюдаться гранат, салит, карбонат. Рудные минералы — пирротин и магнетит — имеют резко подчиненное значение и не превышают 5%. Грюнеритовые кварциты постепенно могут переходить в анхимономинеральные кварциты. Внешне они кажутся массивными, но под микроскопом благодаря ориентированному расположению тончайшей почти пылевидной рудной вкрапленности угадывается слоистый характер породы.

Химизм железистых кварцитов. Наиболее надежным отличительным признаком выделенных четырех крупных типов железистых кварцитов является коэффициент окисления (или кислородная емкость)

$$O = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$$

Для гематит-магнетитовых кварцитов он всегда выше 0.7. Коэффициент окисления стабилен для магнетитовых кварцитов с высоким содержанием растворимого железа (25%) и колеблется в пределах 0.65—0.70. По мере увеличения содержания амфиболов и снижения доли растворимого железа коэффициент окисления уменьшается. Четкую границу между амфибол-магнетитовыми и слабрудными магнетитовыми кварцитами можно провести лишь условно. Коэффициенты окисления для слабрудных и безрудных кварцитов уже зависят не столько от количества железа, сколько от его минеральной формы, поэтому в этих двух больших типах значение коэффициента окисления определяется присутствием сульфидов, гранатов, амфиболов.

Некоторая зависимость коэффициента окисления и содержания рудного железа (коэффициента железистости) наблюдается для всех типов железистых кварцитов, кроме гематит-магнетитовых, где увеличение коэффициента окисления не приводит к увеличению содержания железа.

Корреляционная зависимость содержаний кремнезема и растворимого железа определяется очень высокими отрицательными связями. Для всех пород ряда железистых кварцитов коэффициент корреляции для этой пары равен минус 0.98—0.99. Для описанных типов он меняется так: —0.93, —0.88, —0.73, —0.34.

Таким образом, чем более многокомпонентной породой становятся железистые кварциты, тем меньше выражена отрицательная корреляционная связь кремнезема и растворимого железа.

Железистые кварциты — малощелочные породы. Естественно, речь идет о тех представителях этого ряда, которые характеризуются равновесными парагенезисами: кварц + гематит + магнетит + актинолит или грюнерит + (гранат + диопсид) + магнетит + кварц, включая промежуточные парагенезисы. Правда, значительная, если не большая, часть железистых кварцитов состоит из неравновесных ассоциаций, из которых поздняя характеризуется большим содержанием щелочей в силикатах. Более подробный анализ распределения щелочей в различных литологических типах железистых кварцитов приводится в гл. V.

Железистые кварциты, особенно высокоокисленные ($O=55-80$), как уже отмечалось ранее (Точилин, Горяинов, 1964), практически стерильны и по сравнению с вмещающими породами почти не содержат эле-

ментов-примесей. В слабобурдных кварцитах содержание малых элементов заметно возрастает по сравнению с высокоокисленными (магнетитовыми и гематит-магнетитовыми).

Интересные методические возможности открывает изучение состава редкоземельных элементов (р. з. э.) в железистых кварцитах (Балашов, Горяинов, 1966). Распределение р. з. э. в различных типах железистых кварцитов, гематите и магнетите позволяет допускать наличие химической дифференциации при накоплении железисто-кремнистых осадков. Обогащение этих осадков тяжелыми (иттриевыми) лантаноидами указывает на значительное участие в накоплении вещества железистых кварцитов глубинного (эффузивного) материала.

Вмещающие супракристалльные породы

Глиноземистые породы. К глиноземистым породам отнесены гранат-слюдяные гнейсы и гнейсы с силлиманитом, ставролитом, кианитом, гнейсы с нодулярной текстурой, а также лептиты. Сюда же относятся и глиноземистые кварциты, найденные пока лишь на Печегубском месторождении, а также существенно турмалиновые кварциты (сланцы), распространённые в полосе Колмозеро—Воронья и Затуломской зоне.

Слюдяные гнейсы с глиноземистыми минералами. Слюдяные гнейсы объединяют несколько разновидностей пород. Гранат-силлиманит-биотитовые грубозернистые сланцеватые обычно полосчатые гнейсы часто имеют характерную порфиробластическую структуру. Она обусловлена крупными до 8—10 мм порфиробластами граната, часто имеющими S-образное строение, напоминающее структуру снежного кома. Минеральные парагенезисы этих гнейсов отражают полиметаморфический характер реакций, при которых за счет плагиоклаза и биотита в присутствии силлиманита образуется гранат, за счет силлиманита и биотита в присутствии кварца — ставролит, за счет граната или силлиманита при избытке щелочей — биотит и мусковит. Подобные реакционные соотношения можно предположить исходя из часто наблюдаемых структурных особенностей этих минералов.

Слюдяные гнейсы с силлиманитом и ставролитом, за исключением менее метаморфизованных аналогов — узловатых порфиробластических ставролит-двуслюдяных сланцев зоны Колмозеро—Воронья, обычно однородные породы без крупных порфиробласт. В состав этих гнейсов входит не менее 6—8 минералов, что очень затрудняет парагенетический анализ таких минеральных ассоциаций. При этом некоторые из названных минералов могут в одной ассоциации иметь различные морфоструктурные особенности. Так, силлиманит может быть четко призматическим и при этом строго ориентированным по линейности; в той же породе он наблюдается и в виде фибролитового агрегата, уже в меньшей степени подчиненного главной ориентировке, а иногда и неориентированного. Ставролит, например, может находиться в плагиоклазовой рубашке в качестве реликтов, а с другой стороны, в той же породе он является самым поздним, образуя порфиробласты с реликтами не только слоистости, но и ранней линейности.

Кварциты (сланцы) с глиноземистыми минералами, обнаруженные пока в разрезе Печегубского месторождения (Горяинов, Макаров, Малышев, 1967), представляют собой белые, сланцеватые, но внешне однородные породы. Тонкая (1—1.5 мм) микрополосчатость обусловлена чередованием ставролит-силлиманитовых полос с существенно кварцевыми. Рудные минералы: пирит, пирротин, магнетит, галенит, сфалерит и рутил также группируются в полосы, совпадающие с глиноземистыми. В этих породах, как и в вышеописанных, установлены две генерации ставролита. Причем в отличие от позднего порфиробластического ранний ставролит, разлагаясь, замещается бледно-голубой шпинелью — герцинитом.

Узловатые порфиробластические ставролит-биотитовые (двуслюдяные) сланцы (с гранатом и кианитом), распространенные среди пород верхней толщи серии полмос (Колмозеро—Воронья), характеризуются крупными (3—7 мм) посткинematическими порфиробластами ставролита с обычной для него реликтовой гелицитовой структурой. Часто кианит, ставролит, биотит, зерна которых не превышают 0.1 мм, группируются в гломеробласты («узелки»), вытянутые вдоль главной линейности. Для этих сланцев типично присутствие обильной рудной пыли (от 1—3 до 30—50 мкм). В основном это магнетит, а также ильменит и сульфиды. Кроме рудных минералов ставролит-биотитовые сланцы содержат тончайшую, но обильную турмалиновую вкрапленность. Турмалин вместе с рудной пылью локализуется в самостоятельные очень тонкие полоски без четких границ, отличающиеся от соседних полосок количеством этих минералов. Среди существенно кварцевой основной ткани некоторые зерна имеют резко остроугольную форму, характерную для туфогенов.

Глиноземистые гнейсы очковой или нодулярной текстуры отличаются от описанных весьма специфической текстурой (Горяинов, 1970в). Она обусловлена присутствием в обычной гранобластовой основной ткани слабоовальных или вытянутых по главной линейности светлых нодулей с внешне четкими контурами. Размер их не превышает 3—4 см, но чаще составляет 1—2 см, но может быть и значительно меньшим (2—5 мм). Состав нодулей фибролит-кварцевый, на границе с биотитовой основной тканью появляются ставролит и гранат. О возможном присутствии в составе нодулей плагиоклаза указывают его единичные реликты, замещаемые кварцем и фибролитом, и кальцит, отражающий аортитовую составляющую плагиоклаза. Появление неравновесной ассоциации микроклин—мусковит, приводящей к почти полному замещению кварцево-фибролитового агрегата мусковитом, а минералов основной ткани — микроклином и альбитом, относится к регрессивному этапу метаморфизма и имеет локальный характер. Об исходном составе нодулей некоторых гнейсов этого типа можно судить и по наличию псевдоморфоз граната, сохраняющих лишь небольшую (не более $\frac{1}{3}$ объема нодуля) часть пойкилобластического кварца (Горяинов, 1971б). Интересны литологические особенности нодулярных гнейсов. Во-первых, они приурочены к горизонтам гнейсов с глиноземистыми минералами и образуют хорошо коррелирующиеся пласты мощностью от 1 до 20 м. Они могут переслаиваться с массивными гнейсами или даже с железистыми кварцитами. Во-вторых, они полосчатые. Полосчатость обусловлена параллельным расположением ориентированных по гнейсовидности зон, сложенных нодулями разного размера. Удалось наблюдать случай, когда гнейсовидность пересекает первичную полосчатость нодулярных гнейсов (Точилин, Горяинов, 1964; рис. 43).

Турмалиновые сланцы, имеющие плотное почти сливное сложение и черный цвет и образующие небольшие (0.8—3 м) линзы в глиноземистых гнейсах, залегают в непосредственной близости от пластов железистых кварцитов (оз. Б. Урагубское, Затуломская зона). Турмалиновые сланцы не связаны с жильными гранитоидами или с какими-либо метасоматическими зонами. Их контакты с вмещающими гранат-биотитовыми гнейсами четкие, контрастные. Турмалиновые сланцы обнаруживают тончайшую микрослоистость (0.2 мм), обусловленную дифференцированным расположением турмалина. На регрессивной стадии метаморфизма турмалин подвергается незначительному замещению биотитом. Присутствие турмалина в описываемых сланцах обусловлено высоким содержанием в исходной породе аутигенного бора. Содержание турмалина, пересчитанное на V_2O_5 , достигает 6 вес. %.

Слюдяные лейкократовые тонко- и мелкозернистые однородные гнейсы (кристаллосланцы) — лептиты. Под этим названием рассматриваются породы лейкократового облика и существенно кварц-полевошпатового состава. Они или тонкозернистые и

тогда соответствуют классическому определению термина, или перекристаллизованные и по зернистости приближаются к гнейсам. В этом случае они могут быть названы лептитовыми гнейсами (Geijer, Magnusson, 1944). Появление последних среди собственно лептитов обусловлено влиянием бластеза и мигматизации, вызывающей перекристаллизацию субстрата. Вследствие того что химические составы субстрата и метатекта очень близки, зоны экзоконтактов пегматитов в лептитах часто бывают очень широкие, расплывчатые — теньевые.

Переходы лептитов, т. е. пород, у которых отсутствуют явные признаки линейности, в линейные разгнейсованные породы того же состава, документированные как биотитовые гнейсы, отмечаются часто и вне зон влияния гранитизации. К этим участкам относятся зоны проявления дифференциальных движений, параллельных главной северо-западной линейности. В этих зонах все супракрустальные породы, а не только лептиты, характеризуются резко выраженной сланцеватостью, гнейсовидностью.

Петрогенетические признаки лептитов наиболее детально изучены в Примандровском районе (Горяинов, 1967, 1970в, 1971б). В других районах Кольского полуострова эти породы известны под иными, часто сомнительными названиями (кварцито-гнейсы и гранито-гнейсы в Южно-Печенгской зоне, порфиroidы в зоне Колмозеро—Воронья). Но и в самом Примандровском районе, где разведочные работы позволяли детально прослеживать и изучать вещественный состав и условия залегания лептитов, они долгое время рассматривались как интрузивные породы: их называли то плагиогранитами, то разгнейсованными аплитами или даже гранито-гнейсами. Действительно, по чисто внешним признакам (цвет, текстура, состав) лептиты имеют много общего с породами гранитоидного облика. Однако супракрустальный характер лептитов, входящих в состав железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова, вполне очевиден. Об этом говорят следующие убедительные факты:

- 1) довольно четкая стратиграфическая позиция пластов значительной мощности;
- 2) наличие прослоев с четкими контрастными контактами во вмещающих гнейсах и железистых кварцитах и наоборот;
- 3) наличие реликтовых структур кислых вулканитов;
- 4) отсутствие апофиз и какого-либо контактового воздействия лептитов на вмещающие породы;
- 5) изофациальные парагенезисы метаморфических минералов в лептитах и вмещающих породах;
- 6) более древний возраст лептитов относительно всех наблюдаемых интрузивных тел гранитного состава (последние прорывают и воздействуют на лептиты).

Гранобластовые структуры лептитов не отличаются большим разнообразием. Тонкозернистая основная ткань (0,05—0,2 мм), состоящая главным образом из плагиоклаза и кварца, обычно не обнаруживает явно ориентированного расположения. Лишь биотит или силлиманит, да микроструктурный анализ кварца позволяют увидеть в лептитах признаки тектонитов. Равновесная ассоциация гранобластовых лептитов предельно проста: олигоклаз—кварц—биотит. Появление мусковита, хлорита, эпидота—клиноцоизита, а также микроклина в реакционных структурных соотношениях с равновесными минералами фиксирует начало регрессивных реакций в условиях избытка щелочей. Но в ряде случаев присутствие микроклина в основной ткани лептитов, иногда даже обильного, не сопровождается разложением равновесных минералов. Если «неравновесный» микроклин часто сопровождается мирмекитами, растущими явно за счет зерен плагиоклаза, то «равновесный» микроклин не вызывает появления мирмекитов. Таким образом, кроме кварцево-олигоклазовых лептитов, или натровых лептитов, пользуясь терминологией шведских гео-



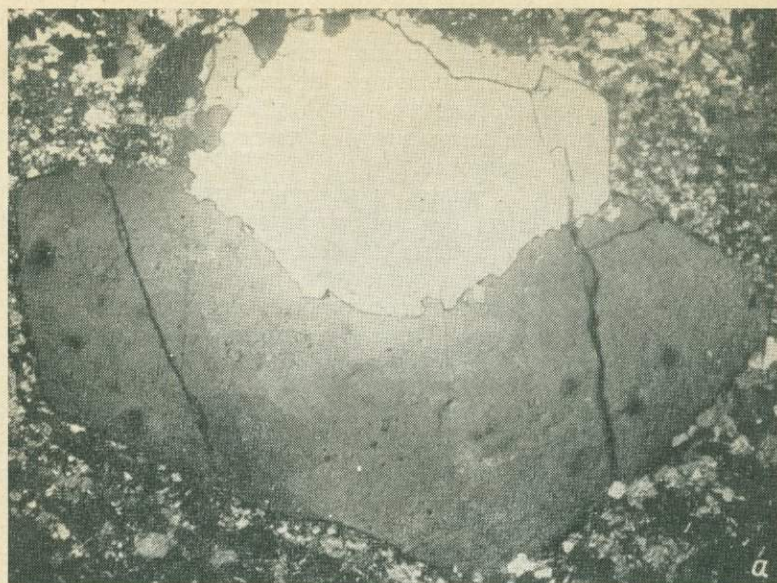


Рис. 2. Реликты кварцевых вкрапленников в лещитах («порфириодах») по кварцевым порфирам. Линза среди амфиболитов Вороньегундровской зоны. Колл. В. И. Болотова.

а — слабдеформированный вкрапленник, *б* — расплющенные вкрапленники.
Увел. 22, николи скрещены.

логов (Geijer, 1934; Ödman, 1956), в разрезах можно встретить кварцево-плагиоклаз-микроклиновые лептиты (или калиевые лептиты), состав которых обусловлен химизмом исходных пород.

Степень сохранности реликтовых структур в лептитах железисто-кремнистых формаций полуострова в целом ничтожна, но неравномерна, поэтому иногда среди перекристаллизованных лептитов можно встретить отчетливые реликтовые структуры. Прежде всего и в основном лептиты несут признаки кислых и средних вулканитов (рис. 2 и 3). Подробное петрологическое описание реликтовых структур лептитов приведено в ряде специальных публикаций (Горяинов, 1967, 1970в, 1971а, 1971б).

В тех случаях, когда удавалось наблюдать переходы лептитов от зон слабого проявления дифференциальных движений к зонам сильного раз-

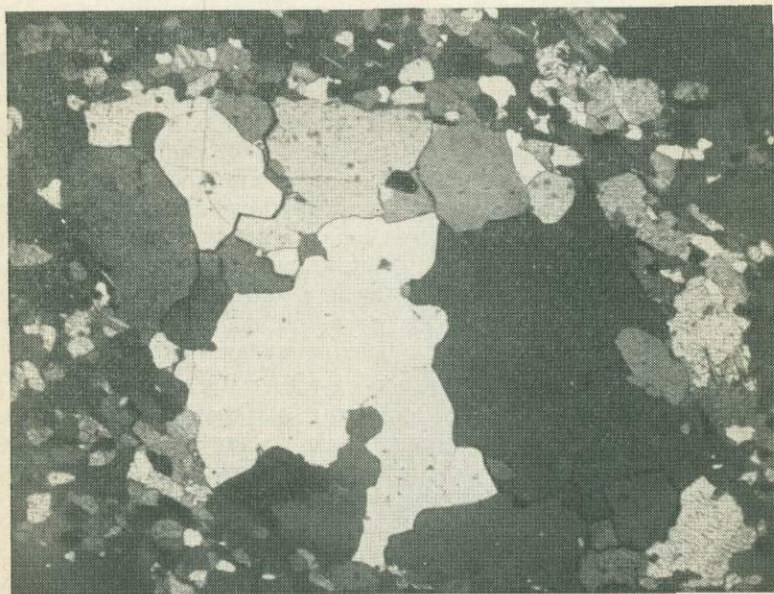


Рис. 3. Бластопорфировый биотитовый лептит с реликтами дипирамидального кварцевого вкрапленника. Увел. 25. Николи +.

вития тектонитов и мигматитов, устанавливалось, что лептиты вначале превращаются в лейкократовые биотитовые гнейсы, затем в них появляется порфиробластический гранат и даже силлиманит. Тогда они становятся неотличимы от типичных глиноземистых гнейсов, геологическая позиция которых во многом сходна с лептитами.

Известково-железистые породы. К известково-железистым породам прежде всего отнесены хотя и малораспространенные, но типичные для этого типа кальцифиры, залегающие как в гнейсах, так и в железистых кварцитах. Кроме них, к этому типу относятся «основные» кристаллические сланцы, роговообманковые и жедритовые амфиболиты и гнейсы с биотитом, гранатом, а в некоторых парагенезисах с клинопироксеном и гиперстеном.

Кальцифиры. В эту группу входят разнообразные по минеральному составу породы, содержащие от 10—12 до 20% щелочноземельных окислов.

1. Собственно кальцифиры могут быть либо анхимономинеральными андрадитовыми, салитовыми, эпидотовыми, либо иметь сложный состав — андрадит-роговообманково-салитовый, эпидот-салитовый, кальцит-эпидот-скаполитовый. Иногда кальцифиры содержат кварц и воластонит. Каль-

цифиры не образуют мощных пластов ни в гнейсах, ни в железистых кварцитах. Обычно это маломощные (0.5—1.5 м) будинированные вдоль линейности линзы. Несмотря на специфический «скарновый» облик и гигантозернистое сложение, кальцифиры сохраняют признаки слоистости.

2. Значительно большим распространением пользуются кальцифиновые гнейсы и амфиболиты.

Кальцифиновые гнейсы тесно ассоциированы с глиноземистыми гнейсами и залегают над железистыми кварцитами. В отличие от обычных биотитовых гнейсов и лептитов кальцифиновые гнейсы имеют четкую слоистую текстуру, которая обусловлена тонкими (3—5 см) прослоями кальцита и в меньшей степени доломита.

Кальцифиновые амфиболиты — это однородные массивные породы, внешне очень похожие на обычные роговообманковые амфиболиты. Отличаются от последних сложной неравновесной полиминеральной ассоциацией: роговая обманка—диопсид (салит)—эпидот—цоизит—биотит, гранат—кальцит—сфен—куммингтонит—альбит и битовнит—кварц. Эта ассоциация включает несколько парагенезисов. Причем парагенезис роговая обманка—плагноклаз—пиральспит и роговая обманка—плагноклаз—биотит является более ранним, чем парагенезис диопсид (салит)—эпидот—кальцит (+сфен+кварц+микроклин). Появление неравновесных ассоциаций обусловлено привнесом в породу щелочей, которые и вызвали разложение роговой обманки и плагноклаза. Прорастание роговой обманки диопсидом иногда воспринимают как последовательное нарастание метаморфизма. На самом деле диопсид вместе с кальцитом, сфеном, эпидотом образует характерную «скарновую» ассоциацию, идентичную регрессивным ассоциациям в породах других изохимических рядов.

Амфиболсодержащие кристаллические сланцы (гнейсы и амфиболиты). Это одна из самых представительных групп супракристалльных пород, входящих в состав железисто-кремнистых формаций. Все разнообразие амфиболсодержащих кристаллических сланцев определяется главным образом первично-литологическими факторами.

1. Роговообманковые амфиболиты и гнейсы. Почти повсеместно роговообманковые амфиболиты имеют двухкомпонентную равновесную ассоциацию — обыкновенная роговая обманка и андезит. Простота состава, несомненно, свидетельствует о том, что образование исходной породы протекало в условиях, приближающихся к равновесным. По мере уменьшения содержания роговой обманки для некоторых амфиболитов отмечается заметное присутствие кварца. Переходы амфиболитов в амфиболовые гнейсы почти неуловимы и петрогенетически трудно воспроизводимы. Некоторые полосчатые амфиболиты, особенно если они слабо раскристаллизованы, обладают признаками ритмичного строения, на что в некоторых образцах указывает распределение роговой обманки в темных полосах. Наряду с кварцем полосчатые амфиболиты содержат биотит и гранат. По-видимому, часть полосчатых амфиболитов могла иметь первично-туфогенную природу. Речь идет, разумеется, лишь о части полосчатых амфиболитов, поскольку в ряде случаев в них угадываются реликты амигдалоидных текстур, хотя как будто бы они больше свойственны массивным амфиболитам. В роговообманковых породах зоны Колмозеро—Воронья, метаморфизованных в фации эпидотовых амфиболитов, можно встретить реликты офитовых структур. При этом гранобластовая андезит-роговообманковая основная ткань благодаря характерному расположению светлых и темных участков приобретает облик офитовой структуры. Используя массовые замеры состава плагноклаза в полосчатых и однородных амфиболитах, а также данные химических анализов, можно предположить, что полосчатые амфиболиты — это более кислые породы, чем однородные.

2. «Овоидные» амфиболиты. Под таким названием описаны своеобразные породы, встречающиеся в разрезе Вороньетундровской зоны. Своеобразие этих пород состоит в наличии различных угловатых (изометричных или резко неправильной формы) обломков лейкократовых пород в андезин-роговообманковой основной ткани (рис. 4). Иногда (как, например, на горе Охмыльк) удается видеть переход от миндалекаменных метабазитов к овоидным, причем в породе одновременно присутствуют и миндалины, и обломки, в начале интервала обычно мелкие. Некоторые обломки достигают крупных размеров — до 0.2—0.3 м, но обычно они имеют 5—10 см в поперечнике. Состав обломков довольно однообразен — это плагиоклазиты (анортозиты?).

«Овоидные» амфиболиты представляют собой взрывную брекчию (вулканический конгломерат), обломки в которой, как мы предполагали (Горяинов, 1970б), представлены глубинными дифференциатами излившихся базальтоидов либо фрагментами более древних структур, а цемент — лавой основного состава.

3. Жедритовые амфиболиты (и гнейсы). Кристаллические сланцы этого состава (жедрититы) образуют небольшие по

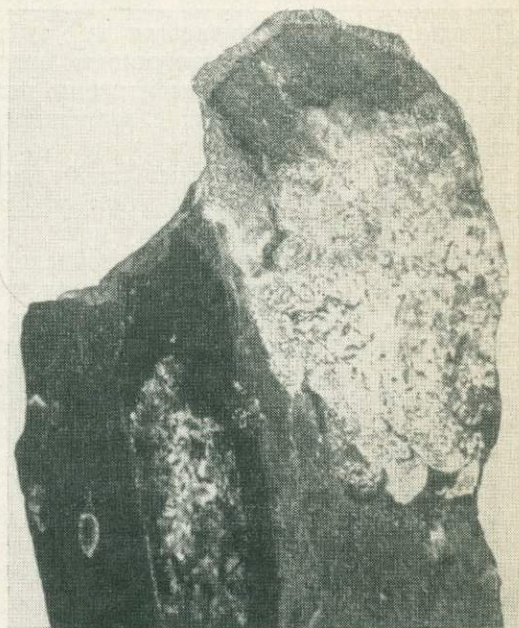


Рис. 4. Вулканический «конгломерат» (брекчия) — «овоидный амфиболит». Частично приполированный штупф. Воронья тундры, гора Охмыльк.

мощности и протяженности линзы среди полосчатых роговообманковых амфиболитов и гнейсов, а также глиноземистых гнейсов и лептитов (Горяинов, Козлов, Латышева, 1969).

Для понимания генезиса жедрититов следует обратиться к следующим характерным признакам этих пород:

- 1) пластовый характер залегания;
- 2) устойчивая парагенетическая ассоциация пород, определяющая стратиграфическую приуроченность жедрититов главным образом к надрудной толще, а в ряде разрезов — и к основанию железорудной толщи (Октябрьское месторождение);
- 3) чередование с лептитами, гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами;
- 4) наличие тонкой равномерной титаномагнетитовой вкрапленности, обычно свойственной изверженным породам ультраосновного и основного состава;
- 5) сходство валового химического состава жедритита с составом изверженных магнезиально-железистых пород — пикритов.

Все эти признаки могут характеризовать вулканы ультраосновного и основного состава или их туфы, образующие обычно маломощные потоки или серию потоков (прослоев). Жедрититы могут оказаться высокометаморфизованными аналогами широко известными в Криворожье тальковых сланцев, генезис которых также связывают с метаморфизмом ультраосновных вулканитов (Половинкина, 1953).

Петрохимические особенности и генезис супракристалльных пород. В предыдущих работах (Точилин, Горяинов, 1964; Горяинов, 1969б) для целей петрогенетического анализа мы использовали диаграмму Ниггли, которая, по нашему мнению, является наиболее объективной. Некоторые другие диаграммы (Симонена, например), хотя и учитывают основной принцип метода Ниггли (в разной степени его модифицируя), но составлены так, что демонстрируют очевидное предпочтение «осадкам». Часто оказывается, что породы, особенно кислые, с достоверными признаками эффузивов попадают в поля осадков. Диаграмма Ниггли в этом смысле наиболее универсальна, хотя и имеет, по-видимому, меньшие разрешающие возможности, чем некоторые другие. Весьма удачной модификацией метода Ниггли представляется диаграмма де ля Роша (Rosche, 1968), получившая за рубежом широкую известность. Она удобна для большой совокупности анализов и при этом достаточно объективна. Ниже кратко рассмотрены петрохимические особенности пород, главным образом в связи с возможностями реконструирования протосоства.

Лептиты — это в значительной мере кислые, реже средние породы, близкие по составу риолит-дацитам. Среди кольских лептитов весьма ограниченное распространение имеют щелочные кислые породы. Судя по структурам, среди лептитов преобладают кварцевые порфиры, кварцевые кератофиры, а также альбитофиры или плагиопорфиры (по номенклатуре А. Н. Заварицкого, относящиеся к трахитам или даже кератофирам). На диаграмме де ля Роша они дают довольно большое поле с двумя статистическими максимумами, свойственными щелочным лептитам Швеции и нормально щелочным лептитам Кольского полуострова (рис. 5).

Одной из интересных петрохимических особенностей лептитов является довольно постоянное суммарное содержание щелочей, равное 7.5—8%. Как показал М. Х. Батти (1963) на основании обработки анализов кератофиров и риолитов подвижных зон различного возраста, для них чрезвычайно характерно выдержанное суммарное количество щелочей, близкое 8%. Согласно Батти, натрий-калиевое отношение в кератофирах и риолитах может при этом меняться довольно широко. На эту деталь обращено внимание в связи с тем, что Х. Офтедаль (Ofte Dahl, 1958), ссылаясь на различное натрий-калиевое отношение в лептитах, предполагал, что они образованы за счет пирокластического материала. Он считал, что порфировые вкрапленники в них обязаны кристаллизации и росту из горячего пепла, а лептиты рассматривал как метаморфизованные кислые туфолавы — игнибриты. Однако вопрос этот неясен, поскольку даже молодые и современные игнибриты часто устанавливаются с большим трудом (Малеев, 1963). Важно то, что принадлежность лептитов к кислым излившимся породам или их взрывным аналогам на основании изучения химизма как будто бы устанавливается. Она подтверждается и прямыми наблюдениями над реликтовыми структурами.

Известково-железистые породы, представленные так называемыми основными кристаллическими сланцами (амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, пироксеновыми гнейсами), соответствуют основным, реже средним вулканитам (базальтам, андезитам). Специально проблема конвергентности этой группы пород не обсуждается. Однако сейчас уже многим литологам, изучающим докембрий, стало ясно, что метаморфизм карбонатных пород не может дать в итоге роговообманковые амфиболиты, как считал Т. Барт. Амфиболиты своим присутствием в разрезе, скорее всего, указывают на значительное участие в формировании толщи основного вулканизма. На принадлежность пород всей этой группы к основным метавулканитам (туфам) указывает распределение фигуративных точек их состава на диаграмме Ниггли (рис. 6).¹ На диаграмме

¹ Рис. 6, а также 7, 8, 13—15, 19, 20, 23, 25, 27, 30—32, 37, 51 см. на вкладках.

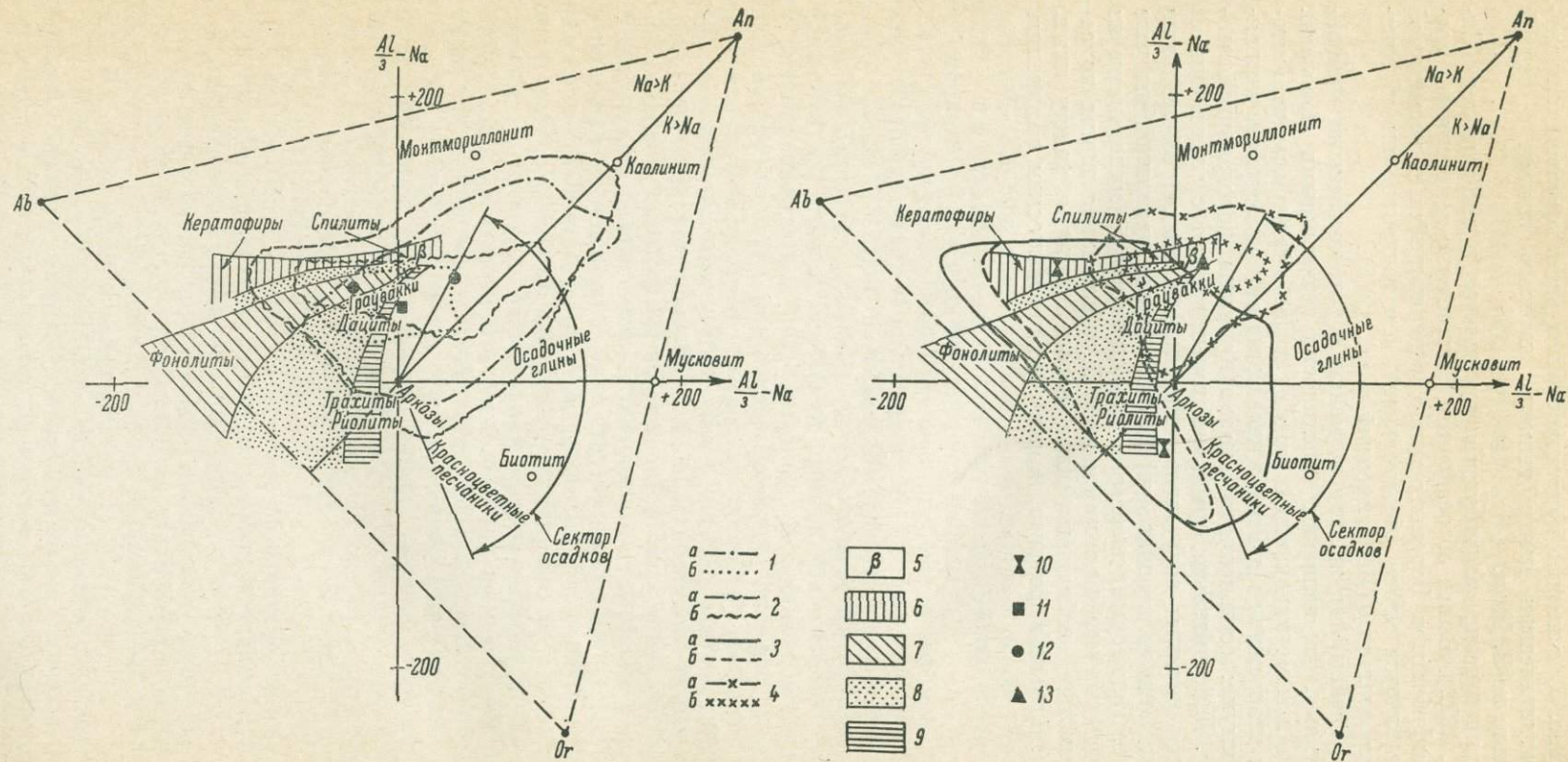


Рис. 5. Использование петрохимической диаграммы де ля Роша (Rosche, 1968) для реконструкции протосостава супракратальных пород железисто-кремнистых формаций.

Поля фигуративных точек: 1 — биотитовых гнейсов (140 анализов; a — 100% точек, b — 70% точек); 2 — гнейсов с глиноземистыми минералами (90 анализов; a — 100% точек, b — 70% точек); 3 — лептитов Кольского полуострова и Швеции (30 анализов; a — 100% точек, b — 70% точек); 4 — основных кристаллосланцев — амфиболитов, амфиболовых гнейсов и пироксеновых гнейсов (170 анализов; a — 100% точек, b — 70% точек); 5 — фигуративная точка среднего базальта по Дэли; 6 — поле вулканитов спилито-кератофирового типа; 7 — поле вулканитов повышенной щелочности (натровых); 8 — поле вулканитов нормальной щелочности (промежуточных); 9 — поле вулканитов известково-щелочного-толейитового типа. Статистические центры тяжести полей фигуративных точек: 10 — лептитов (2 центра); 11 — биотитовых гнейсов; 12 — глиноземистых гнейсов (2 центра); 13 — основных кристаллосланцев.

де ля Роша (рис. 5) основные кристаллосланцы дают довольно компактное поле, статистический центр тяжести которого совпал с точкой среднего базальта по Р. Дэли.

В объяснении генезиса амфиболитов существует и иной подход (Сидоренко и др., 1972). Вывод об осадочном (терригенно-хемогенном) происхождении амфиболитов Вороньих тундр, содержащийся в упомянутой работе, представляется менее убедительным, чем точка зрения об отнесении их к metabasalts (Белолипецкий и др., 1972).

Бiotитовые гнейсы, так же как и гнейсы с глиноземистыми минералами, по-видимому, не являются генетически идентичными породами. Среди них есть как метавулканиты (или их туфы), так и осадки. Интересно, что на диаграмме де ля Роша в поле глиноземистых гнейсов выделяется два максимума: один попадает в поле эффузивных пород, другой тяготеет к осадкам. Действительно, среди некоторых гнейсов с силлиманитом устанавливаются реликты эффузивов. Переход лептитов в слюдяные гнейсы с силлиманитом в зонах дифференциальных движений мы уже отмечали выше. Некоторые гнейсы с глиноземистыми минералами из толщи слюдяных гнейсов Примандровского района аналогичны по составу глиноземистым гнейсам из свиты порос. Аналогия между ними, по-видимому, не только в генезисе, но и в стратиграфическом положении.

ГЛАВА II

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Характерной особенностью большинства разрезов железорудных толщ является их невыдержанность. Она проявляется не только в том, что трудно найти два разреза с совершенно одинаковым набором пород, но и в том, что даже в близко расположенных разрезах мощности выделяемых пород меняются весьма резко.

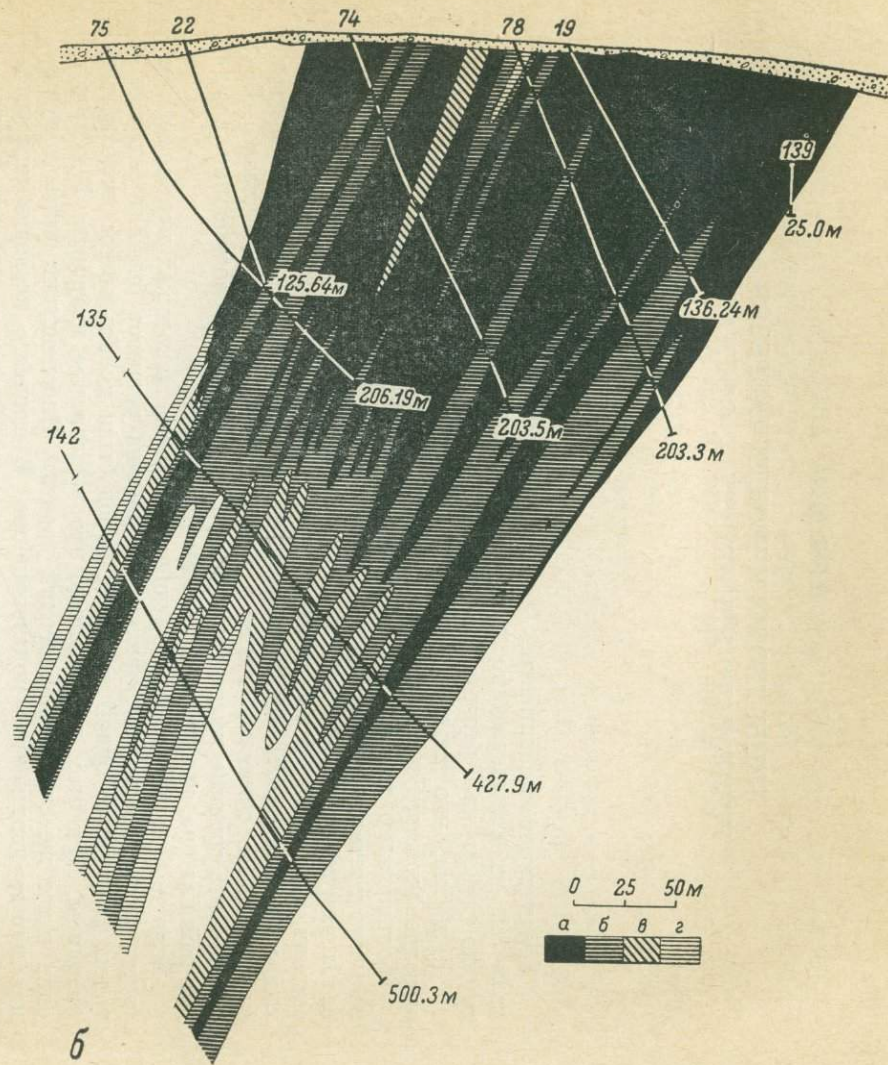
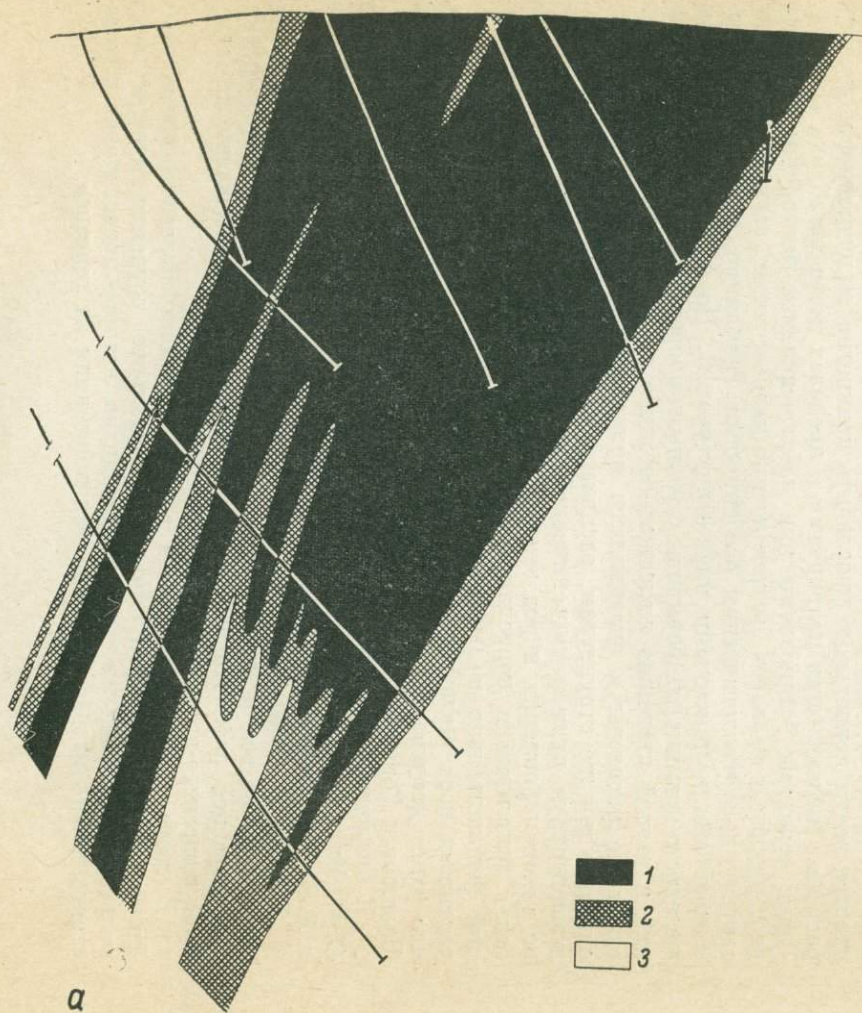
Большинство имеющихся разрезов железисто-кремнистых формаций не могут претендовать на полноту и исчерпывающую представительность, необходимую для суждения об объемах и границах формаций. Причина состоит в том, что большинство границ имеют тектоническую природу или совсем не обнажены. Еще сложнее с определением верхних границ формаций. По существу лишь в одном месте — полосе Колмозеро—Воронья — эта граница имеет достаточные геологические обоснования, в других районах она, как правило, предположительна.

Если не учитывать маркирующее значение некоторых пород, то при таких обстоятельствах корреляция и анализ разрезов был бы затруднителен. В качестве одной из таких пород были использованы железистые кварциты. При этом допускалось, что железистые кварциты фиксируют один и тот же стратиграфический уровень. Впоследствии такое допущение нашло достаточное подтверждение. В процессе исследований установлено, что несмотря на сложное мозаично-блоковое строение региона, удастся почти непрерывно проследить конкретно выделяющийся уровень разреза с железистыми кварцитами в пределах всего мегаблока (рис. 1). Такие переходы установлены при наблюдающемся повторении сходных черт разреза в казалось бы совершенно разных зонах, если судить по их структурно-морфологическим особенностям (например, с конформно-изометричными и линейными план-структурами). Но и, наоборот, разрезы железисто-кремнистых формаций с разным набором элементарных ассоциаций и разной степенью железисто-кремнистого оруденения испытывают взаимные переходы и оказываются приуроченными к сходным и даже одним и тем же структурам, располагаются на простирании друг друга, демонстрируя пример тектонической неоднородности зоны по латерали во время накопления пород этих формаций. Последующее рассмотрение стиля тектоники и корреляции разрезов железисто-кремнистых формаций дополнительно к высказанным рассуждениям убеждает в одновозрастности всех железисто-кремнистых формаций в пределах мегаблока, что ранее допускалось в порядке постановки вопроса (Горяинов, 1968а; Балашов и Горяинов, 1966, и др.).

К аналогичному выводу независимо от наших исследований приходит С. И. Макиевский (1973). Эту точку зрения разделяют В. Г. Загородный и А. А. Предовский (Бельков и др., 1970).

В разрезе самой формации тела железистых кварцитов относительно друг друга не всегда располагаются на одном стратиграфическом уровне. Последующее рассмотрение разрезов раскрывает эти особенности строения железисто-кремнистых формаций.

В свете изложенного выше анализ строения железисто-кремнистых формаций должен предусматривать детальное изучение прежде всего разрезов тел самих железистых кварцитов, которое представляет и самостоятельный интерес, особенно для понимания их генезиса.



Железистые кварциты

Неотъемлемым признаком строения тел железистых кварцитов является их зональное строение (Горяинов, 1968б, 1969а, 1972б). Оно выражается в неоднородно-зональном распределении в рудных телах содержания железа и других породообразующих элементов. Зональность проявляется также в закономерном распределении литологических разновидностей железистых кварцитов в вертикальном и латеральном направлениях. Рассмотрим характерные черты строения тел железистых кварцитов на примере наиболее изученных месторождений Приимандровского района — Оленегорского, Комсомольского, Октябрьского и Южно-Кахозерского.

Оленегорское месторождение. Линза железистых кварцитов этого месторождения является самой крупной из известных на Кольском полуострове. При протяженности на поверхности около 4 км она имеет неодинаковую мощность: от 20—30 м на флангах до 250—300 м в центре. При этом уменьшение мощности в юго-восточном направлении происходит постепенно и сопровождается появлением в разрезе тела железистых кварцитов прослоев биотитовых гнейсов или лептитов. Окисные зоны (гематитовая, гематит-магнетитовая и магнетитовая) смещены относительно центра линзы к северо-западу (рис. 7). Всего в оленегорской линзе выделены 7 зон:

- | | | |
|------------------------------|---|-----------------------------------|
| 1) гематитовая | } | рудные кварциты, Fe > 27 % |
| 2) гематит-магнетитовая | | |
| 3) магнетитовая | | |
| 4) магнетит-силикатная | } | слаборудные кварциты, Fe — 20—27% |
| 5) силикатная | | |
| 6) сульфидно-силикатная | } | безрудные кварциты, Fe — 5—20%. |
| 7) монокварцевая, сульфидная | | |

Именно в этом порядке зоны сменяют друг друга по латерали линзы. Примерно так зоны располагаются в вертикальном разрезе линзы. При этом разрез тела железистых кварцитов по набору зон асимметричен: во-первых, гематитовая и гематит-магнетитовая зоны занимают не середину пласта, а смещены к верхней части; во-вторых, безрудные зоны — сульфидная и сульфидно-силикатная — обычно размещены только в нижней части пласта железистых кварцитов.

Наименее дифференцирована центральная (в продольном сечении) часть линзы: здесь в разрезе наблюдается лишь 2—3 (рудные) зоны. По мере приближения к флангам тело железистых кварцитов дифференцируется, дополняясь все более слаборудными зонами (рис. 7, б). Замыкание зональности заметно не только на продольных разрезах или плане Оленегорской линзы, но и на поперечных разрезах. Оно происходит не только по падению, но и по восстанию пластового тела (рис. 8, а, б; 9, а, б). Хотя для рудного тела Оленегорского месторождения фактически нет такого поперечного пересечения, в котором бы наблюдались все семь зон, их последовательное закономерное расположение в разрезе сомнений не вызывает. Полный или идеальный разрез должен характеризовать один осадочный цикл.

При этом оказывается, что этот идеальный цикл, предполагаемый в Оленегорском рудном теле, как бы наращивается от северо-западного к центральному, далее к юго-восточному флангу, где он усложняется.

Рис. 9. Литолого-геохимический разрез рудного тела Оленегорского месторождения по профилю 48.

а — литологические типы железистых кварцитов: 1 — гематит-магнетитовые, 2 — магнетитовые, 3 — магнетит-силикатные; б — литолого-геохимическое расчленение железистых кварцитов по содержанию растворимого железа (в %): а — > 37, б — 32—37, в — 27—32, г — 20—27.

Если же судить по тому, что в юго-восточной части тела, где намечается его выклинивание, оно распадается на ряд самостоятельных пропластков (ритмов) с не менее четко выраженной зональностью в каждом, то можно считать однородность тела в центральной части кажущейся. Ее можно объяснить интерференцией отдельных ритмов, четко наблюдаемых на юго-востоке и незаметных в центре и отчасти на северо-западном фланге, где скорость накопления была такова, что затухивала последствия пульсации. И, наоборот, на юго-восточном фланге — в зоне выклинивания — процесс как бы растягивался по времени (по вертикали): здесь появляются все новые низкоокисленные фациальные зоны железистых осадков, затем ритмы и, наконец, между ритмами появляются туфогенные (?) осадки (гнейсы).

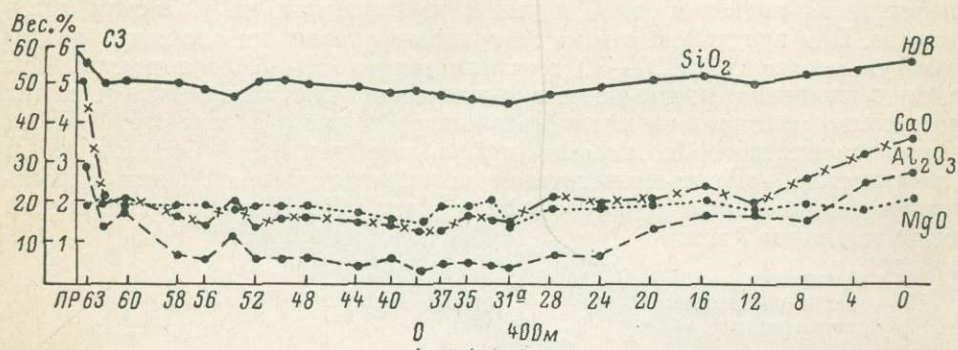


Рис. 10. Распределение средневзвешенных содержаний нерудных компонентов железистых кварцитов на продольном профиле Оленегорского месторождения. Составлен А. Н. Ивановым и П. М. Горяиновым по данным около 6000 рядовых и групповых проб.

В соответствии с описанной выше тенденцией распределяются и другие главные компоненты железистых кварцитов (рис. 10).

Таким образом, особенности строения рудного тела Оленегорского месторождения, особенности литологии и геохимии железистых кварцитов показывают, что рудное тело имеет линзовидную форму и характеризуется замкнутой зональностью.

Комсомольское месторождение. Линза железистых кварцитов этого месторождения находится в 8 км на юго-восточном простирании от Оленегорского месторождения. Ее протяженность 2,4—2,7 км при мощности 10—30 м на юго-восточном фланге и 100—150 м на северо-западном (рис. 11). Вблизи профиля 10 проходит мощный поперечный разлом, к северо-западу от которого (профиль 6) развиты преимущественно слаборудные и безрудные кварциты, чередующиеся с гнейсами. Однако в этом сечении суммарная мощность толщи, содержащей железистые кварциты (правда, вместе с гнейсами), является наибольшей и достигает почти 200 м. К юго-востоку линза железистых кварцитов постепенно утоньшается и выклинивается полностью в районе 30 профиля.

Разрез железистых кварцитов неоднороден, как и на Оленегорском месторождении, обладает признаками вертикальной и латеральной зональности. Здесь наблюдаются все зоны, за исключением тех, которые могли бы содержать гематит. Разрез сверху вниз: магнетитовая, магнетит-силикатная, силикатная, сульфидная, монокварцевая.

Сечение с наибольшим содержанием железа при наибольшей мощности железистых кварцитов (профиль 10), как и на Оленегорском месторождении, смещено относительно середины линзы к северо-западу. В этом сечении магнетитовая зона занимает 82% мощности линзы, магнетит-силикатная — 14%, остальную часть занимают железистые слаборудные

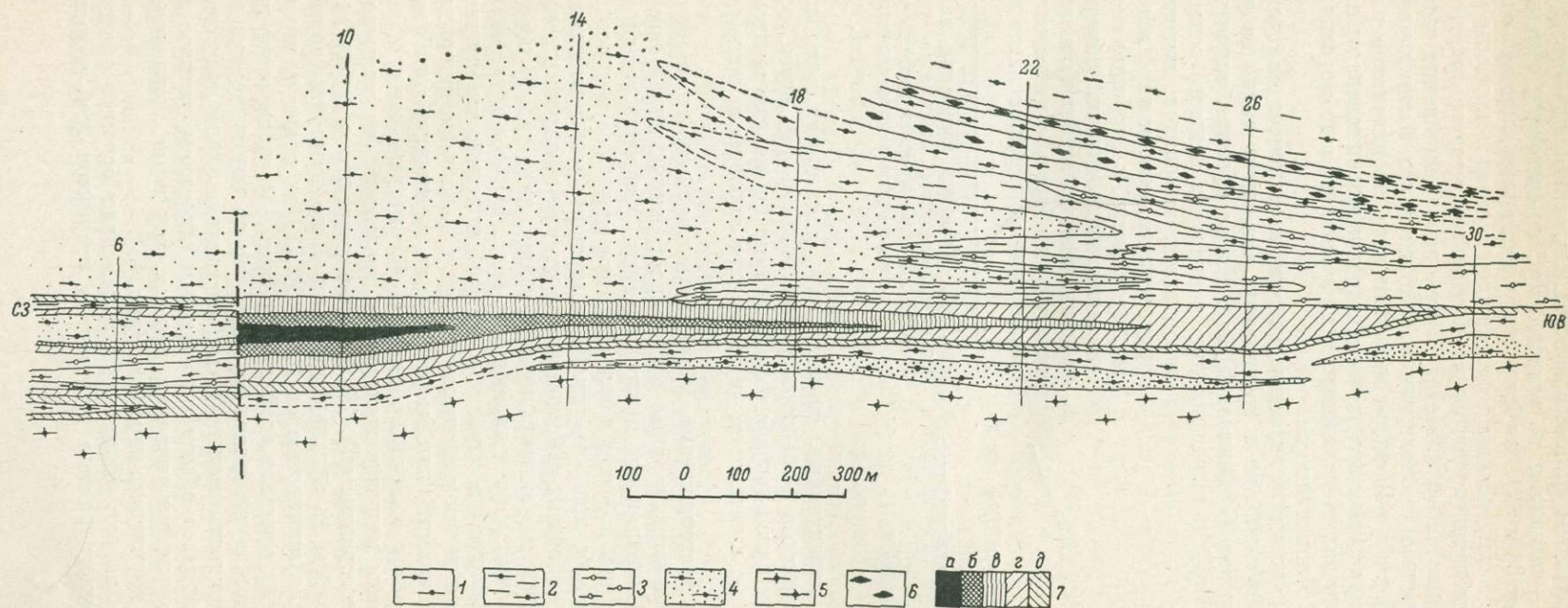


Рис. 11. Продольный разрез Комсомольского месторождения.

1 — полосчатые роговообманговые гнейсы; 2 — полосчатые биотитовые гнейсы; 3 — глиноземистые гнейсы; 4 — лептиты, 5 — амфиболиты; 6 — жадрититы; 7 — железистые кварциты с содержанием растворимого железа (в вес.%): а — > 37, б — 32—37, в — 27—32, з — 20—27, д — < 20.

и безрудные кварциты силикатной зоны. Нижние зоны — сульфидная и монокварцевая — выпадают из разреза. На юго-восточном выклинивании линзы (профили 26 и 30), наоборот, из разреза выпадает верхняя — магнетитовая — зона и преобладают сульфидная и силикатная зоны (рис. 14). Остальные зоны распределяются на продольном разрезе таким образом, что в рудном теле обнаруживается постепенное уменьшение содержания растворимого железа и кислородной емкости к юго-востоку начиная от 10 профиля (рис. 12). В северо-западном направлении такое изменение происходит весьма резко: эта часть месторождения отделена от основного рудного тела разломом, заложившимся, возможно, еще до складчатости и впоследствии обновлявшимся.

Зональность линзы железистых кварцитов намечает ее границы не только по простиранию, но и по падению. Это четко видно на ряде геологических разрезов (Горяинов, 1970в). Из их анализа, основанного на изучении тенденций к выклиниванию в пределах каждого сечения тела железистых кварцитов, вытекает, что рудная линза, как и на Оленегорском месторождении, с глубиной ведет себя различно: часть сечений показывает ее выклинивание с глубиной, а некоторые сечения, наоборот, свидетельствуют об увеличении мощности тела по падению.

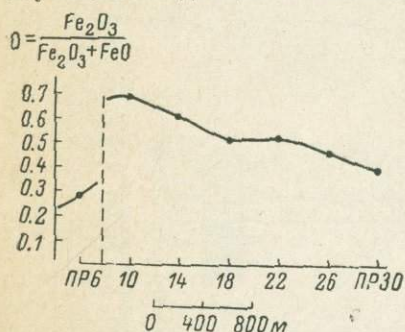


Рис. 12. Характер изменения кислородной емкости железистых кварцитов (средневзвешенное) по простиранию рудного тела Комсомольского месторождения.

Эти признаки, характерные, по-видимому, для многих месторождений железистых кварцитов Кольского полуострова, скорее всего, отражают некоторые черты палеогеографической обстановки железисто-кремнистого осадконакопления, в частности, указывают на неровности ложа палеобассейна.

Октябрьское месторождение. Железистые кварциты этого месторождения образуют значительно более сложно построенную линзу, чем на Комсомольском и Оленегорском месторождениях. Многопластовый характер рудной толщи (рис. 13) при довольно значительной ее мощности (около 400 м, т. е. даже больше, чем на Оленегорском месторождении) нигде в других месторождениях района нами не отмечен. Магнетитовая зона составляет незначительную часть рудной толщи, зато сульфидная и силикатная зоны являются преобладающими (рис. 14). Но и эти зоны не образуют непрерывного по мощности пласта, который вследствие многократного переслаивания с глиноземистыми и известково-глиноземистыми породами (туфогенами?) как бы растянут по вертикали, «разбавлен», что отчасти объясняется компенсированным характером осадконакопления.

Основные типы разрезов железистых кварцитов (на примере Южно-Кахозерских месторождений). Железистые кварциты в пределах Южно-Кахозерской полосы на протяжении более 7 км образуют серию выклинивающихся линз мощностью от 10 до 80 м. Как видно из продольного разреза отдельных участков этой полосы (рис. 15), железистые кварциты чаще всего имеют двухпластовое строение. Но на выклинивании или, наоборот, на раздуве толща может быть представлена одним пластом. В свою очередь каждый пласт обладает зональным строением, которое документируется как по петрологическим данным, так и по скоррелированным с ними данным магнитного каротажа (рис. 16).

Приводимые на рис. 16 примеры показывают большое сходство в характере поперечного разреза железистых кварцитов этой полосы с рас-

смотренными выше железистыми кварцитами Комсомольского и Оленегорского месторождений.

Помимо крупной цикличности, фиксируемой двумя пластами железистых кварцитов, на Южно-Кахозерских месторождениях можно видеть признаки цикличности более высокого порядка (ритмичности). Это показано на разрезах железистых кварцитов по скв. 201 и 241 (Межозерный участок), где на фоне постепенного уменьшения содержания железа от кровли к подошве пласта отмечаются дополнительно три ритма, каждый из которых в свою очередь характеризуется асимметричным строением. Часто ритмы отделены друг от друга гнейсами (рис. 16, б, в). В зоне выклинивания рудного тела даже сравнительно небольшие прослои железистых кварцитов (до 0.5—1 м) сохраняют основные тенденции в строении, характерные для мощных слоев (тел), — это прежде всего асимметричное распределение содержаний железа от подошвы к кровле прослоя (рис. 16, г).

Приведенные выше примеры строения рудных толщ не могут представить все разнообразие железистых кварцитов. Однако преобладание одного из типов (рис. 16, а—г) строения, а чаще всего их различные сочетания можно установить почти в любом теле железистых кварцитов. На некоторых из разрезов можно видеть, что даже небольшие тела железистых кварцитов обладают неоднородным строением. Установление этой неоднородности или зональности не требует применения сложных методов: при достаточной обнаженности ее можно фиксировать непосредственно в поле. Зонально-неоднородное строение пластов железистых кварцитов не затушевывается при метаморфизме самых высоких фаций. Это было убедительно показано в работах Л. П. Бондаренко по генезису железистых кварцитов Центрально-Кольской зоны (Бондаренко, 1960; Бондаренко и Дагелайский, 1961, 1968). Наши наблюдения в районе Волчьих и Медвежьих тундр, в районе Симбозера и в Центрально-Кольской зоне полностью подтвердили эти выводы. Можно констатировать, что зонально-неоднородное строение характерно для большинства, если не для всех тел железистых кварцитов, независимо от степени их метаморфизма и наблюдающихся явлений метасоматоза.

Генезис и практическое значение зональности. Зональность железистых кварцитов, минералогическая сущность которой состоит в закономерном распределении равноокисленных форм железа в его минералах, а последних — по разрезу, имеет первично фациальную природу. Зональность не разрушается даже при наиболее глубоком метаморфизме гранулитовой фации. Она до определенного момента сохраняется и при гранитизации на регрессивном этапе. Все тектонические нарушения и метасоматические преобразования являются более поздними по отношению к зональности. Буферированный по кислороду характер системы «железистый кварцит — метаморфический поровый раствор» позволяет ретроспективно найти, что кислородная емкость системы (коэффициент окисления) исходит от неметаморфизованной породы (см. гл. V). Таким образом, и петрологически подтверждается дометаморфическое происхождение литологической и геохимической неоднородности тел железистых кварцитов. Одно из принципиальных отличий зональности железистых кварцитов Кольского полуострова от метасоматической заключается в выдержанности ее характерных черт в пределах не только какого-либо одного рудного узла, но и фактически повсюду, где ее удастся наблюдать и анализировать. Кроме того, важными отличиями являются независимость проявления описываемой выше зональности от метасоматических процессов, зон гранитизации или, как предполагают, скарнирования; резкое несовпадение масштабности сравниваемых образований; нередко устанавливаемая зависимость состава метасоматических пород от первично неоднородного (зонального) строения супракрустальных пород и прежде всего железистых кварцитов.

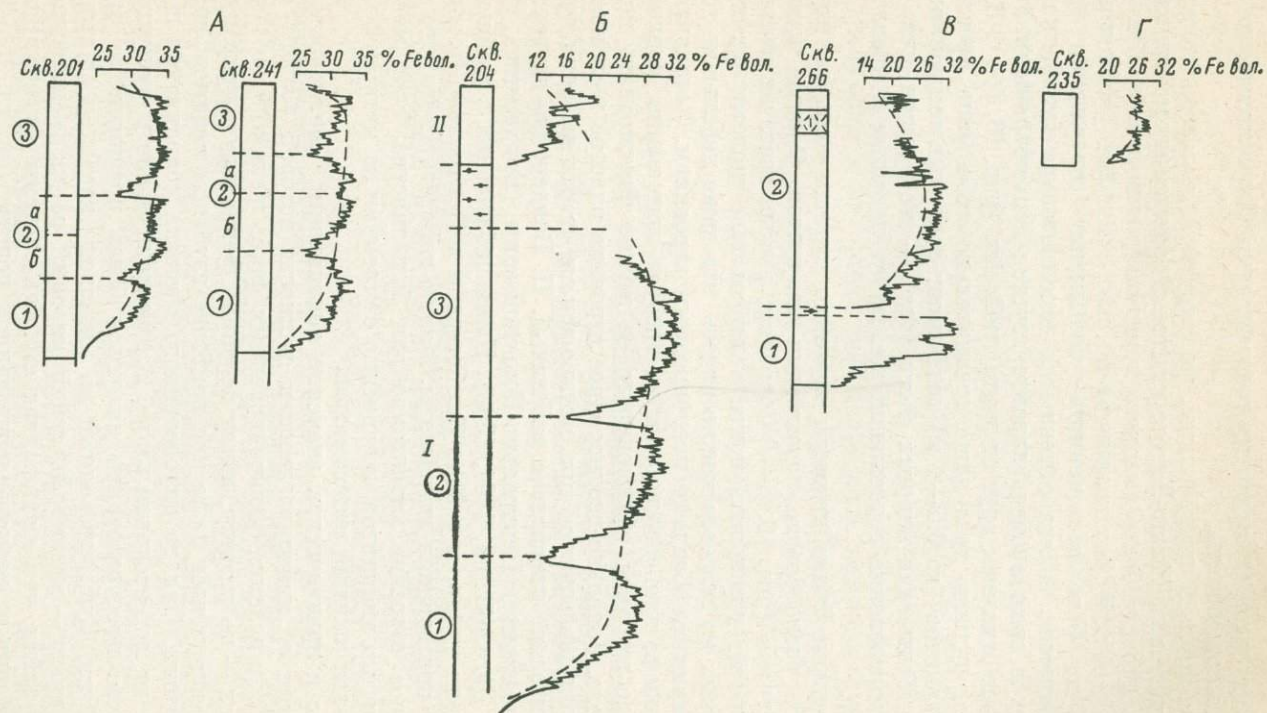


Рис. 16. Наиболее распространенные типы ритмично-асимметричного строения железистых кварцитов (на примере Южно-Казахерских месторождений). Составлено с использованием данных опробования и полук количественного магнитного каротажа.

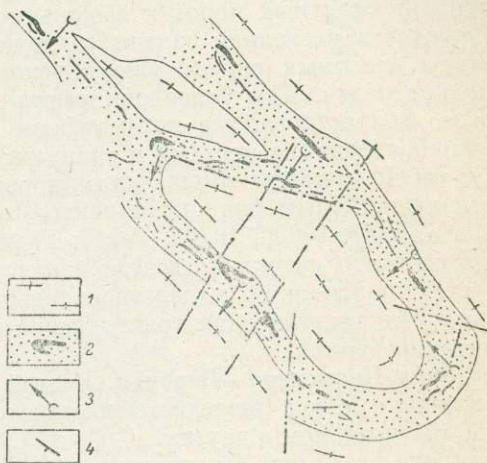
А — пласт составляет единую толщу, законченный асимметричный цикл с тремя также асимметричными ритмами, последние в свою очередь состоят из еще более мелких единиц с асимметричным строением; Б, В — между ритмами могут появляться прослой гнейсов (апотуфогенных пород?); Г — моритмовый пласт.

Следовательно, минералого-геохимическая зональность железистых кварцитов, обусловленная закономерным распределением парагенезисов в ряду (гематит) — магнетит — грюнерит + кварц — пирротин — пирит, является аутигенной. Как считает Н. М. Страхов (1963), появление аутигенно-минералогической зональности зависело от неоднородности среды во время седиментации: первичные обстановки (фации) имели различную Eh.

Одна из форм аутигенно-минералогической зональности — вертикальная или стратиграфическая зональность. Интересно сопоставить разрезы железистых кварцитов Оленегорского месторождения с курскими и канадскими. Из сопоставления видно, что, несмотря на различный метаморфизм, разрезы железистых кварцитов обнаруживают большое сходство. Общим для них является асимметричное строение: уменьшение содержания железа к подошве, а также порядок последовательной смены зон (или фаций) по вертикали. Несколько меньшее содержание растворимого железа в нижних зонах на Оленегорском месторождении следует объяснять переходом карбонатов железа в перас-

Рис. 17. Установление характера залегания пород в стратиграфическом разрезе железисто-кремнистой формации Примандровского района (Главная структура) на основании анализа аутигенной зональности и асимметричного строения пластов железистых кварцитов.

1 — гранодиориты фундамента; 2 — породы железисто-кремнистой формации; 3 — направление кровли разреза; 4 — падение пород.



творимую силикатную форму, который произошел при более глубоком метаморфизме. Валовое содержание железа в нижних зонах для всех трех районов вполне сопоставимо.

В Карелии аналогичные признаки тел железистых кварцитов устанавливает В. М. Чернов (Чернов и др., 1970). Он называет подобную особенность их строения «ритмично-асимметричной».

Для Кольского полуострова, где железисто-кремнистые формации испытывают наибольший метаморфизм, а основание разрезов в большинстве случаев не документируется вследствие наложенных дифференциальных движений и гранитизации, аутигенно-минералогическая зональность тел железистых кварцитов позволяет определить правильную стратиграфическую последовательность супракрустальных пород (рис. 17). При этом используется хорошо выдержанный признак асимметричного распределения зон в разрезе железистых кварцитов (или содержания железа, если в пласте резко преобладает одна зона). Направление изменения фаций (зон), или знак выклинивания, имеет важное значение и для промышленной оценки рудопроявлений на глубине уже на первом этапе их изучения. Особую важность этот прием приобретает для оценки перспективности глубоких горизонтов разрезов октябрьского типа (большая мощность толщи переслаивания тонких пластов железистых кварцитов с гнейсами). Этот прием состоит в определении глубины эрозионного среза рудного тела, которое вследствие фациального выклинивания могло предстать на дневной поверхности в виде серии мелких прослоев.

Благодаря изучению аутигенно-минералогической зональности выясняется четко выраженная асимметрия пласта железистых кварцитов и по латерали (Горяинов, 1970в). Рудный «оптимум» оказывается смещенным

к одному из флангов каждой линзы железистых кварцитов. От него к флангам происходит замещение высокоокисных зон на низкоокисные, заканчивающиеся полным выклиниванием линзы. Таким образом, железистые кварциты образуют изолированные одна от другой линзы, находящиеся в пределах одной структурной зоны и одного уровня разреза. Эта принципиальная особенность тел железистых кварцитов приобретает большое значение при постановке поисково-разведочных работ, определяя их очередность, объемы и направление.

Вмещающие супракрустальные породы

Исследование разрезов супракрустальных пород, вмещающих железистые кварциты, включает две задачи: установление связи между составом и размерами линз железистых кварцитов и характером вмещающих супракрустальных пород и выяснение генетической природы этой связи. Сложность последней задачи заключается в том, что структуры и текстуры исходных пород уже в условиях эпидот-амфиболитовой фации крайне редки. Тем более они редки в супракрустальных породах Кольского полуострова, где метаморфизм соответствовал высоким субфациям амфиболитовой, а местами и гранулитовой фации. Выяснению дометаморфической природы вмещающих пород железисто-кремнистых формаций посвящен целый ряд специальных публикаций (Горяинов, 1963а, 1964, 1966а, 1967, 1969б, 1970в, 1971б; Горяинов, Малышев, 1970, и др.). Опыт показал, что далеко не всегда реконструирование состава пород оканчивается получением удовлетворительных результатов. Естественно поэтому, что генетическая трактовка разрезов является приближенной, схематизированной.

Зона Колмозеро—Воронья. В этой зоне признаки стратиграфического налегания пород железисто-кремнистой формации на фундамент более достоверные, чем в других.

Фундамент. Предпринималась попытка по данным геохронологии разделить граниты фундамента на катархейские, нижнеархейские, верхнеархейские и протерозойские (Полканов, Герлинг, 1961; Маслеников и др., 1963). Но оказалось, что граниты предполагаемых возрастных групп не отличаются друг от друга не только по геологическим, но и по петрографическим признакам. Вдоль южного контакта зоны граниты мигматизированы очень слабо. Именно здесь и получено несколько определений возраста более 3 млрд лет (до 3.5—3.7 млрд лет). Все более молодые возрасты получены либо на породах, подвергшихся более позднему ультраметаморфизму, т. е. омоложению, либо на породах, не относящихся к фундаменту, но включенных в него по ряду неясных соображений. Фундамент линейной зоны Колмозеро—Воронья (рис. 18) представлен плагиогранитами, олигоклазовыми гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами. Гетерогенность участков преимущественного развития фундамента особенно ярко выражена на Мурманском блоке, с которым породы зоны Колмозеро—Воронья непосредственно граничат, отделяясь от него мощной зоной продольных разрывов. Она обусловлена как появлением ультраметаморфических гранитов, так и наличием интенсивно деформированных и гранитизированных супракрустальных пород, более молодых, чем фундамент. Это обстоятельство уже находит отражение на геологических и тектонических картах региона (В. А. Перевозчикова, 1968 г.), а по последним данным (устное сообщение В. А. Костина, 1974 г.) границу Мурманского блока в этой зоне приходится отодвигать к северо-востоку, так как в его прежних границах обнаружены многочисленные тела железистых кварцитов.

Немигматизированные серые гранитоиды выделяются в виде реликтовых пятен среди мигматитов и реоморфических микроклиновых гранитов, а также составляют субстрат мигматитов. Характерно, что граниты—гра-

нодиориты фундамента не сопровождаются пегматитами, которые появляются в зонах ультраметаморфизма и мигматизации. С севера на расстоянии около 1,5—2 км от контакта с зоной Колмозеро—Воронья олигоклазовые граниты замещаются микроклиновыми мигматит-гранитами Мурманского блока.

Вдоль южного, а особенно вдоль северного «надвицутаго» контакта с олигоклазовыми гранитами гранодиоритами фундамента супракрустальные породы зоны Колмозеро—Воронья более чем на 200-километровом протяжении тектонизированы. Развитые вдоль них blastsмилониты и субщелочные граниты и метасоматиты маскируют истинные стратиграфические соотношения. В отдельных сечениях признаки базального горизонта, с которого начинается разрез железисто-кремнистой формации Колмозеро—Воронья.

Супракрустальные породы железисто-кремнистой формации Колмозеро—Воронья.¹ При описании разреза данной зоны использованы материалы В. А. Масленикова, Л. А. Прияткиной (1960), Л. А. Кириченко, Н. В. Карпинской, К. П. Хинейко, В. А. Токарева, Л. Л. Гарифулина, А. П. Белолипецкого и др., а также личных наблюдений.

1. Базальный горизонт (лявозерская свита) слагает южную часть зоны

¹ Толщи, описанные в рубриках [1, 2, 3], объединяются в серию полмос, а в рубрике [4] — в серию порос.

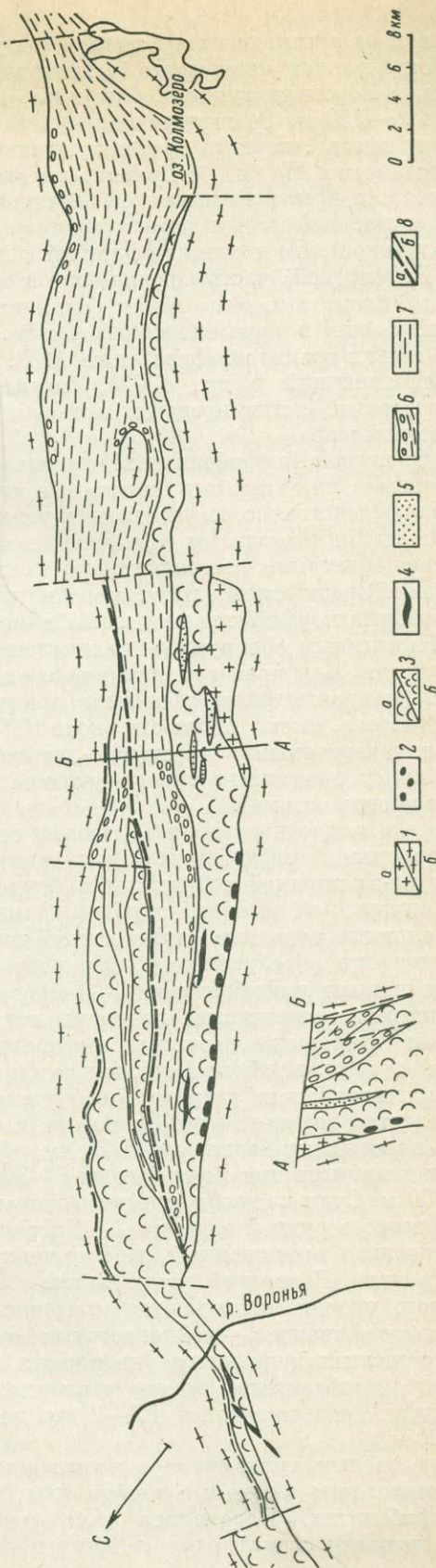


Рис. 18. Схематическая геологическая карта полосы р. Воронья — оз. Колмозеро. При составлении использованы материалы геологических съемок СЗТТУ и Кольского филиала АН СССР.

1 — граниты (а — гранодиориты фундамента, б — плагиомикроклиновые граниты); 2 — терригенные метасандки базального горизонта (лявозерская свита); 3 — метабазиты (а — роговообманковые амфиболиты, б — метабазиты хребта Оленьего); 4 — зоны с установленными линиями магнитных кварцитов; 5 — линзы кислых метавулканитов (леуцитов); 6 — грубообломочные осадки серии полмос, часть (на северном контакте), возможно, принадлежащие к базальному горизонту; 7 — метапелиты и метапсаммиты флишовой формации; 8 — разломы (а — складчатые, б — поздне).

почти на всем ее протяжении и залегает на гранитах фундамента. В состав горизонта входят биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. На северо-западе, в Вороньих тундрах, базальные гнейсы имеют мощность от 20—50 до 100—150 м. Гранитные конгломераты прослеживаются в виде цепочки линз вдоль северного контакта гнейсов лязозерской свиты с гранитами фундамента. Не без оснований считают, что упомянутые конгломераты северного крыла не являются базальными, а принадлежат трансгрессивно залегающей на фундаменте флишидной формации серии порос (В. А. Маслеников). По последним данным (устное сообщение Ю. Д. Пущкарева, Д. Д. Мирской) часть конгломератов северного контакта является ультрабластомилонитами и не имеет седиментогенной природы. На южном контакте зоны в аркозоподобных биотитовых гнейсах встречаются единичные гальки гранитов. По мнению А. П. Белолипецкого и В. И. Болотова (Белолипецкий и др., 1972), биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы лязозерской свиты представляют собой терригенные образования грауваккового состава.

2. Метабазитовая (амфиболитовая) толща (полмос-тундровская свита) согласно налегает на базальные биотитовые гнейсы, а там, где они отсутствуют, — непосредственно на граниты фундамента. Самые низы амфиболитовой толщи представлены невыдержанными по простиранию полосчатыми амфиболитами, сменяющимися массивными и сланцеватыми амфиболитами. Среди амфиболитов отмечаются реликты излившихся диабазов, диабазовых порфиритов, мандельштейнов. В последнее время среди них И. В. Никитиным обнаружены великолепно сохранившиеся текстуры подушечных лав. Как показали наши наблюдения на горах Васинмыльк и Охмыльк, мандельштейны занимают примерно среднюю часть метабазитового разреза, имеют мощность около 150—200 м (гора Васинмыльк) и обладают характерными структурно-литологическими признаками излившихся миндалекаменных пород (увеличение размеров и количества миндалин в кровле потока).

Постепенно мандельштейновые роговообманковые амфиболиты переходят в овоидные амфиболиты (вулканический конгломерат), названные так из-за крупной неправильной формы лейкократовых обособлений среди однородной роговообманковой ткани, содержащей иногда миндалины. Мощность овоидных амфиболитов достигает 20 м (гора Васинмыльк), чаще они образуют несколько чередующихся с массивными и мандельштейновыми амфиболитами 3—4-метровые линзы.

Куммингтонит-магнетитовые кварциты встречаются в амфиболитовой пачке, залегающей выше овоидных амфиболитов. По данным магнитометрической съемки, в районе Вороньих тундр толща амфиболитов с куммингтонит-магнетитовыми кварцитами (рудная зона) при мощности 200—300 м выделяется довольно контрастно среди остальных пород и прослеживается с перерывами более чем на 20 км, образуя рудную зону. Линзы железистых кварцитов при мощности от 2—3 до 10—15 м протягиваются на 800—1000 м. Судя по геофизическим данным, магнетитовые кварциты залегают в разрезе рудной зоны на 2—3 стратиграфических уровнях, образуя на довольно протяженных расстояниях серию кулисообразно расположенных линз. В верхней части разреза метабазитовой толщи выше железорудного уровня наблюдаются многочисленные мелкие линзы так называемых порфиридов — лейкократовых супракристалльных пород со структурами кислых вулканитов (кварцевых порфиров и кератофиров).

Мощность метабазитовой толщи различна: на северо-западе (в Вороньих тундрах) она составляет 1.5—2 км, на юго-востоке (у Поросозера) — до 300 м.

3. Толща кислых вулканитов и возникшие в процессе их метаморфизма лейкократовые слюдяные гнейсы (лептиты) залегают на нижележащих амфиболитах. Переходная зона представлена амфиболитовыми гнейсами с четкими структурами средних порфировых вулканитов — да-

цитовых и андезитовых порфиров. Кварцевые порфиры и кератофиры представляют собой тонкозернистые плотные породы светло-серого цвета с хорошо различимыми порфировыми вкраплениями кварца и альбита. В южной части зоны они превращены, по данным Л. А. Кириченко и В. А. Масленикова (1963), в мусковит-кварцевые сланцы того же химического состава. Среди кислых вулканитов и сланцев по ним встречаются также слоистые биотитовые сланцы (с кианитом, гранатом и турмалином), кварцитовидные породы и кварциты. Мощность толщи 0—200 м (по Л. А. Кириченко). По мнению ряда геологов, часть слюдяных гнейсов (по кислым вулканитам), особенно там, где мощность их превышает десяти метров, должна быть отнесена к осадкам вышележащего комплекса серии порос.

4. Высокоглиноземистые породы (червуртская, солдатмыльковская и выхуртская свиты) залегают на нижележащих породах со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием (?). На юго-востоке глиноземистые породы трансгрессивно перекрывают и фундамент. На это указывают многочисленные линзы полимитовых конгломератов, в обломках которых отмечаются все нижележащие породы, в том числе и железистые кварциты (Гарифулин, 1974).

В пределах линз конгломератов отмечается грубая слоистость градационного типа. Конгломераты сопровождаются аркозовыми гравелитами и кварцито-песчаниками.

Нижняя половина толщи, представленная кианитовыми и ставролитовыми гнейсами и расположенными выше них биотитовыми и двуслюдяными гнейсами в юго-восточной части зоны, имеет мощность 700—800 м. Верхнюю часть разреза составляет слоистая флишеидная толща — конгломераты, филлитовидные серицитовые сланцы, кварциты и кварцито-песчаники.

Главная Примандровская структура.

Фундамент. Форма выхода гранитоидов фундамента подчеркивается контрастно отличающимися от них полосами и зонами развития пород железисто-кремнистой формации. Обычно гранитоиды фундамента образуют овальные, вытянутые в северо-западном направлении блоки. Преимущественным развитием в них пользуются мигматиты и мигматит-граниты микроклин-плагноклазового состава, а вблизи контактов с породами железисто-кремнистой формации — субщелочные микроклинные пегматоидные граниты и пегматиты.

В северо-западной части района в зоне гранулитовой фации метаморфизма вместо них развиты массивные ортоклаз-гиперстеновые граниты — чарнокиты, образующие вытянутые тела сложной формы. Безмикрклиновые грубозернистые биотит-плагноклазовые и роговообманково-плагноклазовые огнейсованные гранитоиды (соответственно гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты) встречаются в виде небольших реликтовых пятен среди микроклинных мигматит-гранитов. На северо-западе в гранитах появляется широксен, в том числе ромбический. Именно этот признак явился основанием для отнесения их к хорошо известным гиперстеновым гнейсо-диоритам (Полканов, 1935). К гнейсо-диоритам иногда неверно относят и известково-железистые супракрустальные породы с линзами магнетитовых кварцитов и глиноземистых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации.

Имеются некоторые факты, которые позволяют говорить, что при исключительно однородном составе гранитоидов фундамента отдельные глыбы несут признаки неоднородного зонального строения. Так, по данным картировочного бурения, центральная часть овальной глыбы сложена роговообманково-биотитовыми мезократовыми гранодиорито-гнейсами, а периферическая — биотитовыми гнейсо-гранитами. По-видимому, это явление следует объяснять наложением последующей гранитизации и диафтореза, интенсивнее проявленных по краям глыб.

Оленегорский разрез. Этот разрез изучен главным образом по данным бурения.

1. С мигматизированными гранитами фундамента граничат амфиболиты с прослоями грубополосчатых амфиболовых гнейсов. Вблизи предполагаемого контакта (скв. 540) породы имеют порфиробластическую структуру. Мощность не менее 400 м.

2. Сланцеватые неяснополосчатые биотитовые гнейсы с редкими прослоями роговообманковых гнейсов. Толща представляет собой грубое переслаивание кванцисиллиманит-двуслюдяных гнейсов с пирротинном и графитом, ставролит-роговообманково-биотитовых гнейсов с пирротинном, жедрит-роговообманково-биотитовых и турмалин-биотитовых гнейсов. Пирротин и графит неравномерно рассеяны по всей толще, но чаще всего они ассоциируют с глиноземистыми минералами и турмалином. По облику и составу эти породы напоминают хлорит-биотитовые графитовые сланцы нижней части разреза Костомукшского месторождения и аркозоподобные гнейсы льявзерской свиты. Мощность 100 м.

3. Роговообманковые амфиболиты, аналогичные вышеописанным (1). Содержат прослойки амфиболовых гнейсов, жедритовых гнейсов и кальцифировых амфиболитов (роговая обманка—диопсид—гранат—кальцит—эпидот). Мощность 200—250 м.

4. Магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты. Мощность до 200 м.

5. Биотитовые гнейсы (с гранатом, силлиманитом) с прослоями биотит-амфиболовых полосчатых гнейсов. Мощность 50—80 м.

6. Амфиболовые гнейсы (метадациты, метаандезиты), образующие довольно однообразную толщу с прослоями жедритовых гнейсов, полосчатых амфиболитов, лептитов. В отдельных образцах можно видеть реликты диабазовой или призматической зернистой структуры. Видимая мощность 250 м.

Комсомольский разрез. В районе месторождения коренные выходы пород единичны. Разрез составлен по данным разведочного бурения.

Профиль 10.

1. Массивные роговообманковые амфиболиты. Контакт с нижележащими биотитовыми гнейсо-гранитами фундамента не вскрыт. В верхней части толщи — прослойки лептитов мощностью 3—5 м.

2. Магнетитовые кварциты с единичными прослоями лептитов. Мощность 130—140 м.

3. Монотонная толща лептитов с редкими и маломощными прослоями биотитовых гнейсов и анхимономинеральных амфиболитов. Видимая мощность 250 м.

Профиль 26.

1. Роговообманковые амфиболиты. Контакт с основанием не изучен. По геоморфологическим наблюдениям мощность амфиболитов может составить 400 м.

2. Переслаивание лептитов с полосчатыми биотитовыми гнейсами. Гнейсы содержат рассеянные зерна пирротина и турмалина. Мощность 10 м.

3. Роговообманковые амфиболиты, полосчатые амфиболовые гнейсы с тонкими прослоями силлиманит-биотитовых гнейсов, вблизи контакта с магнетитовыми кварцитами — кальцифировыми прослоями.

4. Магнетитовые кварциты мощностью 80—90 м.

5. Лептит микроклин-плагноклазовый двуслюдяной мощностью 1 м.

6. Силлиманит-биотитовый нодулярный гнейс с тонкими прослоями двуслюдяных гнейсов. Распределение кварцево-фибрлитовых нодулей придает породе грубо-слоистый, а местами ритмичнослоистый характер (Горяинов, 1970в). Мощность 17 м.

7. Полосчатые биотит-актинолитовые амфиболиты мощностью 7 м.

8. Слоистые силлиманит-двуслюдяные нодулярные гнейсы с небольшими (0,3—0,8 м) прослоями массивных биотитовых гнейсов. Мощность 22 м.

9. Полосчатые биотит-актинолитовые амфиболиты мощностью 8 м.

10. Слоистые и ритмичнослоистые силлиманит-двуслюдяные гнейсы с прослоями пироксен-гранат-эпидитовых кальцифиров мощностью от 1 до 7—10 м и жедритовых амфиболитов. Мощность 50 м.

11. Широкополосчатые мезократовые биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы с тонкими (0,1—0,2 м) прослоями кальцифиров. Мощность 12 м.

12. Жедритовые, гранат-ставролит-жедритовые, роговообманково-биотит-жедритовые полосчатые амфиболиты и гнейсы. Мощность 10 м.

13. Полосчатые актинолит-жедритовые и биотит-жедритовые гнейсы и амфиболиты. Небольшие интервалы обладают ритмичным строением. Мощность 14 м.

14. Силлиманит-биотитовый гнейс мощностью 15 м.

15. Биотит-роговообманковый грубополосчатый гнейс мощностью 10 м.

16. Силлиманит-биотитовый гнейс мощностью более 20 м.

17. Общая мощность надрудной толщи в скв. 9 превышает 210 м.

Из рассмотрения этих двух разрезов, удаленных по пространству рудного тела на 1600 м, видно, насколько резко происходит изменение вмещающих пород. Характер этого изменения показан на продольном разрезе месторождения (рис. 11).

Печегубский разрез. Породы фундамента в районе месторождения обнажаются в 1,5—2 км по берегам Печегубы (рис. 19). Они выходят в изолированных

обнажениях, где представлены blastsмилонитами и мигматитами по биотитовым плаггиогранит-гнейсам.

1. Разрез супракрустальных пород начинается биотитовыми аркозоподобными гнейсами с прослоями полосчатых кианит-силлиманит-биотитовых гнейсов с пирротином и графитом. Видимая мощность более 200 м.

2. Слаборудные магнетит-куммингтонитовые кварциты с пирротином мощностью 20 м.

3. Биотитовые гнейсы мощностью 12 м.

4. Слаборудные и рудные магнетитовые кварциты с прослоями биотитовых гнейсов. В верхней половине пласта, в его северо-восточной части несколько 1.5—2-метровых линз лептитов с четкими порфиоровыми структурами (Горяинов, 1971б). Мощность 30—40 м.

5. Меланократовый роговообманковый амфиболит мощностью 65 м.

6. Полосчатый роговообманковый гнейс мощностью 13 м.

7. Меланократовый роговообманковый амфиболит мощностью 57 м.

8. Полосчатый роговообманковый гнейс с мелкими линзами бластопорфирировых лептитов и амфиболитов мощностью от первых сантиметров до 1—2 м. Мощность 38 м.

9. Полосчатые роговообманковые амфиболиты мощностью 20 м.

10. Роговообманковые гнейсы с гранатом мощностью 21 м.

11. Чередование полосчатых амфиболитов, роговообманковых гнейсов, биотитовых гнейсов и гранат-диоксидовых кальцифилов. Мощность 62 м.

12. Полосчатые и роговообманковые амфиболиты. В нижней части пачки — пролои бластопорфирирового лептита, в верхней — бластоамгдалоидные амфиболиты, куммингтонит-роговообманковые амфиболиты. Мощность 180 м.

13. Куммингтонит-магнетитовые кварциты мощностью 100 м.

14. Тонкое переслаивание гранат-роговообманковых гнейсов с биотитовыми и тонкополосчатыми ритмичнослоистыми амфиболитами. Мощность 51 м.

15. Слаборудные магнетитовые кварциты, в нижней части с обильным пирротином, гранатом и графитом. Мощность 12.5 м.

16. Тонкое (0.2—0.3 м) переслаивание гранат-биотитовых и роговообманковых гнейсов. Мощность 2 м.

17. Кварцево-порфирировый лептит и двуслюдяные сланцы по нему. Мощность 1.8 м.

18. Гранат-биотитовый гнейс мощностью 1 м.

19. Лептиты мощностью 2.3 м.

20. Нодулярные ставролит-силлиманит-двуслюдяные гнейсы. На отдельных интервалах распределение нодулей в основной ткани гнейсов подчеркивает их слоистый характер. Мощность 24 м.

21. Блastoпорфирировый лептит мощностью 5 м.

22. Гранат-биотитовые и нодулярные фибролиты-двуслюдяные гнейсы мощностью 130 м.

23. Ставролит-силлиманитовый кварцит с пиритом, галенитом, сфалеритом и тонкими (0.5 м) прослоями двуслюдяного гнейса. На контакте с нижележащими нодулярными силлиманит-гранат-двуслюдяными гнейсами не наблюдается никаких изменений. Мощность 7 м.

24. Измененный окварцованный амфиболит мощностью 6 м.

25. Гранатовый порфиробластический амфиболит с тонкими линзами силлиманитовых кварцитов и метровой линзой нодулярного силлиманит-двуслюдяного гнейса. Мощность 8.5 м.

26. Силлиманитовый кварцит, вблизи нижнего контакта с вкрапленностью сульфидов. Мощность 1.5 м.

27. Гранатовый порфиробластический амфиболит мощностью 7 м.

28. Полосчатые гранатовые амфиболиты с тонкими прослоями кальцифилов и биотитовых гнейсов. Мощность 25 м.

29. Гранат-двуслюдяные и нодулярные силлиманит-двуслюдяные гнейсы мощностью 30 м.

30. Толща полосчатых гранат-роговообманковых амфиболитов с многочисленными линзами лептитов с реликтами порфирировых структур. Мощность 400 м.

Видимая мощность разреза около 1400 м.

Октябрьский разрез. В пределах месторождения установлено тектоническое прилегание супракрустальных пород к фундаменту. Контакт установлен между скв. 506 и 503 в интервале 120 м (рис. 20). Фундамент представлен blastsмилонитами по плаггиоклазовым гранитам, микроклиновыми мигматитами — полосчато-линзовидными артеритами, линейными пегматоидными гранитами с многочисленными зеркалами скольжения.

1. Сланцеватые порфиробластические роговообманковые амфиболиты, в нижней части интенсивно мигматизированные и мионитизированные (скв. 506). Мощность 75 м.

2. Желудчатые амфиболиты (скв. 503) мощностью 7 м.

3. Полосчатые роговообманковые амфиболиты с прослоями гранат-салит-роговообманковых амфиболитов (скв. 503—502). Мощность 25 м.

4. Желто-розовые амфиболиты (скв. 502) мощностью 6 м.
 5. Полосчатые биотит-роговообманковые гнейсы с пирротинном, в верхней части силлиманит-биотитовые. Мощность 45 м.
 6. Магнетит-куммингтонитовые кварциты с пирротинном. Мощность 5 м (скв. 502), 20 м (скв. 3 сл).
 7. Биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы мощностью 28 м.
 8. Массивные роговообманковые гнейсы с пирротинном. Мощность 40 м.
 9. Пестрая толща переслаивания роговообманковых гнейсов с полосчатыми биотит-роговообманковыми амфиболитами (скв. 8 и 502). Мощность 70 м.
 10. Силлиманит-биотитовые подулярные гнейсы с тонкими прослоями безрудных кварцитов. Мощность 12—18 м.
 11. Слаборудные магнетит-силикатные кварциты, переходящие по простиранию пласта (скв. 8) в пирротин-куммингтонитовые. Содержат несколько мелких линз лептитов и биотитовых гнейсов. Мощность 17—25 м.
 12. Рудные магнетитовые кварциты, в средней части содержащие прослой слаборудных. Мощность 18—35 м.
 13. Слаборудные магнетит-силикатные кварциты с линзами лептитов. Мощность 20 м.
 14. Массивные и бластопорфировые лептиты с линзами безрудных кварцитов. Мощность 25 м.
 15. Магнетит-силикатные кварциты с прослоями лептитов. Мощность 35—50 м.
 16. Лептит с прослоями безрудного кварцита. Мощность 12 м.
 17. Куммингтонит-гранат-пирротинный кварцит мощностью 25 м.
 18. Силлиманит-биотитовый гнейс мощностью 18 м.
 19. Куммингтонит-пирротинный кварцит мощностью 32 м.
 20. Переслаивание безрудных кварцитов с лептитом, кальцифирами и глиноземистыми гнейсами. Мощность 200 м.
- Суммарная мощность разреза около 800 м. Последние 200 м могли быть сдвоены по разлому, а поэтому даются нерасчлененными.

Общая характеристика разрезов к западу, северо-западу и юго-востоку от Главной Приимандровской структуры. Толща гнейсов с железистыми кварцитами вне Главной Приимандровской структуры (вдоль Главного хребта, а также северо-западнее — на Медвежьих тундрах вплоть до р. Туломы) отличается значительно меньшей контрастностью. Обобщенный разрез в этих районах, по данным Б. Шлайфштейна и др. (1966 г.), Е. Д. Чалых и др. (1960), Б. Н. Евдокимова и ряда других геологов, может быть представлен в следующем виде (снизу вверх).

1. Гранитизированные гранитоиды.
2. Существенно магнезиально-железистые супракрystalльные породы (амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые кристаллосланцы — «диориты»), относимые Б. А. Шлайфштейном к «ровквунскому» горизонту. Мощность около 500 м.
3. Переслаивание амфиболовых (пироксеновых) кристаллических сланцев с биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами. Линзы магнетитовых кварцитов. Граница между предыдущей и данной толщами постепенная, а на наш взгляд, эти две толщи неразделимы. Мощность около 500 м.
4. Толща глиноземистых гнейсов: гранат-биотитовых, силлиманит-биотитовых (с кордиеритом), биотитовых. Мощность более 500 м.

Так называемые диорито-гнейсы переслаиваются со слюдяными гнейсами и нигде не имеют явных признаков интрузий.

Мелкие линзы железистых кварцитов залегают в основном среди амфиболовых гнейсов и амфиболитов или приурочены к контактам последних с глиноземистыми гнейсами (по приводимому разрезу эти гнейсы принадлежат толще 3, а не толще 4). Характерными примерами могут служить разрезы гор Свинцовые тундры, Волчьих тундр, оз. Кумажье и другие.

Общей особенностью этих разрезов является сравнительно невысокая контрастность гнейсо-железорудной толщи, состоящая в том, что для этих районов характерен небольшой и невыдержанный по простиранию размер многочисленных тел магнетитовых кварцитов. Кроме того, здесь интенсивно проявлены дифференциальные движения, сопряженные с глав-

ной складчатостью и прогрессивным региональным метаморфизмом. Вследствие этих движений и гнейсо-железорудная толща, и породы фундамента приобретают резко вытянутые линейные очертания. Реоморфические процессы — субцелочной метасоматоз, мигматизация и гранитизация, использующие те же линейные направления, делают выделение структурных комплексов трудно осуществимым.

Достаточно показательным в этом отношении является район оз. Симба, являющийся переходным между Приимандровской и Центрально-Кольской зонами (рис. 21).

Центрально-Кольская зона (Центрально-Кольский антиклинорий, по Л. Я. Харитонову). Характерной особенностью разрезов этой зоны является постоянное участие в их строении пород с высокотемпературными минеральными парагенезисами. Разрезы участков оз. Чудзьярв, Пинкельярв, Кинтпахк и ряда других во многом аналогичны разрезам, наблюдаемым в западном и северо-западном обрамлении Приимандровской зоны (см. выше).

Породы фундамента образуют вытянутые резко сплюснутые линзовидные глыбы, сложенные плагиогранитами, гранодиоритами и диоритами. В процессе реоморфизма гранитоиды фундамента превращены в мигматиты, мигматит-граниты и чарнокиты (массивные и полосчатые). Часть кристаллических сланцев с гиперстеном, образованных как по диоритам фундамента, так и по метабазитам железорудной толщи, отнесены Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским (1968) к верхнему подкомплексу фундамента. Нашими исследованиями подобное расчленение фундамента на стратиграфические подкомплексы не подтверждено.

Преобладающая часть железистых кварцитов залегает среди метабазитов: меланократовых гиперстен-роговообманковых кристаллосланцев и амфиболитов; подчиненная — в разрезах, в которых наряду с последними участвуют и гнейсы с гранатом, силлиманитом и биотитом (рис. 22). Детальные исследования Л. П. Бондаренко (1960—1961 гг. совместно с В. Б. Дагелайским) вопреки представлениям о метасоматическом происхождении магнетитовых кварцитов этого района показали, что магнетитовые кварциты, так же как и вмещающие породы, имеют стратифицированный характер. Указанные авторы считают эти образования осадками.

Рудным минералом в кварцитах является магнетит, а в слабородных кварцитах, кроме того, пирротин. Эти минералы в ассоциации с грюнеритом, клинопироксеном, гиперстеном, эвлитом, альмандином группируются в полосы и слойки. Литолого-петрографические разновидности пироксен-магнетитовых кварцитов и неоднородность их разреза, как и в Приимандровском районе, объясняются различиями в составе исходных кремнисто-железистых осадков. Рудные тела обладают мощностью 3—5 м, реже 10—15 м и незначительной протяженностью.

Ассоциации магнетитовых кварцитов с различными супракрустальными породами (существенно глиноземистыми и существенно известково-железистыми) были интерпретированы В. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским (1968) с точки зрения разновозрастности разрезов. Однако показать стратиграфическую автономность пинкельярвской свиты (переслаивание глиноземистых и магнезиально-железистых кристаллосланцев), чудзьярвской свиты (магнезиально-железистые кристаллосланцы с прослоями глиноземистых), а также нижней части волшпахской свиты (переслаивание глиноземистых и магнезиально-железистых кристаллосланцев) в большинстве случаев не удается.² Проследить разрез той или иной пачки пород из одного участка в другой также не удается вследствие интенсивного проявления сопряженных со складчатостью (субсоглас-

² Имеются в виду только разрезы, в которых отмечаются линзы магнетитовых кварцитов.

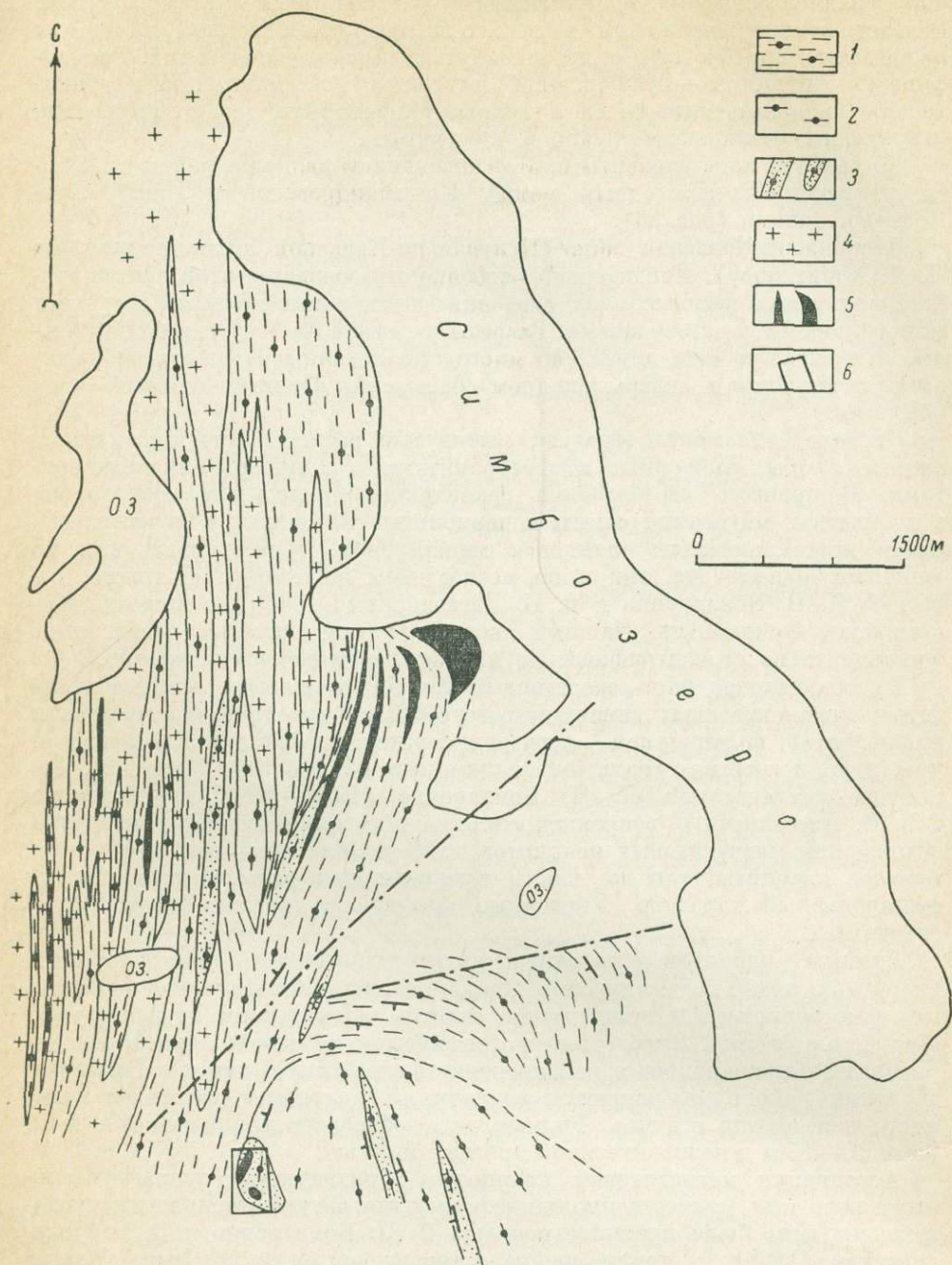


Рис. 21. Зона интенсивного развития пегматоидных гранитов и пегматитов по породам железисто-кремнистой формации, а в северо-западной части участка, возможно, и по гранодиоритам фундамента. Симбозерское месторождение. Карта составлена Ф. В. Пестеревым и П. М. Горяиновым.

1 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, частью диафориты по роговообманковому гнейсам и кристаллосланцам; 2 — роговообманковые кристаллосланцы; 3 — лептиты; 4 — пегматиты и пегматоидные граниты; 5 — железистые кварциты; 6 — детальный участок.

ных) разломов, а также сложной мозаично-блоковой постскладчатой тектоники. В связи с этим названия свит: пинкельяврская, чюдзьяврская и волшпахская (до ее верхней половины) мы используем ограниченно: лишь при характеристике типов разрезов.

Затуломская зона. Наиболее известными и изученными в этом районе являются разрезы западного берега Кольского фиорда, где железистые

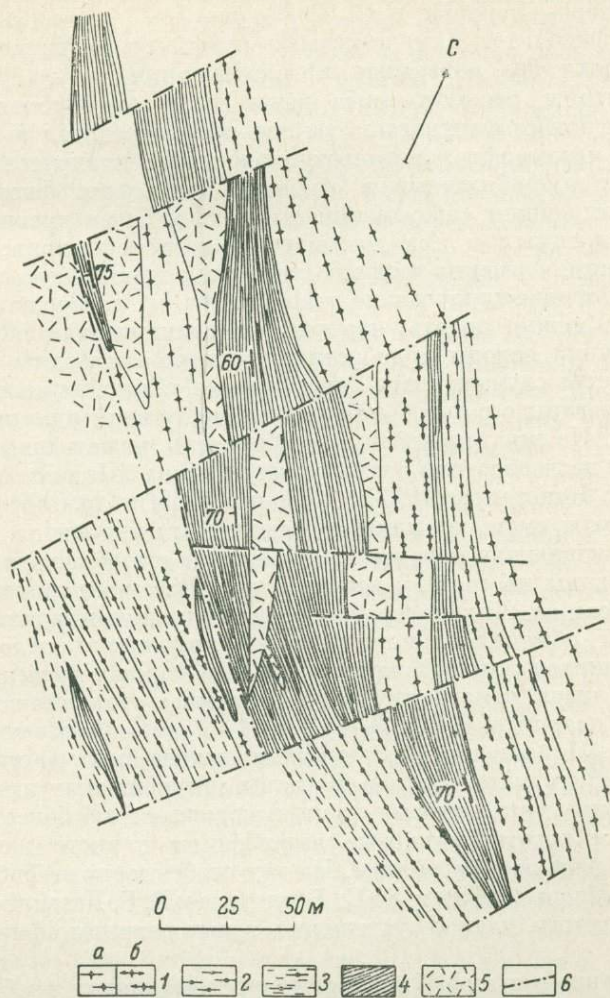


Рис. 22. План одного из участков горы Половинной (Центрально-Кольская зона).

1 — основные кристаллосланцы (а — существенно роговообманковые, б — клинопироксен-роговообманковые и гиперстен-роговообманковые гнейсы); 2 — амфиболовые гнейсы; 3 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 4 — нерасчлененные на литологические типы гронерит-гиперстен-магнетитовые кварциты; 5 — пегматиты; 6 — разрывы.

кварциты были впервые обнаружены А. А. Полкановым в 1915 г. Гнейсо-железорудный комплекс в пределах Затуломской зоны образует широкую полосу (1,5—2 км), ограниченную с северо-востока гранитоидами Мурманского блока. На юго-западе эта полоса примыкает к очень распространенным в этом районе гранат-биотитовым гнейсам. Стратиграфические соотношения этих двух комплексов неясны, так как большинство предполагаемых стратиграфических контактов совпадает с мощными продольными тектоническими нарушениями (Богданова, Дагелайский, 1965). Подавляющая часть железистых кварцитов этого района сосредоточена в самой северо-восточной гнейсо-амфиболитовой полосе, на юго-за-

наде и западе. По данным упомянутых авторов, гранат-биотитовые гнейсы в районе р. Уры представляют собой ритмичнослоистую толщу с линзами олигомиктовых конгломератов. Эти образования залегают стратиграфически выше гнейсов и амфиболитов с железистыми кварцитами. Только в таком случае и может быть оправданной аналогия, проводимая Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайским между метаосадочным комплексом района р. Уры и поросозерской метаосадочной флишовой толщей полосы Колмозеро—Воронья.

Полоса амфиболитов с железистыми кварцами, развитая в Затуломской зоне, почти без перерывов прослеживается вплоть до Вороньих тундр. Так что и рассмотренные выше разрезы Вороньетундровской зоны и данная полоса фактически без перерыва переходят одна в другую. Более слабый метаморфизм вороньетундровских супракристаллических пород в сравнении с амфиболитами и гнейсами Кольского фиорда по сути является единственным соображением в пользу более древнего возраста последних, относимых к так называемой кольской серии. Факты же убеждают в ином, а именно в одновозрастности пород обеих зон, так как, прослеживая вороньетундровские амфиболиты на северо-запад, к Кольскому фиорду, можно видеть, что уже на сравнительно коротком (5—10 км) расстоянии породы приобретают типично «кольский» облик.

В большинстве случаев здесь магнетитовые кварциты пространственно тесно ассоциированы с роговообманковыми, часто анхимономинеральными амфиболитами. На эту характерную особенность магнетитовых кварцитов указывали все исследователи Затуломского района (Полканов, 1935; Чирвинский, 1934; Константинов, 1932; Скуфьин, 1965, и др.). При этом чаще всего амфиболиты вмещают линзы магнетитовых кварцитов, иногда подстилают их. Вмещающие породы — амфиболиты и амфиболовые гнейсы — дифференцированы по составу весьма слабо. Различия амфиболитов, например в разрезе оз. Ливлинского, состоят в изменении зернистости, количества роговой обманки, присутствия в отдельных прослоях граната. В ряде изучавшихся нами разрезов среди монотонных толщ роговообманковых амфиболитов отмечаются многочисленные тончайшие прослойки магнетитовых кварцитов (от 0.3—0.5 до 1—2 см). Например, на северном берегу оз. Ливлинского при ширине выхода роговообманковых амфиболитов ≈ 1.8 км учтено около 60 таких шнуровидных прослоек, но не встречено линз магнетитовых кварцитов мощностью более 10 см.

По химизму роговообманковые амфиболиты данного железорудного района весьма близки к базальтам. На эту особенность амфиболитов указали П. К. Скуфьин (1965) и В. С. Богданова и В. Б. Дагелайский (1965), которым, кроме того, удалось установить в них реликты офитовых структур.

Тесно связанные с амфиболитами роговообманковые гнейсы, нередко имеющие четкую первичную полосчатость, рассматриваются как метапирокласты, а в ряде случаев (при отсутствии четкой полосчатости) как вулканы среднего состава — метаандезиты.

Южно-Печенгская зона. Магнетитовые кварциты в Южно-Печенгской зоне были открыты сравнительно недавно — в 50-х годах. При поисках потенциально никеленосных ультраосновых массивов выяснилось, что железисто-кремнистые образования в этом районе представлены очень широко. Несмотря на это, до сих пор преобладает мнение о внематричном положении этих пород в разрезе докембрия. Такое мнение основано на ошибочном представлении о метасоматическом происхождении магнетитовых кварцитов и их фациальных разновидностей (Кочнев-Первухов, 1970). Сторонники этого направления принимают аутигенно-минералогическую зональность за метасоматическую. Указывая на закономерное изменение литологии и химизма железистых пород, столь свойственное типичным железистым кварцитам, ряд геологов привлекают для интерпретации этого изменения метасоматическую колонку как резуль-

тирующий эффект фронта гранитизации. Кроме этого, с метасоматозом связывают случаи несогласного прилегания полосчатости железистых кварцитов в зоне контакта с гнейсами, а также случаи когда железистые кварциты тесно ассоциируют с телами интрузивных базитов и гипербазитов. Фрагментарность так называемого несогласия выясняется довольно просто при прослеживании контактных зон по простиранию. Такое несогласие оказывается результатом срезания одного крыла сильно сжатой складки. Там, где на контакте с гнейсами залегают нескладчатые железистые кварциты, они повсеместно согласны. Относительно ассоциации базитов и гипербазитов с железистыми кварцитами прежде всего надо отметить, что значительно чаще базиты не сопровождаются даже признаками железистых кварцитов, чем встречаются совместно. Но и в этом случае базиты и гипербазиты являются более поздними, чем железистые кварциты, при этом они используют для внедрения контактные зоны их с гнейсами. Эти зоны являются ослабленными в силу резко различных по механическим свойствам соприкасающихся пород — гнейсов и железистых кварцитов.

Подвляющая часть магнетитовых кварцитов и их литолого-петрографических разновидностей приурочена к толще амфиболитов. По данным В. А. Горелова, поля амфиболитов с подчиненными им гнейсами развиты по периферии и в промежутках между гранитоидными овалами, «куполами». Границы между ними четко устанавливаются по резким градиентам гравиметрического и магнитного полей. В строении «куполов» участвуют плагиограниты, гранодиориты, в значительной степени реоморфизованные и гранитизированные. Явления наложенной гранитизации широко проявлены и в амфиболитовой толще, но в «куполах» явления гранитизации менее контрастны. Поэтому, вероятно, все гранитоиды «куполов» и были отнесены к более молодым, чем амфиболиты, образованиям.

Разрез супракристалльных пород начинается толщей полосчатых силлиманит-биотитовых гнейсов с графитом и пирротинном. В их верхней части появляются прослои полосчатых амфиболитов. Контакты с вышележащей толщей амфиболитов постепенные. Те части разреза амфиболитов, которые включали линзы магнетитовых кварцитов в целом ряде наблюдаемых нами пересечений, не всегда являются монотонными. Нередко они включают маломощные прослои амфиболовых гранат-биотитовых гнейсов, а также лептитов. Но в целом вмещающая толща в этом районе является слабодифференцированной. Железистые кварциты в зонах интенсивной мигматизации являются наиболее устойчивыми к ней членами разреза. Они сохраняют состав и текстуру даже в тех случаях, когда вмещающие амфиболиты полностью переработаны до биотитовых мигматитов.

Среди железистых кварцитов можно выделить несколько литолого-петрографических типов. Это рудные куммингтонит-магнетитовые и слабоборудные (сульфидно-силикатные) магнетит-гранат-куммингтонитовые, пирротин-куммингтонитовые, гранат-куммингтонитовые и анхимоминеральные кварциты (кристаллосланцы). Часто все эти разновидности можно наблюдать в одном разрезе (гора Широкая, участок Аннама, скв. 1111), где они последовательно сменяют друг друга. Пачки железистых пород сохраняют признаки циклического строения; среди силикатных разновидностей часто можно видеть будинированные линзы магнетит-амфиболовых гранатитов — пород, по составу отвечающих алюмокарбонатным. «Скарновый» состав подобных линз в ассоциации с интенсивно деформированными внутрипластовыми складками течения, возникающими во вмещающих магнетитовых кварцитах и создающими впечатление местного несогласия на границе пород с различным составом, также привлекаются для доказательства метасоматической породы всех пород железисто-кремнистого состава в этом районе.

Сопоставление обобщенных разрезов железисто-кремнистых формаций и некоторые стратиграфические выводы

Попытка сопоставить конкретные разрезы железисто-кремнистых формаций различных зон Кольского полуострова предпринимается впервые. При сопоставлении сводных данных по типам разрезов можно было предвидеть, что степень изученности разных зон окажется различной, и поэтому достоверность фактического материала по разрезам, строго говоря, не будет отвечать требованиям воспроизводимости. Это замечание относится не ко всем зонам, а лишь к тем, где автору пришлось в значительном объеме использовать литературные и фондовые материалы, обычно весьма противоречивые. В таких случаях автор полагался прежде всего на свои, хотя, по-видимому, не столь исчерпывающие наблюдения в этих районах, и интерпретировал фактический материал в соответствии с ними. В ряде случаев, особенно в Центрально-Кольской, Затуломской и Южно-Печенгской зонах, наши выводы несколько отличаются от существующих представлений.

Данные о разрезах пород железисто-кремнистых формаций различных зон даны в табл. 1 (см. вкладку).

Крупные подразделения обозначены индексами I, II(II-A); подразделение II имеет мелкие подразделения — a, b, c, d, для каждого из которых характерно преобладание одной, в крайнем случае двух элементарных парагенетических ассоциаций пород. Ниже предлагается сопоставление и краткий анализ, как нам представляется, типичных разрезов железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова из разных зон.

I. Фундамент. Почти на всех разрезах выделяются образования гранитоидного типа: олигоклазовые граниты, гранодиориты, вблизи контактов интенсивно мигматизированные и милонитизированные. Этот комплекс относится нами к фундаменту, поскольку все супракрустальные породы региона относительно него являются более молодыми образованиями. На фундаменте залегает базальная толща терригенных образований (II, a).

II. Железисто-кремнистые формации. «a». Биотитовые гнейсы (силлиманит-), гранат-биотитовые гнейсы с сульфидами и графитом, тонкопосчатые роговообманково-биотитовые гнейсы—терригенные образования (аркозы, граувакки, возможно, с туфогенным материалом). Установлены в основании ряда разрезов Примандровской, Затуломской, Вороньтундровской зон. Условно к ним отнесены гранат-биотитовые гнейсы низов разреза «кольской» серии в Южно-Печенгской зоне. В Вороньтундровской зоне терригенные породы вместе с предположительно базальными гранитными конгломератами составляют объем и содержание лавозерской свиты.

«b». Роговообманковые амфиболиты с прослоями гнейсов—основные лавы, подчиненные им прослой туфогенных пород основного, а в верхней части и кислого состава, крайне редко — мелкие тела кислых вулканитов и силикатно-кремнистых пород (безрудных железистых кварцитов).

«c». Железисто-кремнистые породы — железистые кварциты с высоким содержанием рудного железа (20—35%).

«d». Амфиболовые и биотитовые гнейсы, лептиты, гнейсы с глинозёмистыми минералами (большинство разрезов Примандровской зоны), а также роговообманковые амфиболиты (Южно-Печенгский, Затуломский, Вороньтундровский разрезы), средние эффузивы (дациты и андезиты), кислые вулканиты, основные лавы и туфогенные породы. Породы этой пачки везде перекрывают железистые кварциты. В ряде разрезов Вороньтундровской зоны в пачке «d» выше основных лав залегают кислые вулканиты. Непосредственно с железистыми кварцитами они не контактируют. В этой зоне пачки «a», «b», «c» и «d» составляют полмостундровскую серию.

II-A. Существенно глиноземистые гнейсы и сланцы (туфогенные алевролиты, глиноземистые кварциты, песчаники, полимиктовые конгломераты) в Затуломской и Вороньетундровской зонах имеют бесспорные признаки стратиграфического несогласия с нижележащими породами комплекса II. В Вороньетундровской зоне они образуют поросозерскую серию. В Затуломской зоне В. С. Богданова и В. Б. Дагелайский (1965) устанавливают аналогичные образования, выделяя их в тундровую серию. В Центрально-Кольской зоне монотонная толща глиноземистых гнейсов и кристаллосланцев включена этими авторами в верхнюю часть волшпахской свиты. В Приимандровской зоне в пределах Главной структуры породы этой толщи не устанавливаются. Они выделены лишь вдоль Главного хребта, а также в Медвежьих тундрах. Б. А. Шлайфштейн и др. (1966 г.) отнесли толщу глиноземистых гнейсов к волчьезерской «свите» — самой молодой в разрезе «кольской» серии района. По петрохимическим реконструкциям глиноземистые гнейсы волшпахской и волчьезерской «свит» близки между собой и по набору элементарных парагенетических ассоциаций напоминают поросозерскую флишеидную терригенную толщу.

Из сопоставления и анализа разрезов железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова, представленных различными супракрустальными породами, можно сделать выводы не только о некоторых общих признаках сходства в строении и развитии, но и о различии их состава. Намечаются по крайней мере два принципиально отличающихся типа разрезов. К первому типу относятся разрезы, в которых железистые кварциты залегают в однородной неконтрастной или недифференцированной толще «основных» супракрустальных пород (амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев). Другие разновидности пород, особенно кислых, для данного типа разрезов нехарактерны. Железистые кварциты являются магнетитовыми и образуют маломощные, непротяженные, хотя часто и многочисленные тела. Этот тип представлен разрезами Затуломской, Центрально-Кольской, а также, по-видимому, Вороньетундровской и Южно-Печенгской зон. Ко второму типу относится некоторая часть разрезов Приимандровской зоны, прежде всего разрезы, характерные для Главной структуры. Особенностью этих разрезов является неоднородное дифференцированное строение, присутствие в них средних и кислых пород. Причем обычно железистые кварциты залегают на таком стратиграфическом уровне, который как бы отделяет нижележащие основные породы от вышележащих средних и кислых. Железистые кварциты могут содержать кроме магнетита и гематит, рудные тела достигают значительных размеров. Именно они и являются в настоящее время промышленными. Первый тип разреза назван нами амфиболитовым, второй — лептитовым.

ТЕКТОНИКА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

В предыдущей главе была предпринята попытка показать, что породы железисто-кремнистых формаций в пределах рассматриваемого региона являются самыми древними супракрустальными складчатыми образованиями Кольского полуострова, фундаментом которых являются гранодиориты. Железисто-кремнистые формации являются наиболее контрастными образованиями среди супракрустальных толщ Северо-Запада Кольского полуострова. Именно поэтому все тектонические схемы и построения для раннего докембрия центральной и северо-западной частей Кольского полуострова, если даже в них специально и не затрагивались вопросы тектоники железисто-кремнистых формаций, так или иначе распространялись на эту группу образований.

Тектоническая номенклатура, районирование, структурно-тектонический анализ обычно основывались на представлениях А. А. Полканова, а затем и Л. Я. Харитонова. А. А. Полканов на протяжении всей своей научной деятельности отстаивал идею об альпийотипном характере складчатости в карелидах и саамидях. Он энергично отрицал «особый, неактулистический тип» раннедокембрийских складчатых образований» (Полканов и Герлинг, 1961, стр. 94). Складчатость Северо-Запада Кольского полуострова, как он полагал, напоминает складчатость типичных геосинклинальных областей. Он считал, что структура Кольского полуострова представляет собой мегасинклиниорий с чередующимися синклиниориями и антиклиниориями. А. А. Полканов, как затем и Л. Я. Харитонов (1966), имевшие большое число последователей, полагали исходя из «альпийотипной» концепции, что складчатая структура докембрия этого региона определяется соотношением двух самых крупных разновозрастных супракрустальных комплексов: гранатовых гнейсов и слюдяных гнейсов. Надо добавить, что оценка относительного возрастного положения этих двух гипотетических комплексов претерпевала неоднократные принципиальные изменения как в работах А. А. Полканова (1935, 1936, 1939), так и в работах других геологов. Эволюция представлений о характере пликативной тектоники в силу этого должна была соответствовать той или другой оценке стратиграфического положения названных комплексов.

Примерно так же описывал структуру супракрустальных образований Кольского региона Л. Я. Харитонов (Геология СССР, 1958). Разрез «архейских» (в том числе и железорудных) гнейсов он представлял себе в виде чередования разномасштабных, сильно сжатых изоклиналей, развитых «в многокилометровых толщах пород». Предполагалось, что разрезы антиклиниориев должны обладать веерообразно расходящимся кверху рисунком изоклинальных складок, синклиниориев — сходящимся. Как А. А. Полканов, так затем и Л. Я. Харитонов обособляли так называемые гиперстеновые диориты — роговообманково-клинопироксен-гиперстеновые кристаллослапцы, содержащие магнетитовые кварциты. Они относили их к древнейшим интрузивным комплексам.

Существующее разделение Кольского полуострова на крупные тектонические элементы построено на отмеченных выше принципах и представлениях. В настоящее время эти принципы нуждаются в переоценке, потому что, строго говоря, содержание тех или иных тектонических подразделений на современном уровне изученности региона не соответствует

вкладываемому в их название смыслу. Так, например, к «антиклинориям» отнесены участки, где преобладают «архейские» породы. Однако большая часть «архей» включает и более молодые образования, как это установлено на примере ряда зон, особенно Приимандровской. Нередко в «антиклинориях» так называемый «архей» резко подчинен образованиям более высокого структурного яруса, как например в Затуломской зоне. Природа структурно-тектонического разнообразия Северо-Запада Кольского полуострова весьма далека от той, которая могла быть обусловлена чередованием изоклиналей. В связи с этим тектоническая номенклатура Л. Я. Харитонова применяется здесь крайне ограниченно. Так, Центрально-Кольский антиклинорий, по Л. Я. Харитонову, включает Центрально-Кольскую и Затуломскую железорудные зоны, Имандра-Варзугская синклинорная зона — Приимандровскую и частично Южно-Печенгскую зоны (часть последней совпадает с Терско-Нотозерским антиклинорием), северная часть Кольско-Кейвской синклинорной зоны включает железорудную зону Колмозеро—Воронья.

Изложение материала в настоящей главе подчинено выяснению морфологии зон и отношений характера пликативной и дизъюнктивной тектоники и особенностей стиля складчатости.

Соотношение фундамента и супракрустального железорудного комплекса

Вороньегундровская зона. Структурно-фациальная зона Колмозеро—Воронья, имеющая северо-западное простирание, начинается от северных отрогов Кейв и протягивается почти на 180 км. Ширина ее от 12 до 5 км и менее (рис. 18).

Вулканогенно-осадочные породы этой зоны по южному контакту отделены от фундамента базальными образованиями лязозерской свиты. Вблизи южного контакта гранитоиды фундамента образуют довольно крупные реликтовые «окна» среди полей мигматитов. Вследствие интенсивной мигматизации границы между «окнами» неконтрастны, хотя по данным магнитной съемки и прямым геологическим наблюдениям Н. В. Каршиной обнаружена их изометричность или слабая вытянутость. Вдоль северного контакта с супракрустальными породами граничат гранодиориты Мурманского блока. И. Д. Батиева и И. В. Бельков (1968) отмечают, что здесь гранодиориты подвергались интенсивным реоморфическим явлениям, приведшим к появлению микроклиновых гранитов. Северный контакт представляет собой мощную зону бластомилонитов.

Многочисленные указания на брахиформность (т. е. наличие явно намечаемых структурных овалов) и присутствие супракрустальных пород между овалами позволяют допустить не только петрографическую, но и структурно-тектоническую гетерогенность образований Мурманского блока. Полагая, что меридиональное направление директивных элементов гранодиоритов является реликтовым, соответственно более ранним, чем направление северо-западной складчатости супракрустальных толщ, структурно-тектоническую гетерогенность реоморфизованных гранодиоритовых массивов как вблизи от контактов рассматриваемой зоны, так и в пределах Мурманского блока следует объяснять сопряжением двух разновозрастных структурных комплексов. Широко развитые здесь явления реоморфизма (микроклиновые граниты, мигматиты), апатексиса, сопровождаемые зонами бластомилонитов, особенно вдоль контактов, затрудняют структурно-стратиграфическое расчленение районов преимущественного развития древнейших гранитоидов. Но, по всей видимости, в пределах Мурманского блока между «овалами» мигматизированных гранодиоритов должны находиться также интенсивно мигматизированные возрастные аналоги супракрустальных пород линейной зоны Колмозеро—Воронья и, возможно, даже более молодые образования.

Примандровская зона. Соотношение супракрустальных пород железисто-кремнистых формаций с фундаментом в пределах этой зоны является наиболее изученным для Северо-Запада полуострова. В пределах Главной Примандровской структуры, как нигде больше, породы железисто-кремнистой формации весьма контрастно отличаются от пород фундамента интенсивным магнитным полем и полем силы тяжести, так как в ее пределах сосредоточены самые крупные из известных месторождения железистых кварцитов.

Линзы железистых кварцитов в центральной части зоны с незначительными перерывами фиксируют четкий овал, в плане сопряженный с другим примерно таким же четким овалом (рис. 23). Выяснению взаимоотношений железисто-кремнистых формаций с вмещающими породами в пределах этих четко намечаемых овалов был посвящен ряд работ (Шифрин, 1934; Мурашов и Шифрин, 1936; Точилин и Горяинов, 1964; Горяинов и Малышев, 1970; Горяинов, 1970а). В первое время геологам казалось, что чередование региональных полос с линзами железистых кварцитов обязано глубокой эрозии сильно сжатых изоклиальных складок (Шифрин, 1934). При этом предполагалось, во-первых, что все выходы железистых кварцитов в пределах Главной структуры слагают ядра сильно сжатых синклиналей, а во-вторых, что породы, слагающие сопряженные антиклинали, имеют тот же возраст, т. е. залегают согласно с железистыми кварцитами и смяты в складки одной складчатостью (рис. 24, I).

После нашего детального изучения строения линз железистых кварцитов выяснилось, что они представляют собой моноклиальные фрагменты предполагаемых складок. Это существенное уточнение внесло коррективы в представление о характере Главной структуры. А. И. Балакай (1965 г.), а затем Г. И. Бобрышев (1968 г.) чередование полос в Главной структуре стали объяснять чередованием глубоко эродированных более открытых, но также изоклиальных знакопеременных складок (рис. 24, II). При этом тела железистых кварцитов рассматривались как фрагменты эродированных крыльев этих складок. Однако после того как в телах железистых кварцитов была установлена асимметричная вертикальная зональность и проанализирована ее ориентировка (подошва—кровля) в разных полосах, пришлось отказаться и от второго варианта интерпретации Главной структуры. Дело в том, что асимметричная аутигенная зональность имеет в разных сечениях Главной структуры одинаковую направленность (рис. 17), тогда как при залегании железистых кварцитов в крыльях сопряженных знакопеременных складок должна бы фиксироваться попеременная, через полосу, разнонаправленная асимметричная зональность.

Мы предположили, что железорудные толщи не связаны между собой складчатым рисунком Главной структуры, а развивались в ее пределах автономно. Это удалось подтвердить после проведения детальных картировочных буровых работ на поперечном разрезе через Главную структуру по линии Октябрьское месторождение—Оленегорское месторождение (рис. 25). Было выяснено, что железистые кварциты вместе с вмещающими их гнейсами окаймляют в четко выраженном овале гранодиориты. С внешней стороны породы железисто-кремнистой формации граничат с теми же гранитоидами. Зоны контактов прослежены непосредственно и уточнены по геофизическим материалам. Первая особенность контактов — мощное развитие бластомилонитовых зон. Так, например, породы нижней части разреза Печегубского и Октябрьского месторождений превращены в «карандашные» тектониты на расстоянии около 200 м от контакта. Бластомилониты в гранитах, представленные иногда плейчатыми слюдяными сланцами, развиты еще дальше — на 300—350 м.

Вторая особенность контактов — наличие многочисленных тел пегматитов, субцелочных пегматоидных гранитов, диафторитов, метасомати-

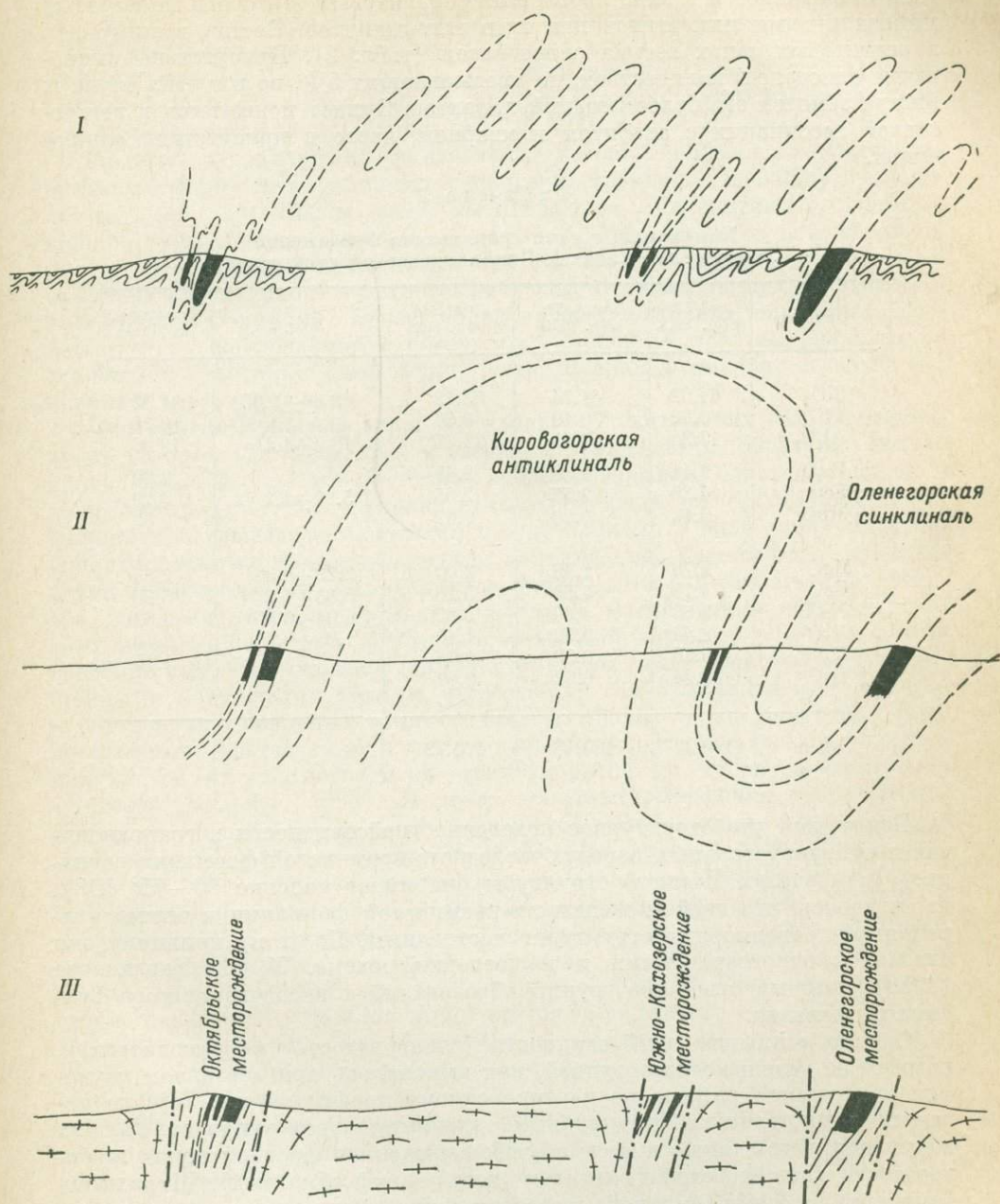


Рис. 24. Варианты интерпретации Главной Примандровской структуры.

I — изоклинально-складчатый (Д. В. Шифрин, Л. Я. Харитонов); II — то же (А. Н. Балакай, Г. И. Бобрышев); III — межглыбовых асимметричных синклиналей (принят в настоящей работе).

тов. По удалению от контактов blastsмилолитовая текстура гранитоидов сменяется гнейсовидной с крутым падением гнейсовидности, совпадающим с падением супракрустальных пород в железорудной толще. Гранитоиды сохраняются в виде небольших скиалитовых зон среди полосчатых микроклиновых мигматитов или мигматит-гранитов. Состав гранитоидов в реликтовых зонах весьма однообразен (табл. 2). Присутствие микроклина отмечено в количествах, не превышающих 5%, но и в этих случаях иногда заметен его более поздний характер. Эпидот появляется в регрессивной ассоциации с альбитом и кварцем, часто в присутствии микроклина.

Т а б л и ц а 2

Химический состав гранитоидов фундамента
в пределах Главной Примандровской структуры

| Оксиды | Скв. 522, обр. 8942 | Скв. 539, обр. 8973 | Скв. 518, обр. 8938 | $X (\pm S)^*$ | Тоналит, по Дэли |
|--------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------|---------------------|
| SiO ₂ | 61.02 | 61.74 | 65.22 | 62.66 ± 1.85 | 61.32 |
| TiO ₁ | 0.62 | 0.19 | 0.36 | | 0.23 |
| Al ₂ O ₃ | 17.38 | 19.55 | 71.06 | 18.0 ± 1.1 | 16.95 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.41 | 1.38 | 2.47 | } 5.22 ± 1.2 | 2.39 |
| FeO | 4.36 | 2.53 | 2.55 | | 4.29 |
| MnO | 0.12 | 0.06 | 0.07 | | 0.05 |
| MgO | 2.76 | 1.95 | 2.00 | 2.23 ± 0.32 | 2.84 |
| CaO | 4.78 | 7.53 | 5.20 | 5.83 ± 1.2 | 5.56 |
| Na ₂ O | 3.63 | 4.69 | 3.82 | 4.04 ± 0.46 | 2.62 |
| K ₂ O | 2.44 | 0.50 | 1.10 | 1.35 ± 0.8 | 2.20 |
| H ₂ O ⁺ | 0.76 | 0.39 | 0.78 | | 1.15 |
| H ₂ O ⁻ | 0.04 | 0.02 | 0.09 | | |
| Сумма | 100.32 | 100.48 | 100.72 | | |

Ввиду того что структурное поведение гнейсовидности в гранодиоритах и супракрустальных породах железисто-кремнистой формации совпадает (в пределах Главной структуры она имеет падение 60—75° ЮЗ), то считалось, что гнейсы железисто-кремнистой формации и мигматизированные гранодиориты структурно неотделимы. По этому принципу они оказались одновозрастными и в последней схеме. Л. Я. Харитонова (1966), который отнес обе группы образований к нерасчлененному фундаменту карелид.

Однако «сильная» гнейсовидность (сланцеватость) в гранодиоритах, назовем ее условно железорудной, как выяснилось при детальном изучении поперечного разреза по картировочному профилю (рис. 25), не является единственным структурным элементом гранодиоритов. В них документируется также и весьма слабовыраженная фрагментарная штриховатость, фиксированная биотитом (или роговой обманкой). Штрихи ограничены полосами «сильной» железорудной гнейсовидности, но их ориентировка на всем профиле оказывается выдержанной: она ориентирована по азимуту 0—15° с падением 10—30° ЮЗ, т. е. является несогласной с железорудной гнейсовидностью. Отсюда следует, что фрагментарная штриховая директивность с переориентированным биотитом является реликтовой, на которую накладывается железорудная сланцеватость. Характерно, что вблизи контактов гранодиоритов с породами железисто-кремнистой формации пологая директивность не устанавливается, так как полностью уничтожена вследствие глубокой дифференцированности «железорудных» движений в приконтактной зоне.

Таким образом, гранодиориты в Главной структуре оказываются более древними образованиями, чем железисто-кремнистые формации (Горянов, 1970а, 1971а). Они являются, следовательно, фундаментом для складчатых образований — пород железисто-кремнистых формаций. Эти две крупные геологические единицы, считавшиеся синхронными, отнесены соответственно к первому (наиболее древнему) и второму структурным этажам. Породы второго структурного этажа — железисто-кремнистые формации — оказываются зажатыми между глыбами гранодиоритов первого структурного этажа (рис. 24, III).

Глыбы гранодиоритов фундамента имеют наиболее характерную овальную форму лишь в пределах Главной структуры. К западу и северу от нее (рис. 23) глыбы резко вытягиваются, сплющиваются, сопровождаясь продольными зонами нарушений, blastsмилонитов и более поздних диафоритов, и поэтому утрачивают и без того трудно улавливаемые признаки структурного и петрографического отличия от пород железисто-кремнистых формаций. Более молодая дизъюнктивная тектоника, особенно четко наблюдаемая к северу от Главной структуры, значительно осложняет очертания глыб фундамента, придавая им прихотливый мозаичный характер.

Центрально-Кольская зона. По данным геологических съемок мигматизированные гранодиориты и диориты фундамента образуют сильно сплюснутые блоки, ограниченные зонами разрывов, blastsмилонитов и диафоритов (рис. 26). Супракрустальные породы железисто-кремнистой формации оказываются зажатыми между блоками в виде узких пластин, ориентированных в северо-западном направлении. В силу этого ориентировка гнейсовидности гранодиоритов фундамента и более молодых гнейсов, зон гранулитов, диафоритов, а также магнитных и гравиметрических полей приобретает необычный линейный характер. Лишь местами, особенно там, где «железорудные» структуры четко фиксируются повышенными магнитными полями, наблюдается слабовыраженная тенденция к образованию овальных эллипсоидальных форм, характерных для глыб фундамента. Состав глыб в немигматизированных реликтовых участках изменяется от плагиогранитов—гранодиоритов до диоритов—тоналитов (Батиева, Бельков, 1968). В зонах ультраметаморфизма гранулитовой фации по породам фундамента образуются микроклин-ортопироксеновые чарнокиты. Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский (1968) выделяют среди них орто- и парачарнокиты, подразумевая под последними метаморфизованные вулканы или осадки. По-видимому, разделение Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского пород фундамента на два стратиграфических подкомплекса — нижний комплекс плагиогранитов и верхний подкомплекс основных кристаллосланцев и чарнокитов — не отражает стратиграфических соотношений внутри фундамента. В ряде случаев верхний подкомплекс явно тяготеет к породам второго структурного яруса — к железорудным гнейсам, по крайней мере неотделим от них при самом строгом анализе.

Затуломская зона. Соотношение супракрустальных пород с комплексом образований Мурманского блока аналогичны тем, которые вскрыты в Вороньестундровской зоне. Массивы или глыбы фундамента среди супракрустальных пород железисто-кремнистой формации этой зоны имеют резко подчиненное развитие. Состав глыб — плагиограниты и гранодиориты, на юго-западе зоны — диориты. Глыбы вытянуты вдоль регионального простирания. В целом соотношение фундамента и пород второго структурного яруса является в этой зоне слабоизученным.

Южно-Печенгская зона. Соотношение супракрустальных пород с гранитоидами, как и в Приимандровском районе, в пределах данной зоны можно считать характерным для Кольского полуострова. В отличие от Центрально-Кольской зоны, где преобладают вытянутые линейные структуры, в Южно-Печенгской зоне наблюдаются сочетание линейных се-

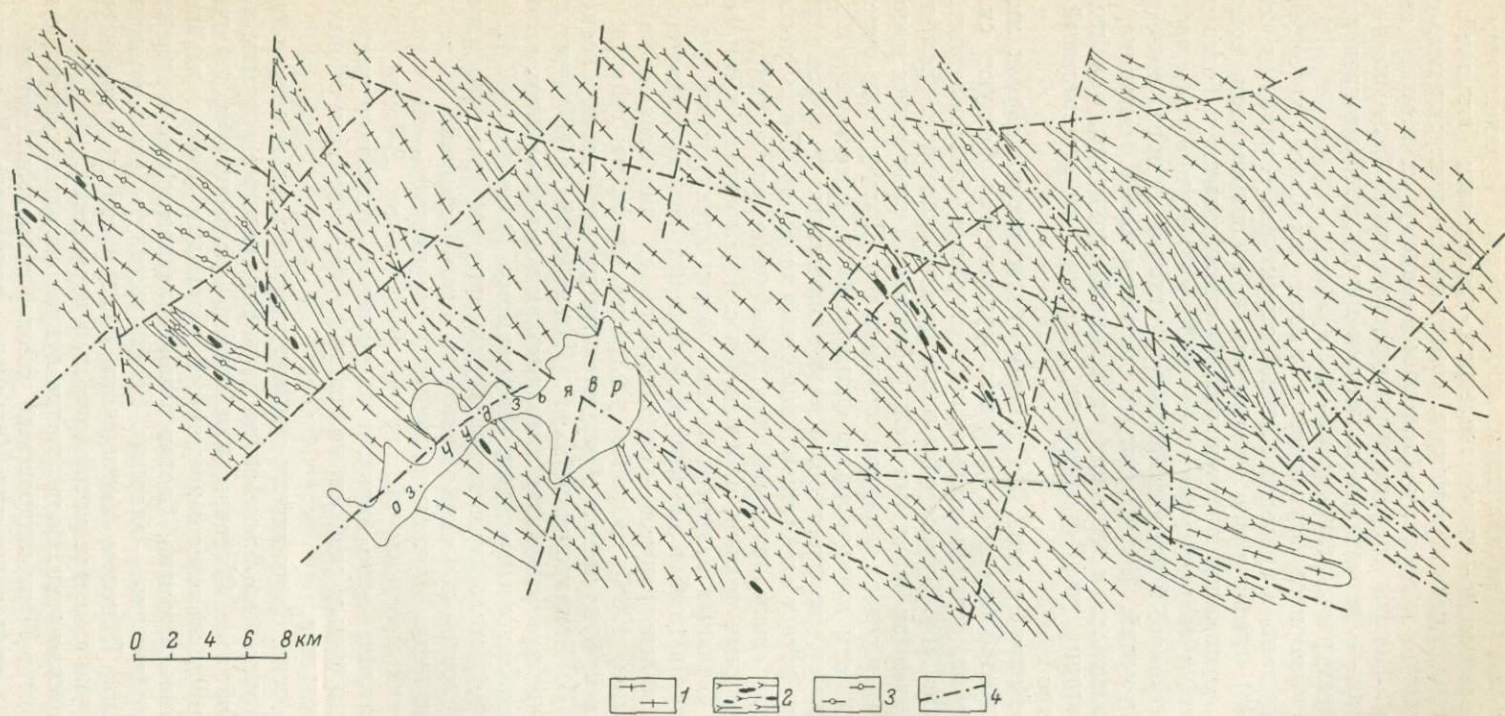


Рис. 26. Схематическая геологическая карта района оз. Чудзъявр (Центрально-Кольская зона). Составлена по материалам В. Б. Крюкова и др. (1970 г.), Б. Н. Евдокимова, а также по материалам аэромагнитных съемок.

1 — гранодиориты роговообманковые, гиперстеновые, интенсивно мигматизированные (чарнокитизированные); 2 — существенно основные кристалло-сланцы с диопсидом, гиперстеном, роговой обманкой и линзами пироксен-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов; 3 — кристаллосланцы и гнейсы с глиноземистыми минералами (гранатом, сидлиманитом, биотитом); 4 — разломы.

веро-западных структур с изометричными. По данным съемок подобное сочетание объясняется тем, что супракрустальные породы, главным образом амфиболиты, огибают гранитные купола. Эти две группы образований четко разделяются на картах магнитного и гравитационного полей, при этом границы между ними являются достаточно контрастными.

Куполовидные структуры расположены в шахматном порядке. Форма структур в плане овальная с северо-западным направлением длинной оси. Отдельные структуры, в частности Аллареченская, являются изометричными. Купола, или глыбы, сложены однообразными светло-серыми гнейсовидными плагиогранитами — гранодиоритами, сохранившимися в виде реликтов среди мигматитов. Последующие явления анатексиса и реоморфизма привели к почти полному замещению плагиогранитов более молодыми субщелочными гранитами вплоть до образования зональных (их часто считают дифференцированными) гранитоидных массивов в глыбах типа озер Каскель, Руоссель. Зона контактов плагиогранитов с супракрустальными амфиболитами представлена мощными blastsомилонитами, линейными мигматитами и так называемыми гранитизационными образованиями, наложенными на тектонически активную приконтактовую зону. Вследствие этого наложенного процесса границы между плагиогранитами и супракрустальными породами многие геологи понимают как постепенные, теньевые. При этом они считают, что плагиограниты воздействуют на амфиболиты и связывают с этим гипотетическим процессом появление в зоне контакта скарнидов и даже железистых кварцитов.

Явления диафтореза, окварцевания и метасоматоза, развитые на контакте, в большинстве случаев обнаруживают связь с гранитизацией, хотя иногда мигматиты не содержат микроклина.

В связи с незначительной деформированностью некоторых плагиогранит-гранодиоритовых глыб, сохранивших изометричные в плане очертания, в них четко сохраняются реликтовые направления директивных структур. В центральной части глыб директивные структуры имеют пологое падение ($3-25^\circ$) при ориентировке, часто не совпадающей с региональным простираем. Пологие углы полосатости в плагиогранитах наблюдались нами в районе горы Алксоайв. В краевых частях глыб в плагиогранитах по мере приближения к контакту все более отчетливо проявляется крутая ($60-80^\circ$) гнейсовидность (сланцеватость), ориентированная вдоль регионального северо-западного простираения. Краевые части глыб по структурным признакам неотличимы от залегающих на контакте с ними супракрустальных пород. Последние смяты в асимметричные, сильно сжатые складки, осевые плоскости которых ориентированы согласно гнейсовидности приконтактовых частей глыб.

По мнению геологов СЗТГУ, «куполовидные» структуры района относятся к типичным инфраструктурам раннего докембрия, возникшим в результате архейского гранитного диапиризма. Они считают, что формирование куполовидных структур произошло в результате широко проявившейся гранитизации, которая характеризуется в архейском этапе развития района натровым фронтом метасоматоза. В этот период образовывались большие поля плагиоклазовых мигматитов по амфиболитам и плагиогранитам. Иное отношение к «куполовидным» структурам района у Э. А. Поляк (1967). Она полагает, что в Южно-Печенгской зоне «все особенности геологического строения изометричных структур — их форма, тектонические контакты, влияние на структуру протерозойских образований — позволяют рассматривать их как блоки архейского фундамента, вовлеченные в протерозойские движения и перекристаллизованные в краевых частях в процессе этих движений» (Поляк, 1967, с. 97). Данная оценка, на наш взгляд, полностью объясняет соотношение плагиогранитов изометричных глыб с окаймляющими их межглыбовыми супракрустальными комплексами (Горяинов, 1970а). В данном случае имеет место наложение крутой северо-западной гнейсовидности на пологую полоса-

Таблица 3

Некоторые общие признаки фундамента и его соотношений с супракристалльными породами железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова

| | Вороньегундровская зона | Приимандровская зона | | Центрально-Кольская зона | Южно-Печенгская зона |
|---|---|---|---|--------------------------|---|
| | | Главная структура | Волчьегундровская структура | | |
| Состав глыб | Плагиограниты—гранодиориты—тоналиты, интенсивно реоморфизованные | Тоналиты, гранодиориты в виде реликтов среди мигматитов | Гранодиориты, диориты, интенсивно милонитизированные, мигматизированные, чарнокитизированные | | Плагиограниты—гранодиориты, интенсивно реоморфизованные |
| Форма | Крупные овальные глыбы | Овальные глыбы | Сильно сжатые, вытянутые тонко разлинзованные тела, реже овальные глыбы | | Изометричные, слабо овальные глыбы |
| Признаки стратиграфического несогласия с супракристалльными породами | Явные — базальные гранитные конгломераты, базальный субаркозовый горизонт ляозерской свиты (II, а) | Предположительные — субаркозовый горизонт в основании Печегубского и Оленегорского разрезов (II, а) | Не установлены | | Проблематичные — глиноземистые гнейсы (слабодифференцированные осадки) нижней части супракристалльной толщи |
| Строение и признаки структурного несогласия с супракристалльными породами | Пологое падение и северо-восточное простирание реликтовой полосчатости; вблизи контактов наложение сильной северо-западной гнейсовидности | Пологое падение и субмеридиональное простирание реликтовой фрагментарной директивности (полосчатости); интенсивное наложение северо-западной гнейсовидности, вблизи контактов полностью уничтожившей реликтовую | Проявлена только сильная северо-западная гнейсовидность; признаки реликтовой полосчатости не отмечались | | Реликтовая пологая полосчатость в центре и северо-западная наложенная гнейсовидность по краям глыб |

тость плаггиогранитов. Используя результаты анализа Главной Приимандровской структуры, следует отнести плаггиограниты, слагающие «купола», глыбы, к более древним образованиям (первому структурному этажу). Межглыбовое складчатое супракрустальное выполнение является по отношению к ним более молодым и составляет второй структурный этаж. Все образования, имеющие бесспорные признаки генетической связи с гранитизацией, возникли в процессе воздействия более молодых анатектических микроклиновых гранитов на породы как первого, так и второго структурных этажей.

* * *

Сравнение некоторых наиболее характерных признаков фундамента и его соотношений с супракрустальными породами железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова (табл. 3) дает возможность несколько конкретизировать понятие «фундамент» в целом для всего региона. Упоминание о древнейшем возрасте плаггиогранитов—гранодиоритов можно найти в целом ряде работ по Кольскому полуострову. Но в одних работах граптоиды рассматриваются как интрузивные тела, требующие для понимания их генезиса обязательного наличия пород кровли (Полканов, 1935; Харитонов, 1966, и др.). В других работах не исключается возможность стратиграфического расчленения фундамента, тем самым произвольно допускается не только существование проблематичных супракрустальных формаций (Салоп, 1964; Бондаренко и Дагелайский, 1968; Макневский, 1974), но и широкое распространение их в фундаменте. Предпринятая здесь конкретизация понятия «древнейший фундамент» предусматривает идентификацию таких признаков, как состав, признаков структурной автономии и более древнего возраста относительно первых складчатых движений, охватывающих супракрустальные породы железисто-кремнистых формаций. Этот анализ, как и анализ ряда других геологов (Бельков и др., 1971), в итоге показал, что плаггиограниты—гранодиориты являются наиболее древними структурными образованиями, более древними, чем любые супракрустальные формации. В связи с этим целесообразно такую стратиграфическую единицу, как архей, распространять лишь на породы первого структурного яруса — древнейшие плаггиограниты—гранодиориты, отражающие особое «нуклеарное» (в интерпретации И. В. Белькова и И. Д. Батиевой) состояние «магматизма».

Тектоника супракрустальных толщ

Предположение о синклинальном залегании оленегорских железорудных гнейсов, высказанное еще в 30-х годах Д. Ф. Мурашовым и Д. В. Шифриным, нашло признание в ряде последующих работ. Л. Я. Харитонов (Геология СССР, 1958) отнес, например, Главную Приимандровскую структуру к синклинорию, допуская, по-видимому, что, во-первых, железистые кварциты имеют один план складчатости со всеми вмещающими их гнейсами, во-вторых, железистые кварциты слагают самую верхнюю часть разреза, а поэтому само появление в разрезе железистых кварцитов маркирует синклинальные складки, и, в-третьих, район тяготеет к центральной части Печенгско-Варзугской синклинальной зоны (по структурно-тектонической схеме Л. Я. Харитонова).

Если Л. Я. Харитонов понимал под «железорудными гнейсами» хотя и абстрактную, но довольно значительную по объему часть так называемой «кольской серии», то многие геологи, говоря о ее синклинальном строении, имели в виду, как правило, лишь тела железистых кварцитов.

Разрезы с многопластовым строением железистых кварцитов типа Южно-Кахозерского и Октябрьского месторождений интерпретировались поэтому как чередование узких изоклинальных складок. Однако структур-

ное положение железистых кварцитов как фрагментов общей складчатой структуры пород второго структурного яруса оказалось существенно иным. Рассмотрим некоторые наиболее наглядные примеры структур месторождений железистых кварцитов.

Оленегорское месторождение. На всем своем протяжении, т. е. около 4 км, толща железистых кварцитов обладает крутым юго-западным падением ($55-70^\circ$) и выдержанным простиранием — 310° (рис. 27). Повсюду железистые кварциты обнаруживают согласное залегание с гнейсами, за исключением зон пологих надвигов. Глубина, до которой прослежены железистые кварциты, превышает 800 м, при этом признаки синклинального строения рудного тела обнаружить не удалось ни в одном сечении. На это указывает и то обстоятельство, что разрез пласта железистых кварцитов обладает устойчивым асимметричным строением, которое сохраняется и на глубоких горизонтах.

Признаки синклинального залегания железистых кварцитов, т. е. наличие замков, встречных углов падения, а также присутствие хотя бы фрагментов второго крыла, не установлены. Более того, там, где ранее предполагалось синклинальное замыкание структуры, устанавливается либо тектоническое (рис. 28, а, б), либо фаціальное (рис. 8 и 9) выклинивание.

Вдоль рудного тела как среди железистых кварцитов, так особенно вдоль контактов развиты сопряженные со складчатостью продольные зоны тектонических нарушений. В железистых кварцитах нарушения проявляются в развитии вдоль них выдержанных зон внутрипластовой мелкой складчатости течения, чередующихся с зонами относительно спокойного залегания полосчатости (Точилин и Горяинов, 1964). В контактных частях возникают зоны скольжения, межпластового отслоения, используемые впоследствии многочисленными пегматитами и диафторитами. Интересно отметить, что пегматиты более многочисленны в висячем боку рудной залежи. Здесь же наиболее дислоцированными оказываются и железистые кварциты.

Самым выдержанным элементом мелких складок в железистых кварцитах являются осевые плоскости и особенно шарниры, ориентировка которых резко не совпадает с простиранием структуры. На плоскостях сланцеватости, совпадающей со слоистостью, шарниры образуют контрастные валики, ребра, которые четко видны на отпрепарированной по сланцеватости стенке карьера. Угол погружения этих валиков, измеренный вдоль рудного тела, стабилен и составляет $55-75^\circ$ в направлении на юго-юго-восток. Шарнирам мелких складок параллельны минеральная линейность, четко заметная на плоскостях сланцеватости, а также длинные оси будии, «карандашные» выделения кварца, оси вращения порфиробласт граната, кварцево-фибrolитовых подулей, отдельных фрагментов более хрупких пород (известково-силикатных), возникших вследствие деформации. Все эти признаки свидетельствуют о принадлежности линейных структур к типу В-линейности — линейности вращения. На некоторых участках углы погружения шарниров и идентичных им проявлений линейности выполаживаются (рис. 29). При детальном изучении этих зон выяснилось, что подобное выполаживание связано с наложением поперечной складчатости. Ориентировка шарниров открытых флексуобразных складок пологая ($\angle 0-20^\circ$ ВСВ), падение осевых плоскостей крутое ($\angle 70-80^\circ$ ЮВВ). Вдоль осевых плоскостей поперечных складок внедряются габбро-диабазы и оливиновые габбро-нориты с концентрической отдельностью (Горяинов, Пестерев, 1967), происходят смещения, развиваются пологие (вдоль шарниров) монокварцевые зоны, а также локализируются поперечные пегматитовые тела.

К наиболее молодым относятся движения вдоль продольного сдвиго-надвига. Эта зона нарушения состоит из серии пологих кулисообразных надвигов, вытянутых вдоль рудного тела. Надвиги сопровождаются зо-

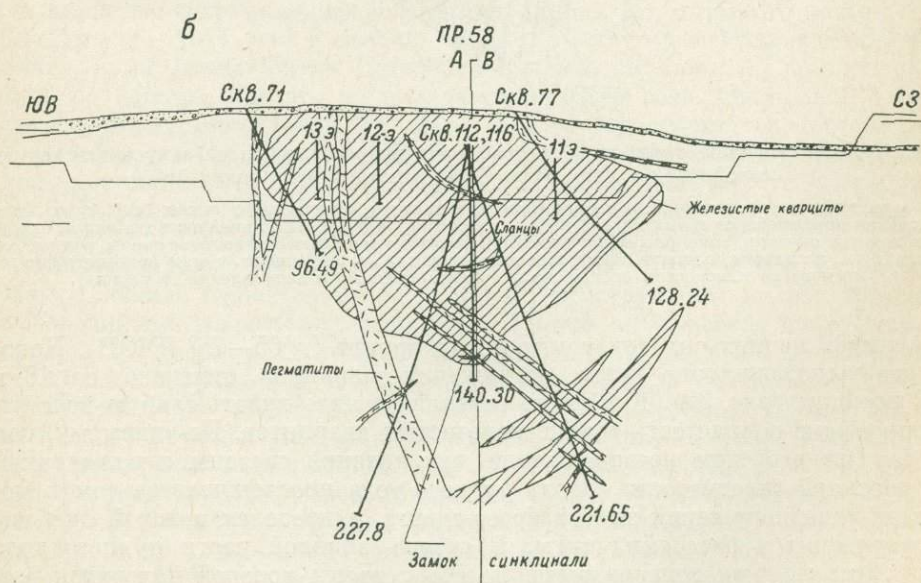
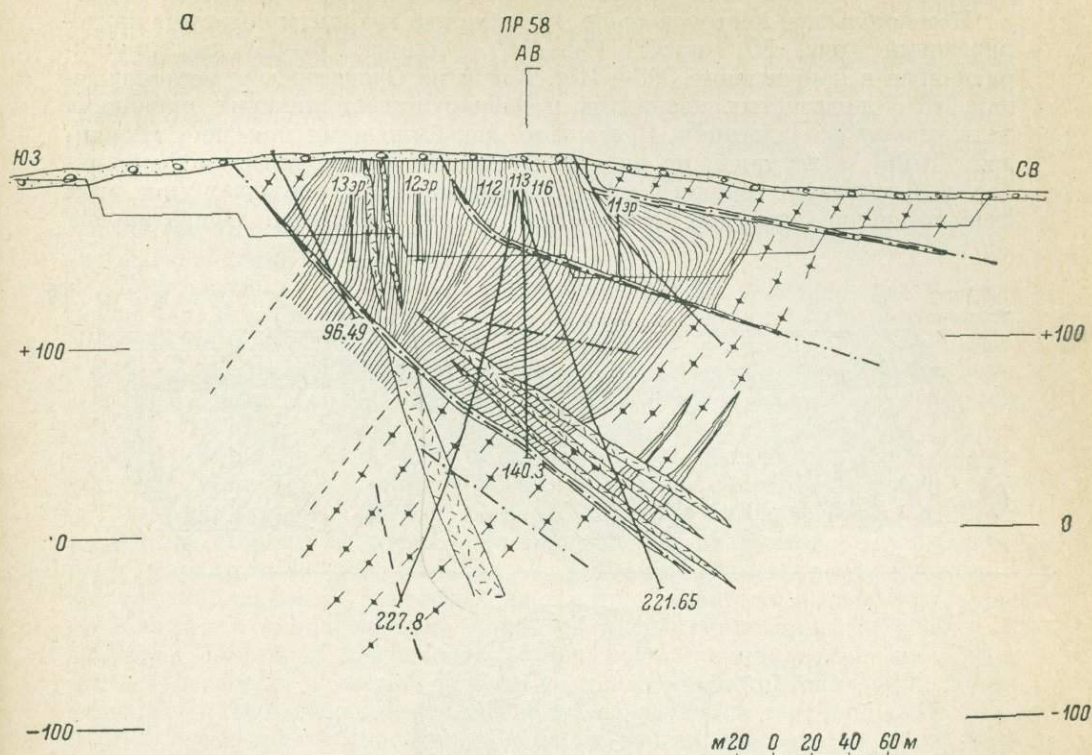


Рис. 28. Интерпретации структуры Оленегорского месторождения. «Замковая» часть структуры срезана четко документирующимся нарушением.

а — «моноклиальный» вариант; б — «синклиальный» вариант. Условные обозначения см. на рис. 27.

нами рассланцевания, приуроченные к ним пологие диабазовые дайки превращаются в сланцы. Амплитуда смещения по ним достигает 150 м.

Комсомольское месторождение. Железистые кварциты образуют крутопадающий (рис. 30) пласт (70—90°) длиной 2,8—3,0 км, простирающийся в направлении 305—315°. Как и на Оленегорском месторождении, тело железистых кварцитов не обнаруживает никаких признаков синклинального залегания. Более того, как было нами показано (Горяинов, 1970в), с глубиной на ряде пересечений устанавливается фациальное выклинивание рудного пласта, который не испытывает при этом сколько-нибудь заметных отклонений в углах падения. Ориентировка

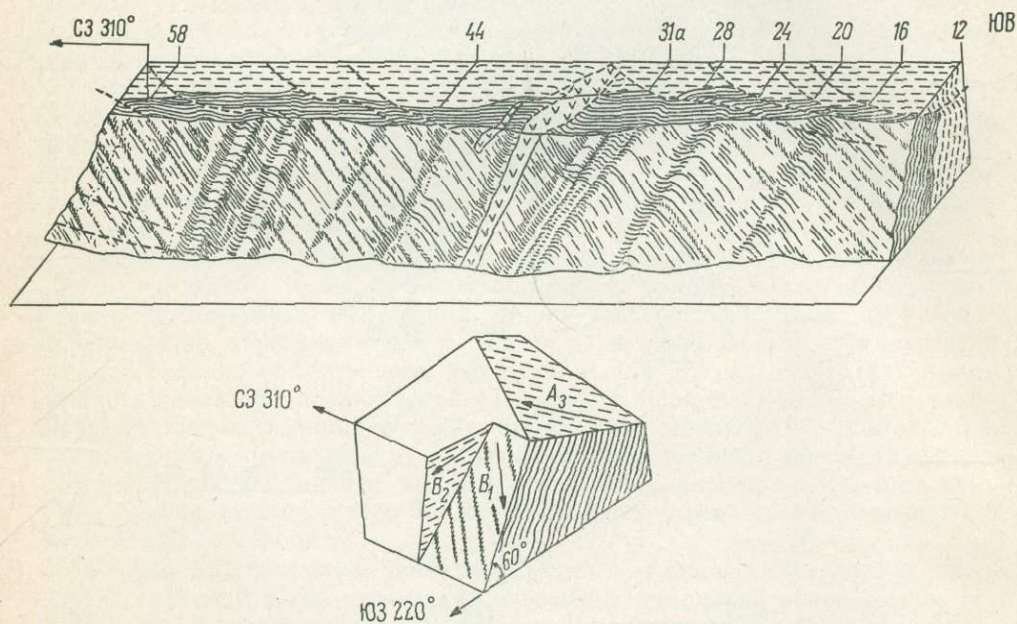


Рис. 29. Соотношение трех относительно разновозрастных пространственных групп линейности в структуре Оленегорского месторождения.

B_1 — ранняя крутая линейность (шарниры мелких складок, положение длинных осей будин, осей вращения порфиробласт граната и др.); B_2 — поперечная наложенная линейность (шарниры открытых пологих складок, зоны разрывов, фиксирующих многочисленные кварцевые жилы, рудные метасоматиты, пегматиты, а также дайки габбро-норитов); A_3 — линейность в зоне пологих надвигов (задиры по плоскостям скольжения, ориентированные в направлении движения).

шарниров мелких складок почти всюду крутая ($\angle 65-75^\circ$ ЮЮВ). Некоторое выполаживание углов погружения шарниров отмечено на 18 и 22 профиле (рис. 30). В этих же сечениях можно видеть слабую пологую поперечную волнистость толщи железистых кварцитов. По-видимому, как и на Оленегорском месторождении, эти явления связаны с наложением поперечной складчатости. Вдоль рудного тела прослеживается самая молодая зона нарушений типа взбросо-сдвига, в пределах которой диабазы превращены в бластомилониты. В северо-западной части рудного тела проходит мощная зона разрыва, по обе стороны которой находятся различные по составу части рудного тела.

Вывод В. В. Жданова, Т. П. Малковой (1973) о секущем положении рудного тела Комсомольского месторождения по отношению к вмещающим гнейсам следует отнести в разряд недоразумений. Эти авторы, по их признанию, лишь интерпретировали материалы разведочных работ, а результатами собственных наблюдений не располагали. Но необходимо заметить, что ни в процессе разведочных работ, ни нашими детальными наблюдениями не было обнаружено хотя бы единичного случая несогла-

сия. Это и отражено на карте (рис. 30), где на строго документальной основе проведены границы железистых кварцитов. На всем протяжении структуры эти границы согласны с вмещающими породами.

Айварское месторождение. План-структура Айварского месторождения сложна и кажется не совсем обычной для большинства месторождений железистых кварцитов (рис. 31). Некоторые геологи пришли к убеждению, что здесь нет сколько-нибудь заметной системы. В. В. Жданов (Жданов, Малкова, 1973) назвал структуру месторождения штокверковой, полагая даже, что она безусловно определяет метасоматический генезис не только этого, но по аналогии и других месторождений железистых кварцитов Кольского полуострова.

Железистые кварциты данного месторождения образуют две полосы северо-западного простирания, осложненные многочисленными разрывами. Падение полосчатости обеих полос одинаковое: $\angle 65-90^\circ$ ЮЗ, ориентировка шарниров мелких складов $75-80^\circ$ Ю. В ряде пересечений этих двух полос можно видеть разнонаправленное расположение зон в разрезе железистых кварцитов. Это объясняется тем, что эти две полосы слагают разные крылья складок. Некоторые признаки симметричного строения устанавливаются и в разрезе вмещающих супракrustальных пород.

Так как подстилающие роговообманковые амфиболиты залегают с внешней стороны от обеих полос железистых кварцитов, то вся структура, маркируемая железистыми кварцитами, должна рассматриваться как синклиальная. Это подтверждается еще и тем, что в ядре структуры располагается самая верхняя часть разреза — глиноземистые гнейсы и лептиты. Некоторая необычность Айварской синклинали состоит в том, что в ядре, ближе к южной полосе, по продольным тектоническим зонам появляются нижележащие амфиболиты, образующие тектоническую пластину. Структура месторождения состоит, таким образом, из серии пластин, возникших при дифференциальных соскладчатых движениях. Из них лишь две сохраняют фрагменты как одного, так и другого крыла. Необходимо заметить, что в отличие от многих других месторождений, детально нами изучавшихся, признаки полной синклинали установлены лишь на Айваре, как это не парадоксально при всей кажущейся сложности этого месторождения. Пример этого месторождения предостерегает от выводов, основанных на поверхностном анализе явлений, обязанных своим возникновением как своеобразному стилю складчатости, так и молдой разрывной тектонике, которая превратила своеобразную чешуйчато-синклиальную залежь в сложную блоковую мозаику.

Многопластовые месторождения (Октябрьское, Печегубское, Симбозерское). Сложнее решается вопрос о характере структуры многопластовых месторождений железистых кварцитов. Однако если удастся привлечь материалы по анализу аутигенной минералого-геохимической зональности железистых кварцитов и стратиграфического разреза вмещающих пород, то интерпретация структуры многопластового месторождения принимает конкретные приемы. Благодаря подобному анализу структуры Печегубского месторождения, состоящего из трех параллельных пластов, нами было установлено (Горяинов, Малышев, 1970), что эти пласты располагаются на различных уровнях разреза, т. е. залегают в одном крыле складки, в противоположность мнению А. Ю. Серка (1933) о наличии на месторождении полной синклиальной складки, крылья которой сложены одним и тем же пластом.

Структура Южно-Кахозерского месторождения в поперечном разрезе представляет собой также одно крыло складки, в строении которого участвуют от одного до трех пластов железистых кварцитов. Полные синклинали не устанавливаются и на других многопластовых месторождениях (Свинцово-Тундровском, Железногорском и других). Структуры Октябрьского и Южно-Кахозерского месторождений показаны на рис. 20 и 32.

Представляется, что структуры этих месторождений, как и структуры рассмотренных выше Оленегорского и Комсомольского, должны классифицироваться как «однокрылые» синклинали с полноразвитым лежащим крылом и рудиментарным или совсем отсутствующим висячим. Подобное поразительное однообразие могло быть вызвано только одной общей для всех структур причиной. Она могла состоять в том, что складчатые движения протекали в условиях слабодифференцированной коры, поэтому возникающие структуры, как следствие разрешающего эффекта дифференциальных (соскладчатых) движений, обладали большим сходством. Однообразные структуры не могли возникнуть в процессе более молодых дизъюнктивных нарушений и последующей эрозии, как это может показаться на первый взгляд. Эти молодые нарушения блокируют и самым разнообразным образом осложняют уже созданные «однокрылые» структуры, в лучшем случае используют и обновляют более древние соскладчатые разрывы в условиях уже значительной дифференциации коры.

Месторождения и рудопроявления других районов Кольского полуострова. Многочисленные выходы железистых кварцитов Центрально-Кольской, Вороньтундровской, Затуломской и Южно-Печенгской зон, а также участки к западу и северу от Главной Приимандровской структуры обладают общими структурными признаками. Во-первых, это, за небольшим исключением, маломощные (2—20 м) пластовые тела протяженностью 200—1000 м. Во-вторых, это крутопадающие тела (60—80°), согласные с падением вмещающих супракрустальных пород. В-третьих, несмотря на интенсивное развитие в железистых кварцитах мелкой складчатости, которая иногда принимается как доказательство сложноскладчатого строения тел, структуры их в целом являются относительно простыми.

Некоторые общие черты тектонических структур железисто-кремнистых формаций

Детальный анализ структур железисто-кремнистой формации Приимандровской зоны и сопоставление их с другими районами развития этих формаций на Кольском полуострове позволяет найти много общих черт тектонического стиля в структурах второго яруса. В обобщенном виде анализ этих структур представлен в табл. 4. Характеристика «железорудных» структур может быть дополнена еще одним очень важным признаком — асимметричностью межглыбовых шовных синклинорных зон (Горяинов, 1970а). Основываясь на наличии лишь одного крыла в подавляющем большинстве пересечений, мы предположили, что породы железисто-кремнистой формации представляют собой фрагменты специфических синклинорных структур. В одних случаях эти структуры представлены лишь одним крылом, как правило лежащим; другое крыло вообще не устанавливается. В других случаях могут устанавливаться признаки висячего крыла, фрагменты которого сопрягаются с лежащим крылом через систему параллельных соскладчатых разломов. Правильные симметричные складки в разрезе железисто-кремнистой формации Приимандровского района отсутствуют.

Менее выражены признаки асимметрии в Вороньтундровской синклинорной зоне. В ее пределах, по мнению Н. В. Карпинской, К. П. Хинейко, Л. А. Кириченко, В. А. Токарева и Л. Л. Гарифулина, намечаются признаки симметричного строения разрезов, наблюдаемые в ряде пересечений, а также отмечаются встречные падения, особенно в юго-восточной части. Между тем поперечная асимметрия зоны отчетливо выступает при анализе разреза (рис. 18). На эту особенность синклинорной зоны Колмозеро—Воронья указал и В. А. Теняков. Асимметричность отдельных частей зоны устанавливается В. А. Маслениковым и др. (1963), хотя он объясняет ее не особенностью складчатого строения, а фациальной

Таблица 4

Сопоставление важнейших структурных признаков зон распространения железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова

| Характерные структурные признаки зоны | Приимандровская зона | | Центрально-Кольская зона | Вороньегундровская зона | Затуломская зона | Южно-Печенгская зона |
|--|---|--|--------------------------|--|---|---|
| | Главная структура | Волчьегундровская подзона | | | | |
| Общая морфологическая характеристика | Вытянутая овальная зона, конформно облегающая гранодиориты фундамента | Узкие вытянутые линейные зоны, параллельные расплюснутым глыбам фундамента | | Узкая линейная зона с признаками стратиграфического несогласия с гранитоидами фундамента | Узкие линейные зоны с подчиненными им линзовидно-глыбовыми структурами фундамента | Изометрично-овальные слабо вытянутые зоны, конформно облегающие изометричные глыбы фундамента |
| Простираание | Северо-западное, в тектонически теневых зонах отклоняется от него, подчиняясь контурам глыб | Северо-западное, выдержанное | | Северо-западное, нарушенное последующими движениями | | Северо-западное, в тектонически теневых зонах переходы к северо-восточному, конформному глыбам фундамента |
| Преобладающее падение полосчатости и осевых плоскостей и крыльев складок | 60—80° ЮЗ | 50—80° СВ | 70—90° | 75—85° СВ | 70—80° | 70—80° ЮЗ |
| Элементы ранней В-линейности (мицральная линейность, шарниры мелких складок) | 55—70° ЮЮЗ | 70—80° СВВ | 65—70° | 65—90 ВСВ—СВ | 60—80° | 55—70° ЮЮЗ |
| Элементы поздней В-линейности | 10—20° ВСВ | Не изучены | | 0—5° СВ | 10—30° ВСВ—В | 10—30° ВСВ |
| Равновесные с разными структурами метаморфические минеральные парагенезисы | Силлиманит-альмандиновая (грюнеритовая) | Роговообманково-пироксеновая (грюнерит—эвпитовая) | | Ставродит-кианитовая (грюнеритовая) | Силлиманит-альмандиновая (грюнеритовая) | |

изменчивостью отдельных горизонтов и выпадением их из разреза того или иного крыла.

По крайней мере известные в настоящее время материалы позволяют говорить лишь об одном статиграфическом контакте с гранодиоритами фундамента в лежачем (южном) крыле структуры. Северное крыло структуры сорвано вдоль мощной зоны бластомилонитов. Влияние этой зоны на прямолинейность полосы Колмозеро—Воронья было усилено еще и в более позднее («кейвское»?) время. С этими последними движениями, вероятно, связано и наложение метаморфизма кванитового типа.

Характер структур Центрально-Кольской и Затуломской зон обусловлен наличием линейных сильно сжатых складок (Перевозчикова, 1968), симметрия которых неясна вследствие значительной изменчивости пород и недостаточной изученности разреза. Но наличие линейных сопряженных тектонических зон, контролирующих равновесные метаморфические парагенезисы, позволяет уверенно предполагать здесь существование не только узких и сжатых, но и резко асимметричных складок.

Уместно в связи с изложенным сделать замечание по поводу безоговорочного признания того, что пликативная тектоника супракрустальных толщ рассматриваемых районов обеспечивается «сложной изоклиальной складчатостью». Эта идея распространяется и на увязку неувязываемых горизонтов, приводит к выделению «увязываемых», но не существующих горизонтов и толщ, вносит неоправданные коррективы в стратиграфические схемы и построения.

Фактически ни на одном изученном нами разрезе сколько-нибудь заметной роли «сложной изоклиальной складчатости» в формировании структур достоверно не устанавливается. В крутопадающих толщах пород железисто-кремнистых формаций чаще всего наблюдаются наиболее полные лежачие крылья и менее развитые висячие крылья. Последние могут быть почти не развиты.

К аналогичным выводам о характере структур приходят и геофизики. Они устанавливают, что кора в верхней части имеет чешуйчатое строение с ориентировкой падения границ в одном направлении. Они доказывают также, что глубинные разрезы коры представляют собой не синклинальные структуры, «а скорее срезанные и подвинутые по зонам нарушений крутопадающие «чешуйчатые» моноклинали» (Литвиненко, 1968, с. 189).

О стиле тектоники гнейсо-железородных толщ

Под тектоническим стилем понимается результат конкретных условий тектонических деформаций, возможных на определенном этапе развития и отражающих степень дифференцированности земной коры; образования с разным тектоническим стилем могут располагаться на разных возрастных уровнях.

К моменту «железородной» складчатости в пределах региона наметилось четкое обособление жестких гранитных глыб фундамента и заключенных между ними пластичных вулканогенно-осадочных пород, составляющих железисто-кремнистые формации.

Известно, что причиной или необходимым условием для образования складок следует считать неоднородные или дифференциальные движения (Лазарев, 1971, и др.).

Градиент дифференциальности движений должен быть тем более высоким, чем в большей степени складки отличаются от подобных и симметричных. Поэтому описанные выше резко асимметричные «однокрылые» синклинали должны быть обусловлены деформацией с высоким градиентом дифференциальности движений.

Подчиненность структур общему северо-западному простиранию подчеркивает дифференциальный характер движений, которые обеспечивались относительными перемещениями жестких глыб в этом направлении.

Движение глыб происходило по сложной траектории, в которой существенно преобладали горизонтальные направления. На это указывает крутое падение кристаллизационной *B*-линейности (пассивной оси вращения) и шарниров ранних мелких складок. Эти элементы сохраняют на широкой территории не только угол, но и направление погружения. Сдвиго-взбросовой характер дифференциальных движений по разломам (или поверхностям), ограничивающим глыбы, обусловил формирование крутых асимметричных чешуй, состоящих из фрагментов синклиналей и антиклиналей. Эти фрагменты, сопрягаясь между собой системой параллельных моноклиналей, разделенных продольными разломами, образуют сложные синклинорные зоны. Наиболее сохранившимися складчатыми элементами этих синклинорных зон являются лежащие крылья синклиналей, наклоненных осевыми плоскостями в сторону более жестких или медленнее движущихся глыб. Лежащие крылья являются как бы прижатыми. Этим в значительной мере объясняется приуроченность пегматитовых жил (т. е. зон растяжения) к висячим частям не только синклинорных зон в целом, но и отдельных крыльев. Именно вдоль внутренних частей прижатых крыльев синклиналей, может быть, точнее, вдоль сопряженных с ними разломов, и происходит проскальзывание. Механизм этого складчатого процесса сводился к расщеплению между двумя глыбами неоднородной вулканогенно-осадочной матрицы в результате их субгоризонтальных сдвиго-взбросовых дифференциальных движений. Поэтому часто одна из глыб (обычно более крупная и располагающая со стороны висячего крыла межглыбовой структуры) оказывается надвинутой (взброшенной) на складчатые вулканогенно-осадочные породы.

Дифференциальные движения глыб обуславливают не только возникновение линейных протяженных структур, но и специфических структур обтекания, или плана-узора, по А. А. Полканову (1953). Возникновение этого узора, выраженного в некотором и даже значительном отклонении простирания супракрусталльных структур от регионального, объясняется наличием тектонически теневых зон в тыловых частях глыб. Механизм этого явления, по-видимому, аналогичен затеканию в межбужинные пространства (Тохтуев, 1967, 1972).

Дифференциальные движения глыб приводят к возникновению в супракрусталльных породах, да и в самих гранитоидах глыб кристаллизационной сланцеватости, тем более интенсивной, чем резко проявлена дифференцированность движений. Если последняя проявлена не столь сильно, сами глыбы подвергаются кристаллизационной сланцеватости лишь в краевых частях (Южно-Печенгская зона). Однако при все нарастающей степени дифференцированности движений сланцеватость охватывает и центральную часть глыб, уничтожая реликтовую линейность. Глыбы в этом случае принимают вытянутую форму (Главная Приимандровская структура). Наконец, глыбы и супракрусталльные породы могли участвовать в движениях с резко выраженным дифференциальным характером. При этом глыбы принимают облик «валов», узких линзовидных тел и, наконец, полностью утрачивают признаки некогда изометричного облика. Зоны с подобным строением обладают четкой линейной структурой и практически с трудом поддаются расчленению (Центрально-Кольская зона).

С этими движениями, по-видимому, может быть связано и появление наложенной поперечной складчатости. Она обусловлена продольным сжатием структур, когда кроме сдвиговых усилий при дифференциальном движении глыб возникает продольное сжатие, вызванное начавшейся частичной, но неравномерной консолидацией шовных зон. Породы в этих зонах испытывают продольное коробление. Его можно интерпретировать как результат разрешения остаточных напряжений главного этапа складчатости в неоднородно консолидированной толще — по наиболее пластичным зонам. Жесткие блоки уже смятых в складки супракрусталльных пород «проскальзывают» относительно друг друга по разделяющим их от-

посительнее более пластичным зонам. В связи с этим понятно, почему вторые движения чаще всего ориентированы по направлениям, резко секущим простирание ранних складок. Возникают открытые поперечные складки с пологими шарнирами, но с крутыми осевыми плоскостями (Семеновко, 1946). Наложенная складчатость выражается также в появлении наложенной линейности и мелкой гофрировки. Сочетание элементов ранней и наложенной линейности выглядит иногда весьма своеобразно (рис. 33), часто вводя в заблуждение даже опытных геологов своим сходством с поверхностными текстурными знаками слоя — знаками ряби, течения и т. д. (Соколов, 1970). Появление же пологих кулисообразных

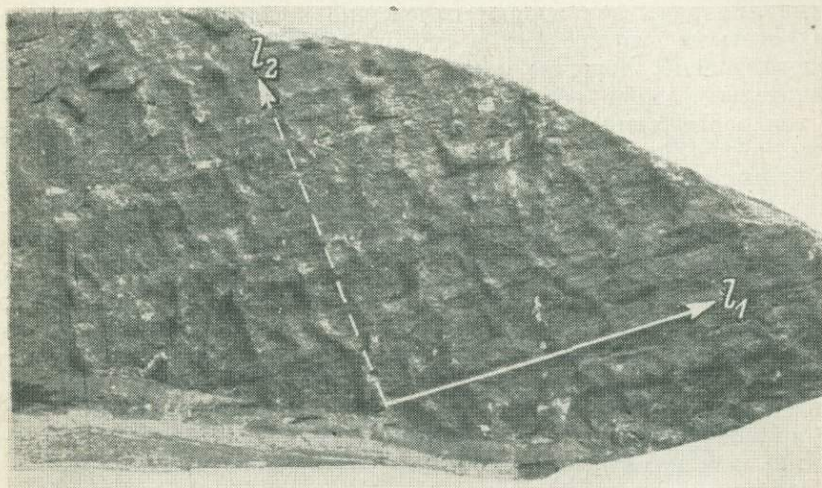


Рис. 33. Характерная ребристость, наблюдаемая на плоскости сланцеватости (слоистости) железистых кварцитов и вызванная наложением поздней линейности на раннюю. Гора Васинмыльк, Вороньи тундры.

L_1 — ранняя крутая В-линейность (минеральная линейность, шарниры мелких складок);
 L_2 — след второй пологой линейности на плоскости сланцеватости.

надвигов можно представить как результат деформации уже в равномерно жесткой среде при сохранении остаточными напряжениями реликтовых направлений (субгоризонтальных).

Все сказанное относится к «железорудной» складчатости, развитой между глыбами фундамента. Однако глыбы фундамента являются, по всей видимости, нескладчатыми образованиями. Об этом свидетельствуют пологие в них структуры. В связи с этим понятие Седерхольма «саамский диастрофизм», предполагавшее отразить, по его мнению, замыкание наидревнейшей складчатой системы — саамид, если это понятие вообще правомочно, не имеет отношения к древнейшим первичным структурам — глыбам плагиогранитов и гранодиоритов.

Основные концепции в оценке тектонического стиля раннего докембрия

Развитие железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова в структурах, обусловленных сочетанием изометричных глыб гранитного фундамента и окаймляющих их супракрустальных толщ, отражает, по видимому, особое состояние коры в раннем докембрии. Это подтверждается широким планетарным развитием специфических изометричных структур в раннем докембрии щитов (Полканов, 1953; Белоусов, 1962; Павловский, 1962; Павловский и Марков, 1963; Синицын, 1972; Termier, 1957; Wegmann, 1928, 1930, 1935, 1947, 1966). Они изучены и описаны на

Балтийском (Кратц, 1963; Шуркин, 1968; Горлов, 1967; Вяюринен, 1959; Эскола, 1961, 1967; Eskola, 1932, 1949; Гейер, 1967; Sederholm, 1932; Kranck, 1959), Канадском (Стоквелл, 1967; Уилсон, 1968; Бертельсен и Нью-Йорд, 1968; Adams and Barlow, 1910; Buddington, 1959), Австралийских (Вильсон, 1965; Walpole, 1962; Condon, 1962; Ryan, 1966), Африканских (Дю Тойт, 1957; McGregor, 1951), Южно-Американских (Шубер, 1959; Kaliokoski, 1965; Choubert, 1966) и Украинском щитах (Семененко, 1959; Каляев, 1965, 1970а, 1970б; Рябенко, 1970).

В большинстве упомянутых выше работ отражена общепринятая традиционная точка зрения на изометричные структуры докембрийских регионов. Эти структуры называются куполами, валами. По образному выражению Термье (Termier, 1956), гранитные и мигматитовые купола группируются в нелинейные «стада». В. В. Белоусов (1962) также отмечает как одну из важнейших особенностей раннего докембрия преобладающую роль куполовидных структур по сравнению с линейными. Трактовка куполовидных структур в обширной литературе исходит от Е. Вегманна (Wegmann, 1928, 1930, 1935, 1966). Он предположил, что активная роль в образовании куполов принадлежит гранитам, объяснив в целом это явление гранитным диапиризмом. Процесс формирования куполовидных структур Е. Вегманн представлял следующим образом. Слои более жестких пород, относящихся к верхнему этажу (Oberbau-suprastruktur zone), образуют жесткий цоколь, движение которого компенсируется течением пластичных пород нижнего этажа (Unterbau-infrastruktur-zone). Разбиваясь на глыбы, цоколь формирует свод, в который нагнетаются пластические гранитные массы, образующие куполовидное поднятие. Гранитный диапиризм вызывает складчатость в супракристалльных породах верхнего этажа. Оси мелких складок, по мнению Е. Вегманна, будут вертикальными, а осевые плоскости — радиальными относительно гранитного диапира. Здесь Е. Вегманн, по-видимому, исходит из наблюдаемых фактов. При диапиризме оси мелких складок течения могут быть субгоризонтальными. Последнее явление в докембрийских структурах не устанавливается.

Структурные этажи Е. Вегманна, несмотря на принципиальные отличия, по характеру тектоники не отвечают определению «структурный этаж», поскольку «каждый структурный этаж является отражением определенного этапа тектонической эволюции в пределах площади его распространения» (Богданов, 1963, с. 4). Как справедливо отметил О. А. Вотях, оба структурных этажа Е. Вегманна «могли оформиться в процессе последней складчатости и принадлежать к одному «циклу». Граница между ними отождествляется с фронтом мигматизации, поверхность которого в общем случае не соответствует границам структурных этажей. выделяемым в осадочных толщах по перерывам и несогласиям» (Вотях, 1970, с. 47—48).

Впоследствии Е. Кранк (Kranck, 1969), применяя термины «инфра-» и «супраструктуры», отнес к ним соответственно гранитные купола и их обрамление. П. Эскола (Eskola, 1949) иллюстрировал «диапировую» модель Е. Вегманна примерами по геологии Северного Приладожья. Он считал, что купола гнейсов основания проткнули осадочный чехол в виде гнейсовых куполов облекания (mantled gneiss domes). Разнейсованные породы Восточной Финляндии сначала называли гранито-гнейсами, а в последние годы — главным образом гнейсированными гранитами. По предложению А. Симонена, употребляется нейтральный термин «гнейсы основания» (Эскола, 1967, с. 157).

В. В. Белоусов (1962) связывал образование куполов с гранитизацией. Он считал, что вследствие инверсии плотностей гранитный материал, образовавшийся при гранитизации осадочных толщ, может всплыть. Всплытие происходит крупными «струями», к которым подсасывается материал из смежных участков, выдавливаемый оттуда породами кровли

(почти по Е. Вегманну). Эти струи, как считает В. В. Белоусов, образуют купола, колонны и валы.

В рассмотренной концепции Вегманна—Эскола предусматривается существование догранитного супракрустального чехла, лежащего на проблематичном основании. Седерхольм, справедливо полагая, что у каждой формации имеется свое основание, говорил: «Я спрашиваю, где основание, так же упрямо, как француз спрашивает „ou est la femme“» (по Эскола, 1961, с. 169). Позднее Х. Вякюринен пытался объяснить общее видимое отсутствие основания в древнейших осадках следующим образом. Во время их образования температурный градиент начиная с поверхности земли был очень значителен, а земная кора — очень тонкой «так что, когда осадки накапливались на поверхности, их основание быстро переплавлялось и исчезало. Из горных пород возникала анатектическая магма, которая внедрялась в вышележащие осадки и, следовательно, она моложе последних» (по Эскола, 1961, с. 179). П. Эскола отмечает, что эта гипотеза не избавляет от затруднений, «но трудно обойтись без подобного представления». Пытаясь обойти слабое место всей концепции, П. Эскола считает вполне естественным, что «где-то имеются доботнийские или в целом доосадочные граниты» (1961, с. 179).

Е. В. Павловский и М. С. Марков (Павловский, 1962, 1970; Павловский, Марков, 1963, 1964) разработали положение о раннем догеосинклинальном стиле докембрийского этапа развития земной коры, назвав этот этап нуклеарным. «Тектонический режим этой начальной нуклеарной стадии был безгеосинклинальным и бесплатформенным. Накопление эффузивно-осадочных серий происходило в бассейнах, лишенных правильной ориентировки. В своеобразных условиях нуклеарной стадии шло формирование киватинской серии Канадского щита и ее стратиграфических аналогов — серий абитиби, учи и понтиак, конксско-верховцевской серии Украинского щита, австралийской серии кальгурли, а также серии кайена (Гвианский щит), серий субаквий и булавайо (Южно-Африканский щит) и, вероятно, кольской серии на северо-востоке Балтийского щита» (Павловский, 1970, с. 34). Мощность эффузивно-осадочных серий нуклеарной стадии, по Е. В. Павловскому, исчисляется километрами.¹ При накоплении эффузивов и пирокластики основного состава пород гранитного семейства не существовало. Наряду с вулканитами основного состава накапливались граувакки и хемогенные продукты — яшмы, кремнистые сланцы, кварциты, джеспилиты. В качестве предполагаемого субстрата для всей этой гаммы «нуклеарных» формаций Е. В. Павловский называет «продукты зонной плавки вещества верхней мантии», а «в качестве конкретных представителей этого вещества... габбро-норит-лабрадориты Монче-, Чуна- и Волчьих тундр Кольского полуострова. Е. В. Павловский имеет в виду данные В. А. Масленникова (1969) о базальных конгломератах в основании «кольской» серии и элювиальной коре на габброидах. Наблюдение подтвердили, что здесь мы имеем дело не с конгломератами, а с брекчийей. В обломках встречены бластомилониты по габбро, так что возраст «конгломератов» скорее даже окажется среднепротерозойским, поскольку бластомилониты по габбро одновременно с бластомилонитами по гнейсам железисто-кремнистой формации и находятся с ними в одних зонах. И только в связи с метаморфизмом, весьма различным, по справедливому замечанию Е. В. Павловского, от уровня, когда в лавах сохраняется стекло (киватин, по Goodwin, 1962), до образования гранулитовых основных кристаллосланцев, в геологических событиях начинают участвовать первые гранитоиды. «Пестрота явлений метаморфизма разнообразных пород, сформированных в нуклеарную стадию, по всем признакам находится

¹ Представления о многокилометровых мощностях разрезов раннего докембрия (тип Киватина и его формационных и возрастных аналогов) — скорее всего дань традиции. На примере разрезов Кольского полуострова, Карелии, Украины можно видеть, что мощности этих толщ едва достигают 2—3 км.

в прямой связи со своеобразным процессом гранитизации, прошедшим в заключительные моменты нуклеарной стадии. Первые проявления очень мощного процесса гранитизации не были локализованы в антиклинорных зонах так, как это стало характерным для более поздних стадий развития земной коры. . . Первые гранитоиды, обычно представленные гнейсированными гранодиоритами и плагиогранитами, слагают купола, рассеянные закономерно без какой-либо пространственной ориентировки» (Павловский, 1970, с. 35). Произошло, как мы видим, смыкание нуклеарной концепции с диашировой Вегманна—Эскола. Рост куполов, по Е. В. Павловскому, сыграл решающую роль в формировании своеобразных складчатых структур. Тектоническая часть рассматриваемой концепции более детально разработана Г. И. Каляевым (1970а, 1970б) и В. А. Рябенко (1970). В. А. Рябенко полагает, что в начальный, нуклеарный этап, характеризующийся всеми теми процессами, указанными в приводимых выше цитатах из работы Е. В. Павловского, складчатость завершилась внедрением гранитов, оказывающих «физико-химическое и механическое влияние» на окружающие осадочно-вулканогенные породы, вызывая возникновение куполовидных складок.

В межкупольных пространствах в связи с этим влиянием формировались особые синклиналильные структуры, форма которых полностью зависит от смежных куполов и валов, заливаемообразно окаймляемых ими. Сложены синклинали чаще всего слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. К этим древнейшим супракрустальным складчатым образованиям В. А. Рябенко вслед за большинством украинских геологов относит конкско-верховцевскую серию. И В. А. Рябенко и Г. И. Каляев противопоставляют конкско-верховцевскую серию криворожской, имея в виду в основном, что первая образует овально-изометричные, а вторая — протяженные линейные структуры.² Значительное место в образовании куполов принадлежит, по Г. И. Каляеву, мигматитам. В краевых частях растущей мигматитовой антиклинали «должно наиболее эффективно сказываться распирающее воздействие на окружающие породы. Сообразно с этим метаморфические толщи по периферии гранитоидного купола или вала максимально дислоцированы — нередко поставлены на голову или даже подвернуты под гранитоиды» (Каляев, 1970а, с. 19).

При всей обстоятельности нуклеарная концепция содержит некоторые противоречивые моменты, очевидность которых, судя по приводимым ниже фактам, вроде бы сомнений не вызывает.

1. При отсутствии признаков расчленения на структурные элементы в нуклеарной стадии (Павловский, 1962, 1970; Павловский и Марков, 1963) мы находим примеры широко проявленной дифференциации в вулканогенно-осадочных формациях этого этапа. Так, в серии киватин лавы с хорошо сохранившимися реликтами имеют не только основной базальтовый состав, как можно было бы ожидать. Здесь развит весь глубокодифференцированный ряд вулканитов: диабазы и спилиты—андезиты—дациты—риолиты, появление которого невозможно в отсутствие сиалической коры, так как считают, что дифференциация вне координат: мобильная зона—стабильная зона невозможна (Штилле, 1964). Для некоторых аналогов серии киватин, в частности серии абитиби (Уилсон, 1968), характерно преобладание потоков кислых и средних лав — андезитов и риолитов; серия соудан состоит из основных лав и подчиненных им кислых.

Глубокодифференцированными оказываются не только вулканиты, но и осадки. Кроме основных граувакк в разрезах «нуклеарного» киватина и его канадских аналогов встречаются «кислые» обломочные породы: туфосланцы, аркозы, кварциты, редко карбонатные осадки. И, наконец, в этих толщах сосредоточены крупнейшие железорудные месторождения,

² В одной из последних работ Г. И. Каляев ставит под сомнение эту точку зрения (Каляев, 1970б).

связанные с джеспилитами (Соудан, Вермильон, Мичипикотен, Гогебик) — продуктами глубокой химической дифференциации, невозможной при осадконакоплении в условиях недифференцированной коры.

Дифференцированными образованиями представлен и «нуклеарный архей» сибирского типа. В разрезах иенгрской серии известны мономинеральные кварциты, железистые кварциты, кристаллические сланцы разного состава (Коржинский, 1936; Фролова, 1962). К. Ранкама (Rankama, 1967), отмечая присутствие железистых кварцитов в древнейших породах Балтийского щита («кольская серия»), серий булавайо и свазиленд на Южно-Африканском щите, серии райслейк Канадского щита, гнейсовой серии Монтана (Северо-Американская платформа), серии кальгурли (Австралия), считает невозможным их образование до гранитов, в «досиалическую» стадию.

Таким образом, первое противоречие состоит в том, что в условиях недифференцированного состояния коры образуются глубокодифференцированные формации. Их появление возможно лишь при расслоении коры на оболочки, в условиях наметившего сиалического фундамента.

2. Появляется все больше данных о том, что состав первичного субстрата состоял из кварцсодержащего сиалического вещества (Donn, Donn, Wilbur, 1965). В противоположность мнению Дж. Хилла (Gill, 1951), М. С. Маркова (1962) о том, что фундаментом для вулканогенно-осадочных пород серии киватин (и ее аналогов) являются базальты, в ряде мест в основании этих серий установлены базальные гранитные конгломераты. В частности, многочисленная галька и валуны гранитов, диоритов и гранито-гнейсов установлены в базальном горизонте упоминавшейся выше серии райслейк (Уилсон, 1968) и серии иеллоунайф (Bostock, 1967). Интересные данные приводит А. М. Гудвин (Goodwin, 1962, 1970; Goodwin, Sklanka, 1967) по геологии железорудного комплекса района Мичипикотен, породы которого зажаты между тремя крупными блоками гранитов и отделены ими от района распространения пород собственно серии киватин. Повсюду в разрезах серии мичипикотен устанавливается последовательность основные лавы — кислые лавы, с последними тесно связаны железистые кварциты. Наряду с этими породами в составе серии отмечаются невыдержанные обломочные горизонты, в том числе гранитные конгломераты. А. М. Гудвин полагает, что часть гранитов могла быть древнее вулканогенно-осадочной серии мичипикотен (= киватин). Они и поставляли обломочный материал.

Дю Тойт (1957) указывает, что в основании булавайской системы, состоящей из спилитов, аггломератов, туфов, аркозов, граувакк, кварцитов, кремнистых пород, джеспилитов залегают конгломераты с галькой гранитов. Ряд исследователей Австралии (Noldert, Wyat, 1952; Prider, 1962) считает, что гранито-гнейсы древнее осадочно-вулканогенного комплекса, весьма похожего на формации серии киватин. Предполагается, что равномерно метаморфизованный цоколь был перекрыт вулканогенно-осадочными породами. Имеются и другие указания на то, что эти породы формировались на более древнем сиалическом основании. В конгломератах Каррауанг обнаружены гальки гранитов с возрастом более 3 млрд лет (Compston, Arriens, 1968).

Наличие базальных терригенных образований установлено на Кольском полуострове в основании серии полмос, в Карелии в основании гимольской серии, в Северной Швеции в основании комплекса Кируна—Арвидсьявр.

Во избежание возможных возражений, мы не рассматриваем здесь те многочисленные примеры, когда более древний возраст гранитоидов относительно супракристалльных формаций устанавливается только по радиологическим данным. Но и приведенных фактов вполне достаточно, чтобы указать на второе противоречие: «древнейшие» вулканогенно-осадочные формации сохраняют явные признаки более высокого стратиграфического

положения, они моложе некоторых гранитоидов, т. е. образовались в условиях, когда наметилось сиалическое основание, а не наоборот.

3. Представители диапировой концепции в большинстве случаев отождествляют мигматиты и гранитизационный процесс, охватывающий как породы инфра-, так и супразоны, с образованием всех гранитов вообще. Однако постумный характер мигматизации относительно гранитов фундамента настолько очевиден, что в большинстве стран с традиционным «докембрийским» направлением давно существует разделение ранних гранитов на возрастные группы. Это, например, граниты первой (натровые) и второй (калиевые) группы Седерхольма и А. А. Полканова на Балтийском щите, саксаганские и токовские (натровые) и кировоградские и житомирские граниты (калиевые) на Украинском щите (Семененко, 1959).

В скандинавских странах принято считать, что древние натровые граниты являются синкинематическими относительно первой складчатости, а вторые — посткинематическими. Эти соотношения явились основой для большинства стратиграфических схем щита. В Швеции, например, гранитное окружение лептитовой серии представлено древними синкинематическими существенно натровыми гранитами — гнейсо-гранитами (Ur, Jörn), которые прорваны более молодыми субщелочными калиевыми гранитами — мигматит-гранитами (Ревзунд, Лина, Стокгольм и др.). Как отмечает П. Гейер (1967), для древних гранитов характерны следующие весьма важные признаки: изометричная или слабовытянутая форма массивов, контакты которых согласны со складчатой структурой вмещающих пород; как правило, граниты не содержат ксенолитов вмещающих пород даже в зонах контакта; апофизы во вмещающие породы не типичны; пегматиты, связанные с этими гранитами, отсутствуют; во вмещающих лептитах, разрезы которых включают тела железистых кварцитов, на контактах с гранитами отсутствуют признаки перекристаллизации.

Из этой характеристики следует, что ранние граниты Швеции не имеют интрузивного контакта с железорудными лептитовыми толщами, но участвуют с ними в первой — «железорудной» — складчатости. Все признаки гранитизационных соотношений проявлены в связи с поздними реоморфическими микроклиновыми гранитами. Эти граниты тем интенсивнее проявлены в субстрате, чем ближе его состав к гранитам. Поэтому глыбы ранних гранитов вследствие реоморфизма и гранитизации приобретают значительно более «гранитный» облик, чем вмещающие породы, например основные вулканиты. При этом глыбы ранних гранитов могут быть полностью замещены микроклиновыми гранитами (например, граниты Южно-Печенгской зоны Кольского полуострова, днепровские граниты Украинского щита). Именно наложенный процесс поздней гранитизации и мигматизации создает полную иллюзию интрузивного характера всех докембрийских гранитов вообще.

Лишь «с мигматизацией и гранитизацией связано «диапировое» (куполовидное) поднятие древних гранитов», — признают скандинавские геологи; они считают, что «ранние граниты значительно древнее мигматитов» (Кратц, Магнуссон, Симонен, Хольтедаль, 1964, с. 39).

Однако и за древними гранитоидами А. Симонен (1972) признавал батолитовую природу, полагая, что «гранитные магмы и гранитный материал, обуславливающий гранитизацию, поступают с больших глубин» (с. 420). Вместе с тем оказывается, что глубина залегания нижней кромки гранитов не только на щитах вообще, но и непосредственно на «куполах», настолько незначительна, что вряд ли может соответствовать батолитовой форме «куполов». Мощность «гранитного» слоя (границная скорость 6.8—6.9 км/сек.) в районах развития супракрустальных пород составляет, например, в Затуломской зоне около 8 км; в районе Мурманского блока, где она, казалось бы, должна быть весьма внушительной, также едва достигает 6—8 км (Литвиненко, 1968; Литвиненко и др., 1968). Следовательно, граниты образуют не диапировые штоки, а сравнительно тонкую

Таблица 5

Сопоставление ведущих структурных признаков некоторых железисто-кремнистых формаций мира

| | | | | | | |
|--|--|---|--|---|--|--------------------------------------|
| Наиболее распространенная форма ранних пликативных структур | Кольский полуостров | Карелия (по Мазареву, 1971) | Финская Лапландия (по Рааккола, 1971) | Шведская Лапландия, Кируна (по Offenberg, 1967) | Кривой Рог (по Семенишко, 1966; Калаяву, 1965) | Мичиготен, Канада (по Goodwin, 1970) |
| Чешуйчатые моноклинали или резко асимметричные чешуйчатые синклинали | Резко асимметричные синклинали | Асимметричная синклинали | Чешуйчатые моноклинали | Асимметричные «однокрылые» синклинали | Моноклинали, асимметричные синклинали | |
| Крутое (60—80°) » (60—90°) | Крутое (60—80°) » (65—80°) | Крутое (70°) Нет данных | Крутое (60—70°) » (60—80°) (шарпирь складок) | Крутое (50—90°) Шарпирь ранних складок (60—90°), выложенные в зонах наложения поздней складчатости | Крутое (50—70°) Нет данных | |
| Падение структур Положение ранней В-линейности | Секущее, часто поперечное направление к ранней линейности, пологое (0—30°) | Секущее по отношению к ранней линейности и обычно пологое | Пологая, секущая | Шарпирь поздних складок (0—30°) при секущем (поперечном) направлении | Нет данных | |
| Положение поздней В-линейности | | | | | | |

оболочку. Кажущаяся интрузивная активность гранитных «куполов» (или глыб) создается за счет более молодых гранитизационных явлений, например пегматитообразования и мигматизации.

Таким образом, третье противоречие состоит в признании одного из последних гранитизационных явлений в качестве единственного при формировании докембрийских гранитных глыб.

4. С позиций «диапирной» концепции Вегманна—Эскола трудно объяснить большое, просто поразительное сходство ранних складчатых структур (табл. 5). Повсюду, где большинство исследователей считает те или иные разрезы пород древнейшими, породы образуют крутосалегающие толщи с несимметричным складчатым строением. Это убедительно показано А. С. Новиковой (1971) на примере раннедокембрийских структур Восточно-Европейской платформы. Супракрустальные структуры параллельны изометричным гранитным глыбам, последние одним из краев надвинуты на супракрустальные породы. Короче говоря, диапиризм должен был бы дать более разнообразную гамму структур, чем это устанавливается на всех штахтах. Е. В. Павловский (1962, 1970), говоря о сибирском (линейном) и канадском (конформно - изометричном) типах структур, отнес эти явления уже к «посленуклеарному» архею, который мог характеризоваться разными стилями тектоники. К сибирскому типу он отнес, кроме докембрия Алдана,

«архей» Балтийского, Украинского, Гвианского и Гвинейского щитов. Однако, как выясняется, «канадский» докембрий характерен не только для Кольского полуострова, но и, по-видимому, в целом для Балтийского, Украинского, Гвианского, Гвинейского, Австралийского и Канадского щитов, т. е. он распространен там, где ранний докембрий может быть вообще развит. Остается допустить, что алданский «архей» в целом или не является таковым, а относится к более молодым образованиям, или структура Алданского щита обязана своим линейным характером проявлению интенсивных дифференциальных движений, уничтоживших «канадские» признаки.

Выводы

Существование нижнедокембрийской тектоники было ранее других понято А. А. Полкановым (1953) при анализе характерного для докембрия своеобразного «план-узора». Он писал: «Узор этих структур позволяет считать, что подобная тектоника свидетельствует о том, что даже в это отдаленное время при формировании складок существовали жесткие глыбы, которые как активные массы вызывали возникновение обтекающих складчатых структур в относительно пассивных, более мягких или размягченных при ультраметаморфизме и мигматизации архейских комплексах пород... В сущности эти более жесткие глыбы играли ту же роль, что и срединные жесткие массы в других, более молодых, складчатых сооружениях. Различие заключается в том, что размеры этих архейских жестких масс относительно малы в сравнении со срединными массами молодых складчатых сооружений» (с. 14). Следует признать, что заложению первых подвижных зон, форма и очертания которых были часто подчинены контурам первичных гранитоидных глыб и поэтому могли быть либо изометричными, либо — вдоль крупных глыб — линейными, предшествовало разделение коры на оболочки, т. е. появление сиалического слоя. Выводы А. В. Пейве и В. М. Сеницына (1960) о том, что для всех геосинклиналей должен существовать более древний сиалический цоколь, получают вполне определенную аргументацию и для самых ранних подвижных зон.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Наиболее спорным и неясным до сих пор оставался вопрос о соотношении пород железисто-кремнистой формации с основанием. Вопрос этот оставался нерешенным и при отнесении железисто-кремнистых формаций к архею (Салоп, 1964; Кратц, Шуркин, 1960; Точилин, 1963; Полканов и Герлинг, 1961; Харитонов, 1966; Макиевский, 1972; Маслеников, 1969) и к нижнему протерозою (Епифанов, 1961; Балашов и Горяинов, 1966, и др.). В большинстве упомянутых работ понятия «железородная гнейсовая толща» и «кольская гнейсовая серия» отождествлялись.

Поскольку «кольская серия» определяет принадлежность тех или иных пород, в том числе железистых кварцитов, к архею, то мы (Горяинов, 1968а) отнесли железисто-кремнистые формации к тундровой серии, имея в виду, что они моложе архея. Одако эти оба понятия были тогда весьма абстрактны. Но если некоторые разрезы «тундровой серии» могли хотя бы условно служить стратотипическими (например, толшвыд-кеулик), то таковые не могут быть приведены для «кольской серии». Традиционно под этим названием продолжали понимать лишь груборасчлененный комплекс гнейсов. Предполагали, вслед за А. А. Полкановым (1935), что «кольская серия» — это все то, что древнее олигоклазовых гранитов. Вместе с тем жилы и мигматиты олигоклаз-кварцевого состава, которые А. А. Полканов предположительно связывал с массивами олигоклазовых гранитов-гранодиоритов, как справедливо отметил В. А. Маслеников (1963), могут возникнуть и значительно позднее, в связи, например, с микроклиновыми гранитами в качестве одной из их фаций.

В одном из разрезов Оленегорского месторождения мы наблюдали непрерывный переход мигматитов плагиоклазового состава в микроклин-плагиоклазовый, прослеживая этот переход из амфиболитов в лейкократовые биотитовые гнейсы. Использование фактов, подобных мигматизации или какому-либо иному виду воздействия тех или иных гранитов на супракрустальные породы, вызвало в свое время путаницу в региональных стратиграфических схемах докембрия Кольского полуострова.

Поскольку олигоклазовые граниты-гранодиориты составляют основание супракрустальных пород железисто-кремнистой формации, а оба эти комплекса обладают своеобразными чертами строения и характеризуются в пределах каждого весьма контрастными геологическими событиями, то по объему и содержанию они отвечают понятию «структурный этаж» А. А. Богданова (1963). Таким образом, к нижнему, или первому, структурному этажу (табл. 1, I) относятся натровые граниты—гранодиориты фундамента (Горяинов, 1970а, б, 1971а). Ко второму структурному этажу относятся породы железисто-кремнистой формации (табл. 1, II) и перекрывающие их глиноземистые породы поросозерского типа (II-A). Несмотря на стратиграфическое несогласие, разделяющее породы этих двух структурных подэтажей, они характеризуются общим структурным планом и обладают изофациальными минеральными парагенезисами, отвечающими метаморфизму одного типа, как правило, умеренных давлений.

Аналогичное положение занимает, по-видимому, пестрая толща в районе р. Уры, отнесенная В. С. Богдановой и В. Б. Дагелайским (1965) к тундровой серии.

Соотношение пород первого и второго структурных этажей с более молодыми комплексами мы не рассматриваем. Они подробно описаны Л. Я. Харитоновым (1966), М. А. Гиляровой (1972), В. Г. Загородным и др. (1964) в районе Печенгского синклинория в его северном и отчасти южном крыле. К. О. Кратц и К. А. Шуркин (1960) считали, что основным железорудной формации является комплекс гранат-биотитовых и других гнейсов «кольской серии». Позднее, ссылаясь на нашу работу (Точилин и Горяинов, 1964), где мы допускали đồngовозрастность железисто-кремнистых формаций восточной части Балтийского щита, К. А. Шуркин (1968) предположил, что «кольские гнейсы» не представляют стратиграфически единой формации и включают как породы нижнепротерозойского возраста, так и подстилающего их фундамента. Однако фундаментом железисто-кремнистых формаций К. А. Шуркин назвал беломорский гнейсовый комплекс. Вместе с тем, выделяя из «кольской серии» железисто-кремнистую формацию,¹ он допускает, что оставшаяся часть собственно «кольской серии» должна быть отнесена к верхам более древней беломорской серии. К. А. Шуркин полагает далее, что для «кольской серии» в этом понимании сохраняется ее отличительная черта: присутствие магнетитовых кварцитов в разных частях разреза. Итак, по К. А. Шуркину, выделяются две железорудные формации: нижнепротерозойская («оленегорская») и архейская («кольская»). Главная аргументация К. А. Шуркина состоит в том, что в отличие от значительных по размерам и количеству месторождений «оленегорского» возраста количество железорудных гнейсов и сланцев в «кольской серии» в целом невелико, прослой их маломощны. Во всяком случае мелкие рудные включения не определяют фациальных особенностей терригенных в своей основе светлых биотитовых и глинозёмистых гнейсов фундамента (Шуркин, 1968, с. 38). Эту собственно «кольскую» серию и К. А. Шуркин сопоставляет с пинкельяврской свитой Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского и относит ее к фундаменту.

Объем понятия «кольская серия» сведен до минимума в схеме И. В. Белькова и И. Д. Батиевой (1968). К ней они относят проблематичные «ксенолиты» и локализованные «пятна» пород среди древнейших нуклеарных гранитов—гранодиоритов. Удовлетворительного объяснения этим фактам пока нет. По мнению И. В. Белькова, эти «пятна» являются продуктами переработки гранитов самими гранитами в процессе становления нуклеарного комплекса и не связаны с каким-либо древнейшим осадочным процессом. На наш взгляд, эти «пятна», или «ксенолиты», подчиненные иногда контурам глыб гранодиоритов, могут рассматриваться и в качестве гипабиссальных аналогов межглыбовых вулканитов, подвергшихся более молодой гранитизации. В целом эти так называемые реликты «кольской серии» по общему признанию изучены весьма слабо, чтобы иметь значение самостоятельной стратиграфической единицы.

В предложенной стратиграфической схеме «кольская серия» отсутствует. Все железистые кварциты отнесены нами ко второму структурному этажу, так как они характеризуются сопоставимыми разрезами и обладают принципиально сходными признаками тектоники, т. е. представляют собой одни и те же формации и слагают однотипные структуры.

Можно было бы заметить, что до сих пор мы старались избегать таких традиционных номенклатур докембрия, как «архей» и «протерозой». Теперь, когда положение и структурные формы гранодиоритов I структурного этажа могут быть идентифицированы в пределах региона как древнейшие геологические образования, т. е. фундамент, название «архей» можно оставить только за ними (Горяинов, 1970а, 1970б, 1971в). Отсюда разделение архей на нижний и верхний (Геология СССР, 1958), катархей I и II, архей I и II (Полканов и Герлинг, 1961) утрачивает геоло-

¹ К. А. Шуркин предлагает для нее название «оленегорская свита».

Таблица 6 (продолжение)

| Структурный этаж | Геоморфологическое разделение | Кольский полуостров | Карелия (Западно-Карельская подзона; по Кратцу, 1963; Чернову, 1964) | Швеция (Норботтен; по Odman, 1957; Offerberg, 1967) | Норвегия (Финмаркен; по Барту Рейтану, 1967; Geijer, 1931) | Финляндия (Финская Лапландия; по Raakkola, 1971) |
|---------------------|----------------------------------|---|--|--|--|--|
| II | Нижний протерозой | ровской, Медвежьеозерской подзоне и Центрально-Кольской зоне (чудзьяврская, шинкельяврская свиты); магнетитовые кварциты в амфиболитах Вороньегундровской зоны (свита полмос), амфиболитах и гнейсах Затуломской и Южно-Печенгской зоны; в основании свиты полмос — базальные гранитные конгломераты и аркозы; в основании припимандровских разрезов — горизонт терригенных осадков | Лопий болитовой фации — разнообразные гнейсы (гимольская серия); в основании — базальные гранитные конгломераты | лами апатит-магнетитовых и апатит-магнетит-гематитовых руд; в зонах дифференциальных движений — амфиболиты, амфиболовые сланцы, кордирит-гранатовые гнейсы, кинцигиты и венитовые гнейсы (мигматиты) — по основным и кислым вулканитам; в основании — базальные гранитные конгломераты. Комплекс Кируна—Арвидсьявр | става; в основании — базальные гранитные конгломераты Бьерневанн и терригенные метасадки | |
| | Архей | Олигоклазовые граниты — гранодиориты | Олигоклазовые граниты — гранодиориты | Перерыв Древние натровые граниты | Олигоклазовые граниты | «Гнейсы основания» (гранодиориты, гранито-гнейсы) |

Примечание. Звездочкой отмечены комплексы, которые могут оказаться среднепротерозойскими, т. е. относящимися к третьему структурному этажу.

Таблица 7

Радиологические определения возрастов минералов и пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова (по Полканову и Герлингу, 1961)

| Номер образца | Минералы и породы | Месторождение | Возраст | Метод определения |
|--------------------------|---|--|----------------------|-------------------|
| Центрально-Кольская зона | | | | |
| 812 | Биотит из биотитового гнейса, залегающего в пачке магнетитовых кварцитов | Оз. Пинкельярв | 2870 | K-Ar |
| 814 | Биотит из биотитового гнейса около магнетитовых кварцитов | Там же | 2710 | » |
| 858a | Биотит из биотитового гнейса | » » | 2710 | » |
| 854 | Биотит из «граносиенита» | » » | 2750 | » |
| 809 | Биотит из биотит-гиперстенового гнейса около магнетитовых кварцитов | Оз. Чудзъявр | 2710 | » |
| 955 | Биотит из биотит-гранатового гнейса, чередующегося со слабо-рудным магнетит-гранат-гиперстеновыми кварцитами | Там же | 1955 | » |
| 810 | Биотит из биотит-гранатового гнейса | » » | 1710 | » |
| 693 | Биотит из гранат-биотитового гнейса | Оз. Пинкельярв | 2340 | » |
| 710 | Амфиболовый гнейс | Оз. Репъявр | 2400 | » |
| 744 | Биотит из пироксен-биотитовой породы | Оз. Чудзъявр | 2430 2380 2500 | » |
| Вороньетундровская зона | | | | |
| 951 | Биотит из гнейса свиты полмос | Северный контакт свиты у Лявозера | 1880 | » |
| 949 | То же | Там же | 2610 | » |
| 860 | » » | Южный контакт свиты полмос, Гора Тоукант | 2310 2230 | » |
| 623 | Биотитовый амфиболит | Гора Плоская | 2625 | » |
| 629a | Биотитовый гнейс | Гора Полмос | 2050 | » |
| 1328 | Кордиерит-гранат-андалузит-биотитовый гнейс | Свита порос | 2500 | » |
| Примандровская зона | | | | |
| 617 | Слюдяной гнейс | Оленегорское | 2530 | » |
| 616 | Пегматит, прорывающий гнейсы | | 1970—2000 | » |
| 6076* | Роговая обманка из биотит-роговообманкового амфиболита | | 2798 | » |
| 6076* | Биотит из того же амфиболита | » | 2010 | » |
| 6065* | Роговая обманка из амфиболита | » | 2450 | » |
| 5964* | Грюнерит из железистых кварцитов | » | 2475 | » |
| 1401* | Роговая обманка из мигматизированного амфиболита в контакте с железистыми кварцитами | » | 3050 | » |
| A—2* | Мусковит из пегматита, секущего гнейсы и железистые кварциты | » | 2085 | » |
| A-1* | Биотит из того же образца пегматита | » | 1765 | » |
| 1172* | Роговая обманка из зоны перекристаллизации около мигматитовой жилы (см. обр. 1174) в роговообманковом амфиболите (порода аналогична обр. 6065 и 6076) | » | 4015 | » |

Таблица 7 (продолжение)

| Номер образца | Минералы и породы | Месторождение | Возраст | Метод определения |
|---------------|--|---------------|------------------------------|--|
| 1174* | Сфен из мигматитовой жилы скаполит-кварц-плагноклазового состава с апатитом и сфеном (см. обр. 1172) | Оленегорское | 2570 2575 2580 2670 | Pb ₂₀₇ / ₂₀₈ Pb ₂₀₇ / ₂₃₅ Pb ₂₁₆ / ₂₃₈ Pb ₂₀₈ / ₂₃₂ |

Южно-Печенгская зона
(Богачев, Горелов, Кочнев-Первухов, 1964)

| | | | |
|--------------------------------------|----------------|------|------|
| Биотит из полевошпатового амфиболита | Оз. Алла-Акка | 1840 | К-Аг |
| Рудные соскладчатые оливиниты | Гора Алла-Акка | 2500 | К-Аг |

Примечание. Анализы минералов из коллекции П. М. Горянова (отмечены звездочкой) выполнены в лаборатории геохронологии Геологического института Кольского филиала АН СССР.

гическую строгость, так как оно подразумевает наличие разновозрастных, обычно супракрустальных формаций и несколько структурных этажей в древнейших комплексах. Анализ показывает, что не только на Кольском полуострове, но и в других районах Балтийского щита (табл. 6), олигоклазовые граниты—гранодиориты являются древнейшими по отношению ко всем супракрустальным формациям. Итак, только породы I структурного этажа, в нашем представлении, относятся к архею. Именно с этим комплексом связаны многочисленные радиологические определения возраста гранитоидов со значениями более 3—3.5 млрд лет (Полканов и Герлинг, 1961; Масленников, 1969). Породы II структурного этажа считаются нижнепротерозойскими. К ним отнесены самые ранние супракрустальные формации, прежде всего железисто-кремнистые. Таким образом, все железисто-кремнистые формации Кольского полуострова мы относим к нижнему протерозою.

Некоторый интерес представляют результаты радиологических опре-

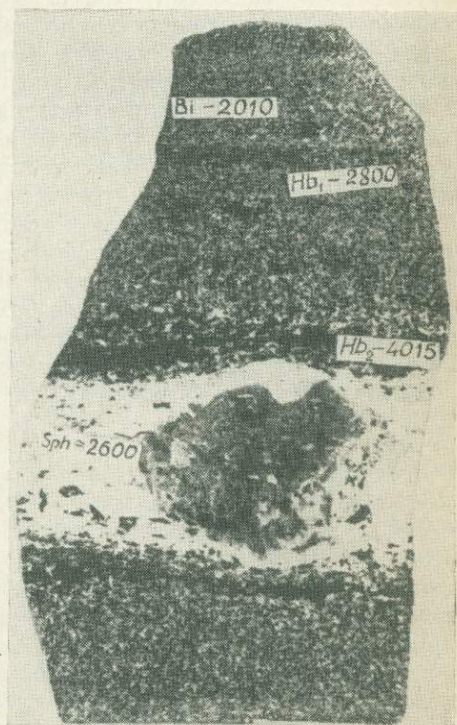


Рис. 34. Биотит-роговообманковый амфиболит из подрудной толщи Оленегорского месторождения. Сечется кварцево-плагноклаз-скаполитовой жилкой с крупным агрегатом эпидота и диопсида в ее середине. В составе жилы апатит и сфен.

делений возраста минералов из пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова (табл. 7). По данным таблицы может создаться впечатление, что нижний предел возраста изученных пород составляет 2600—2800 млн лет. По уточненной шкале (Салоп, 1969) эти породы и минералы не должны выходить из границ нижнего протерозоя. Значения 1900—2000 млн лет могут быть объяснены наложением субщелочного

процесса и гранитизации на границе нижний—средний (?) протерозой или даже более позднего времени. Может быть, этим следует объяснить значительные различия в значениях возраста по разным минералам из одной породы (например, обр. 6076, табл. 7), хотя, например, биотит и роговая обманка в этом случае не обнаруживают явных признаков неравновесности при детальном петрографическом изучении. Не могут быть объяснены сверхвысокие значения возраста роговых обманок и в обр. 1174 (4 млрд лет), где она имеет явно вторичный по отношению к гранобластовым роговым обманкам характер и обусловлена влиянием мигматизации (рис. 34). Такие несоответствия, отмечаемые рядом геологов, заставили нас исключить из анализа те геологические факты и главным образом выводы, которые базируются почти исключительно на радиологических данных возраста, например, содержащиеся в работах В. А. Масленникова (1968, 1969).

В стратиграфической схеме (табл. 1 и 6) нижнего докембрия отражено стремление определить положение пород железисто-кремнистой формации среди древнейших образований региона. Железисто-кремнистая формация, являясь наиболее специфической из многих супракрустальных формаций, приобретает роль своеобразного стратиграфического репера, без которого не обходится ни одна сколько-нибудь заметная стратиграфическая сводка по докембрию. Поэтому выполненная задача позволяет переоценить ряд факторов, составлявших основы для расчленения и корреляции докембрия на значительно большей территории, чем та, на которой распространены железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Полагаем также, что в связи с этим необходимо пересмотреть стратиграфическое положение пород Кейвской гряды, беломорского комплекса, лапландской «гранулитовой формации». Но поскольку подобная задача имеет самостоятельное значение, мы оставляем эти очень интересные и неожиданные для нас аспекты для будущего специального анализа. Можно лишь заметить, что при анализе геологической модели Кольского полуострова, как, по-видимому, и в целом Балтийского щита, следует иметь в виду, что железисто-кремнистые формации образуют блоки с определенным стилем тектоники, конкретным набором формаций и сходным по типу метаморфизмом. Эти блоки (рис. 51) имеют четкие протяженные границы, которые можно представить как результат срезания «железо-рудных» блоков более молодыми структурами. Отсутствие таких границ в ряде районов (например в Западной Карелии) следует объяснять, по-видимому, недостаточной степенью изученности соотношений ятулийских и карельских (по К. А. Кратцу) структур.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАМОРФИЗМА
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Сведения по метаморфизму пород железисто-кремнистой формации Кольского полуострова, несмотря на значительное разнообразие и распространенность этих комплексов, весьма отрывочны. Лишь благодаря усилиям В. Б. Дагелайского и Л. П. Бондаренко получены некоторые данные по петрологии метаморфических пород Центрально-Кольской зоны (Бондаренко, 1960; Бондаренко и Дагелайский, 1961, 1968). В ряде наших работ были намечены лишь общие признаки систематики вмещающих метаморфических пород Приимандровской зоны (Точилин, Горяинов, 1964; Горяинов, 1969б, 1970б).

Теоретические аспекты метаморфической зональности пород Кольского полуострова недавно обсуждались в дискуссионной статье В. Г. Загородного и др. (1971), где впервые было допущено, что распределение метаморфических фаций на современном эрозионном срезе контролируется среднепротерозойской и отчасти более молодой блокировкой. Эти исследователи исходили из признания того, что нижнепротерозойские комплексы, к которым относятся также и железисто-кремнистые формации, должны испытывать двукратный прогрессивный региональный метаморфизм, причем последний среднепротерозойского возраста. С этим последним метаморфизмом они связывают появление значений радиологического возраста 1700—2000 млн лет. Такое допущение выглядит на первый взгляд вполне логично, так как известно, что среднепротерозойские структуры обладают особым стилем складчатости и сопровождаются «своим» метаморфизмом (Загородный и др., 1964). Удачным примером такого подхода служат и работы В. А. Глебовицкого и др. (1971), Ю. Б. Богданова, А. С. Воинова (1971) и др. Но тем не менее достоверные петрологические признаки второго прогрессивного метаморфизма в нижнепротерозойских породах железисто-кремнистых формаций пока проблематичны. Возможно, как полагают В. А. Глебовицкий и др. (1971), Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский (1968), к проявлениям среднепротерозойского тектоно-метаморфического цикла следует относить парагенезисы, соответствующие кианитовому типу метаморфизма, особенно резко проявленному, например в лашландских гранулитах. Возможно, что и в Приимандровском районе (район Главного хребта) часть парагенезисов эклогитового типа, ассоциации с сапфирином (материалы Б. Н. Евдокимова) также могут быть связаны со среднепротерозойским метаморфизмом. Однако заведомо регрессивные парагенезисы в этих породах, ультраметаморфиты и диафториты не могут рассматриваться в качестве проявления второго среднепротерозойского прогрессивного метаморфизма, даже если формально считать его регрессивным по отношению к первому нижнепротерозойскому, прогрессивному метаморфизму.

Как было показано ранее (Горяинов, 1969а), неравновесные регрессивные парагенезисы в породах железисто-кремнистой формации находятся в одном гомологическом ряду с ультраметаморфитами: пегматитами, мигматитами, субщелочными анатектическими гранитами. Формальному отнесению диафторитов ко второму «прогрессивному» метаморфизму противоречит сама направленность процесса, приводящего к образованию гидратированных и более щелочных парагенезисов. Нам представляется, что регрессивные парагенезисы вместе с равновесными

прогрессивными парагенезисами отражают единство прогрессивной и регрессивной стадий нижнепротерозойского метаморфизма.

Г. М. Другова и К. С. Талдыкина (1970) пытаются реализовать идею второго «прогрессивного» метаморфизма, интерпретируя геологическую ассоциацию гиперстен- и амфиболсодержащих гнейсов в разрезах Центрально-Кольской зоны, а также Восточно-Волчъетундровской и Медвежьетундровской подзонах как последовательное наложение ассоциаций амфиболитовой фации нижнепротерозойского метаморфизма на гранулитовую архейского. Г. М. Другова считает, что гранулитовые ассоциации в породах рассматриваемых комплексов были повсеместными, а их выходы в современном срезе являются незамещенными реликтами. Это заключение целиком противоречит наблюдаемым в природе соотношениям разнофациальных зон, как правило, чередующихся, имеющих при этом резкие границы и не содержащих признаков последовательного развития. Представляется, что схема метаморфической зональности, опирающаяся в основном лишь на идею о «пангранулитовом архейском метаморфизме», при всей ее логичности, может оказаться ложной.

* * *

До сих пор не рассматривались специфические черты метаморфизма кольских железистых пород. В связи с этим среди некоторых кольских геологов сохраняется убеждение о метасоматической природе железистых кварцитов, особенно тех, которые ассоциируют с гиперстенсодержащими кристаллосланцами («гнейсо-диоритами»). Этому способствуют работы, в которых, например, ассоциации железистых кварцитов со «скарнами» интерпретируются как результирующий эффект метасоматоза (Златкин, 1966; Литвинов, 1970; Жданов, Малкова, 1972, 1973). Таким образом, обращение к вопросам метаморфизма в настоящей работе, не претендуя на всю полноту рассмотрения, преследует в основном две цели: во-первых, попытаться установить причинную связь метаморфической зональности со стилем равновесных с ней региональных структур; во-вторых, определить действительное место метаморфических процессов в формировании железистых кварцитов.

Помимо этих аспектов, при рассмотрении особенностей метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций представляет интерес характер влияния метаморфизма на качество руд и вторичное (метаморфогенное) богатое орудение.

Минеральные парагенезисы пород

Четкие и принципиальные различия в парагенезисах прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма выглядят еще более контрастно, если рассматривать их на фоне структурных элементов, отражающих разновременные тектонические события. Используя принцип разновозрастности двух ярко выраженных кристаллизационных сланцеватостей (рис. 29, 33), в ряде случаев можно разделить минеральные парагенезисы во времени. Обычно ориентировка плоскостей кристаллизационной сланцеватости, фиксированной плоско-параллельным расположением кристаллов роговой обманки, силлиманита, биотита, куммингтонита в равновесных соотношениях с минералами-парагенами, совпадает с главной северо-западной ориентировкой структур. Таким образом, равновесная кристаллизационная сланцеватость является, по-видимому, следствием первых складчатых движений и синхронного с ними прогрессивного регионального метаморфизма. Большинство равновесных парагенезисов прогрессивного этапа имеет структуру тектонитов, возникшую под влиянием скользящих дифференциальных движений во время пластических деформаций.

Некоторая часть равновесных парагенезисов, например с жедритом, ставролитом, гранатом и даже роговой обманкой, не обладает четким тектонитовым строением. Их кристаллизация могла происходить в условиях «тектонической тени», которые могли возникать при дифференциальном характере глыбовых движений либо в тыловых частях глыб, либо на одной из заключительных стадий движений.

Регрессивные парагенезисы, обычно имеющие четкие реакционные соотношения с ранними прогрессивными, значительно чаще являются посткинematическими, но могут являться и тектонитами, подчиненными как общей ориентировке равновесных парагенезисов, так и ориентированными параллельно второй (наложенной) линейности (рис. 29). Пост-

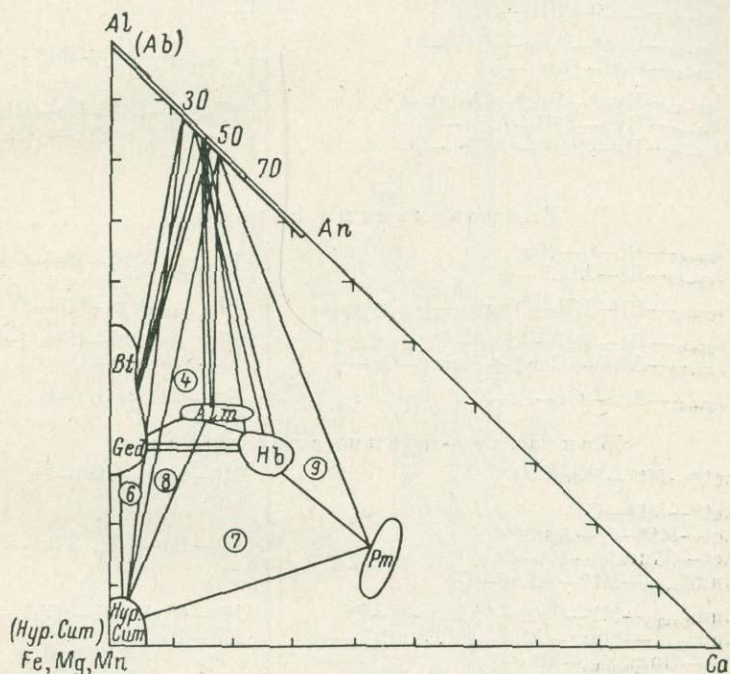


Рис. 35. Диаграмма минеральных парагенезисов известково-железистых супракрустальных пород, вмещающих железистые кварциты. Фигуративные точки минералов соответствуют их реальным составам в породах Приимандровского района (табл. 8).

кинematический характер регрессивных парагенезисов наблюдается даже тогда, когда они развиты в протяженных линейных ослабленных зонах. Зоны диафторитов возникают здесь вследствие молодых и новейших движений. С молодыми же движениями связано появление диафторитов по диабазам в пологих сдвиго-надвигах.

Характерной отличительной особенностью равновесных прогрессивных парагенезисов является отсутствие каких бы то ни было реликтов предыдущего метаморфизма. В противоположность ему регрессивные парагенезисы почти никогда не уничтожают полностью предыдущую прогрессивную ассоциацию. Поэтому можно считать, что регрессивным парагенезисам отвечает неравновесное состояние в породе.

В табл. 8 приведены наиболее частые или характерные минеральные парагенезисы в супракрустальных породах железисто-кремнистых формаций.

Характерные минеральные парагенезисы известково-железистых и железисто-кремнистых пород с учетом данных о составе реальных минералов показаны на диаграммах (рис. 35, 36).

Супракрустальные породы с большинством названных парагенезисов описаны в гл. I. В основном они характеризуют фации В₂ — средних

Таблица 8

Равновесные и неравновесные ассоциации

| Номера парагенезисов (см. рис. 35, 36) | Равновесные ассоциации (прогрессивный этап) | Неравновесные ассоциации (регрессивный этап) |
|--|--|---|
| Известково-железистые породы | | |
| 1 | Pl ₃₅₋₅₅ -Hb*-(Q) | } Pl ₂₀₋₃₀ -Bi-Clzt-Cc-Alm* -Mt-(Di + Sph + Chl + Or) |
| 2 | Pl ₃₅₋₅₅ -Hb*-Bi*-(Q) | |
| 3 | Pl ₃₅₋₅₀ -Hb-Alm* | |
| 4 | Pl ₄₅₋₅₅ -Hb-Ged-Q-(Mt) | |
| 5 | Pl ₄₅₋₆₀ -Ged-(Sill)-Q | |
| 6 | Pl ₄₅₋₅₅ -Ged*-Alm-(Sta)-Q | } Pl ₂₀₋₂₂ -Bi*-Chl*-(Or) |
| 7 | Pl ₃₀₋₄₅ -Ged-Cum-Q | |
| 8 | Pl ₄₅₋₆₅ -Hyp*-Pm*-(Alm)-Q | } Pl ₃₅₋₄₅ -Bi*-Hb-Clzt- -(Chl + Tlk + Sc) |
| 9 | Pl ₄₅₋₆₅ -Hyp-Sill-Alm-Q | |
| 10 | Pl ₄₅₋₆₅ -Hb-Pm ⁺ -(Alm)-Q | |
| Глиноземистые породы | | |
| 11 | Pl ₂₅₋₄₅ -Bi-Q-(Or) | } Pl ₁₅₋₂₅ -(Bi)-Mu-Or-Clzt-Q |
| 12 | Pl ₂₅₋₄₅ -Bi-Alm*-Q | |
| 13 | Pl ₂₅₋₄₅ -Bi-Sill-(Turm)-Q | Pl ₁₅₋₂₅ -Mu-Fib-Q |
| 14 | Pl ₂₅₋₄₅ -Bi-Sill-Alm*-Q | } Pl ₁₅₋₂₅ -Chl-(Sta + Mt)- -Fib-Or-Q |
| 15 | Pl ₄₅₋₅₅ -Alm-(Cord + Herz)-Or-Q | |
| 16 | Pl ₃₅₋₄₅ -Sill-Or-Bi-Q | Ky-(Mt + Or)-Q |
| Железисто-кремнистые породы | | |
| 17 | Act*-Mt*-Hem-Q | } Mt-Mar-(Hb)-Q |
| 18 | Act*-Mt*-Q | |
| 19 | Act-Mt*-Q-Andr* | } Mt-Hb-(Bi, Tlk)-Q |
| 20 | Act-(Cum ₄₅ *)-Mt-Q | |
| 21 | Cum ₄₅₋₅₀ *-Mt*-Alm*-Q | |
| 22 | Cum ₅₀₋₆₀ -Mt-Pyrr-(Alm)-Q-Di | } Mt-(Py)-Bi-(Chl)-Q Hb-Py-Q |
| 23, 24 | Cum ₅₅₋₆₅ -Pyrr-Alm-Q, Cum ₄₅₋₆₅ *-Q | |
| 25 | Pm-Cum ₆₀₋₇₀ -Mt-Q | |
| 26, 27, 28 | Pm-Hyp-Cum ₇₀₋₉₅ -Mt-Q, +Alm, +Pyrr | |
| 29 | Fa-Pm-Hyp-Mt-(Alm)-Q | |

Примечание. Act — актинолит, Alm — алмадин, Andr — андрадит, Bi — биотит, Cc — кальцит, Chl — хлорит, Clzt — клиноцоизит, эпидот, Cum — куммингтонит-грюнерит, Di — диопсид, Fa — фаялит, Fib — фибролит, Ged — жедит, Hb — роговая обманка, Hem — гематит, Herz — герцинит, Hyp — ромбический пироксен, гиперстен, Ky — клинцит, Mag — магнетит, Mt — магнетит, Mu — мусковит, Or — калиевый полевой шпат, Pl₁₅ — плагиоклаз и содержание в нем анортита, Pm — клинопироксен, Pyrr — пирротин, Py — пирит, Q — кварц, Sc — скаполит, Sill — силлиманит, Sph — сфен, Sta — ставролит, Tlk — тальк, Cord — кордиерит. Состав минералов, отмеченных звездочкой, дан в опубликованных работах (Горяинов, 1964, 1969; Макаров и Горяинов, 1970; Бондаренко и Дегелевский, 1968).

давлений (Соболев и др., 1970), или фацию алмандиновых амфиболитов Тернера — силлиманит-алмандиновую субфацию. Неравновесные ассоциации отличаются от равновесных не только пониженным температурным интервалом, в котором образуются и остаются устойчивыми эти парагенезисы. Отличие состоит также и в его направленности, выражающейся в повышении потенциала воды и щелочей (появляются гидроксилсодержащие минералы, увеличивается содержание альбита в плагиоклазе, появляется мусковит, субщелочные амфиболы).

Парагенезисы с ромбическим пироксеном, силлиманитом, кордиеритом и шпинелью (табл. 8, №№ 8, 9, 15, 26, 27, 29) относятся к гранулитовой фации (В₁) или фации дупироксеновых гнейсов В. С. Соболева. К гранулитовой фации их относят также Л. Л. Бондаренко и В. Б. Да-

гелайский (1968). Они предполагают существование «переходной» фации или зоны с парагенезисами типа (10, 27). К этой зоне ошибочно относят парагенезисы с диопсидом в богатых кальцием породах (кальцифирах) или в породах, где диопсид находится в регрессивных ассоциациях в парагенезисе с эпидотом, сфеном, кальцитом и микроклином.

Наибольший интерес представляют соотношения пироксенов и амфиболов в парагенезисах типа (25—27). Обычным для них является равновесное соотношение гиперстена или клинопироксена с грюнеритом. Последний образует с пироксенами тонкие мirmekитовые сростания (сим-

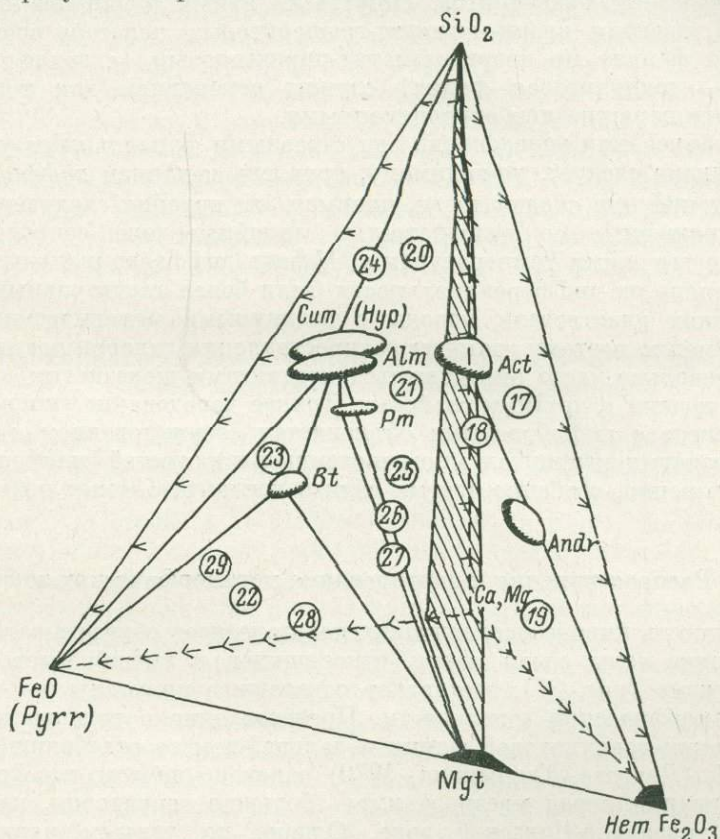


Рис. 36. Диаграмма минеральных парагенезисов железистых кварцитов. Фигуративные точки минералов соответствуют их реальным составам в железистых кварцитах Примандровского района. Заштрихована плоскость, которая отделяет парагенезисы, соответствующие естественному гематит-магнетитовому буферу от парагенезисов, соответствующих буферным смесям иного состава.

плектиты), гомоосевые сростания и сростания типа твердых растворов. Вместе с тем наряду с подобными соотношениями наблюдается и иной тип выделения грюнерита, когда он имеет признаки более поздней кристаллизации, образуя вещные структуры вокруг пироксенов и магнетита. Однако говорить о неравновесном характере этого грюнерита и его отношении к регрессивному этапу было бы преждевременно. Это явление можно объяснить скорее несовпадением полей устойчивости гиперстена и грюнерита (Соболев и др., 1970). Строго одновременными они могут быть лишь при термодинамических условиях, соответствующих частичному взаимному перекрытию этих полей. К регрессивному этапу должно быть отнесено в этих породах появление сине-зеленой роговой обманки, биотита, хлорита, талька, замещающих грюнерит и гиперстен «равновесного» и «неравновесного» морфологических типов.

Другой важной чертой пироксен-грюнеритовых парагенезисов является их чередование с зонами грюнеритовых парагенезисов (Горяинов, Евдокимов, 1972). Это можно видеть на примере железистых кварцитов, развитых как в Волчъетундровской подзоне, так и среди месторождений Центрально-Кольской зоны. Иногда ширина чередующихся зон, особенно вблизи контакта, сокращается до нескольких миллиметров. При этом химический состав железистых кварцитов выдерживается в значительно более широком интервале. Особенностью узких зон является их согласное положение с простираем кристаллизационной сланцеватости и контактов железистых кварцитов. Отсутствие явных признаков последовательного развития кварц-магнетит-грюнеритовых парагенезисов (амфиболитовая фация) по кварц-магнетит-пироксеновым (с грюнеритом или без него — гранулитовая фация) служит основанием для того, чтобы считать эти парагенезисы одновременными.

Для объяснения чередования зон с разными фациальными условиями метаморфизма следует, по-видимому, привлечь механизм дифференциальных движений при складчатости, понимая эти явления следующим образом. Сопряженные со складчатостью линейные зоны сопровождалась аномально высокими температурами. Эффект дифференциальных движений и степень их дифференциальности были более значительными, когда в движениях участвовали породы с различными механическими свойствами. Именно поэтому границы распространения гиперстенных парагенезисов довольно часто определяются контактами железистых кварцитов с амфиболовыми и другими гнейсами. Тонкое чередование гиперстенных парагенезисов с амфиболовыми объясняется возникновением в пластичных железистых кварцитах многочисленных плоскостей дифференциального скольжения, особенно частых вблизи контакта с менее пластичными гнейсами.

Распространение и картирование метаморфических зон

Особенность пироксенсодержащих парагенезисов образовывать сравнительно узкие зоны среди пород, относящихся к амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 37), заставляет осторожнее подходить ко всем схемам метаморфической зональности. Представление о региональном распространении гранулитовой фации и дальнейшем ее ослаблении до амфиболитовой (Другова, Талдыкина, 1970) основано на том, что гранулитовые ассоциации пород могли занимать большие территории, как например в Центрально-Кольской зоне. Однако по данным картирования в этой зоне устанавливается не площадное, а линейное распространение пород гранулитовой фации, которые чередуются с линейными зонами развития «амфиболитовых» парагенезисов.

В Центрально-Кольской зоне разнофациальные полосы супракрустальных пород, как и в Волчъетундровской подзоне, ориентированы по простираению региональных структур. Нигде пока не устанавливается, чтобы метаморфические фации срезали стратиграфические границы. Скорее всего по простираению структур происходит постепенное выклинивание зон с интенсивными дифференциальными движениями, приводящее к уменьшению мощности и полному исчезновению этих зон. Не исключено, что в распределении разнофациальных зон определенную роль играют крупные продольные и поперечные разрывные нарушения, по которым на эрозионную поверхность выведены блоки, отличающиеся по условиям «глубинности» регионального метаморфизма. В отличие от подобного заключения мы считаем, что разнофациальные условия «глубинности» создавались не вследствие различной абсолютной глубины погружения пород, чему, кстати, не соответствует чередование разнофациальных метаморфических зон различной мощности. Аномальные значения P и T (факторы «глубинности») возникали вдоль зон со значительными

градиентами дифференциальных движений. Эту же мысль подчеркивают Ю. Б. Богданов и А. С. Воинов (1971), которые отмечают, «что нарастание интенсивности метаморфизма... в слабой степени контролируется глубиной погружения и мощностям осадочно-вулканогенных пород» (с. 32).

О существовании таких «аномальных» зон можно предполагать не только по появлению высокотемпературных ассоциаций. На наличие высоких градиентов при дифференциальных движениях указывает значительная деформированность некогда изометричных глыб архейского фундамента. Так, в Центрально-Кольской зоне олигоклазовые гранодиориты — диориты фундамента превращены в узкие линзовидные тела, в ленты и полосы (рис. 26). Аналогичное состояние они испытали в Волчьей и Медвежьегундровской подзонах — к западу и северу от Главной Примандровской структуры. Поэтому появление гранулитовых парагенезисов пород исключительно в районах, где архейские глыбы расплюснуты и резко вытянуты, имеет не только парагенетическую, но и генетическую связь со степенью «деформированности» глыб, т. е. со степенью «дифференциальности» складчатых движений. Весьма показательным в этом отношении, что все известные где-либо районы распространения пород гранулитовой фации характеризуются резко выраженной линейностью структур.

Изохимичность как характерная особенность метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций

В качестве доказательства изохимичности метаморфизма вплоть до высоких ступеней амфиболитовой и гранулитовой фаций служит распределение фигуративных точек состава на полях геохимических диаграмм П. Ниггли, А. Симонена, Н. П. Семеновко, де ля Роша, где они концентрируются в одних и тех же зонах исходных пород. Например, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые кристаллосланцы образуют на диаграмме де ля Роша (см. рис. 5) единое поле, центр тяжести которого совпадает со средним толеитовым базальтом Дэли.

Сравнивая состав железистых кварцитов Примандровского района с аналогичными, но менее метаморфизованными породами Большого Кривого Рога и КМА по главным породообразующим компонентам, можно установить, что при большей интенсивности метаморфизма происходит лишь некоторая стабилизация состава железистых кварцитов. Более очевидна роль метаморфизма в изменении состава железистых пород в координатах R_2O-H_2O (рис. 38). На этой диаграмме фигуративные точки химического состава криворожских пород ложатся вдоль оси H_2O , пород Оленегорского месторождения — вдоль оси R_2O . Точки составов железистых кварцитов Конкско-Верховцевской и Правобережных полос занимают промежуточное положение. Эти данные согласуются с выводом Н. П. Семеновко (1966) о том, что с увеличением степени метаморфизма пород в них возрастает содержание щелочей за счет уменьшения содержания воды.

Если изохимичность метаморфических реакций выдерживается в довольно широком интервале условий, то сохранение реликтовых структур представляется явлением исключительным. Так по крайней мере следует из классических работ по метаморфизму, где говорится, что на уровне амфиболитовой фации реликтовые структуры исчезают (Грубенманн и Ниггли, 1933; Тернер, Ферхуген, 1964; Елисеев, 1963; Хуан, 1965, и др.). Мнение о том, что превращение осадочной породы в метаморфическую сопровождается полным разрушением признаков осадочной породы, утвердилось и среди литологов (Страхов, 1957). Однако реликтовые структуры в гнейсах находили не только мы, но и ряд других геологов. Подробно этот вопрос обсуждался ранее (Горяинов, 1964, 1971б). Опыт изучения реликтовых структур в супракрустальных породах железисто-

кремнистых формаций Кольского полуострова позволяет некоторым образом идентифицировать те условия, которые, как нам представляется, характерны для нахождения реликтов (Горяинов, 1971б; Горяинов, Мадьшев, 1970). Они, на наш взгляд, соответствуют следующим необходимым требованиям.

1. Исходная порода должна быть максимально приближена к химическому равновесию, т. е. должна быть энергетически изотропной (термин Ю. П. Мельника, 1962). Этим объясняется, что большинство реликтовых структур мы находим в эффузивах, но не в туфах, и почти совсем не находим реликтовых структур, например полимиктовых терригенных пород.

2. Реликтовые структуры могут сохраниться в блоках пород, менее всего подвергнутых дифференциальным соскладчатым движениям.

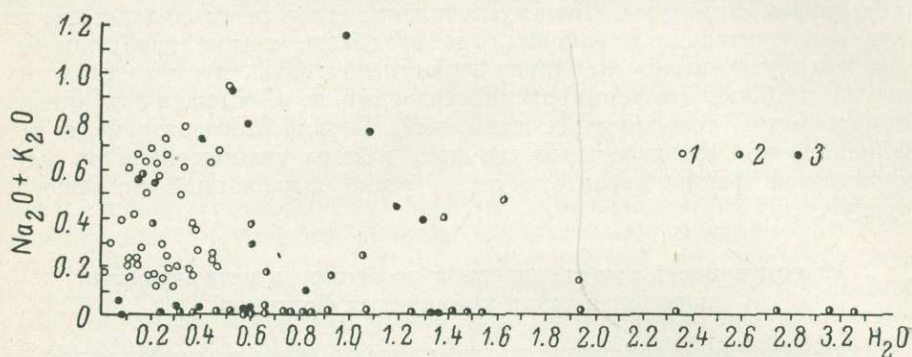


Рис. 38. Распределение железистых кварцитов в координатах «вода—щелочи».

1 — Оленегорское месторождение; 2 — Кривой Рог; 3 — Украинский кристаллический щит.

Именно благодаря им происходит «гнейсификация» пород и уничтожение реликтовых структур. Явление «гнейсификации» хорошо прослеживается на примере лептитов — пород обычно массивных. Оно приводит к появлению такого метаморфического ряда пород (при непосредственном наблюдении переходов): лептиты — лептитовые биотитовые гнейсы — полосчатые гранат-биотитовые гнейсы — венитовые гранат-биотитовые гнейсы (с силлиманитом). Этим, в частности, и объясняется тот факт, что на диаграмме де ля Роша (рис. 5) гнейсы с глиноземистыми минералами образуют два максимума, один из которых совпадает с полем кислых вулканитов.

3. Наложение регрессивных реакций и метасоматоз — факторы, неблагоприятные для сохранения реликтовых структур. Для данного и предыдущего условий определенное значение имеет тесная приуроченность пород к блоку железистых кварцитов, которые, во-первых, гасят дифференциальные движения, не передавая их полностью на заключенные в них гнейсы, во-вторых, являются экраном для щелочных растворов, поскольку относятся к «энергетически изотропным» породам.

Специфичность метаморфизма железистых кварцитов

Специфичность метаморфизма железистых кварцитов определяется довольно часто наблюдаемыми случаями фазовых переходов в системе Fe—Si—O (гл. I). Одни из них, например мартиты, являются традиционными для железисто-кремнистых формаций мира (Точилин, 1961). Железистые кварциты Кольского полуострова являются подходящим объектом для выяснения этого вопроса, поскольку влияние коры выветривания на их состав ничтожно. По данным В. Н. Макарова (1970), она представлена лишь зоной дезинтеграции, а местами — нижней частью гидрослюдистой зоны (гидробиотитовая зона). Морфологические особенности

коры выветривания указывают на ее линейный характер и приуроченность к тектоническим зонам. Таким образом, влияние коры выветривания на фазовые переходы в системе Fe—Si—O (в железистых кварцитах) незначительно и им можно пренебречь.

Мартитизация, как уже отмечалось в гл. I, носит необычный характер. Во-первых, она развита лишь на трех месторождениях: Оленегорском, Кировогорском и Южно-Кахзерском. Во-вторых, в пределах этих месторождений она приурочена к пластам железистых кварцитов, в которых содержатся реликты тонкодисперсного первичного гематита. Таким образом, она приурочена к пластам с первоначально высоким содержанием кислорода. В-третьих, мартитизация, т. е. появление разного типа псевдоморфоз гематита по магнетиту, а также крупнопластинчатого гематита, является следствием регрессивного метаморфизма, так как ее наблюдают в ассоциациях с более щелочными и гидратированными минералами (табл. 8), имеющими явно наложенный характер.

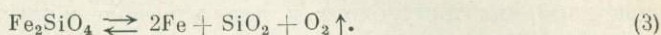
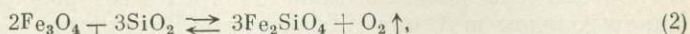
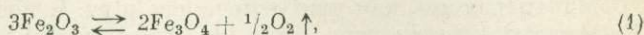
Эти особенности мартитизаций позволяют, на первый взгляд, оценивать поведение кислорода в широких интервалах условий как инертное. Подобное заключение согласуется с существующими в литературе (Маракушев, 1965; Соболев и др., 1970; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961; Глаголев, 1966; Лазарев, 1971; Чиннер, 1963). Однако вывод об «инертности» указывает не столько на замкнутость системы относительно кислорода, сколько на то, что минералообразование происходило в условиях постоянного парциального давления кислорода P_{O_2} .¹ Пример с мартитом не исключение. Не менее показательным распределение некоторых силикатов в различных литологических типах железистых кварцитов, отличающихся степенью окисления. Из диаграммы минеральных парагенезисов (рис. 36), а также данных непосредственных петрографических наблюдений следует, например, что в ассоциации с гематитом встречается лишь андрадит, а в ассоциации с магнетитом и сульфидами (в слабородных кварцитах) — альмандин; в ассоциации с гематитом отсутствует грюнерит, вместо него отмечается актинолит—тремолит; исключена и ассоциация гематита с гиперстеном, т. е. состав исходной твердой фазы, или литологический состав осадка, определяет состав метаморфических парагенезисов в данных условиях метаморфизма.

Это могло осуществляться лишь в условиях, когда твердая фаза — железистый кварцит и поровый раствор образовывали систему с естественным буфером, прежде всего кислородным. Теория этого вопроса детально разработана Г. Югстером (Eugster, 1959; Югстер, 1961), и применительно к анализу железистых кварцитов она рассматривалась Ю. И. Лазаревым (1971) и отчасти Б. В. Каукиным (1967). Принцип действия буфера сводится к тому, что при данной температуре T и общем давлении P система имеет фиксированное парциальное давление кислорода, не зависящее от потери водорода через диффузию. В качестве буфера Г. Югстер использовал следующие смеси: Hem + Mt + вода [1]; Mt + Q + Fa + вода [2]; Mt + вюстит + вода [3], вюстит + железо + вода [4], железо + Q + Fe + вода [5], для которых рассчитал кривые $P_{O_2}-T$. Наиболее «емким» является первый, для которого P_{O_2} при 700° (предполагаемой температуры прогрессивного регионального метаморфизма) составляет 10^{-12} атм., и самый слабый — последний, для которого P (при той же температуре) составляет 10^{-26} атм. (рис. 39).

Гематит-магнетитовые кварциты при метаморфизме представляют собой естественную буферную смесь. Силикатно-магнетитовые кварциты как естественная буферная система приблизительно могут быть описаны магнетит-фаялит-кварцевым буфером, сульфидно-силикатные кварциты —

¹ P_{O_2} надо понимать в статистическом смысле. По Югстеру, с равным успехом можно говорить о химическом потенциале кислорода (μ_{O_2}) или активности кислорода (a_{O_2}).

железо-кварц-фаялитовым буфером. В кислородных буферных системах, характерных для железистых кварцитов (железистый кварцит + поровый водный раствор), парциальное давление кислорода регулируется протеканием следующих реакций:



Парциальные давления кислорода твердых фаз определяют величину парциального давления водорода, поскольку диссоциация воды идет согласно реакции



и константа диссоциации воды

$$[K_p]_T = \frac{(P_{\text{H}_2})^2 \cdot P_{\text{O}_2}}{P_{\text{H}_2\text{O}}}.$$

Равновесие между железистым кварцитом (буфером) и метаморфическим поровым раствором устанавливается вследствие диффузии водорода из данной системы. Поэтому щелочность порового раствора во время действия того или иного буфера будет постоянной при данных условиях, т. е. при фиксированном значении Eh.² Реакции типа (1), (2), (3) будут идти вправо при повышении температуры (рис. 39), что может быть характерно для условий прогрессивного регионального метаморфизма. Действие буфера и его емкость не зависят от относительных количеств твердых минеральных фаз (для буфера [1] — гематита и магнетита). Оно будет сохраняться до тех пор, пока не исчерпаются ресурсы более окисленного минерала. Для реакции (1) — это гематит, для реакции (2) — магнетит и т. д. Таким образом, следует ожидать, что прогрессивный региональный метаморфизм приводит к появлению все более восстановленных минералов железа. На рис. 40 показано распределение состава железистых кварцитов Кольского полуострова (Приимандровской и Центрально-Кольской зон) в координатах Fe^{3+} — Fe^{2+} , при этом выбраны пробы, в которых содержание валового железа примерно одинаковое. Это распределение с четкой корреляционной зависимостью ($\rho = -0.95$) показывает, что железистые кварциты с амфиболом (амфиболитовая фация; $t = 700^\circ$) являются более окисленными, чем железистые кварциты с пироксенами и особенно с оливином — эулизиты (гранулитовая фация; $t = 800$ — 900°).

Расчетная диаграмма Югстера, а также приведенные выше экспериментальные данные (рис. 40) показывают, что кривая P_{O_2} — T в пределах реальных температурных границ регионального метаморфизма почти не выполаживается.

Все сказанное выше не означает, однако, что после исчерпания буфера типа [1] система вообще не обладает буферными свойствами. Вследствие того что в составе железистых кварцитов всегда присутствует некоторое количество силикатов железа (амфиболов и пироксенов), исчерпание и прекращение действия буфера [1] означает начало действия следующего более слабого буфера [2] и т. д. Следовательно, щелочность равновесного порового раствора должна убывать с возрастанием степени метаморфизма. Этим в значительной мере следует объяснить сравнительно слабое развитие щелочных амфиболов и пироксенов в железистых кварцитах как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций метаморфизма по сравнению с железистыми кварцитами более низких ступеней (например, Кривого Рога, КМА и Карелии).

² Можно принять с некоторыми допущениями для того или иного литологического типа железистых кварцитов (природного буфера) фиксированное значение Eh.

Течение регрессивных реакций, происходящее при повышенной щелочности метаморфических растворов, приводит к смещению реакций типа (1), (2), (3) влево, поскольку равновесный пар системы «железистый кварцит—поровый раствор» богаче водородом, чем привнесенный щелочной раствор. В реакциях типа (1) происходит выпадение гематита (мартита), типа (2) — магнетита, очень часто по силикатам, типа (3) — магнетита по пирротину и пирита по пирротину. Необходимо отметить в связи с этим, что довольно частые случаи появления магнетита, за-

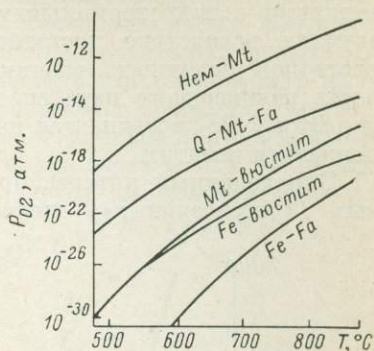


Рис. 39. Диаграмма $P_{O_2} - T$ части системы Fe—Si—O при общем давлении 1 атм. (Эйгстер, 1961). Кривые $P - T$ соответствуют использованным в экспериментах буферам.

мечающего амфиболы в железистых кварцитах, указывают всего лишь на протекание регрессивных реакций в породах с определенным составом (в данном случае кварц—амфибол—магнетит). Это обстоятельство упускают сторонники метасоматического происхождения железистых кварци-

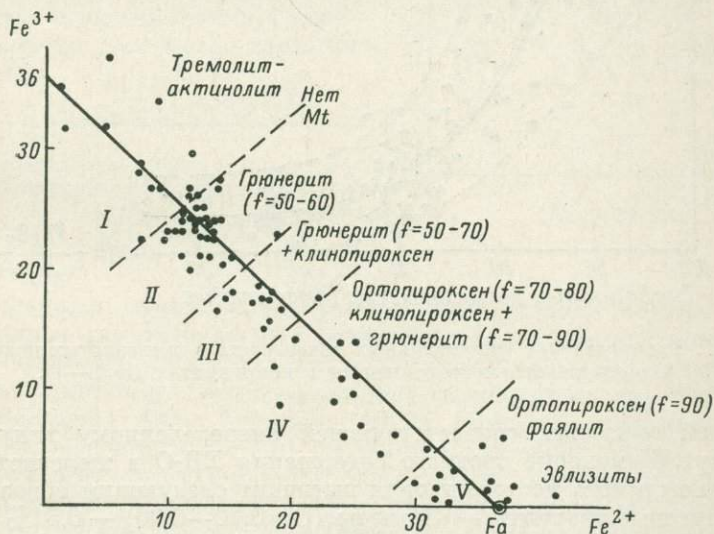


Рис. 40. Распределение фигуративных точек состава различных метаморфизованных железистых кварцитов в координатах $Fe^{3+} - Fe^{2+}$ (для изохимического ряда — железистый кварцит с содержанием валового железа $34 \pm 2\%$).

I — актинолит-грюнеритовая зона; II — грюнеритовая зона; III — грюнеритовая и грюнерит-клинопироксеновая зона; IV — двупироксеновая зона; V — гиперстенная (эвлитовая) зона.

тов, полагая, что весь магнетит последних возник за счет амфибола (Литвинов, 1970; Златкинд, 1966; Жданов, Малкова, 1973; Барабанов, 1974).

Мы хотим еще раз подчеркнуть, что появление вторичного гематита (мартита) и вторичного магнетита по силикатам происходит в условиях действия буфера. Этим и объясняется, в частности, тот факт, что мартит появляется лишь в тех железистых кварцитах, в которых после прогрессивного этапа сохранился реликтовый тонкозернистый гематит. Могут ли возникнуть условия, при которых буферность системы окажется нарушенной, т. е. может ли появиться мартит в магнетитовых кварцитах? Наблю-

дения показывают, что могут, но в весьма редких и специфических условиях. Прежде всего такие вторичные гематиты возникают на контакте магнетитовых кварцитов с некоторыми микроклиновыми пегматитами (Горяинов, 1964; Макарова, 1970), а также в виде небольших зон в ассоциации с гидротермальным кварцем. Как в первом, так и во втором случаях вследствие достаточно высокой щелочности гидротермальных растворов щелочность возникшей среды значительно превосходит щелочность равновесного пара системы магнетит—железистый силикат—кварц и поэтому P_{O_2} повышается настолько, чтобы в указанной ассоциации мог появиться гематит.

Определенный интерес представляет характер распределения вторичных («регрессивных») щелочей в железистых кварцитах с различной

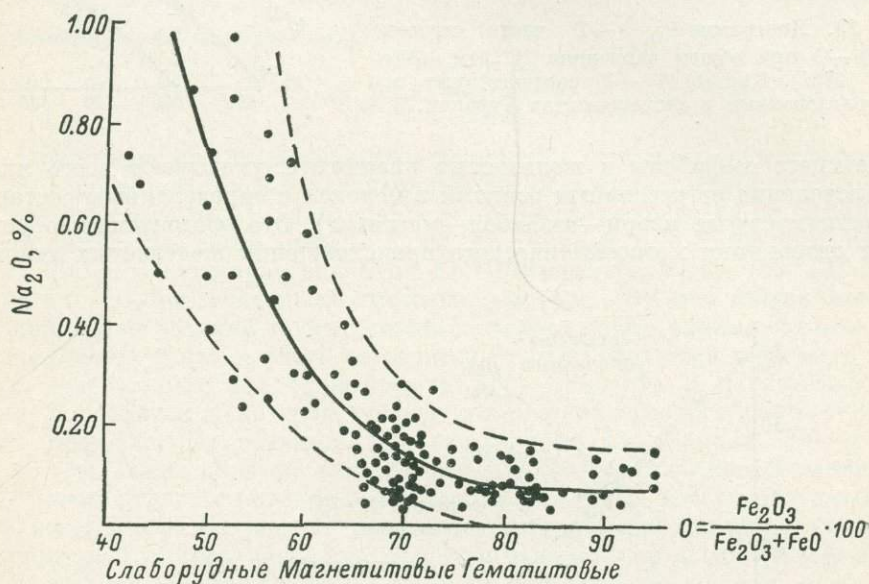


Рис. 41. Распределение фигуративных точек состава железистых кварцитов Оленегорского месторождения в координатах Na_2O-O .

кислородной емкостью, соответствующей определенному типу природного буфера. Изменение среднего содержания ΣR_2O в железистых кварцитах Оленегорского месторождения выглядит следующим образом: гематит-магнетитовые кварциты — 44 проб ($O=0.70-0.90$) — 0.31% (± 0.14); магнетитовые кварциты — 38 проб ($O=0.60-0.70$) — 0.35% (± 0.19); слаборудные сульфидно-силикатные кварциты — 58 проб ($O=0.40-0.60$) — 0.84% (± 0.39).

Распределение железистых кварцитов в координатах Na_2O-O показано на рис. 41. Из приведенного графика вытекает, что в железистых кварцитах с гематитом и магнетитом независимо от содержания валового железа, а в пределах значений $O=70-80$ независимо от соотношения гематита и магнетита содержание Na_2O остается на одном уровне.

В парагенезисах без гематита (магнетит + алюмосиликат + кварц) содержание щелочей постепенно возрастает с уменьшением содержания железа. Можно было бы допустить, что Na_2O связывается в алюмосиликатах за счет все более увеличивающегося содержания алюминия в слаборудных железистых кварцитах. Появление калиевых железистых силикатов, главным образом слюд, с этих позиций объяснить легко, поскольку калий в силу своей большей щелочности, чем натрий, скорее связывается с Al^{IV} кислотного радикала. Поэтому, как нам кажется, распределение Na_2O должно в меньшей степени зависеть от содержания алюминия, или,

как предложил Д. С. Коржинский, от Al_2O_3/Fe . Это предположение подтвердилось (рис. 42). Без труда можно заметить, что зависимость Na_2O от кислородной емкости породы (рис. 41) значительно большая, чем от Al_2O_3/Fe (коэффициенты корреляции равны соответственно -0.87 и -0.45). Отсюда следует, что эффективная концентрация (Гаррелс, Крайст, 1968) Na^+ регрессивных щелочных растворов может оказаться самой высокой в богатых кислородом гематит-магнетитовых кварцитах. Наблюдения показывают, что и степень замещенности равновесной ассоциации магнетит—грюнерит—кварц наиболее высока в породах, контактирующих с гематитовыми кварцитами. По мере уменьшения содержания гематита, а затем и рудного железа по латерали железистых кварцитов количество субщелочных амфиболов уменьшается до полного исчезновения. Контакт гематитовых кварцитов является тем более активным регулятором в распределении возле него субщелочных амфиболов, чем более контрастны с ними по кислородной емкости вмещающие породы. Поэтому появление сине-зеленой роговой обманки и даже эгирина отмечено лишь в контакте гематитовых кварцитов с безрудными кварцитами или гнейсами, но те же минералы отсутствуют, если гематитовые кварциты граничат с магнетитовыми кварцитами.

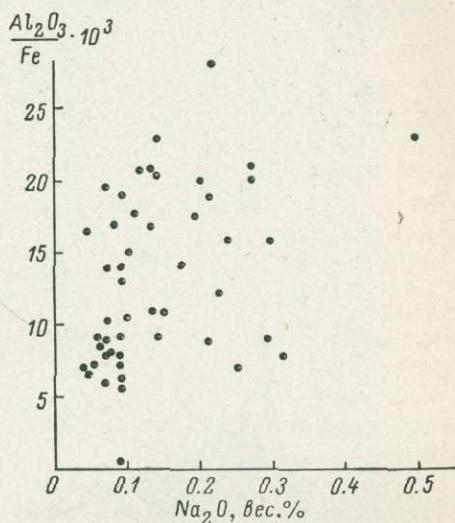


Рис. 42. Распределение фигуративных точек состава железистых кварцитов в координатах $\frac{Al_2O_3}{Fe} - Na_2O$.

Определенный теоретический интерес представляют богатые анхимо-минеральные гематитовые (магнетитовые) руды, возникающие на контакте гематитовых (магнетитовых) кварцитов с контрастными породами — гнейсами, безрудными сульфидно-силикатными кварцитами (Белевцев, Теплицкая, 1957; Горянов, 1969а). Они образуют неправильной формы тела, выполняющие зоны отслоения или межбужинные пространства, но строго контролируемые контактами гематитовых кварцитов. Крупнопластинчатый гематит этих богатых руд ассоциирует с идиобластической сине-зеленой роговой обманкой и образует с ней симплектиты (рис. 43). Во вмещающих амфиболовых гнейсах фиксируется осветленная полоска (3—4 см), представленная кальцитом, эпидотом, вторичным кварцем, сфеном, биотитом с редкой вторичной вкрапленностью гематита. Из подобных примеров следует, что железо на регрессивном этапе метаморфизма железистых кварцитов может быть подвижным. Пути его миграции не случайно совпадают с движением щелочных растворов, поскольку мобилизация, перенос и отложение железа могли определяться состоянием эффективной щелочности растворов (Александров, 1959). В нашем примере выпадение железа происходило одновременно с нейтрализацией щелочей («скарнирование» гнейсов, рис. 43). Естественным регулятором щелочности растворов были сами железистые кварциты, первичный состав которых соответствовал буферным смесям с различным парциальным давлением кислорода.

Несколько замечаний по поводу довольно распространенных «скарновых» ассоциаций в железистых кварцитах и вмещающих гнейсах. Дело в том, что в последнее время эти ассоциации используются в качестве

доказательства метасоматической природы как самих железистых кварцитов, так и вмещающих пород (Литвинов, 1970; Барабанов, 1974; Жданов, Малкова, 1973, и др). Не вдаваясь в критический анализ этой точки зрения, поскольку последовательное изложение и обсуждение фактических материалов в предыдущих главах снимает большинство возражений ее сторонников против супракрystalльной природы железистых кварцитов, остановимся лишь на некоторых вопросах.

На Оленегорском и других месторождениях региона при достаточно внимательном и объективном анализе можно понять, что известково-алюмосиликатные «скарновые» породы могут возникнуть вследствие ряда причин.

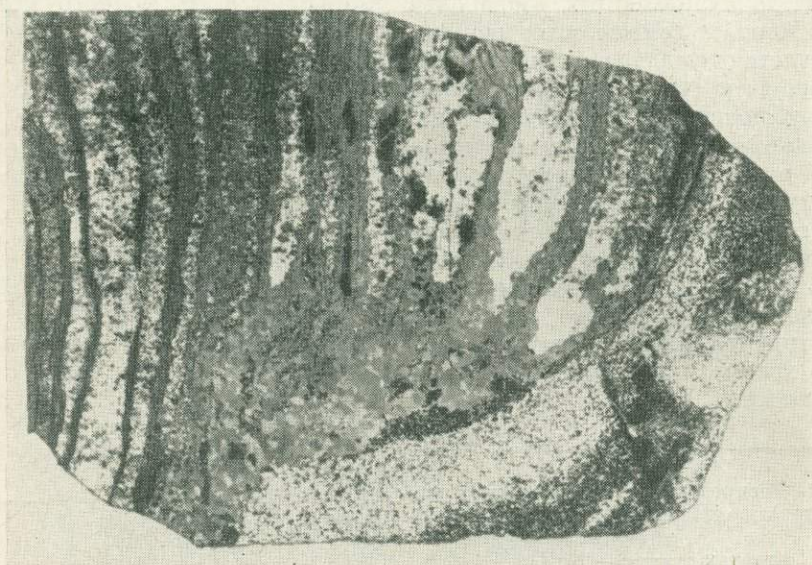


Рис. 43. Зона «богатого» гематитового оруденения на контакте гематит-магнетитовых кварцитов и гнейсов.

Во-первых, за счет метаморфизма карбонатно-алюмосиликатно-железистых пород, небольшие линзы которых являлись неотъемлемой частью разреза железисто-кремнистых осадков (так называемая карбонатная фация Г. Джемса; James, 1954). Эти прослои в процессе складчатости будинированы, ориентировка будин скарнированных первично карбонатных пород подчинена первой линейности.

Во-вторых, появление эпидота (цоизита), сфена, диопсида, граната (с кальцитом, доломитом и вторичным кварцем и микроклином) в неравновесной ассоциации с роговой обманкой и андезином связано с привнесением щелочных растворов и последующей гранитизацией известково-магнезиально-железистых пород на регрессивном этапе метаморфизма («кальцифировые амфиболиты» Айвара). Зоны развития таких пород ориентированы по простиранию структур. Возможно, что некоторая часть подобных пород — «кальцифиров» — могла образоваться и по первично обогащенным кальцием образованиями.

И, наконец, в-третьих, оторочки и полосы «скарнов» шириной не более 1—3 см возникают на границе пород, существенно различных по химизму, например на границе железистых кварцитов и биотитовых гнейсов. Один из таких примеров, когда железистый кварцит активно «скарнирует» гнейс, был показан и объяснен выше (рис. 43). Он демонстрирует, что скарнирование происходит равновесно (одновременно) с образованием богатых вторичных руд, возникших на регрессивном этапе метаморфизма

полосчатых железистых кварцитов. Именно этот случай больше всего смущает сторонников метасоматической концепции. Для названной пары контактирующих пород наиболее интересным информативным свойством является градиент величины относительной щелочности (табл. 9). Экспериментальное значение этой величины определялось по методике, предложенной И. В. Давиденко (1964).

Таблица 9

Относительная щелочность железистых кварцитов и вмещающих пород Оленегорского месторождения

| Порода | Относительная щелочность (X) | s | n |
|---|------------------------------|-------|----|
| Лейкократовые биотитовые гнейсы (лептиты) | 1.413 | 0.102 | 21 |
| Амфиболиты и амфиболовые гнейсы | 1.412 | 0.141 | 22 |
| Железистые кварциты (все) | 0.973 | 0.059 | 54 |
| Гематит-магнетитовые кварциты | 0.937 | 0.059 | 30 |
| Магнетитовые кварциты | 1.018 | 0.058 | 24 |

Таким образом, на границе железистых кварцитов и гнейсов существует довольно высокий градиент относительной щелочности (1.412—0.973), выравнивание которого могло происходить как на прогрессивной, так и на регрессивной стадиях метаморфизма. Именно выравнивание этого градиента, являющегося главным механизмом метаморфической дифференциации, и приводит к образованию тонкой приконтактной скарпной оторочки эпидот-андрадит-диопсидового состава. Отсутствие градиента относительной щелочности между лептитами и амфиболитами (1.413—1.412), породами, казалось бы, совершенно различными по составу, является следствием того, что на контакте между ними механизм метаморфической дифференциации не приводился в действие. На это указывает исключительно резкий, тонкий контакт между лептитами и амфиболитами, на поверхности которого отсутствуют сколько-нибудь заметные минеральные новообразования (Горяинов, 1970в).

Таково в принципиальных чертах место метасоматического и скарного процессов при формировании современного облика пород и руд Оленегорского и других месторождений Кольского полуострова. Место это несопоставимо более скромное, чем то, которое отводится ему в метасоматической концепции А. Я. Литвиновым, В. В. Ждановым, А. В. Барабановым и другими геологами.

Выводы

Заканчивая краткое рассмотрение основных аспектов метаморфизма пород железисто-кремнистой формации, мы хотели бы еще раз подчеркнуть следующие основные моменты.

1. В интерпретации распределения метаморфических фаций (или субфаций) в рассматриваемых толщах, т. е. фактически в подходе к методике их картирования, определяются два направления. Сторонники одного направления полагают, что анизотропия строения метаморфических толщ, их полифациальность определялись последовательным наложением метаморфизма более молодого возраста на ранние ассоциации (Другова, Талдыкина, 1970; Другова, Глебовицкий, 1970; Загородный и др., 1970). Наши же наблюдения свидетельствуют об одновременном образовании разнофациальных метаморфитов, изученных в зонах их взаимного чередования в разрезах к востоку от Главного хребта (Горяинов, Евдокимов, 1972).

Если принять первую точку зрения, то совершенно необъяснимо и непонятно полное отсутствие каких-либо петрографических признаков гранулитового метаморфизма в пределах детально изученной Главной Примандровской структуры, где породы повсеместно метаморфизованы в амфиболитовой фации. Для отнесения их к диафторитам по породам гранулитовой фации нет ни малейшего повода. По сути дела диафторез, который документируется новообразованными биотитом, мусковитом, синезеленой роговой обманкой, эпидотом по равновесным минеральным парагенезисам как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций, не имел ничего общего с взаимным распределением этих двух последних.

Появление разнофациальных чередующихся зон мы связываем с возникновением сопряженных со складчатостью узких зон, наличием градиентов в степени или глубине дифференциальных соскладчатых движений. Аномальные значения P и T возникали при этом в зонах интенсивного дифференциального проскальзывания, где и создавались условия тектонической разгрузки за счет резкого повышения температуры и наоборот. Такова, на наш взгляд, природа и аномальных тектонических «перегрузок давления по сравнению с литостатическим давлением при метаморфизме» (Семененко, 1966; Соболев, 1960, 1964; Соболев и др., 1970). Аналогичный механизм возникновения зон с минеральными парагенезисами высоких давлений предполагает и В. А. Глебовицкий (Глебовицкий, 1969; Глебовицкий и др., 1971). Он полагает, что метаморфизм высоких давлений приурочен к разломам, связанным с возникновением надвиговых структур и крупных блоковых перемещений. В. А. Глебовицкий считает эти зоны прерогативой исключительно среднепротерозойской перестройки. Мы же допускаем аналогичный механизм и для нижнепротерозойских зон, считая некоторой особенностью последних меньшую тектоническую контрастность по сравнению со среднепротерозойскими. Вследствие слабой дифференцированности земной коры на этом этапе ее развития зоны разгрузки не могли создать заметных градиентов давления, которое выравнивалось в сопряженных структурах за счет возникновения в них зон с аномально высокими температурами.

Дифференциальность соскладчатых движений (ее интенсивность) мы предлагаем оценивать по степени деформированности изометричных глыб фундамента (рис. 44). При этом минимальные значения градиентов дифференциальных движений будут соответствовать минимальной деформированности участвовавших в этих движениях изометричных глыб фундамента (Кируна, Костомукша). Супракрустальные породы, ассоциированные с этими структурами фундамента и участвовавшие с ними в дифференциальных движениях, испытали метаморфизм не выше зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 44, I). Степень деформированности глыб фундамента, наблюдаемая, например, в Главной Примандровской структуре, в Южно-Печенгской зоне, в ряде районов Центральной Швеции, Западной Карелии и характеризующаяся тем, что размеры глыб фундамента заметно различны по короткому и длинному направлениям (1:2—1:3), указывает на изменившиеся (по сравнению с предыдущим структурно-тектоническим состоянием) условия метаморфизма. Они соответствуют амфиболитовой фации (рис. 44, II, III). И, наконец, при значительных градиентах дифференциальности соскладчатых движений глыб фундамента последние приобретают резко вытянутые, а местами линзовидные и лентовидные очертания. Именно это структурно-тектоническое состояние приводит к появлению аномальных «перегрузок давления» — главной причины возникновения высокотемпературных минеральных парагенезисов гранулитовой фации (рис. 44, IV).

2. Метаморфические реакции в железистых кварцитах протекали в условиях, буферированных по кислороду. Это значит, если ретроспективно оценить существующие парагенезисы и их возможные пути развития, то к началу метаморфизма в исходной породе должны были суще-

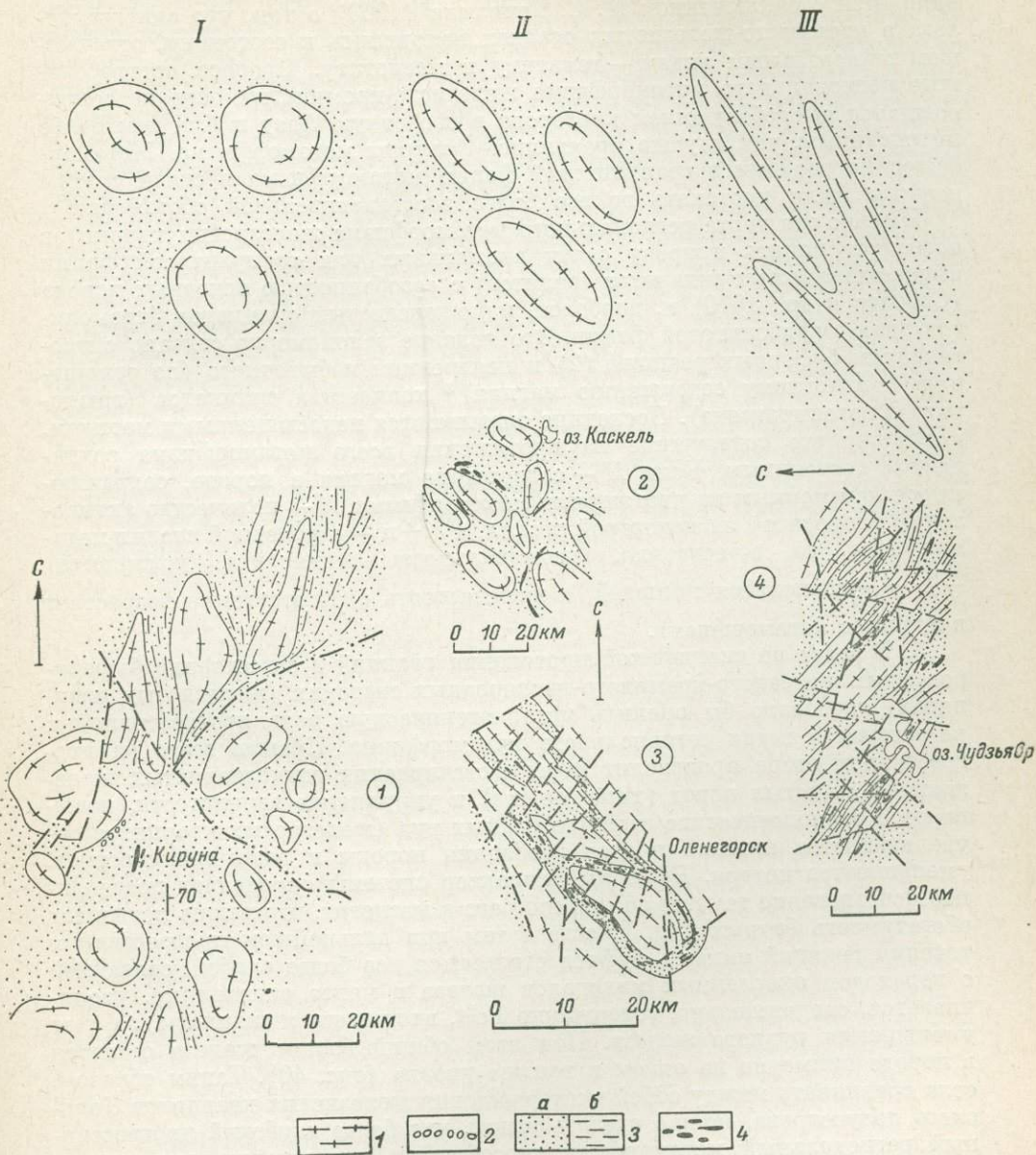


Рис. 44. Степень деформированности изометричных глыб фундамента как показатель глубины дифференциальности складчатых движений и интенсивности равновесного с ними метаморфизма.

I — дифференциация движений наименьшая, глыбы сохраняют изометричность, метаморфизм низких ступеней (не выше фации зеленых сланцев); *II* — увеличение степени дифференциации, глыбы приобретают вытянутый в направлении движения облик, метаморфизм средних ступеней не выше амфиболитовой фации; *III* — супракрустальные облик, метаморфизм средних ступеней не выше амфиболитовой фации, глыбы приобретают вид валов и узких линз, метаморфизм гранулитовой фации. Цифры в кружках: 1 — Кируна; 2 — Южно-Печенгская зона; 3 — Главная Приамадровская структура; 4 — район оз. Чудзьяр (Центрально-Кольская зона). 1 — гранитоиды фундамента; 2 — базальные конгломераты (Кируна); 3 — породы железисто-кремнистых формаций, (а) и породы амфиболитовой фации района севернее Кируны (б); 4 — железные руды.

ствовать разноокисленные железистые фазы, т. е. главным образом гематит и магнетит (карбонат). Этот вывод неожиданным образом перекликается с заключением М. С. Точилина (1963) о том, что окислы железа в кремнисто-железистых осадках находились в состоянии, отвечающем минеральным видам — гематиту и магнетиту. Процесс прогрессивного регионального метаморфизма железисто-кремнистых осадков сопровождался высвобождением кислорода в свободную фазу и был тем более интенсивным, чем глубже проявились факторы метаморфизма. Метаморфические реакции в гранулитовой фации метаморфизма в связи с этим должны были протекать во все более восстановительной обстановке.

Именно эта черта регионального метаморфизма железистых кварцитов позволяет понять природу связи аномальных для гранулитовой фации высокожелезистых силикатов (эвлитов) с «особенностью исходных пород» (Соболев и др., 1970) и, наоборот, маложелезистых силикатов (тремолитов) для амфиболитовой фации. Это явление закономерно связано с протеканием буферных реакций (2) и появлением избыточного (по отношению к исходному содержанию магния)³ количества силикатов (грюнерита и ортопироксена). Последние оказываются недосыщенными магнием, поскольку его содержание на протяжении всего метаморфизма сохраняется постоянным. Если M — содержание магния в породе, сохраняющееся неизменным на протяжении метаморфизма, N — количество актинолита (грюнерита) на некоторой стадии, а $N+n$ — в конечной стадии метаморфизма, то, естественно, магнизиальность актинолита (грюнерита) $\frac{M}{N} > \frac{M}{N+n}$ становится меньшей, а железистость соответственно возрастает в процессе метаморфизма.

3. В связи со специфической протекания реакций в естественно буферированных железисто-кремнисто-кислородных системах (железистых кварцитах) следовало бы оценить металлогеническую роль прогрессивной и регрессивной ветви регионального метаморфизма. Прежде всего на прогрессивном этапе происходит перекристаллизация тонкозернистых железисто-кремнистых пород (типа jaspers) и укрупнение зернистости, повышаются технологические свойства бедных руд (железистых кварцитов) — увеличивается нижний предел дробления породы и вскрытия сростков, уменьшаются потери. Буферный характер системы определяет постепенное исчезновение гематита и переход его в магнетит, что также повышает обогатимость бедных руд. Вместе с тем при дальнейшем прогрессивном течении реакций емкость буфера становится все более слабой, связанной с переходом окисленных минералов железа в менее окисленные, увеличивается, следовательно, содержание Fe^{2+} , входящего в силикаты, за счет уменьшения рудного железа. При этом общий баланс железа остается в породе примерно на одном и том же уровне (рис. 40). Таким образом, если сравнивать между собой месторождения железистых кварцитов Кольского полуострова, можно сделать вывод, что более глубокий прогрессивный региональный метаморфизм способствует уменьшению содержания растворимого (рудного) железа, следовательно, ухудшению качества руд. Поэтому в районах распространения пород железисто-кремнистых формаций, характеризующихся развитием ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма, должны находиться (и фактически находятся) месторождения наименее кондиционных железистых кварцитов.

Появление переотложенных анхимономинеральных гематитовых и магнетитовых руд находится в одном гомологическом ряду с такими явлениями как мартитизация, магнетитизация амфиболов, появление синзеленых амфиболов и вторичного биотита, т. е. относится к регрессивному этапу метаморфизма. Эти руды локализируются вдоль контактов с гнейсами

³ Практически весь магний железистых кварцитов связан в силикатах, актинолите и грюнерите.

или безрудными сульфидно-силикатными кварцитами. Мобилизация и перераспределение железа происходили в условиях миграции «регрессивных» водно-щелочных растворов, эффективная щелочность которых регулировалась изменением парциального давления кислорода от слоя к слою. Изменение это обусловлено чередованием исходных пород различного состава (различной кислородной емкости). Учитывая отмеченную особенность, следует признать, что наиболее перспективными для нахождения богатых руд должны являться контакты пород, резко различных по кислородной емкости: гнейсы—гематит-магнетитовые кварциты, безрудные кварциты—гематит-магнетитовые кварциты.

Масштабы богатого железного оруденения на Кольском полуострове невелики и пока не играют сколько-нибудь заметной роли в экономической характеристике железных руд. Вряд ли и в дальнейшем она может измениться. Причину подобной металлогенической оценки высокометаморфизованных железисто-кремнистых толщ убедительно объяснил Н. Г. Судовиков (1964), который считал, что зона амфиболитовой фации менее насыщена растворами, чем более «высокие» фации: эпидот-амфиболовая и зеленосланцевая. Поэтому именно эти фации Н. Г. Судовиков считает наиболее благоприятными для локализации вторичного богатого оруденения метаморфического генезиса. Тем не менее изучение процессов, приводящих к образованию «богатых» руд, может объяснить ряд моментов, которые в других районах (Кривой Рог, КМА) кажутся менее понятными.

ЭЛЕМЕНТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО ПРОЦЕССА

Из вопросов теории докембрийского железонакпления, рассмотрение которых было бы возможно в объеме данной главы, мы выделили прежде всего вопрос о механизме вулканогенного железисто-кремнистого процесса, совершенно пока неизученный. По справедливому замечанию Н. А. Плаксенко (1966), механизм вулканогенно-осадочного процесса является самым узким местом вулканогенно-осадочной концепции. Тем не менее современное состояние этой концепции благодаря работам М. С. Точилина (1963, 1970), Г. С. Дзюценидзе (1965), Л. Н. Формозовой (1963а, 1963б, 1965, 1968), Н. П. Семененко (1959), В. М. Чернова (Чернов, 1964; Чернов и др., 1970), А. М. Гудвина (Goodwin, 1962, 1970), А. С. Калугина (1964, 1969, 1970) и других известных геологов находится на таком уровне, что вряд ли потребуются привлечение сложного аппарата для обоснования генетической связи железисто-кремнистого осадконакопления с вулканизмом.

Подобная оценка вряд ли является субъективной, ибо, как показывает содержание основных докладов Международного симпозиума по генезису докембрийских железных руд (Киев, 1970 г.), терригенно-осадочная концепция не только не приобретает новых сторонников, но даже утрачивает прежних. В связи с этим мы сочли возможным не приводить дискуссию по ряду положений, тем более что многие дискуссионные вопросы генезиса железистых кварцитов Кольского полуострова уже обсуждались нами (Горяинов, 1964, 1966а, 1966б, 1967, 1968а, 1968б, 1969б, 1970в, 1972б; Балашов и Горяинов, 1966).

Не менее интересный круг вопросов связан с выяснением природы основных структурных элементов в нижнем протерозое. Обращение к этой дискуссионной проблеме продиктовано необходимостью, во-первых, установить возможный морфологический и генетический тип структур, в которых на ранних этапах геологического развития земной коры протекало вулканогенное железисто-кремнистое осадконакопление, и, во-вторых, обсудить, хотя бы в самом общем виде существующую геологическую модель раннего докембрия. Как первый, так и второй аспекты являются важными предпосылками формационного анализа железисто-кремнистых формаций.

В основном эти вопросы возникли при стратиграфической корреляции метаморфизованных железисто-кремнистых формаций и установлении в их основании сиалического фундамента. Как показывают сравнительные материалы по региональной тектонике докембрия (см. гл. III), идея о донижнепротерозойском гранитном фундаменте является далеко не общепринятой. Признание же (в связи с этой идеей), что первые осадочные формации не могли появиться раньше, чем возник сиалический фундамент, является, по мнению некоторых специалистов, некорректным.

О механизме вулканогенно-осадочного железорудного процесса

Тела железистых кварцитов, как это было показано в гл. II, обладают четким зональным строением в вертикальном и латеральном направлениях. Поскольку минерально-геохимические зоны в пределах каждого

тела имеют замкнутый характер, очевиден вывод, что накопление железисто-кремнистого материала было локализовано и концентрировалось вблизи одного источника. Они локализовались вблизи вулканических аппаратов трещинного типа, находившихся в пределах шовной зоны на одном простирании. Центры вулканизма, которые А. М. Гудвин (Goodwin, 1970) предлагает определять по присутствию линз кислых вулкаников, концентрируют вблизи себя накопление на этапе гидротермально-фумарольной активности железисто(карбонатно)-кремнистого материала. На примере Комсомольского и Оленегорского месторождений мы убеждаемся в том, что, действительно, наибольшие мощности кислых вулкаников (лептитов) приурочены к наиболее мощной части рудного тела (рис. 14). По мере удаления к юго-востоку от этой части рудного тела в сторону его фациального выклинивания количество кислых вулкаников уменьшается довольно быстро.

Замкнутый характер зональности тел железистых кварцитов можно объяснить только с позиции вулканогенно-осадоч-

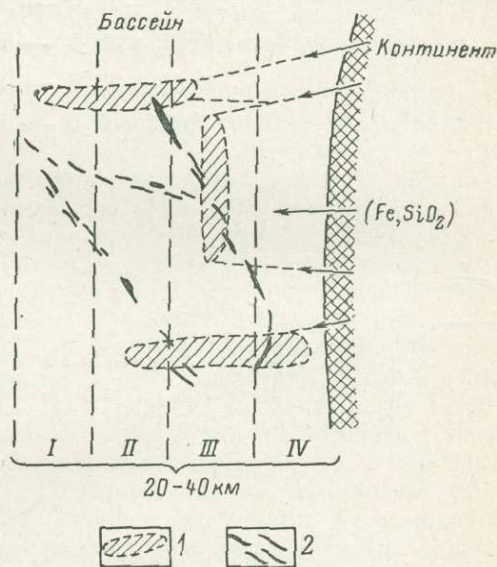


Рис. 45. Схема, поясняющая возможное расположение реальных месторождений с аутигенной зональностью на идеальном фациальном профиле «континент—бассейн».

1 — «идеальное» тело железистых кварцитов; 2 — реальные тела железистых кварцитов с замкнутой аутигенной зональностью; I—IV — идеальные фациальные зоны, по Н. А. Плаксенко (1966). Ширина фациального профиля и с ее учетом ширина зон дается в интерпретации Н. А. Плаксенко (1966).

ного механизма кремнисто-железистого осадконакопления, даже если допустить, что ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными вулканиками является случайной. Если бы мы попытались объяснить возникновение зон (или фаций) железистых кварцитов в связи с выносом в морской бассейн растворов в виде достаточно широкого и протяженного шлейфа, образующегося в процессе континентального выветривания пород материка, мы не смогли бы дать удовлетворительную интерпретацию своеобразному замкнутому характеру аутигенной зональности тел железистых кварцитов.

Став на противоположную точку зрения, мы должны были бы признать, следуя выводам Н. М. Страхова (1963), Н. А. Плаксенко (1966) и Г. Джемса (James, 1954), что зоны идеального фациального профиля отражают различную удаленность их от береговой линии, кроме того, они, следовательно, должны повторять контуры континента (береговой линии). Если бы накопление железисто-кремнистых осадков происходило действительно по этой схеме, тогда зональность в пределах каждого тела или не наблюдалась бы совсем, или была бы значительно более грубой, чем та, которая характерна для реальных месторождений. Не была бы она и замкнутой (рис. 45).

Ряд геологов, например М. С. Точилин (1963), К. К. Зеленев (1962), Г. С. Дзоценидзе (1965), считают, что появление окислов железа может быть связано с высокотемпературным гидролизом хлористого железа. В связи с этим мы хотели бы обратить внимание на некоторые особенности этой реакции, до сих пор ускользавшие из поля зрения геологов, которые обращались к этим вопросам.

Итак, в процессе вулканического гидротермально-фумарольного процесса горячие пары FeCl_3 в контакте с водой гидролизуются. При этом, во-первых, надо полагать, что по мере падения температуры паров FeCl_3 (по мере удаления от источника) при взаимодействии с водой должны протекать реакции, отражающие разные ступени гидролиза FeCl_3 , и, во-вторых, нельзя исключить наряду с этим и механизм местного подкисления вод в контакте с парами FeCl_3 благодаря их гидролизу в каждой из все более удаленных от источника зон.

Реакций гидролиза FeCl_3 не одна, как предусматривалось многими авторами, а несколько. Согласно справочным данным (Gmelin, вып. 59, 1929, стр. 272), они выглядят следующим образом:

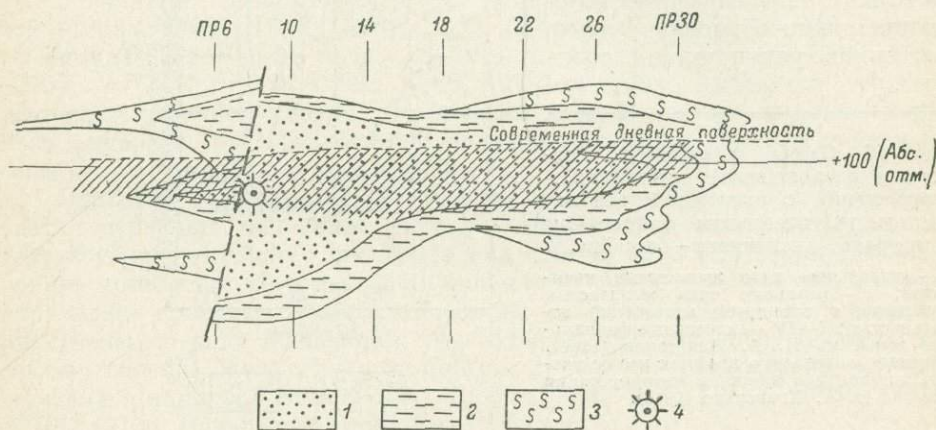
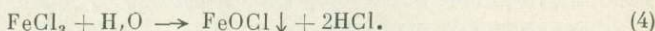
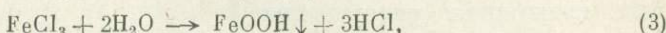
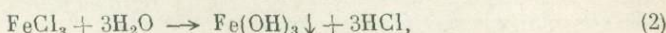
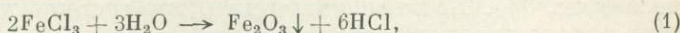


Рис. 46. План контуров распространения железисто-кремнистых осадков, реконструированный по данным экстраполяции интервалов выклинивания в ряде сечений тела железистых кварцитов Комсомольского месторождения (Горяинов, 1970в).

1 — магнетитовая зона; 2 — магнетит-силикатная зона; 3 — сульфидно-силикатная зона; 4 — место предполагаемого гидротермального источника. Заштрихована разведанная часть тела.

Понижение pH среды в результате подобных реакций очевидно и может быть связано со все большей удаленностью зон, характеризуется протеканием реакций (1—4), от гидротермального источника. Но до сих пор в дискуссии относительно генезиса железистых кварцитов упускалось, что устойчивость твердой фазы каждой реакции в слабокислых средах далеко не одинакова. Если Fe_2O_3 , в меньшей степени, вероятно, FeOON и FeOCl остаются в осадке даже при снижении pH до 2—1, то гидроокись $\text{Fe}(\text{OH})_3$ вполне растворима при этих условиях. Это значит, что вблизи источника в контакте с водой пары (газы) FeCl_3 могут дать твердую фазу Fe_2O_3 , на что указывает и М. С. Точилин (1963), но гидроокислы в этой зоне не образуются, т. е. значительная часть железа мигрирует от источника экзгальций к периферии, где осаждается в форме гидроокиси при нейтрализации вод или достижения фоновых значений кислотности.

Интересной особенностью рудного процесса является направленный характер выноса материала, что выражается в асимметричном плане расположения зон (Горяинов, 1969б, 1972б, а также гл. II настоящей работы). На примере хорошо изученных месторождений Примандровского района (Оленегорского, Комсомольского, Октябрьского) легко заметить, что «рудные оптимумы» (центры зональности) смещены от сере-

дины залежи к ее северо-западному флангу, к месту предполагаемого источника. Вывод о направленном характере выноса материала следует также из того, что выклинивание рудного тела к разным флангам различно: значительно и постепенно в юго-восточном, невелико и резко в северо-западном направлении.

Контуры горизонтально лежащего (доскладчатого) рудного тела, восстановление которых производилось на основании анализа тенденций к выклиниванию зон в разных сечениях рудного тела (Горяинов, 1970в), довольно прихотливы (рис. 46). Можно предполагать в связи с этим, что ложе не было выровненным, и железисто-кремнистые осадки выносились и накапливались в отрицательных формах подводно-вулканического палеорельефа.

О составе палеоатмосферы в связи с накоплением окислов железа

Появление в древнейших осадках высокоокисленных минералов железа вызывает определенный интерес к проблеме состава докембрийской атмосферы. Некоторая часть геологов полагает, что образование гематит-магнетитовых руд должно было бы осуществляться в условиях кислородной атмосферы (James, 1954; Chamberlein, 1949; Lepp and Goldich, 1964; Страхов, 1963; Плаксенко, 1966; Чернов, 1959; Мейсон, 1971, и др.). А. Б. Ронов (1964) также допускает, что кислород участвовал в окислении поливалентных металлов, способствуя их осаждению из океанических вод. Согласно В. Руби (1957), наличие в докембрийских толщах осадочных окислов железа свидетельствует о том, что «по крайней мере некоторое количество кислорода должно было существовать в самые древние геологические времена» (стр. 668). П. Б. Клауд, Г. Лепп, С. С. Голдич предположили, что характер процессов образования железистых осадков определялся изменением атмосферы от бескислородной до кислородной (Cloud, 1969; Lepp, Goldich, 1964). П. Клауд полагал, что железо железистых кварцитов переносилось в окисном состоянии и осаждалось в водоеме, соединяясь с биогенным кислородом, выработанным сине-зелеными водорослями в то время, когда атмосфера была практически бескислородной.

Обращаясь к распределению зон в месторождениях железистых кварцитов Приморского района, легко установить, что затухание рудного процесса характеризуется, во-первых, постепенной сменой более окисленных зон (фаций) менее окисленными, т. е. в направлении от предполагаемого источника состав железистых кварцитов изменяется от гематит-магнетитовых, магнетит-силикатных к сульфидно-силикатным и анхимоно-минеральным. Во-вторых, в этом же направлении уменьшается мощность тела, возрастает количество нерудных прослоев. Следовательно, если полагать, что влияние гидротермального источника ослабевало в указанном направлении, а аутигенную зональность или фациальное выклинивание понимать как результат взаимоотношений глубинных растворов и внешней среды, то характеристика внешней среды железисто-кремнистого осадконакопления может быть дана только как восстановительная, бескислородная.

Окислительно-восстановительная обстановка среды регулировалась на сравнительно коротком расстоянии (4—5 км максимум) деятельностью гидротермального источника. Если судить, например, по продольному разрезу Оленегорского месторождения, то следует признать, что при выносе кремнезема и окислов железа, с одной стороны, и кремнезема и серы (и ряда других компонентов) — с другой, не было стадийности в изменении состава растворов (в пределах одного цикла), т. е. состав исходных растворов на протяжении почти всего времени железисто-кремнистого осадконакопления мог оставаться постоянным. Следовательно, осаждение разных соединений железа отражало стабильность буферных пар: гема-

тита — магнетита (карбоната), магнетита—силиката (карбоната), сульфида—силиката в зонах, соответственно все более удаленных от источника. Несмотря на приуроченность самых окисленных зон железисто-кремнистых осадков к гидротерминальному источнику, этот процесс не мог повлиять на состав атмосферы. Он был узко локализован, его влияние затухало уже на первых тысячах метров. Однако надо заметить, что и появление гематита не означает здесь присутствия свободного кислорода вблизи источника.

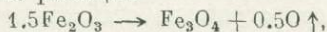
Как показывают расчеты равновесного состояния гематита и магнетита (в присутствии воды), переход магнетит—гематит при 1 атм. и 25° С осуществляется уже при парциальном давлении кислорода, равном всего $10^{-68.2}$ атм., т. е. практически в бескислородной атмосфере (Гарреалье, Крайст, 1968). Отсутствие чисто гематитовых зон, а также сравнительно быстрая смена разноокисленных зон по латерали позволяет предполагать, что аутигенное минералообразование проходило в условиях, близких к критическим, т. е. где-то в области $10^{-67} - 10^{-68}$ атм. Естественно, что менее окисленные буферные пары характеризуются еще более низкими значениями парциальных давлений кислорода. К подобному выводу, сопровождаемому расчетами аналогичного типа, пришел Н. А. Корнилов (1970), который считает, что «окисление» магнетита в докембрии происходило в бескислородной среде. Может оказаться, как считает Р. Э. Фоллинсби (1972), что переход атмосферы от бескислородной к кислородной был либо постепенным, либо вовсе необязательным и единственно необходимым условием образования железистых кварцитов, поскольку аналогичные руды, хотя и в меньшем количестве, имеются и в палеозое.

Все сказанное ближе всего соответствует представлению А. П. Виноградова (1959) о бескислородном характере раннедокембрийской атмосферы.

О том, существуют ли причинные связи или соподчиненность между эволюцией джеспилитов и составом атмосферы, можно предполагать лишь по косвенным данным. Один из возможных путей для установления этих связей состоит, как нам представляется, в оценке результатов метаморфизма железистых кварцитов и вмещающих их вулканитов.

Как было показано в предыдущей главе, минеральные парагенезисы в системе Fe—Si—O (в присутствии воды), обладая свойствами природных кислородных буферных смесей, в процессе прогрессивного регионального метаморфизма становятся все более восстановленными и надо полагать, следовательно, теряют часть кислорода из исходной твердой фазы.

Попробуем хотя бы весьма приближенно оценить количество кислорода, выделившегося при прогрессивном метаморфизме гематит-магнетитовых руд. По подсчетам М. И. Калганова (1955), мировые запасы докембрийских железных руд исчисляются величиной в 10^{13} т. Значительная часть джеспилитовых формаций могла быть переработана в результате посленижнепротерозойских активизаций коры. Имея в виду также и то, что в подсчет не включены многочисленные непромышленные рудопроявления, а также рудопроявления не выявленные, как неэродированные, так и эродированные, но находящиеся под небольшими наносами, предложенная М. И. Калгановым цифра может быть увеличена до 10^{16} т. Эта цифра покажется минимальной, если принять за основу расчета данные А. Б. Ровова (1964) и А. И. Тугаринова (1963), которые считают, что железистые кварциты (джеспилиты) составляют соответственно 15 или 20% от мощности разреза нижнепротерозойских образований (нами принято лишь 5—10%). М. И. Калганов также отмечает, что расчетная величина в 10^{13} т является минимальной и может быть значительно увеличена. Для упрощения расчета условимся, что все руды имели гематит-магнетитовый состав, а сумма гематита и магнетита составляла половину веса руды. Тогда согласно реакции



вес выделившегося кислорода будет составлять 3.3% первоначального веса гематита. Условимся также, что первоначальные соотношения гематита и магнетита были близки 1:1 и весь гематит в процессе реакции исчерпан. Правда, руды реальных месторождений содержат реликтовый гематит, но и определенная часть высокометаморфизованных руд состоит только из магнетита, следовательно, можно быть уверенным, что процесс выделения кислорода при региональном метаморфизме продолжался и после исчерпания ресурсов гематита и был связан с действием уже другого буфера, например, магнетит-амфибол-кварцевого (магнетит-фаялит-кварцевого, по Югстеру).

Согласно принятым условиям, порядок искомой величины кислорода определяется следующим расчетом: $1 \cdot 10^{16}$ т (вес руды) $\cdot 0.25$ (содержание гематита) $\cdot 0.033$ (количество О на единицу веса гематита) $= 0.01 \cdot 10^{16}$ т.

Колоссальные ресурсы кислорода могли мобилизовываться при региональном метаморфизме вмещающих пород, прежде всего основных вулканитов. Если, как предлагают К. Ранкама (1957) и П. Эскола (Eskola, 1932), оценить поведение кислорода в процессе регионального метаморфизма по изменению степени окисления (или кислородной емкости), то можно попытаться получить и количественные данные о поведении кислорода.

Возьмем базальты и их метаморфические эквиваленты — амфиболиты. Количество их в разрезах нижнепротерозойских железорудных формаций достаточно велико; оно обычно превышает половину объема формации, а по отношению к железным рудам (железистым кварцитам) они составляют раз в 10—20 большую массу. Предлагаем сравнить содержание окислов железа в неметаморфизованных базальтах и продуктах их метаморфизма — амфиболитах, а также сравнить их кислородную емкость.

| | Fe ₂ O ₃ | FeO | $O = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$ | Fe _{общ} |
|--|--------------------------------|-------------------|-------------------------------------|---------------------|
| Базальты (все) по Р. Дэли (Четвериков, 1956) | 5.38 | 6.37 | 0.46 | 8.71 |
| Базальты (включая анамезиты) по Р. Дэли (Четвериков, 1956) | 5.37 | 6.34 | 0.46 | 8.65 |
| Амфиболиты по Поддербарту (1957) | 3.6 | 7.8 | 0.32 | 8.57 |
| Амфиболиты по Лападю-Аржу (Поддербарт, 1957) | 3.7 | 8.9 | 0.29 | 9.48 |
| Амфиболиты и гинерстеновые кристаллосланцы Примандровского района (45 анал.) | 2.43 (± 1.07) | 8.2 (± 3.1) | 0.23 (± 0.07) | 8.05 (± 2.67) |

Из сравнения вытекает, что если в процессе метаморфических реакций ресурсы железа (общего) остаются, можно сказать, на одном уровне, то количество кислорода в твердой фазе (кислородная емкость) заметно уменьшается. Расчеты показывают, что из пород должно быть удалено при этом 0.2—0.3% кислорода от исходного веса базальтов.

Расчетное количество кислорода, высвобождавшееся при метаморфизме базальтов, будет составлять: $20 \cdot 10^{16}$ т $\cdot 0.003 = 0.06 \cdot 10^{16}$ т.

Величина массы базальтов ($20 \cdot 10^{16}$ т) была принята из расчета, что количество основных лав в разрезах железисто-кремнистых формаций в 20 раз превышает массу железных руд. Интересно сопоставить эту цифру с той, которую дает Ферхуген (Виноградов, 1959) для всех вулканитов докембрия. Объем лавы, извергнутой за весь докембрий, по Ферхугену, составляет $3 \cdot 10^{22}$ см³ $= 3 \cdot 10^{16}$ м³. Приняв объемный вес равным 2.90—3.00, получим, что вес лав докембрия примерно равен $9 \cdot 10^{16}$ т. Для подобных расчетов ошибка в 100% вполне допустима.

Таким образом, если сравнить расчетные цифры массы кислорода, выделившейся при региональном метаморфизме нижнепротерозойских железных руд и вмещающих их основных лав (по нашим расчетам его масса равна примерно $0.07 \cdot 10^{16}$ т) с массой кислорода современной

тропосферы ($0.12 \cdot 10^{16}$ т) (Rankama, Sahama, 1950), то можно отметить достаточно хорошую для подобных расчетов сходимость.

Необходимо отметить, что, по данным Ранкамы и Сахама, ежегодный активный баланс кислорода в атмосфере (разница между кислородом фотосинтетической деятельности и его расходом на окисление органического вещества) составляет $6 \cdot 10^{10}$ т, т. е. ресурсы кислорода в атмосфере ($0.12 \cdot 10^{16}$ т) при таком масштабе фотосинтеза могут быть полностью возобновлены всего за 20 тыс. лет. В связи с этим в задаче приведенного выше расчета не входило обязательно показать, что достоверность полученного значения массы выделившегося кислорода тем выше, чем ближе это значение к массе кислорода в современной атмосфере (т. е. $0.12 \cdot 10^{16}$ т).

Мы отдаем себе отчет в том, что приводимые расчеты лишь приблизительно оценивают количественную сторону процесса. Однако полагаем, что резкое, спонтанное поступление кислорода в атмосферу было возможным при метаморфизме самых ранних эффузивов и кремнисто-железистых пород.

Согласно существующему мнению, свободный кислород появился после возникновения живых организмов, в процессе фотосинтеза. А. П. Виноградов по крайней мере считает, что с момента фотосинтетической деятельности кислородный баланс атмосферы стабилизировался. К такому же выводу пришел и М. С. Точилин (1960). Однако если признать, что кислород атмосферы произошел в процессе дегидрогенизации атмосферы по реакции А. П. Виноградова $H_2O^{16} + CO_2 = (HCOH)_n + O_2^{16}$, то атмосфера будет состоять из более легкого кислорода, чем наблюдаемый, на 2,3%. Согласно А. П. Виноградову (1959), «это объясняется преимущественным связыванием легкого кислорода в процессе окисления отмирающего органического вещества и дыхания организмов. Однако определенный нами коэффициент разделения в этом процессе недостаточен и не может объяснить имеющегося эффекта утяжеления атмосферного кислорода» (с. 14).

Нам представляется, что ресурсы кислорода (главным образом тяжелого глубинного) могли пополниться за счет другого планетарного геологического процесса. Этот процесс проявился в конце нижнего протерозоя и заключался в региональном метаморфизме древнейших вулканитов и осадков, в том числе и железистых. Возраст этого события датируется разными методами в пределах 2600—2800 млн лет. Он соответствует нижнепротерозойской складчатости (замыканию нижнепротерозойских структур) и прогрессивному метаморфизму. Поэтому уже в среднем протерозое резко изменился характер литогенеза. Увеличилось количество глубоко выветрелых продуктов каолинового выветривания: глин, кварцевых гравелитов и конгломератов (например, ятулийские кварцевые конгломераты, гравелиты и коры выветривания, кианитовые сланцы Кейв и др.). Это обстоятельство до сих пор никак не учитывалось при корреляции метаморфических комплексов раннего докембрия. К этому времени, очевидно, относятся и первые колониальные формы строматолитов. Здесь подтверждается одно из важнейших положений В. И. Вернадского (1965) об эволюции биосферы, заключающееся в том, что с момента зарождения жизни «планета должна быть заселена с геологической точки зрения почти мгновенно в масштабах геологического времени, каковы бы ни были организмы» (с. 286). Дальнейшее регулирование количества кислорода в атмосфере и его изотопного состава могло происходить начиная со среднего протерозоя уже в процессе фотосинтеза. В последующие эпохи также происходили метаморфические процессы, но их масштабы ничтожны в сравнении с планетарным нижнепротерозойским метаморфизмом. Поэтому поступление в атмосферу эндогенного кислорода становилось значительно меньшим с каждым последующим метаморфизмом (складчатостью).

Происхождение основных структурных элементов раннего докембрия. Время появления структур, ранних подвижных зон и джеспилитовых формаций

При корреляции разрезов железисто-кремнистых формаций Балтийского щита (гл. IV), а также при выяснении их формационного положения (гл. VII) рассматривался вопрос о том, что между гранодиоритами фундамента и породами II структурного этажа — вулканогенными железисто-кремнистыми формациями — неизвестны какие-либо супракрустальные образования.

При обсуждении стиля тектоники пришлось убедиться, что такому пониманию строения нижнего докембрия Кольского полуострова (и других регионов) соответствует механизм глыбовых дифференциальных движений, приводящих к возникновению крутых асимметричных структур — «моноклиналей». При этом, следовательно, надо было исходить из того, что гранодиоритовые глыбы относятся к более древним образованиям, чем породы железисто-кремнистых формаций.

Таким образом, достоверные геологические события, осуществлявшиеся во внешней геосфере (в коре?) и предшествовавшие заложению «железородных» подвижных зон, должны были закончиться формированием гранитного слоя, образованием первых, внегеосинклиналиных, гранодиоритов. Возможно, эти гранодиориты следует считать единственными в геологической истории Земли мантийными сиалическими образованиями в отличие от более молодых внутрикоровых «геосинклиналиных» гранитов. Мы представляем себе последовательность событий в раннем докембрии следующим образом: 1) формирование древнейших сиалических пород и образование ими специфических структур (3.5 млрд лет); 2) заложение вдоль их краевых частей первых подвижных зон и накопление вулканогенно-осадочных пород и джеспилитов; 3) складчатость, прогрессивный региональный метаморфизм (2.8 млрд лет); 4) регрессивный метаморфизм, «геосинклиналиная» гранитизация (2.8—2.0 млрд лет).

Принципиально иным, чем это принято в современной теории нижнего докембрия, в предложенной схеме является место древнейших сиалических образований геологического этапа развития Земли. В подавляющем большинстве работ и руководств их появление относится за счет гранитизации [п. 4], хотя на самом деле эти события отделены друг от друга большим промежуточным временем и важными геологическими процессами. Близкую к высказываемой точку зрения о положении «нуклеарных» гранитов [п. 1] сформулировали в своих работах ряд сотрудников Геологического института КФ АН СССР (Батиева, Бельков, 1968, 1971; Бельков и др., 1971).

А. П. Виноградов (1959, 1962) полагает, что «основным механизмом разделительного процесса вещества мантии, который привел к образованию коры Земли, был процесс, уподобляемый мной зонной плавке» (1959, с. 40). Именно этот процесс ответствен, по А. П. Виноградову, за образование континентов: «Благодаря этому вечному механизму выплавления и дегазации бездонной мантии образуются оболочки Земли» (1962, с. 16).

Вместо механизма зонной плавки в ее чистом виде для объяснения зон В. А. Магницкий (1965) предложил и описал условия, возникающие в зонах низкой вязкости. Описанный им механизм приводит к медленному подъему области плавления и обогащению жидкости легкоплавкими в данных условиях компонентами за счет разницы между температурным градиентом в расплавленном слое и адиабатическим градиентом.

Теоретическое обоснование механизма выплавления и дегазации мантии должно, по-видимому, подразумевать и более глубокое разделение, т. е. не только до базальтов, но и до гранодиоритов-тоналитов — пород, слагающих главную массу древнейших гранитоидов. По составу эти породы эквивалентны андезитам-дацитам, по крайней мере очень близки им (табл. 2). По экспериментальным данным, андезиты-дациты почти при

любых давлениях являются самыми легкоплавкими породами, даже более легкоплавкими, чем породы кислые (Green and Rinwood, 1966). По мнению Л. Л. Перчука, такими породами являются не андезиты, а дациты. Учитывая эту интересную особенность, можно понять, почему даже в условиях возможного перегрева самая легкоплавкая верхняя зона будет стремиться к составу андезитов-дацитов. Последние, следовательно, могли возникнуть в качестве одной из зон еще до образования сиалического экрана. Наличие же экрана из пород достаточно развитой коры, как следует из гипотезы А. П. Виноградова и схемы В. А. Магницкого, лишь усиливает эффект фракционирования, что должно быть проиллюстрировано накоплением легкоплавких и летучих компонентов во все более молодых гранитных сериях. Действительно, ранние гранитоиды характеризуются преимущественно кальций-натровым составом. Калий находится в подчиненном количестве, но и даже в этом случае он скорее связан с более поздней гранитизацией. Поздние гранитоиды этапа гранитизации являются заметно более калиевыми. Например, в древних плаггиогранитах-гранодиоритах Кольского полуострова, по данным Батиевой и Белькова (1968), сумма $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ равна 7.22% (± 1.4), а K_2O — 2.58 (± 0.92),¹ тогда как в анатектических гранитах и мигматит-гранитах она равна соответственно 5.07 (± 0.92) и 4.45 (± 0.67), в субплатформенных щелочных гранитах — 4.74 (± 0.84) и 4.90 (± 0.36). Возможно, что в процессе оформления ранней, протосиалической зоны и образования атмосферы в состав газов входило некоторое количество калия и легких щелочей, что установлено для атмосфер некоторых планет солнечной системы. Можно полагать по аналогии, что они переживают в настоящее время переход от планетарного к «геологическому» коровому состоянию, которое Земля испытывала 3.5—4 млрд лет назад. Увеличение содержания щелочей в гранитах было связано, по-видимому, с разрастанием сиалической зоны вглубь.

Представляется (см. гл. III, а также Горяинов, 1970б, 1971а), что лишь с возникновением сиалического слоя стали оформляться первые контрастные тектонические структуры. Роль относительно более стабильных масс — прообразов будущих кратонов — играли изометричные, сравнительно небольшие гранодиоритовые поля, разделенные узкими участками со слабо развитой гранитной корой или с выходящими на поверхность базальтами (корой «океанического» типа).

Консолидация, наступившая в связи с некоторым охлаждением поверхности, привела к оформлению более приподнятых гранитоидных глыб относительно более опущенных межглыбовых участков. К этому времени должно относиться появление первых водоемов, заполненных конденсированными парами, а также накопление маломощных терригенных осадков базального горизонта гранитных конгломератов и аркозов — продуктов несовершенной коры выветривания. Это были первые или по крайней мере самые ранние из известных в разрезах докембрия осадочные образования.

Разломы, развившиеся вдоль швов между протосиалическими глыбами, привели к накоплению мощных толщ вулканитов, осадочных пород и джеспилитов. Резкое сокращение поверхности коры, приведшее к интенсивным субгоризонтальным дифференциальным движениям глыб гранитоидов, вызывало характерную ассиметричную крутую складчатость, региональный метаморфизм, а при достаточно резком снятии давления и гранитизацию. Цикл замкнулся. Геологические события во втором структурном этапе завершились: они заключены между ранними гранодиоритами первого структурного этапа и реоморфическими мигматит- и анатектит-гранитами, «геосинклинальными» гранитами, по И. Д. Батиевой и Белькову (1968), М. В. Муратову (1970) и др. Возросшие объемы сиалических масс укрупнили размеры глыб и уже среднепротерозойские

¹ По нашим данным $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = 9.87\%$ (± 1.66) и $\text{K}_2\text{O} = 1.35\%$ (± 0.8).

структуры (на Кольском полуострове — это Печенгско-Варзугская и, возможно, Кейвская) отличаются большей линейностью подвижных зон и контрастностью. Таковы представления о событиях геологического этапа развития коры в раннем докембрии. Они отражены на рис. 47. Схему развития раннего докембрия, аналогичную предлагаемой, развивает и А. Гликсон (Glikson, 1971). Как и в упоминавшихся выше работах (Горюнов, 1970а, б, 1971а), он считает, что эволюция осадочно-вулканических трогов контролировалась «древними ядрами натровых гранитов и гранодиоритов в океанической коре». Стабилизация последовала вслед за деформацией и метаморфизмом зеленокаменных поясов этих сравнительно небольших трогов «вследствие агрегации древних гранитных ядер в щиты».

Применительно к существующей номенклатуре докембрия только нескладчатый комплекс ранних гранодиоритов в настоящей работе относится к архею. Подразумевается, что архей завершился внекоровым, внегеосинклинальным вышлавлением кислых — средних магм и их консолидацией. Архейские гранодиориты — это фундамент, или I структурный этаж; эффузивы и джеспилиты на сиалическом фундаменте (нижний протерозой) — II структурный этаж; эффузивы и осадки на гранитизированных породах III структурных этажей (средний протерозой) — III структурный этаж. Подобное толкование геологической последовательности уже встречалось у геологов Карело-Кольского региона (Кратц, 1963; Загородный и др., 1971; Бельков и др., 1971, и др.). В связи с этим считаем, что определение протоструктур коры в «нуклеарной» концепции неверно отражают ее тектоническое состояние. Из развиваемых представлений следует, что детальное стратиграфическое расчленение архея не имеет геологического обоснования, а формационный тип образований, относимых к архею, находится в противоречии с тектоническим состоянием коры.

На зеленокаменной нуклеарной коре, по Е. В. Павловскому и М. С. Маркову, закладывались протогеосинклинали. Развитие их могло идти двумя путями: канадско-украинским, когда протогеосинклинали закладывались на гранитизированных нуклеарных зонах, и сибирским, при котором протогеосинклинали закладывались на негранитизированной базальто-андезитовой нуклеарной коре. В качестве примера протогеосинклинальных образований Е. В. Павловский и М. С. Марков называют обломочные и эффузивные породы с джеспилитами, развитыми в шовных прогибах тимискамингского типа на Украинском и Канадском щитах, а также кварциты, кристаллосланцы Алданского щита. Наконец, замыкание и складчатость протогеосинклиналий привели к возникновению протоплатформ, фундаментом которых служили, следовательно, либо складчатый и гранитизированный протогеосинклинальный комплекс, либо (в других местах) складчатый и гранитизированный нуклеарный комплекс. В качестве примера протоплатформы Е. В. Павловский и М. С. Марков приводят недислоцированные толщи Гурона, системы Витватерсранд и ятулий Балтийского щита. М. В. Муратов к протоплатформенным образованиям отнес породы беломорского блока, понимая, что протоплатформы и протогеосинклинали существовали одновременно. По М. С. Маркову (1962), с протоплатформами синхронны узкие линейные прогибы или трюги, наиболее крупными из которых, по его мнению, являются Криворожско-Кременчугская геосинклиналь, а на Балтийском щите — прогибы ранних карелид К. О. Кратца.

Ссылки на конкретные примеры необходимы для того, чтобы указать на неправильное понимание, на наш взгляд, структурного положения некоторых толщ. Особенно важно отметить, что «нуклеарная» серия киватин и синхронная с протоплатформой шовная система Тимискаминг (равно как и системы Иеллоунайф, Райслейк, Абитиб и другие), по мнению сейчас уже ряда канадских геологов, относятся к разновозрастным образованиям (Goodwin, 1962, 1970; Bostok, 1967; W. Donn, B. Donn, Wilbur, 1965; Уилсон, 1968), что подтверждается, с одной стороны, сходством

разрезов, а в другой — обнаружением не только дотимискамингских, но и докиватинских гранитов. Справедливо отмечая несоответствие ряда положений «нуклеарной» гипотезы, эти факты более подробно рассмотрел Л. И. Салоп (1970б), а нами в общем виде они обсуждались в гл. III.

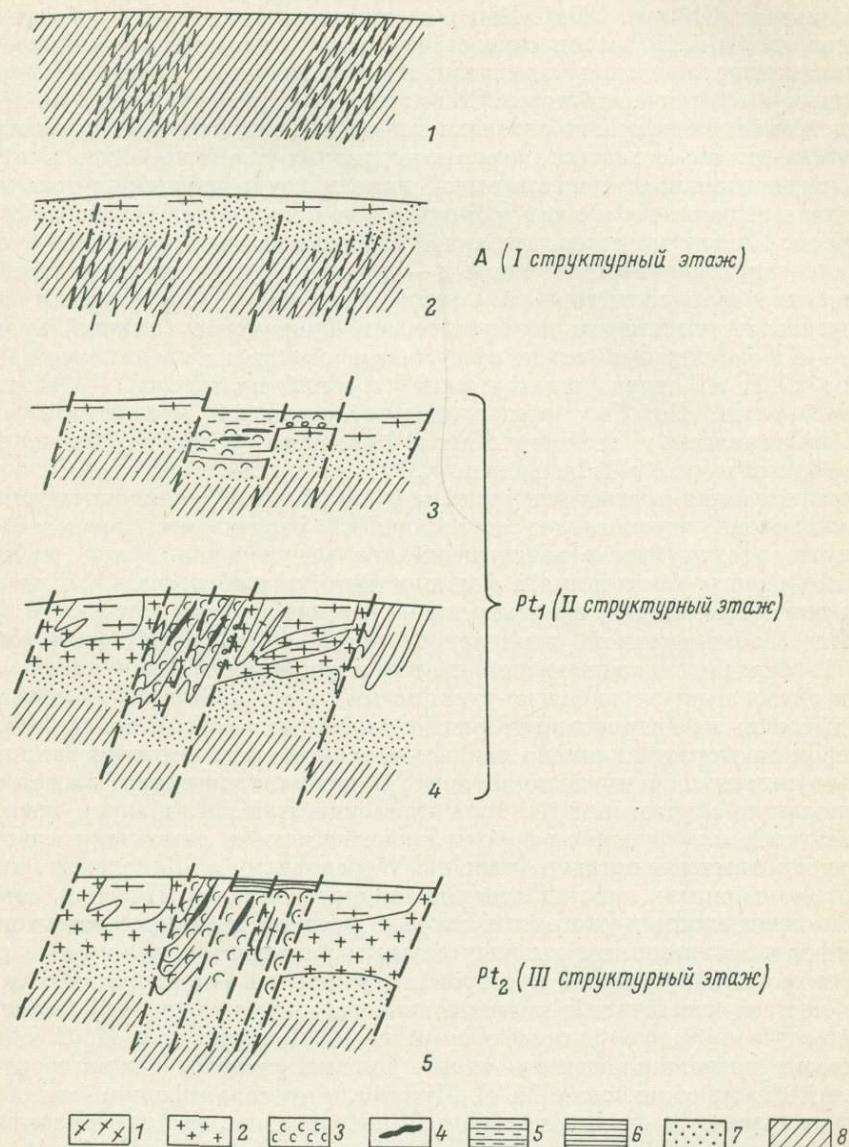


Рис. 47. Схема тектонического развития земной коры в момент образования железисто-кремнистых формаций (на примере Кольского полуострова).

1 — протосиалические гранодиориты архея; 2 — микроклиновые граниты, мигматит-граниты этапа «геосинклинальной» гранитизации; 3 — вулканы; 4 — железистые кварциты; 5 — осадки «флишевого этапа»; 6 — протоплатформенные толщи среднего протерозоя; 7 — базитовый слой; 8 — верхняя мантия.

Криворожско-Кременчугская полоса, которую М. С. Марков считает одной из молодых структур раннего докембрия, синхронной протоплатформам, может оказаться одновозрастной с metabазитовыми формациями Среднего Приднепровья. На это указывают и геохронологические данные А. А. Тугаринова (Тугаринов и др., 1963), получившего сванцово-урановым методом возраст нижней свиты криворожской серии 2600 млн лет.

Более древние возрасты (3500 млн лет) получены аргонным методом по единичным пробам и, по мнению Г. И. Каляева (1970б), не находят геологического подтверждения. Г. И. Каляев считает, что восточные полосы развития метабазитовых джеспилитовых формаций (Конско-Верховцевская и др.), которые Е. В. Павловским и М. С. Марковым относились к нуклеарной стадии, не образовывали самостоятельного структурного этажа. По его мнению, они должны быть включены в тот же геосинклинальный цикл, что и породы Криворожско-Кременчугской полосы. При детальном изучении этой полосы выяснилось, что вдоль ее западного края проходит зона разлома. Как считает Г. И. Каляев, разлом и создает ее видимую прямолинейность. Следовательно, мнение о троговом характере этой структуры, якобы, совершенно ином, чем у других структур с аналогичным набором формаций, не подтверждается.

Таким образом, оказывается, что нуклеарные комплексы, протогеосинклинали и синхронные с протоплатформами узкие «троги» есть одни и те же или близкие структуры как по возрасту, так и по формационному составу пород. Они соответствуют одной и той же стадии развития коры в раннем докембрии. Поэтому, как теперь представляется, «нуклеарная» концепция даже в принципе не отражает существа геологических событий в этот период.

Несколько замечаний в связи с этим относительно так называемых докиватинских (или в целом дожелезородных или архейских) гнейсов. Обычно полагают, что более метаморфизованные толщи должны относиться к более древним образованиям. Показателен в этом отношении все тот же нижний докембрий Канадского щита, где слабоизмененные киватинские породы располагаются среди полей гранитов и гнейсов. «Кроме того, кажется странным и то, что на одних и тех же участках, где развиты слабоизмененные породы, или же по соседству с ними присутствуют такие сильнометаморфизованные породы, как гнейсо-мигматиты, гиперстеновые плагиогнейсы, гранулиты и чарнокиты» (Салоп, 1970а, с. 10). Многие канадские геологи рассматривают эти ультраметаморфиты как продукты изменения киватинских пород. Однако вследствие того что непосредственные переходы последних в гранулиты не наблюдались, стали считать эти высокометаморфизованные породы более древними, но возраст последних может оказаться как ниже-, так и среднепротерозойским. Наглядным подтверждением этому является район Кируны, где в процессе геологического картирования О. Эдману (Ödman, 1957) удалось проследить переход почти неметаморфизованных кислых и основных вулканитов собственно Кируны (рудника) в слюдяные и гранатовые гнейсы, амфиболиты, кинцигиты, а местами и гранулиты на северном продолжении полосы. Интересно заметить, что даже основные лавы и туфы серий вакко (Пайтасъяври и др.), относимые Эдманом к карелию (среднему протерозою), в том же направлении превращены в амфиболиты и почти не отличимы от нижележащих амфиболитов, принадлежащих свекофенскому (нижнепротерозойскому) комплексу Кируны-Арвидсъявра.

Возвращаясь к вопросу о «докиватинских» гнейсах и гранулитах и вообще так называемых древних «нуклеарных» гнейсах, весьма кстати привести высказывание Ф. Кянга (1972) о существовании докиватинских (докеноренских) образований и событий. Он отмечает, что «запись докеноренских тектонических событий в течение архея сохранилась столь неполно, что Стоквелл был не в состоянии закартировать их проявления на Канадском щите» (с. 94).

Вряд ли оправданы поэтому утверждения, основанные на сомнительных фактах, о наличии более древних обычно сильнее метаморфизованных супракрустальных формаций, чем породы II структурного этажа (в данном случае киватина). Теперь становится понятным, что идею существования древних гнейсов (или осадочных формаций) привлекают

скорее всего для того, чтобы показать постумный, «гранитизационный» характер всех без исключения докембрийских гранитов.

Говоря о природе «архейских» гнейсов (по-видимому, того же возраста, что и так называемые докиватинские), многие геологи предполагают их осадочный генезис, называя среди преобладающих первичных пород такие глубокие осадочные дифференциаты, как кварциты, песчано-глинисты и карбонатные осадки (Фролова, 1961, 1962; Павловский, 1962; Коржинский, 1936). Л. И. Салоп (1964), характеризуя архейскую седиментацию, отмечает как одну из ее особенностей отсутствие грубообломочных образований, в частности конгломератов. Вместе с тем он полагает, что «исходными образованиями для метаморфических пород, вероятно, были различные пелиты, алевроиты и отчасти псаммиты (?), хомогенные кремнистые и железистые осадки...» (с. 7), т. е., как это ни парадоксально, образовывались еще более глубокодифференцированные осадки, чем конгломераты, отсутствующие в составе осадков. С точки зрения правила фаций такое утверждение является ошибочным.

Необходимо добавить к сказанному, что большинство из перечисленных Л. И. Салопом типов первичных осадков не могли образоваться без существования более древних сиалических масс. По справедливому замечанию Г. Д. Ажгирея (1971), если протопороды и являлись переотложенными продуктами выветривания основных пород, что вполне вероятно, если судить по данным Н. В. Фроловой для «архей» Сибири, то только одно это не является достоверным фактом отсутствия в момент осадконакопления (в «архее») гранитных масс. Г. Д. Ажгирей приводит пример аспидно-граувактовых формаций мезозоя, лишенных продуктов разрушения гранитов. По его мнению, состав названных формаций близок к составу «архейских» метаосадков Алданского щита. Следовательно, Н. В. Фроловой, как он считает, описаны лишь «частные явления, не позволяющие делать выводов общего значения» (Ажгирей, 1971, с. 23).

Что касается «ксенолитов» пород в древних олигоклазовых гранодиоритах, то часть из них уверенно может трактоваться как образования более молодые, чем граниты, но впоследствии гранитизированные в процессе ультраметаморфизма нижнепротерозойского возраста. Можно привести ряд примеров, когда амфиболиты (аподиабазы), часто крутопадающие, в плане параллельные контурам глыб (т. е. согласные «железорудным» структурам и секущие древние гранодиориты), в свою очередь подвергаются гранитизации. При этом иногда амфиболиты превращаются в слюдяные гнейсы с нерезкими расплывчатыми контурами. Подобные, весьма частые явления в гранитах докембрия, которые указывают на существование двух гранитов вместо иногда кажущегося одного, возникающего в результате последнего этапа гранитизации, Эскола предложил называть эффектом Седерхольма. Внедрение гипабиссальных базитов или даже более кислых пород параллельно ослабленным зонам в гранодиориты фундамента могло происходить одновременно с накоплением эффузивных вулканитов в шовной межглыбовой зоне.

Пока нет достаточных оснований для выделения в составе сиалического фундамента супракрустальных пород, более древних, чем породы вулканогенных джеспилитовых формаций (породы II структурного этажа или породы киватинского типа). Лишь древние гранодиориты составляют главную массу протосиалического фундамента.

Таким образом, исходя из принятой номенклатуры докембрия, мы полагаем, что в архее Кольского полуострова не существует супракрустальных формаций. Первые супракрустальные образования, главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные, одной из замечательных особенностей которых являются джеспилитовые (железисто-кремнистые) формации, относятся к нижнему протерозою. В этом смысле железисто-кремнистые формации Кольского полуострова, как это и было показано в гл. IV, считаются разновозрастными.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ
КВАРЦИТОВ, РАЗНОВИДНОСТЯХ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ
СООТНОШЕНИЯХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Основное содержание (объем и границы) железисто-кремнистых
формаций

Сопоставление и анализ разрезов супракрустальных толщ, содержащих железистые кварциты, в разных (часто разобщенных) районах Кольского полуострова позволяют рассматривать гнейсо-железородные толщи как «естественные сообщества пород, сложные естественно-исторические тела», т. е., по Н. С. Шатскому, как формации. Наиболее специфическими членами формации являются железистые кварциты, находящиеся в парагенезисе с метаморфизованными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. Поэтому железисто-кремнистые формации Кольского полуострова должны быть отнесены к вулканогенно-кремнистой группе формаций Н. С. Шатского (Точилин, 1963; Точилин, Горяинов, 1964; Горяинов, 1969б). При выделении и определении типа железисто-кремнистых формаций мы руководствовались также тем, что «существование формаций вообще и различных их видов устанавливается эмпирически, на основании постоянной повторяемости... одних и тех же или близких ассоциаций горных пород, закономерно связанных с одними и теми же или близкими тектоническими условиями нахождения...» (Шатский, 1965, т. III, с. 16).

Объем вулканогенных железисто-кремнистых формаций нижнего докембрия определяется разрезом супракрустальных пород, которые на свод-

Первичные парагенезисы пород

Метаморфические (наблюдаемые)
парагенезисы пород

а. Гранитные конгломераты, аркозы, субграувакки (50—200 м) (нижняя терригенная подформация)

б. Основные лавы: диабазы, спилиты, мандельштейны, возможно шаровые лавы; в верхней части разреза Вороньегундровской зоны — вулканические конгломераты с обломками гипабиссальных гомологов излившихся кислых вулкаников; небольшие прослои слабородных карбонатно- и железисто-силикатно-кремнистых осадков (200—600 м)

с. Магнетитовые и гематитовые полосчатые кремнистые осадки с линзами кислых вулкаников или их туфов (10—300 м)

д. Пестрая и неоднородная в разрезе и по латерали толща: основные лавы, андезиты, дациты, порфиры, кварцевые порфиры, туфогенные породы с линзами карбонатных и глинистых (терригенных) пород; линзы карбонатно-кремнистых, сульфидно-глиноземистых кварцитов — алюмо-кварцитов (400—600 м)

а. Гранитные метакогломераты, биотитовые гнейсы с реликтами псаммитовых структур, полосчатые амфиболовые гнейсы

б. Роговообманковые амфиболиты с реликтами диабазовой и миндалекаменной структур, «овоидные» амфиболиты, слабородные и безрудные железистые кварциты

с. Магнетитовые и гематитовые железистые кварциты, прослои и линзы лептитов, биотитовых и других гнейсов

д. Роговообманковые амфиболиты, роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы массивные и полосчатые, биотитовые и гранат-силлиманитовые (нодулярные) гнейсы, лептиты, кальцифиры, слабородные железистые кварциты, силлиманитовые кварциты с сульфидами свинца, цинка, меди

пой литолого-стратиграфической колонке (табл. 1) составляют содержание нижней части структурно-стратиграфического комплекса II (толщи а, в, с, d). По-видимому, толщи а, в, с, d, входящие в железисто-кремнистые формации, могут соответствовать свитам, как это принято, например, в Вороньегундровской зоне и в Карелии. Состав формации, ее обобщенный разрез представляется в приведенном выше виде.

Мощность и состав каждой толщи крайне неоднородны даже в пределах одного месторождения (разреза). Однако общая мощность формации в различных типах разрезов остается довольно выдержанной. В среднем она составляет около 1500 м, достигая в отдельных разрезах 1800 м, по-видимому, 2000 м (Печегубский разрез). Учитывая резко проявленные дифференциальные складчатые движения, весьма приблизительная оценка которых была осуществлена по степени деформации галек конгломератов и будин (Кузнецов, 1969), истинная мощность разреза должна быть увеличена как минимум в 3—4 раза. В таком случае она могла составлять не менее 5—7 тыс. м. По данным Ю. И. Лазарева (1971), степень деформации пород из разреза Костомукшского месторождения Западной Карелии, скорее всего, превышает 400%. Степень деформированности пород из кольских разрезов может быть только выше (см. гл. III, V).

Итак, граница формации проведена по базальному горизонту, (толща «а»), залегающему на архейском фундаменте. Сверху она ограничивается комплексом метасадочных пород (подкомплекс II-A, табл. 1). Флишеидный характер разреза подкомплекса II-A, заключающийся в постепенной смене грубообломочных осадков типичным тонкозернистым флишем, позволяет относить эту толщу к флишевой формации (Вассоевич, 1951), которая характеризует инверсионный или флишевый этап развития нижнепротерозойской подвижной зоны. Мощность флишевой формации в ее метаморфическом эквиваленте более 1000 м.

Критерии для определения нижней и верхней границ (наличие резкого перерыва и крупного структурного несогласия, а также резкая смена парагенезиса пород) соответствуют представлениям Н. П. Хераскова (1967) об объемах и методике выделения конкретных формаций. В согласии с этими представлениями в состав вулканогенной железисто-кремнистой формации включены и породы аркозового состава (толща «а») в качестве подформации, хотя она в отличие от всех вышележащих толщ не содержит железистых кварцитов, но и не имеет перерывов с вышележащими толщами. Этот базальный горизонт формации иногда отсутствует.

Учитывая изменение разреза формации снизу вверх от основных вулканитов к более кислым или туфогенным породам, часть железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова относится к типу формаций с направленной последовательностью пород и сложными членами (Херасков, 1967).

Основные типы железисто-кремнистых формаций

Вопрос о типах природных парагенезисов вулканогенных железисто-кремнистых формаций в общем виде уже рассматривался (Горяинов, 1968а, 1969б). В настоящее время при попытке более детального анализа формационных связей разобщенных между собой разрезов железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова еще более ощутимыми становятся трудности, связанные с воссозданием первичных элементарных парагенетических членов. В связи с этим мы не смогли с той же достоверностью, с какой выделяли метабазитовую и лептитовую железисто-кремнистые формации, выделить и изучить формации промежуточного типа. Об их существовании можно судить лишь предположительно на основании единичных данных. Скорее всего такие формации в настоящее время попадают в тип лептитовых.

Итак, различаются два контрастных типа парагенезисов железистых кварцитов с супракристалльными, преимущественно вулканическими и вулканогенно-осадочными породами.

Лептитовый тип (Оленегорское, Комсомольское, Октябрьское месторождения Главной Примандровской структуры) характеризуется ассоциацией железистых кварцитов с кислыми и средними вулканитами (кварцевыми порфирами, кератофирами, дацитовыми и андезитовыми порфиритами, а также их пирокластическими аналогами). Превращенные при региональном метаморфизме в кристаллические сланцы, они приобретают специфический облик, весьма напоминающий облик скандинавских лептитов (Горяинов, 1967, 1971а, 1971б). Строение лептитовой железисто-кремнистой формации характеризуется постепенной сменой более основных вулканитов (близких по составу базальтам) средними и даже кислыми вверх по разрезу (табл. 1). Железистые кварциты в большинстве разрезов этого типа формаций залегают в средней части разреза между этими более или менее контрастными толщами. Таким образом, лептитовый тип формаций обладает достаточно заметной вертикальной упорядоченностью, «которая выражается в последовательном стратиграфическом расположении различных сочетаний формационных членов, в определенной смене одних пород другими и является следствием направленности осадкообразования в отдельных бассейнах и геосинклиналях, а также направленности развития земной коры...» (Шатский, 1965, т. 3, с. 164).

Амфиболитовый тип (подавляющее большинство месторождений За-туломский, Вороньетундровской, Центрально-Кольской, Южно-Печенгской зон, отдельные месторождения Примандровской зоны) характеризуется ассоциацией железистых кварцитов с метабазами: спилитами, диабазами, миндалекаменными основными лавами и их туфами. Роль кислых вулканитов и осадков проявлена минимально. Толща дифференцирована слабо: железистые кварциты залегают среди амфиболитов. В верхней части лишь несколько возрастает роль туфогенных пород. Немногочисленные линзы кислых вулканитов отделены от железистых кварцитов основными вулканитами.

Железисто-кремнистые формации этого типа обладают низкой «вертикальной упорядоченностью», что указывает на недостаточные изменения в условиях осадконакопления и, следовательно, довольно низкую степень дифференцированности тектонических условий.

Весьма характерна фациальная изменчивость, примеры и интерпретация которой рассмотрены выше, свойственная лишь контрастному по составу лептитовому типу формаций. Можно считать поэтому, что этот тип формаций обладает «упорядоченностью в латеральной направленности». Для амфиболитового типа подобной закономерности не установлено.

Из приведенных в гл. II детальных описаний разрезов следует также, что даже в одном типе формаций состав сравниваемых толщ значительно отличается друг от друга.

По-видимому, существуют и переходы между двумя выделенными типами формаций. Непосредственными наблюдениями они не прослежены. В связи с этим заслуживает внимания изменение разрезов от Оленегорского месторождения к Комсомольскому и Печегубскому (10—12 км). На этом расстоянии происходит значительное уменьшение в разрезах роли кислых пород (Печегубский разрез) за счет увеличения мощностей основных лав или туфогенных пород.

Возможная природа соотношений железисто-кремнистых формаций в свете учения о типах (рядах) формаций

Впервые рудоносные вулканогенно-кремнистые формации выделил Н. С. Шатский (1954, 1955). Он различал среди них три ряда: два палеозойских и один докембрийский. Первый ряд, по Н. С. Шатскому, связан

с основными породами спилито-кератофирового или диабазо-порфиритового состава. В этом ряду им описаны зеленокаменная (родоначальная), яшмовая, кремнисто-сланцевая и отдаленная кремнистая формации. Второй, гомологичный первому, ряд связан с кислыми породами типа кварцевых порфиров и альбитофиров. В нем обычно не развита яшмовая формация, а кремнисто-сланцевая и отдаленная кремнистая формации обладают некоторыми особенностями — обычно более широким развитием карбонатных пород.

После работ Л. Н. Формозовой (1963а, 1963б, 1965) семейство послерифейских вулканогенно-кремнистых формаций расширилось. Так, например, Л. Н. Формозова (1963а, 1963б) выделила ряд вулканогенно-известняковых формаций с известняково-шальштейновой железорудной формацией типа Ланг-Диль и отдаленной сланцево-роговиковой железорудной типа Вареш, связанных с родоначальной известняково-диабазовой формацией.

В докембрии Н. С. Шатский (1954) выделил третий — джеспилитовый — ряд формаций, гомологичный первому зеленокаменному ряду. Однако эти ряды не тождественны и сходство их заключается в постоянной связи с вулканическими породами от основного до среднего состава. В основании джеспилитового ряда, по Н. С. Шатскому, лежит спилито-кератофировая формация, состоящая из метаморфизованных вулканитов основного состава. Но в отличие от формаций первого и второго рядов производными формациями здесь являются не яшмовая кремнисто-сланцевая и отдаленная кремнистая, а джеспилитовая кремнисто-сланцевая и джеспилитовая отдаленная. Характерными породами этих формаций являются железистые кварциты или джеспилиты, которые в первом случае ассоциируют с вулканитами, а во втором — с различными осадочными породами.

Докембрийский гомологический ряд вулканогенно-кремнистых формаций Н. С. Шатского несколько дополнил М. С. Марков (1958, 1959), изучавший железистые кварциты в Карсакпайском районе. М. С. Марков исходил из того, что джеспилиты (железистые кварциты) в ряде классических регионов их распространения составляют различающиеся ассоциации пород. Поэтому джеспилитовая (кремнисто-сланцевая) формация разделена М. С. Марковым на два типа.

К одному из них относятся железорудные толщи, состоящие из топкостойких кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и яшм и небольшого количества собственно туфогенных пород. Вулканогенные образования представлены как покровами эффузивов, так и туфогенными породами. Железистые кварциты образуют невыдержанные прослои и, как правило, имеют относительно небольшую мощность. Тесная связь этих железорудных толщ с вулканическими породами основного состава роднит их, как считает М. С. Марков, с яшмовыми формациями Н. С. Шатского. В качестве примера данной формации М. С. Марков приводит разрез серии киватин и поэтому она получила название джеспилитовой формации киватинского типа.

Для другого типа джеспилитовых формаций характерно развитие довольно мощных горизонтов обломочных пород и значительная меньшая насыщенность вулканогенными образованиями. Железистые кварциты обладают значительной протяженностью и большой мощностью. Наиболее типичным представителем этого типа формаций М. С. Марков называет железорудную толщу Кривого Рога. Поэтому этот тип формаций получил название джеспилитовой формации криворожского типа.

Железистые кварциты, развитые в верхней свите криворожской серии (К₃) и относимые в последнее время к типу перемытых кластогенных образований (Бордунов, 1964; Плаксенко, 1966), М. С. Марков отнес к отдаленной кремнистой формации.

Н. С. Шатский и его последователи связывали происхождение рядов формаций с тем или иным типом магмы, а соподчинение формаций в каждом ряду — с удаленностью области накопления от вулканического очага. При всей простоте и обстоятельности данного метода некоторые его принципиальные моменты нуждаются в уточнении.

Во-первых, необходимо выяснить, исчерпываются ли ряды формаций перечисленными выше, поскольку с формальной точки зрения они должны быть ограничены возможными колебаниями в составе родоначальных магм: основной (зеленокаменной), кислой (и средней) и ультращелочной кислой (?).¹ Очевидно, что могли существовать и иные факторы, чем состав магмы. Именно это обстоятельство скорее всего и имел в виду Н. П. Херасков (1967), когда говорил, что «смена одной формации другой, если не всегда, то большей частью указывает на существенное изменение тектонического режима в той структуре, в которой она наблюдается... Следовательно, сравнивая две структуры по их формационным рядам, мы тем самым сравниваем их по особенностям развития» (с. 30).

Во-вторых, следует уточнить положение об удаленности отложения кремнезема и железа от вулканического очага. Трудно объяснить, почему в одном случае кремнисто-железистые осадки выпадают вблизи очага, а в другом они относятся на неопределенно далекое расстояние. При этом надо иметь в виду, что джеспилиты (железистые кварциты) независимо от того или иного парагенезиса обладают крайне однородными геохимическими особенностями. Поэтому критика противников вулканогенно-осадочной гипотезы образования джеспилитов чаще всего справедливо бывает направлена на «удаленность» от источника, как наиболее узкое место всей гипотезы. Основным признаком «удаленности» — отсутствие в разрезах формации вулканических пород или незначительное их проявление — может быть объяснен тектонической неоднородностью подвижной зоны или, наконец, можно представить такую подвижную зону, где вообще будет отсутствовать мощная вулканическая деятельность (она может проявляться лишь в активном гидротермально-фумарольном процессе). В связи с этим целесообразнее отказаться от термина «отдаленные вулканогенные формации», заменив его термином «криптовулканогенные формации» (Хворова, 1968).

О возможных причинах различий вулканогенных железисто-кремнистых формаций

В свете изложенного выше необходимо признать, во-первых, что железисто-кремнистые формации Кольского полуострова образуют единый фациальный ряд (по Н. С. Шатскому), поскольку: 1) для железистых кварцитов в большинстве разрезов характерен парагенезис с вулканогенными образованиями; 2) несмотря на различия между лептитовой и амфиболитовой формациями, обе они часто тесным образом связаны между собой и иногда даже переходами. Во-вторых, генетические связи между железисто-кремнистыми формациями не укладываются в схему анализа рядов вулканогенно-кремнистых и джеспилитовых формаций Н. С. Шатского. По крайней мере, в пределах этой схемы вряд ли удастся объяснить смену основных вулканических кислыми в разрезе и по латерали. Надо сказать, что и Н. С. Шатского волновал этот вопрос. Он писал: «Крайне важно было бы выяснить, как изменялась с течением времени основность вулканитов, однако в настоящее время нет методов определения этого» (1954, с. 36). По признанию Н. С. Шатского, подобный подход к классификации формаций является очень грубым, упрощенным и должен подвергнуться «сильным изменениям в дальнейших исследованиях вулканогенно-осадочных образований...». Предложенные им формациеобразую-

¹ Самостоятельность кислых и щелочных магм оспаривается (Шейнман, 1968).

щие факторы как основа для классификации вулканогенно-кремнистых формаций могут быть уточнены.

Учитывая эти моменты, можно предполагать, что вулканогенные железисто-кремнистые формации Кольского полуострова составляют особый ряд формаций, гомологичный рядам формаций, выделенным Н. С. Шатским, М. С. Марковым, Л. Н. Формозовой. Казалось очевидным, что амфиболитовая железисто-кремнистая формация связана с излияниями недифференцированных лав базальтового состава, а лептитовые — дифференцированных основных и кислых лав. Было предложено называть этот «новый» ряд формаций гомологическим дифференциальным рядом кольского типа.

В развитии этого предположения (Горяинов, 1970б) был сделан вывод, что ранние подвижные зоны, несмотря на незначительные масштабы тектонической дифференциации коры в нижнем докембрии, обладали различными свойствами: главным образом мобильностью, глубиной заложения или мощностью сиалической коры, т. е. признаками, некоторым образом характеризующим их «степень мобильности».¹ Предположительно наименьшая «степень мобильности» была присуща подвижной зоне типа Кируна с ультращелочными кислыми дифференциатами, наибольшая — в подвижных зонах типа Колмозеро—Воронья преимущественно с недифференцированными основными породами диабазового состава. Этот вывод сделан на основании разработанного А. В. Пейве (1956) положения о том, что с различными типами подвижных зон («глубинных разломов») ассоциируется магматическая деятельность различного типа. А. В. Пейве указывал, что магматизм древних платформ по сравнению с магматизмом геосинклиналей характеризуется большей степенью дифференциации как интрузивных, так и эффузивных образований. Вправе предположить, что оценка магматизма древних платформ и геосинклиналей, данная А. В. Пейве, может быть распространена и при анализе самых ранних подвижных зон с различным тектоническим режимом — разной «степенью мобильности». В таком случае следует признать, что древнейшие подвижные зоны, к которым мы относим структуры с развитыми в них вулканогенными железисто-кремнистыми формациями Кольского полуострова и аналогичными им формациями Балтийского щита, несмотря на небольшую степень дифференциации коры, отличались по тектонической обстановке. Именно различия в структурной обстановке, или в «степени мобильности», и являлись причиной того формационного разнообразия железорудного процесса, которое наблюдается в нижнем протерозое не только Балтийского щита,² но и в других классических районах развития железисто-кремнистых формаций.

Некоторые общие черты строения и развития железисто-кремнистых (джеспилитовых) формаций. Принципы классификации

В результате сопоставления данных по составу железисто-кремнистых формаций разных районов мира (табл. 10) представляется интересная возможность для выяснения общих принципиальных моментов в геологическом развитии этих регионов в раннем докембрии. Прежде всего необходимо констатировать, что формирование железорудных толщ происходило на сиалическом основании, разрушение которого приводило к накоплению пород базального горизонта.

Формирование пород собственно джеспилитовых толщ повсюду начиналось излияниями основных лав: преимущественно спилитов, диабазов,

¹ Термин нестрогого пользования.

² Вопросам состава, стратиграфии и формационных отношений важнейших железорудных провинций Балтийского щита посвящена специальная статья (Горяинов, 1971а), где отдельные моменты отражены с достаточной подробностью.

порфиринов (табл. 10). К периодам кратковременного перерыва эффузивной и экструзивной деятельности относится накопление лав туфогенных пород, а также маломощных тел яшмовидных железистых кварцитов (Кируна, Алгома, Финская Лапландия; метабазиты Криворожья, возможно, нижняя амфиболитовая толща Костомукши). Не исключено, что с формированием основных лав раннего этапа связана часть мелких тел железистых кварцитов на Кольском полуострове.

За ослаблением эффузивной деятельности следуют интенсивные взрывные процессы, сопровождающиеся разрушением вулканического аппарата и накоплением толщ вулканических конгломератов, туфобрекчий и туфов. Это специфические грубообломочные породы, залегающие среди основных лав или на них в Костомукше, Вороньих тундрах, Финской Лапландии, мощные толщи вулканических конгломератов в Кируне и Алгоме. К этому периоду относится накопление туфогенных и терригенных пород в Криворожье, где взрывная фаза вулканизма, очевидно, была не столь сильной.

Окончательное ослабление эффузивной и взрывной вулканической деятельности и некоторая стабилизация подвижных зон в обстановке активных фумарольно-гидротермальных процессов характеризует среду накопления кремнисто-железистых осадков.

Основываясь на данных сопоставления, можно наметить сходство и в ряде других не менее интересных черт в развитии железисто-кремнистых формаций. Но важнее установить ту основную линию в геологических процессах, которая в итоге приводит к накоплению железистых пород. Эта общая для сравниваемых формаций вертикальная последовательность процессов как будто бы прослеживается хорошо.

Установив таким образом, что накопление железистых пород отражает закономерную эволюцию вулканических процессов, следует выяснить и, если возможно, объяснить связь между составом вмещающих пород, составом формаций и ассоциирующими с ними железными рудами. Разнообразие вулканогенных железисто-кремнистых формаций, как теперь представляется, связано с двумя главными факторами.

Первым фактором является степень дифференцированности вулканизма на всем протяжении вулканической деятельности вплоть до образования железистых пород. Наименее дифференцированными являются вулканические комплексы, в которых на всем протяжении процесса состав вулканитов мало отличается от состава спилитов или диабазов. Такие вулканогенные железисто-кремнистые формации характерны для северо-запада Кольского полуострова, для Западной Карелии и некоторых районов Украинского щита. Примером наиболее дифференцированных вулканических комплексов служит район Кируны, где вулканизм развивался от лав спилито-диабазового типа к кератофирам, кварцевым кератофирам, риолитам, кварцевым порфирам.

Вулканогенные железисто-кремнистые формации, характеризующиеся промежуточным состоянием дифференцированности вулканитов, развиты в Западной Карелии, на Кольском полуострове (Приимандровская зона), Украинском (Белозерский район) и Канадском щитах (Алгома).

Вторым фактором является интенсивность вулканизма, выражающаяся в количестве вулканитов среди пород, составляющих железисто-кремнистые формации. Прежде всего указанный фактор может быть учтен для формаций с дифференцированным развитием вулканизма. Это и понятно, поскольку излияние недифференцированных основных лав характерно для зон с высокой мобильностью и быстрым накоплением материала, где чисто осадочные, экзогенные процессы не могли быть зафиксированы в виде осадков сколько-нибудь значительно. В условиях же стабилизации возникла структурно-фациальная обстановка, благоприятная для накопления существенно осадочных пород. Примером могут служить «осадочная» и «вулканическая» железорудные формации серии ки-

Принципиальная схема сопоставления железорудных толщ нижнего

| Кольский полуостров | | Западная Карелия (по Чернову и др., 1970) | | | | |
|--|---|--|--|---|--|-------------------------|
| Приимандровская зона | Вороньегуидровская зона | спилито-диабазовая формация | лептито-порфирировая формация | лептито-сланцевая формация | | |
| | | | | костомукшская градация | гимольская градация | большеозерская градация |
| Флиш (?), однородная толща слюдяных гнейсов с гранатом, силлиманитом Черерыв не установлен | Флиш (?), толща терригенных осадков — конгломераты, аркозовые кварциты, филлиты (серия порос) Черерыв | Основные вулканы большеозерской свиты (?), терригенные породы сариолия (?) | | | | |
| Кислые и средние вулканы, туфы в амфиболитовой фации метаморфизма, редкие линзы магнетитовых кварцитов | Кислые вулканы | Железистые кварциты, графитистые туфосланы с сульфидами, основные туфы, спилиты, основные лавы | Железистые кварциты, кислые лавы, вулканические конгломераты | Магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты, туфы, туфосланцы, вулканические конгломераты, основные лавы, возможно, с линзами магнетитовых кварцитов | Магнетитовые кварциты, туфогенные и терригенные осадки | |
| Магнетитовые и гематитовые кварциты, амфиболиты с прослоями полосчатых гнейсов (по туфам), амфиболиты с прослоями гнейсов и лептитов (полоса II «б») | Амфиболиты, магнетитовые кварциты, вулканические конгломераты, амфиболиты | | Базальный горизонт Гранитные конгломераты, аркозы | | | |
| Базальный Аркозоподобные породы (пачка II «а») | Гранитные конгломераты, терригенные породы льявозерской свиты (серия полмос) | Базальный горизонт Гранитные конгломераты, аркозы | | | | |

Древнее спалическое основание (гранодиориты, плагиограниты, «олигоклазовые» чарнокитизированные в процессе нижнепротерозойской или

ватин (Алгома), осадочная (криворожская) и вулканогенная (белозерская) железисто-кремнистые формации Украинского щита. Подход к объяснению различного количества вулканитов в разновозрастных железисто-кремнистых формациях у разных авторов по существу один и тот же. Заключается он в том, что предполагается различное положение подвижных зон по отношению к фундаменту (или континенту). Это мощность коры и ее проницаемость, согласно В. М. Чернову (Чернов и др., 1970), деление зон на краевые и внутренние по отношению к срединным массивам, по Г. И. Каляеву (1965, 1969), наконец, расположение одних формаций (типа Верхнего озера) на континентальном шельфе, в условиях платформы, и других (типа Алгома) — вдоль осевых частей разломов (Gross, 1970; Goodwin, 1970). Подобный подход к формационному анализу железисто-кремнистых толщ представляется перспективным.

докембрия Балтийского, Канадского и Украинского щитов

| Восточная Финляндия — Порккенен, Пахтаваара (Paakola, 1971) | Швеция | | Канада — Онтарио, Алгома (Goodwin, 1962, 1970) | Украинский щит (Калыев, 1965, 1969, и др.) |
|--|---|---|---|---|
| | Норботтен, Кируна (Offerberg, 1967) | Верmland (Geijer, 1931; Magnusson a. oth., 1963) | | |
| «Флишевая формация», конгломераты, грубовершинистые аркозы (серия кумпу-орациеми) | «Флишевая толща»: конгломераты, филлиты, аркозовые кварциты (серия верхняя хауки) Перерыв | «Флишевая толща» конгломераты, аркозы, филлиты и другие терригенные породы (серия лоос, поппи, негген) | Обломочные осадочные породы: конгломераты, кварциты, сланцы (серия дор) | Конгломераты, кварциты, сланцы, доломиты верхней свиты (K ₃) |
| «Железородная формация» (гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты), кислые вулканиты, туфы, туфосланцы, вулканические конгломераты, амфиболиты по основным лавам, спилиты, прослой джеспилитов | Железистые гематитовые кварциты типа Ректор, кварцевые порфиры | Калиевые лептиты, кварцевые порфиры, туфы, линзы известняков и кремнистых марганцево-железистых руд | Кислые вулканиты, туфы | Вулканогенно-сланцевая подсвита |
| | Апатит-магнетитовые руды, кератофиры, сиенит-порфиры, вулканический конгломерат Курраваара, основные лавы с подчиненными прослоями туфогенных пород и джеспилитов | Железистые кварциты, дациты, кварцевые порфиры; андезиты; вулканические конгломераты, натровые лептиты, туфы, спилитовые гристены | «Железородная формация» кислые вулканиты, вулканические конгломераты и брекчии риолитов в основном и кислом цементе, средние лавы, прослой туфов и яшмовидных кварцитов (джеспилитов), основные лавы, спилиты | Железородная свита (железистые кварциты), кислые вулканиты, туфы, обломочные породы, метабиты с лизами магнетитовых кварцитов |
| Базальный горизонт Аркозы, слюдяные сланцы | Гранитные конгломераты, аркозы, слюдяные сланцы | Базальный горизонт не установлен | Базальный горизонт Гранитные конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники | Метаморфизованная кора выветривания гранитов и ее продукты перемыва |

граниты», дюриты, в значительной степени мигматизированные, местами более поздних складчатостей и ультраметаморфизма)

Учитывая сказанное, попытаемся оценить те геологические факторы, которые и обуславливают в основном формационную принадлежность вулканогенных железисто-кремнистых толщ раннего докембрия.

1. Состояние тектонического режима подвижной зоны, определяемое мощностью подготовленной сиалической коры и глубиной заложения подвижных зон. Этот фактор является основным регулятором степени (глубины) дифференцированности вулканического комплекса, или степени его вертикальной упорядоченности (Шатский, 1960). Подвижные зоны, заложённые на тонкой сиалической коре и коре океанического типа, должны обладать высокой мобильностью и невысокой степенью дифференцированности, или вертикальной упорядоченности. И, наоборот, подвижные зоны, заложённые между глыбами с развитой сиалической корой, характеризуются накоплением дифференцированных вулканических

комплексов в условиях более стабилизированного режима. Некоторое сходство тектонического режима в участках с различной мощностью коры могло существовать лишь на самых ранних этапах развития подвижных зон, когда в них накапливались зеленокаменные породы.

Таким образом, с позиции дифференцированного, или упорядоченного, развития вулканического комплекса это положение в том виде, как его сформулировал Н. С. Шатский (1954), требует уточнения.

2. Степень компенсированности железисто-кремнистого осадконакопления и количество твердых продуктов вулканизма в общей массе осадков. Обычно считают, что джеспилиты могут формироваться лишь в условиях некомпенсированного погружения прогибов (Хаин, 1964). Джеспилиты, по мнению В. Е. Хаина (1964), характеризуются и наименьшим диапазоном тектонических условий при некоторой неоднородности подвижных зон, «поскольку качество полезного ископаемого нередко изменяется при переходе одного типа бассейна в другой...» (с. 459). Этим частично можно объяснить преимущественное развитие джеспилитов в докембрии, поскольку для этого времени характерна слабая дифференцированность земной коры и низкая тектоническая контрастность. Одним из главных условий образования джеспилитов «является минимальное разбавление „полезного вещества“ обломочным материалом» (Хаин, 1964, с. 460).

Осуществление второго условия (количества твердых продуктов вулканизма) происходит, видимо, в тесной связи с первым, так как количество вулканитов среди образований другого генезиса отражает динамичность той или иной зоны.

Эти геологические условия — степень компенсированности и количество твердых продуктов вулканизма — реализуются, как это вытекает из предыдущих рассуждений на фоне различного тектонического режима подвижных зон, но как формациеобразующие факторы имеют, по нашему мнению, самостоятельное значение. Механизм их действия сложен и может пониматься по-разному. Например, в работах Н. С. Шатского, М. С. Маркова, Л. Н. Формозовой, В. М. Чернова действие его сводится к различной удаленности от очагов вулканической активности. Понятие об удаленности, так же как и о родоначальных магмах, не является, по-видимому, универсальным.

Появление «удаленных», или криповулканических, железисто-кремнистых формаций, как показывают данные сравнительного изучения некоторых железорудных районов мира, синхронно появлению формаций с дифференцированным, или упорядоченным, развитием вулканического комплекса. Криповулканические гомологи недифференцированных спилито-диабазовых железисто-кремнистых формаций пока неизвестны. Во-первых потому, что последние повсюду занимают самую нижнюю часть разреза и являются, следовательно, самыми ранними, а во-вторых, если не только ранние, но и поздние этапы развития подвижных зон характеризуются недифференцированным спилито-диабазовым вулканизмом, то возможности для накопления пород некомпенсированных криповулканических формаций должны свестись к минимуму. Сказанное должно быть понятно хотя бы из того, что реализация этих возможностей не достигается в условиях мобильности, интенсивного прогибания и большой скорости накопления продуктов основного вулканизма.

Можно констатировать, таким образом, что при образовании вулканогенных железисто-кремнистых формаций с дифференцированным развитием вулканизма существовали подвижные зоны по крайней мере двух типов: зоны, где железистые кварциты ассоциированы главным образом с твердыми продуктами вулканизма разных фаций (эффузивных, эксплозивных), и зоны, где железистые кварциты залегают среди пород, в составе которых твердые продукты вулканизма резко подчинены и сами вулканические продукты представлены в основном эксплозивными образо-

ваниями или продуктами их переотложения. Для первого типа зон характерны ассоциации вулканического типа: Белозерская, Алгомская, Костомукшская, Приимандровская. Их гомологами в зонах второго типа являются «осадочные» криптовулканические формации: Криворожская, КМА, Верхнего озера. Криптовулканические гомологи формаций Костомукшского и Приимандровского районов на Балтийском щите пока достоверно не установлены. Возможно, к ним должны быть отнесены железистые кварциты среди существенно туфогенных пород (сланцевых гнейсов и сланцев) в большезерской градации гимольской серии (Карелия) и железистые кварциты среди пород аналогичного состава (по-видимому, и генезиса) в Затуломской и Приимандровской зонах. Небольшая мощность и протяженность этих железистых кварцитов, залегающих в гнейсах с глиноземистыми минералами (туфогенных или вулканогенно-осадочных пород), может быть объяснена компенсированным характером осадконакопления во время гидротермально-фумарольной стадии вулканизма, когда хемогенные продукты вулканизма резко подавлялись осадками иного генезиса.

Синтезируя материалы Г. И. Каляева, В. М. Чернова, А. М. Гудвина, Г. Гросса, а также собственные по геотектонической позиции тех или иных железисто-кремнистых формаций, мы пришли к следующему выводу. Подвижные зоны первого типа с интенсивным вулканизмом дифференцированного типа приурочены к осевым частям шовных зон, проходящих вдоль обрамления архейских гранитоидных (сиалических) глыб с повышенной мощностью коры (по сравнению с подвижными зонами с недифференцированным зеленокаменным вулканизмом). В ряде случаев подвижные зоны этого типа обладали, по-видимому, признаками, свойственными более молодым стабильным зонам. Их роднит щелочной характер эффузивного магматизма (пример Кируны), но стиль последующего развития, как и стиль тектоники в подобных зонах, аналогичен всем другим, где развиты железисто-кремнистые толщи иных формационных типов. Зоны первого типа чаще всего обладают сложной формой: овальной, полуовальной, прерывисто-изогнутой. Они конформны глыбам гранитного фундамента, а поэтому их «прямолинейность» определяется размерами глыб или степенью их складчатой деформации.

Зоны второго типа с криптовулканическими формациями закладывались в стороне от осевых частей межглыбовых швов, на склонах крупных сиалических глыб. Зоны этого типа представляли собой, по-видимому, рифтовые вулканические долины, напоминающие современные рифты типа Красного моря, которые, согласно анализу Е. Е. Милановского (1970), выделяются в особую категорию межматериковых рифтовых зон. Эти зоны закладываются на платформе (сиале) и обладают корой океанического (или близкого к нему) типа, а его «плечи» — материковой корой. В наиболее глубоководной части дна осевого трога рифта Красного моря обнаружены линейные тела основных пород. На дне таких рифтовых морей накапливаются осадки, в основном состоящие из окислов и сульфидов железа, а также цинка, меди, серебра, золота и других металлов. По мнению А. Л. Яншина (1968), Л. В. Дмитриева и др. (1970), эти высокие концентрации связаны с выносом металлов гидротермальными растворами из глубоких недр рифтовой зоны. Вместе с тем, как отмечает Е. Е. Милановский, проявления собственно вулканической деятельности в межматериковых рифтах довольно ограничены, тогда как на приподнятых плечах материковых платформ одновременно с рифтообразованием базальты развиты широко.

Характерной особенностью второго типа является их несколько более четкая прямолинейность на значительном протяжении, что также типично для рифтовых систем. Это зависит и от размера глыб гранитоидов фундамента. Если они достигают в диаметре 50—70 км против 15—20 км для глыб, характерных в зонах первого типа, то окаймляющие их

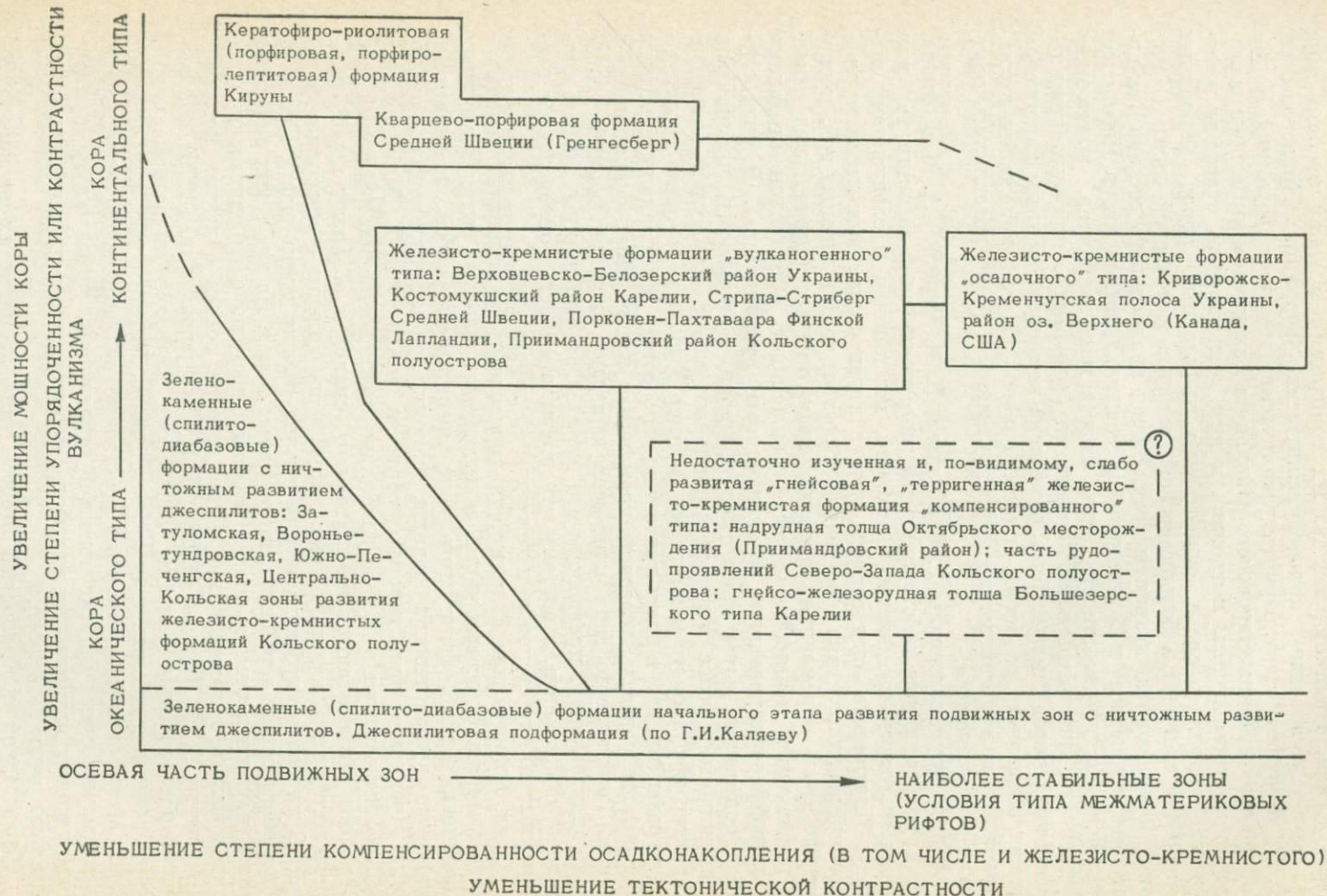


Рис. 48. Принципиальная схема классификации докембрийских железисто-кремнистых формаций (на тектонической основе).

супракристалльные породы на некотором расстоянии могут быть прямолинейными. Примером таких протяженных зон, возможно, является Криворожско-Кременчугская железорудная полоса, которая прослеживается более чем на 200 км в виде двух сегментов, окаймляющих с запада крупные глыбы гранитоидов.

Итак, при несомненной генетической связи железисто-кремнистого процесса с вулканизмом его (процесса) формационное разнообразие обусловлено по меньшей мере двумя тектоническими факторами: мощностью коры и степенью компенсированности осадконакопления. Геологическое содержание последнего фактора, безусловно, шире, чем только степень компенсированности осадконакопления. Он должен включать, по-видимому, и удаленность процесса от главной осевой части подвижной зоны (по Г. И. Каляеву), и близость к стабильной зоне — к срединным массивам (по В. М. Чергову) или шельфу (по А. М. Гудвину и Г. Гроссу). Для наглядности мы попытались изобразить известные типы вулканогенных железисто-кремнистых формаций на схеме, построенной в координатах, осями которых являются названные выше тектонические факторы (рис. 48).

Формации разных типов независимо от тектонических условий на раннем этапе повсеместно представлены основными вулканитами. Это так называемая спилито-диабазовая джеспилитовая подформация Г. И. Каляева (1969). Однако дальнейшее развитие вулканизма и связанного с ним железисто-кремнистого осадконакопления определяется тектоническим состоянием той или иной зоны в координатах: увеличение мощности коры — уменьшение степени компенсированности осадконакопления. Предполагается, что часть спилито-диабазовых джеспилитовых формаций может выходить за пределы раннего этапа развития некоторых подвижных зон, и тогда они должны рассматриваться не как подформация, а как самостоятельная формация. К ней мы отнесли амфиболитовую железисто-кремнистую формацию Кольского полуострова.

Подобный подход к классификации этих формаций должен предусматривать возможность постепенных переходов между формациями разных типов. Насколько известно, никто такой возможности не отрицает. В принципе предлагаемая классификация не ограничивается только докембрийскими джеспилитовыми формациями. В ней могут быть рассмотрены железорудные формации разных типов и более молодого возраста. Для этого в схему классификации должна быть введена координата времени, отражающая необратимость развития земной коры. Схема классификации будет напоминать по построению мультисистемы, применяемые петрологами.

* * *

Заключительная (фактически инверсионная) стадия развития подвижных зон, в которых на ранних стадиях формировались вулканогенно-осадочные толщи с железными рудами, почти повсюду характеризуется накоплением терригенных флишеидных толщ. Появление наряду с флишем значительных масс карбонатных отложений, наблюдаемых во второй половине разреза на Криворожье, отражает, по мнению Г. И. Каляева, существование лагунных условий и сопоставляется с верхней карбонатной формацией геосинклиналей В. В. Белоусова.

На Кольском полуострове, в Швеции, Финляндии и Канаде эта толща рассматривается как флишевая или близкая к ней формация (рис. 10).

Металлогеническая оценка железисто-кремнистых формаций

В пределах Балтийского щита выделяется несколько мегаблоков, в которых развиты железисто-кремнистые формации нижнего протерозоя (рис. 49). Эти блоки разделены полями развития гранитоидов разного

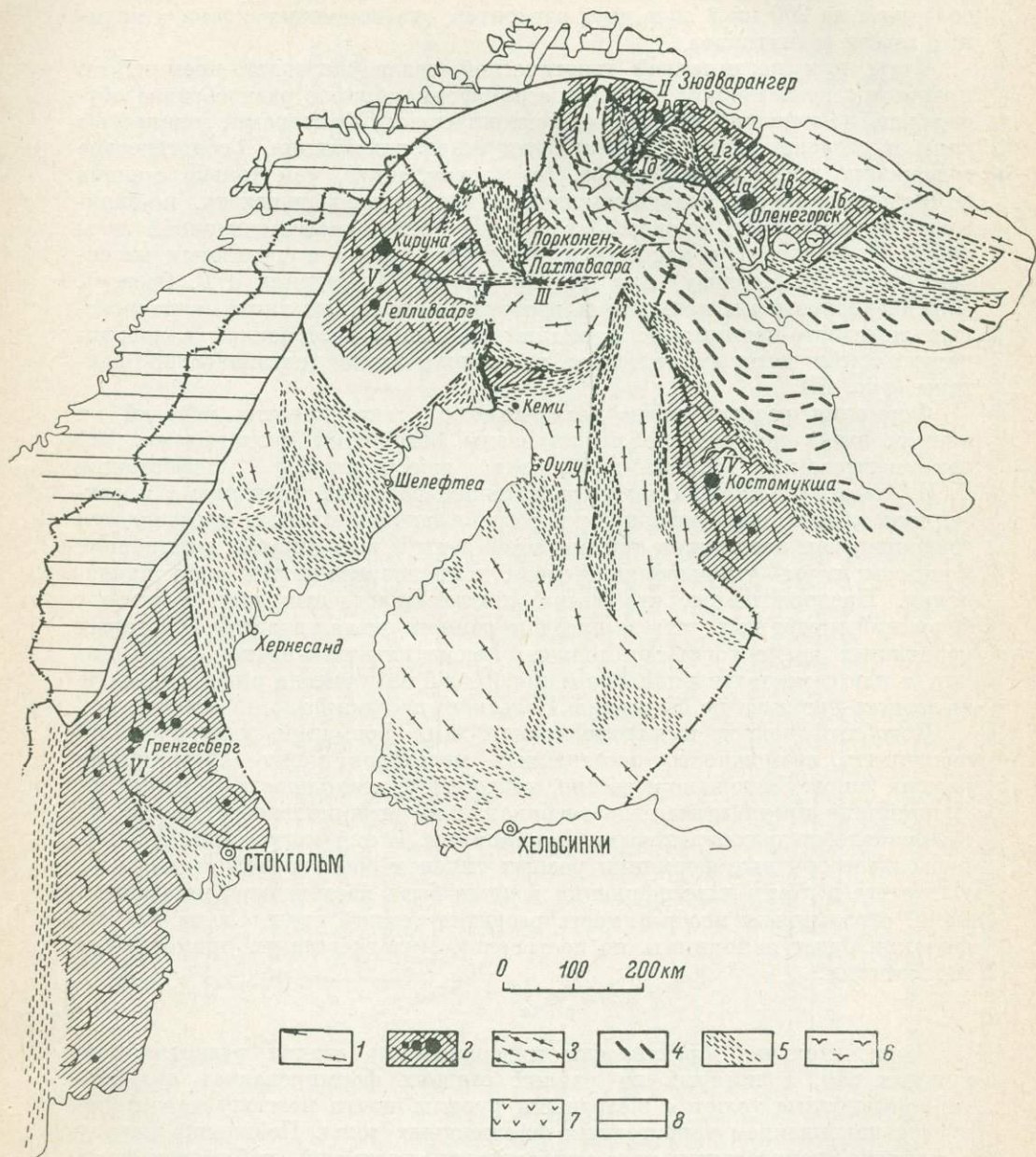


Рис. 49. Схема распространения нижнепротерозойских гнейсо-железорудных толщ Балтийского щита.

1 — граниты (в том числе и гранодиориты фундамента); 2 — блоки нижнего протерозоя и подчиненных им древних гранитоидов (затитые кружки — месторождения железистых руд); 3 — комплекс лапландских гранулитов; 4 — комплекс беломорских гнейсов; 5 — карелиды (го-тиды); 6 — интрузия нефелиновых сиенитов; 7 — габбро, 8 — каледониды. I—II — Кольско-Норвежский блок (Ia — Приимандровская, Ib — Вороньегундровская, Ia — Центрально-Кольская, Ib — Затуломская и Ib — Южно-Печенгская зоны); III — Северо-Финляндский блок; IV — Карельский блок; V — Северо-Шведский блок; VI — Центрально-Шведский блок.

возраста, карелидами и их высокометаморфизованными и гранитизированными гомологами. Вне контуров выделенных блоков железные руды рассматриваемого типа не установлены. Кажется, что структуры, разделяющие «железородные» мегаблоки, являются более молодыми, поскольку, во-первых, отличаются более ярко выраженной линейностью и, во-вторых, срезают структуры нижнего протерозоя (см. гл. III).

Особенности взаимоотношений «железородных» и «нежелезородных» структур обращают на себя внимание в связи с существенными различиями в их развитии и строении, позволяющими вполне определенно судить о разновозрастности сравниваемых структур и соответственно выполняющих их толщ. Если для слабометаморфизованных карельских образований и гнейсовых толщ с железистыми кварцитами такое сравнение излишне в силу их очевидной разновозрастности, то сравнение гнейсов Беломорского блока, пояса лапландских гранулитов, гнейсов Центральной Финляндии, с одной стороны, с теми же гнейсо-железородными толщами — с другой, имеет важнейшее значение для понимания геологической модели Балтийского щита.

В основу такого сравнения следует положить аксиому о необратимости развития, сущность которой состоит в проявлении всеобщего закона возрастания энтропии самопроизвольно развивающихся систем. К ним относится и земная кора. Отсюда вытекает возрастание степени разупорядоченности и тектонической контрастности, определяющих различия в стиле тектоники последовательно развивающихся структур. Постановка этой проблемы в настоящей работе представляется интересной. Однако, в связи с тем что данная проблема в сколько-нибудь конкретной форме определилась уже после обобщения материала, она потребует специальных публикаций. Здесь хотелось бы лишь проиллюстрировать ее несколькими постулатами, раскрывающими некоторые важнейшие стороны геологической сущности необратимого развития. Из двух структурных этапов моложе тот:

- 1) который характеризуется большим количеством структурных доменов, т. е. структурно более разупорядочен;
- 2) для которого ярче выражена протяженность (линейность) структур;
- 3) формирование которого сопровождалось региональным метаморфизмом более высокого давления;
- 4) формационный спектр которого окажется шире, т. е. тектонические структуры окажутся разнообразнее и контрастнее;
- 5) магматизм которого разнообразнее.

Ближайшее время позволит выяснить, достаточно ли имеющегося материала, чтобы подтвердить либо отклонить эти постулаты. На данном же этапе принимается, что «железородные» блоки являются тектоническими фрагментами нижнепротерозойской консолидированной коры, разобценными в более молодое, в основном «карельское» время. В предложенном виде данная модель вполне согласуется с положениями тектоники плит. Разработка данного направления весьма перспективна для металлогенического районирования в раннем докембрии, выделения важнейших металлогенических рубежей и эпох, в том числе и железородных.

Сравнивая между собой кольские вулканогенные железисто-кремнистые формации двух выделенных типов (лептитового и амфиболитового), легко обратить внимание на их различную рудоносность (Горяинов, 1968а, 1969б). С формациями лептитового типа связаны более крупные месторождения железистых кварцитов. Это месторождения Примандровской зоны и прежде всего Оленегорское. С формациями амфиболитового типа связаны мелкие, маломощные, непротяженные, хотя и многочисленные, тела часто низкокачественных магнетитовых кварцитов, залегающих среди существенно амфиболитов Затуломской, Центрально-

Кольской и Южно-Печенгской зон. Рудопроявления Вороньетундровской зоны скорее всего относятся к последнему типу.

В своих соображениях по поводу различной перспективности двух типов железисто-кремнистых формаций мы основывались на различной степени дифференцированности магмы в процессе эволюции ее состава во время нижнепротерозойского вулканизма (Горяинов, 1969а, 1970б). В случае достаточной дифференциации (формации лептитового типа) можно ожидать появления крупных месторождений железных руд и, наоборот, в случае излияния недифференцированных лав основного состава месторождения формироваться не могут (Горяинов, 1970б). В настоящей работе мы попытались объяснить этот вывод и с тектонических позиций. Характеризуя те или иные формации в зависимости от их тектонического

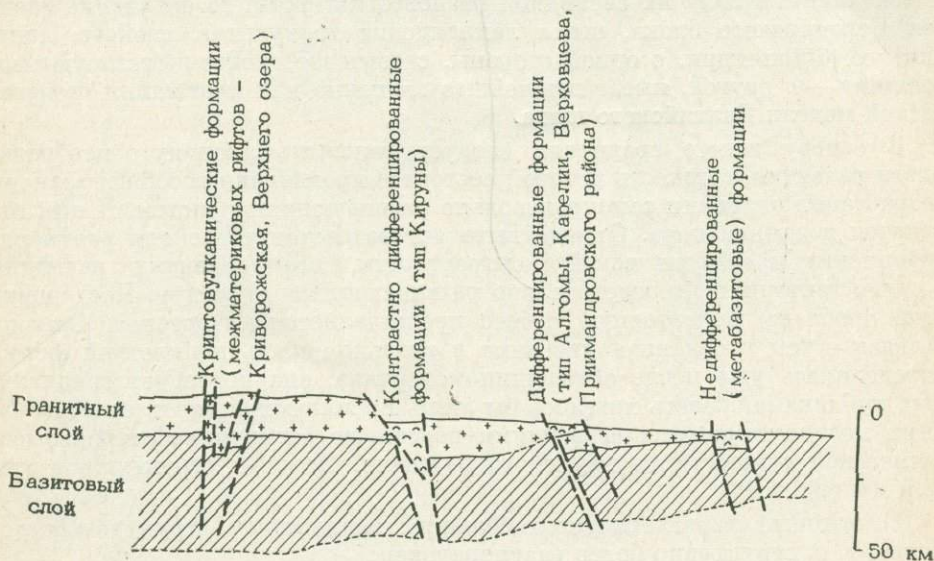


Рис. 50. Формационное разнообразие докембрийских железорудных толщ в зависимости от положения подвижных зон в различных разрезах земной коры (схема).

положения (рис. 48), можно заключить, что условия для предшествующей рудному процессу глубинной дифференциации наиболее благоприятны в зонах с мощной континентальной корой (рис. 50). Таким образом, мы должны признать наличие внутрикоровых промежуточных очагов, где могли создаваться условия для дифференциации, или по крайней мере признать зависимость типа магматизма от мощности и степени развитости коры.

Определенное значение в связи с высказываемыми представлениями имеет сопоставление лептитовой и амфиболитовой железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова по ресурсам валового железа. Полный ход расчета показан в табл. 11. Для подсчета выбираются равные для двух типов формации блоки с размерами $4000 \times 1500 \times 400$ м (протяжение—мощность—глубина). Ограничение по глубине (400 м) выбрано с учетом степени разведанности глубоких горизонтов. Подсчет относительного объема каждого типа пород дан в процентах к общей мощности на основании статистической обработки по ряду пересечений. Содержание железа в амфиболитах, лептитах, гнейсах и железистых кварцитах соответствует средним по результатам полных силикатных анализов и данным опробования.

Оказалось, что ресурсы железа в формациях обоих типов удивительно близки, хотя основная часть железа в лептитовой формации сконцентрирована в рудах, а в амфиболитовой — в амфиболитах (основных вулка-

нитах). Надо полагать, следовательно, что ресурсы железа, оставаясь постоянными, в ходе внутрикоровой дифференциации, а затем в ходе образования дифференцированной, или упорядоченной, вулканической формации перераспределялись. Это и создавало предпосылки для образования месторождений.

Таблица 11

Сопоставление железисто-кремнистых формаций амфиболитового и лептитового типов по ресурсам валового железа

| Породы | Лептитовая железисто-кремнистая формация | | | | | | Амфиболитовая железисто-кремнистая формация | | | | | |
|--|--|---|--------------|--------------------------|------------------|---|---|---|--------------|--------------------------|------------------|---|
| | относительный объем, % | объем, м ³ · 10 ⁸ | объемный вес | вес, т · 10 ⁸ | содержание Fe, % | Fe _{общ} , т · 10 ⁸ | относительный объем, % | объем, м ³ · 10 ⁸ | объемный вес | вес, т · 10 ⁸ | содержание Fe, % | Fe _{общ} , т · 10 ⁸ |
| Амфиболиты (основные вулканиды) | 15±5 | 3.7 | 2.8 | 10 | 8 | 0.8 | 90±7.4 | 21.6 | 2.8 | 60.5 | 10 | 6.05 |
| Лептиты (кислые вулканиды и их туфы) | 30±4.3 | 7.2 | 2.2 | 16 | 1 | 0.16 | — | — | — | — | — | — |
| Слюдяные и роговообманковые гнейсы (туфогенные и осадочные породы) | 35±6 | 10.4 | 2.5 | 27 | 2.5 | 0.7 | 9±0.4 | 2.2 | 2.5 | 5.4 | 2.5 | 0.15 |
| Железистые кварциты | 20±1.7 | 2.4 | 3.5 | 8.5 | 34 | 4.9 | 1 | 0.24 | 3.5 | 0.9 | 30 | 0.27 |
| Итого | | | | | | 6.56 (±0.47) | | | | | | 6.47 (±0.32) |

Необходимым дополнением ко всем рассуждениям является вывод о том, что наиболее перспективными являются железисто-кремнистые формации лептитового типа. Именно с ними и могут быть связаны промышленные месторождения железистых кварцитов. В процессе геологического картирования на Кольском полуострове формация такого типа выявлена пока лишь в Приимандровском районе. Недифференцированные формации амфиболитового типа должны рассматриваться как неперспективные для поисков железных руд. Распространение типов формаций и их металлогеническая оценка отражены на рис. 51.

Таким образом, первоочередным объектом для постановки работ является Приимандровский район, где ряд участков (например, Волчьетундровский, Медвежьетундровский, Симбозерский) в достаточной мере не исследованы. Перспективы этого района могут быть расширены и за счет глубоких горизонтов уже известных месторождений, прежде всего Оленегорского, Октябрьского, Комсомольского. Этот вывод вытекает из анализа структуры этих месторождений.

Южно-Печенгская зона отнесена к недифференцированному малоперспективному типу. Однако если учесть, что структурно ближе всего к известной железорудной зоне Северной Норвегии (Зюдварангер) тяготеет Южно-Печенгская, а не Затуломская зона, а также то, что разрез формации в этой зоне изучен крайне неоднородно, оценка ее может быть впоследствии изменена. Особенно уверенно это можно будет сделать, если удастся доказать, что «норвежский» эрозионный срез более глубок, чем южнопеченгский.

С такими же условиями должна быть принята оценка и Вороньтундровской зоны.

Месторождения Центрально-Кольской и Затуломской зон (Половинное, Ревдинское, Ливлинское и др.) представляют собой серию мелких линз, запасы которых вряд ли превысят 30—50 млн т в пределах сколько-нибудь локализованного узла. Кроме того, зоны развития гранулитовых фаций менее перспективны еще и потому, что качество железистых кварцитов здесь заметно ухудшается за счет перевода трехвалентного (рудного) железа в двухвалентное (силикатное) в процессе реакций буферного типа.

Постановку геологических и детальных магнито-метрических исследований в названных районах целесообразно осуществить, скоординировав объемы и очередность работ с учетом соображений, изложенных выше.

В ряде работ ставился вопрос о расширении металлогенической специализации железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова (Горяинов, 1966а, 1968а, 1969б, 1972а; Горяинов и др., 1967). Прежде всего мы исходили из того, что с вулканическими комплексами могут быть связаны не только железные руды, но и руды других металлов. Многочисленные примеры оруденения, связанного с вулканизмом разного возраста, приводятся в работах Г. С. Дзоценидзе (1965) и Офтедаля (Ofthedal, 1958). Как мы предполагаем, тесную связь с вулканическими породами имеют глиноземистые кварциты с аутигенными галенитом и сфалеритом (Горяинов и др., 1967). Если судить на основании весьма отрывочных данных о составе докембрийской серии Вильяма в Австралии (Амирасланов, 1957; Каррутерс, Пратенн, 1964; Парк, Мак-Дормид, 1966), в которой наблюдается парагенезис железистых кварцитов и кварцитов с галенитом и сфалеритом (Брокен-Хилл) с амфиболитами, «очковыми» силлиманитовыми гнейсами и «полосчатыми аплитами» (по-видимому, лептитами — кислыми вулканитами), то аналогичную картину мы наблюдаем и в Примандровском районе Кольского полуострова. Возможно, что здесь имеет смысл поставить поисковые работы на свинец и цинк.

Требует внимательного рассмотрения вопрос о золотоносности железисто-кремнистой формации, особенно сульфидно-силикатных железистых кварцитов. С совершенно аналогичной сульфидной «железорудной формацией» в вулканической ассоциации Алгома (Канада) связано промышленное золотое оруденение (Gross, 1970). Этой канадской формации ближе всего соответствуют довольно мощные зоны сульфидно-силикатных железистых кварцитов ряда месторождений Кольского полуострова. В СССР золотое оруденение, связанное со слаборудными сульфидно-силикатными железистыми кварцитами, установлено в докембрии Среднего Приднепровья (Гаев, Гаева, 1971), а по данным И. С. Рожкова и др. (1970), золотое оруденение характерно и для других типов железистых кварцитов Кривого Рога.

До сих пор речь шла о рудных компонентах, концентрация которых возникала (или могла возникнуть) при формировании вулканогенно-осадочного комплекса или в процессе поствулканической деятельности. Вместе с тем, как мы уже обращали внимание (Горяинов, 1968а, 1969б, 1972а), с площадями развития вулканических железисто-кремнистых формаций пространственно связаны основные и ультраосновные интрузии, нередко несущие медно-никелевое оруденение. Подобная связь, наблюдаемая на Кольском полуострове, не покажется случайной, поскольку аналогичная закономерность устанавливается и для большинства докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. Это прежде всего многочисленные интрузии никеленосных, часто дифференцированных габбро в провинциях Манитоба, Саскачеван, Онтарио, Квебек, известных как крупнейшие железорудные районы Канады (Lang et al., 1970). Особенно наглядно такая тесная связь иллюстрируется примером известного медно-никелевого месторождения Томпсон, Манитоба (Zurbrigg, 1963). Руды

здесь связаны с перидотитами, залегающими на контакте мигматизированных гранито-гнейсов с глиноземистыми гнейсами, кварцитами и джеспилитами (железородной формацией). Пласт сульфидов залегает согласно с последними, повторяя ту же складчатую структуру, в которой участвуют и джеспилиты.

Известны, хотя и в значительно меньшей степени, примеры никеленосных месторождений, находящихся в тех же районах, что и месторождения джеспилитов, в Бразилии (Минас Жерайс), Африке (Конго, Сьерра-Леоне, Родезия), Австралии (Смирнов, 1968). Интрузии основных никеленосных пород известны на Русской платформе (Чернышов, 1971) и Украинском щите (Белевцев, Прусс, 1962).

Такую связь вряд ли следует считать только географической. Если же исходить из того, что, во-первых, тела потенциально рудоносных основных и ультраосновных интрузий являются чаще позднеорогенными или посторогенными и, во-вторых, их внедрение характеризует завершение магматической деятельности подвижной зоны, тогда связь между ранним вулканогенным и поздним базит-гипербазитовым интрузивным магматизмом можно будет назвать парагенетической (Горяинов, 1968в). Еще раньше к подобному выводу пришел М. С. Точилин (1966), который считал, что формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий областей с завершенной складчатостью и вулканогенные джеспилитовые формации составляют единую плутоно-вулканическую формацию (или точнее ряд формаций).

Основываясь на гипотезе о значении преимущественно дифференцированных базит-гипербазитовых массивов для локализации элементов группы железа (титан, ванадий, марганец, хром, железо, кобальт, никель, медь) и роли внутрикоровой дифференциации (Годлевский, 1968; Горбунов, 1968; Шейнман, 1970, и др.), можно сделать вывод, что наиболее оптимальными для формирования рудоносных дифференцированных интрузий являются зоны с повышенной мощностью коры. Такие условия, как было показано выше, должны были бы наблюдаться в областях развития дифференцированных или упорядоченных вулканогенных железисто-кремнистых формаций. Это прежде всего районы развития лептитовой железисто-кремнистой формации. Действительно, в Приимандровском районе, судя по геологическим и геофизическим данным, имеется большое количество массивов основных пород, практически совершенно неизученных. Некоторые из них, например Октябрьский, по нашим данным, содержат видимую вкрапленность пентландита. Крупный, но не вскрытый горными работами массив основных пород установлен геофизиками в восточной части Айварского месторождения. Как нам представляется, базит-гипербазитовые интрузии Приимандровского района требуют внимательного изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова, несмотря на все свое своеобразие и интенсивный полиметаморфизм, принадлежат к семейству типичных джеспилитовых формаций докембрийских щитов. Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова относятся к вулканогенно-кремнистому ряду, или семейству, поскольку доказано, что они представляют собой парагенезис глубокометаморфизованных вулканитов разного состава и железистых кварцитов, которые составляют естественные комплексы, а не произвольный набор пород. Безусловно, что пока восстановление первичного облика глубокометаморфизованных супракрустальных пород требует очень кропотливой работы и зависит от ряда трудно учитываемых факторов. Приведенные в работе данные позволяют находить пути для воссоздания природы наиболее распространенных типов супракрустальных пород железисто-кремнистых формаций и их формационной принадлежности.

2. Вулканогенный железисто-кремнистый процесс осуществлялся в специфических палеотектонических условиях раннего докембрия, в условиях уже намечившейся дифференциации коры. Этот вывод стал очевидным после того, как удалось выяснить, что супракрустальная гнейсо-железородная толща является более молодой, чем комплекс гранодиоритов, а не наоборот. Структурная сопряженность этих двух разновозрастных комплексов является кажущейся. Она возникла в результате дифференциальных складчатых движений, охвативших как породы железисто-кремнистых формаций, так и более древние глыбы гранитоидов. Таким образом, изометричность гранодиоритовых глыб, подчеркнутая породами вулканогенных железисто-кремнистых формаций, есть фактор первичный по отношению к последним. Последующая деформация глыб гранитоидов приводила к появлению овалов, валов и узких линзовидных тел. В сущности, как считал А. А. Полканов, жесткие сиалические глыбы играли ту же роль, что и срединные жесткие массивы в более молодых складчатых сооружениях, с той лишь разницей, что размеры архейских жестких массивов относительно малы в сравнении со срединными массивами более молодых складчатых сооружений. Такое состояние коры обеспечивало появление своеобразных складчатых структур, особенностью которых является поразительное сходство между собой в разных районах. Это чешуйчатые моноклинали или резко асимметрические синклинали, возникшие при субгоризонтальных сдвиго-взбросовых движениях.

В тесной связи с дифференциальными движениями происходил метаморфизм. При этом, чем большими градиентами (большей степенью деформированности как изометричных глыб, так и заключенных между ними супракрустальных пород) характеризовались движения, тем более высокотемпературными оказывались равновесные с ними (движениями) минеральные парагенезисы. Только в этом и состоит различие между овальной и линейной план-структурами Примандровской и Центрально-Кольской зон. Сложность выделения комплексов I структурного этажа (гранитоиды архея) и супракрустальных пород II структурного этажа (железисто-кремнистые формации нижнего протерозоя) состоит еще и в том, что как те, так и другие, участвуя в одних и тех же движениях,

интенсивно мигматизированы и гранитизированы. Именно этот последний процесс и создает видимость активного воздействия гранитов всех типов на супракрустальные породы.

3. Породы так называемой кольской серии представляют собой разновозрастные образования: архейские и нижнепротерозойские. Анализ и корреляция разрезов, осуществленные для этой группы образований впервые, дают возможность судить о формационном составе нижнепротерозойского комплекса и его главной металлогенической особенности. Супракрустальные породы нижнего протерозоя состоят из двух толщ (подэтажей): нижней вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой и верхней терригенно-осадочной. Первая толща относится к раннему этапу развития подвижных зон, вторая — к позднему, «флишевому», этапу. Последующая главная складчатость, региональный метаморфизм и гранитизация, заключавшая нижнепротерозойские события, охватывают породы обеих подэтажей. Формирование железистых кварцитов происходило только на ранних этапах, характеризующихся интенсивным вулканизмом в шовных межглыбовых зонах.

4. Изучение и сравнительный анализ разрезов показал, что характер вулканизма в разных структурных зонах не был сходным. Он был либо недифференцированным (неупорядоченным) — спилито-диабазовым, либо дифференцированным (упорядоченным). Последний был обусловлен смещением ранних спилито-диабазовых вулканизов средними и кислыми. Метаморфическими эквивалентами этих двух вулканогенных комплексов на Кольском полуострове являются соответственно амфиболитовый и лептитовый типы разреза супракрустальных пород. Недифференцированный (амфиболитовый) тип характеризуется тем, что свойственные ему железисто-кремнистые породы обладают небольшими размерами, составляя ничтожную часть объема формации. Дифференцированный (лептитовый) тип сосредоточивает наиболее крупные промышленные тела железистых кварцитов. По этому принципу выделены площади, на которых предпочтительнее сосредоточить поисково-разведочные работы. В целом перспективная прогнозная оценка железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова может быть определена величиной порядка 2,5—3 млрд т высококачественного железорудного сырья.

5. Контрастность или дифференцированность железисто-кремнистой формации лептитового типа обусловлена причинами, определяемыми тектоническим состоянием подвижных зон. Следовательно, несмотря на незначительную контрастность тектонических структур в раннем докембрии, устанавливается, что отдельные участки коры характеризовались различными тектоническим состоянием. Тектоническая неоднородность и является причиной того разнообразия железисто-кремнистых формаций, которое наблюдается не только на Кольском полуострове, но и в других регионах. Сравнительный анализ наиболее изученных железорудных комплексов нижнего протерозоя Швеции, Финляндии, Карелии, Украины, Канады и Кольского полуострова показал, что при удивительно выдержанной направленности вулканогенного осадочного процесса формационный состав и металлогения этих регионов существенно различны. Таким образом, тектоническая неоднородность тех или иных подвижных зон, которая и определяет формационное разнообразие железорудных толщ, должна состоять прежде всего в различающейся мощности спалической коры, глубинности тех или иных шовных зон. Появление же так называемых «удаленных» формаций является не столько следствием географической удаленности от центров активного вулканизма, сколько развитием самых центров гидротермальной деятельности в стороне от осевой, наиболее мобильной части подвижной зоны, в условиях некомпенсированного осадконакопления и незначительного поступления твердых продуктов вулканизма, т. е. в условиях, приближенно соответствующих рифтовым зонам.

Предполагается также, что все известные типы этих формаций могут быть рассмотрены в координатах: мощность коры—степень некомпенсированности осадконакопления.

6. Контуры блока, в котором происходило накопление, складчатость и метаморфизм железисто-кремнистых пород, впервые определены в процессе исследований. Повсеместно тектонические границы этого блока заставляют допускать, что геологическое развитие Кольского региона в его северо-западной и юго-восточной частях было неоднородным, отличающимся особым стилем тектоники, зрелостью или дифференцированностью коры и как следствие этого формационным составом толщ, слагающих эти блоки.

Обусловлено ли это различным возрастом событий в «железорудном» и окружающих его блоках или они одновременны, но резко разнофациальны, ответа на эти вопросы данная работа хотя и не содержит, но ставит их для последующих исследований достаточно определенно.

7. Детальное изучение железистых кварцитов позволяет утверждать, что вся совокупность особенностей их геологического строения и состава доказывает унаследованность ведущих признаков пород от первичных осадков. Наличие четкой аутигенно-минералогической зональности в строении толщ железистых кварцитов, строгая упорядоченность в распределении рудообразующих элементов в разрезе и по латерали позволяют утверждать, что толща железисто-кремнистых пород представляет собой продукт осаждения железа и кремнезема водными растворами, впоследствии метаморфизованный.

Выявление и анализ аутигенно-минералогической зональности ряда наиболее изученных месторождений позволяет объективно понять природу некоторых образований, несвойственных типичным джеспилитам и возникших в результате их метасоматоза и метаморфизма. Приведенный фактический материал по метаморфизму железистых кварцитов, характеризующемуся буферированным типом метаморфических реакций, позволяет найти место в ряду геологических событий и «региональному скарнированию», и «метасоматозу» как проявлениям метаморфической (или метасоматической) дифференциации. При этом, как это и должно следовать из существа этих процессов, необходимым условием для появления «метасоматитов» является различный литолого-геохимический состав исходных пород, на границе которых при региональном (прогрессивном или регрессивном) метаморфизме и возникают «метасоматиты». Это установленное правило имеет для Кольских месторождений железистых кварцитов универсальный характер. Оно относится к явлениям, являющимся вторичными по отношению к уже сформированной литологически неоднородной толще вулканитов и осадков.

Таким образом, изучение высокометаморфизованных пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова убедительно демонстрирует довольно широкие возможности формационного анализа, восстановления первичных условий пороодо- и рудообразования, происходивших на ранних этапах геологического развития земной коры.

Ажгирей Г. Л. Происхождение и развитие материков и океанических впадин. — Изв. АН СССР, 1971, сер. геол., № 3, с. 20—33.

Александров И. В. Об особенностях эволюции пород криворожской серии при щелочном метасоматозе. — Геохимия, 1959, № 4, с. 364—377.

Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Гостехиздат, М., 1957, 212 с.

Балашов Ю. А., Горяинов П. М. Редкоземельные элементы в докембрийской железорудной формации Примандровского района. — Геохимия, 1966, № 3, с. 312—322.

Барабанов А. В. Минералогия железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский полуостров). Автореф. канд. дисс. Л., 1974, 18 с.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 5—143.

Батиева И. Д., Бельков И. В. Эволюция кислого магматизма в докембрийской серии. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», с. 59—72.

Батти М. X. Щелочной метасоматоз и петрология некоторых кератофилов. — В кн.: Проблема палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.

Белевцев Я. Н. и др. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957, 280 с.

Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Основные этапы геологического развития Украинского щита. — Геол. журнал, 1962, т. 22, вып. 5, с. 3—15.

Белевцев Я. Н., Теплицкая Н. В. Случай вторичного обогащения железистых кварцитов на Оленегорском месторождении. — ДАН СССР, 1957, т. 113, I, с. 411—413.

Белоднецкий А. П., Болотов В. И., Гавриленко Б. В., Ильин Ю. И. Геохимия метаморфического комплекса пород зоны Колмозеро—Воропья на Кольском полуострове и перспективы ее рудоносности. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков. Апатиты, 1972, с. 44—50.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.

Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А., Козлов М. Т., Рагозина А. Л. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 141—150.

Бертельсон А., Нью-Нюгорт А. Докембрий Гренландии. Из серии «Наука о Земле». Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 107—235.

Богачев А. И., Горелов В. А., Кочнев-Первухов В. И. Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты (северо-западная часть Кольского полуострова). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1964, вып. 19, с. 306—311.

Богданов А. А. О термине «структурный этаж». — Бюлл. МОИП, 1963, отд. геол., т. XXXVIII, вып. I, с. 3—16.

Богданов Ю. В., Войнов А. С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», Л., 1971, с. 24—34.

Богданова В. С., Дагелайский В. Б. Возрастное положение пород «тундровой» серии и конгломератов района р. Ура, Кольский полуостров. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965, с. 74—83.

Бондаренко Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзъявр на Кольском полуострове). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 249—269.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Об эулизитах района оз. Чудзъявр (Кольский полуостров). — Зап. ВМО, 1961, ч. ХС, вып. 4, с. 408—424.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, 168 с.

Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. Киев, «Наукова думка», 1964, 218 с.

- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951, 249 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965, 374 с.
- Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., «Мир», 1965, с. 178—200.
- Виноградов А. Н. Порфиридные граниты северо-западной части Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 179—227.
- Виноградов А. П. Геохимическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — Геохимия, 1962, № 3, с. 269—270.
- Вотах О. А. Тектонические структуры фундаментов древних платформ. — Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, 1970, вып. 129, с. 45—50.
- Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., ИЛ, 1959, 295 с.
- Гаев И. А., Гаева П. М. Золото в докембрии Среднего Приднепровья. — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 5, с. 1153—1155.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, 368 с.
- Гарифулин Л. Л. Конгломераты серии Колмозеро—Воронья. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 42—52.
- Геология СССР, т. 27, ч. I. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1958, 714 с.
- Гейер П. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 98—153.
- Гершойг Ю. С. Детализация стратиграфической схемы Криворожья. — Проблемы сов. геологии, 1937, № 7, с. 318—331.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л., Изд-во ЛГУ, 1972, 213 с.
- Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966, 158 с.
- Глебовицкий В. А. Процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и некоторые вопросы геологии глубинных сечений складчатых поясов. — Сов. геология, 1969, № 2.
- 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., «Наука», 1971, с. 27—39.
- Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.
- Головенко В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). — Тр. ВСЕГЕИ, 1964, пов. сер., т. 97, с. 91—110.
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, 352 с.
- Горлов Н. В. Структура беломорид. М., «Наука», 1967, 110 с.
- Горошников Б. И. Новые данные о составе пород в окатанных образованиях аркозового горизонта Кривого Рога. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 6, с. 875—876.
- Горяинов П. М. Петрографический состав и взаимоотношение вмещающих пород с железистыми кварцитами Оленегорского железорудного района. — Тезисы Межобластного совещания по геологии и минеральным ресурсам ЦЧО. Воронеж, 1962, с. 80—81.
- Горяинов П. М. К литологии метаморфических пород Приимандровского района и их генезису. — Тезисы I рабочего совещания по литологии докембрия метаморфических толщ. Петрозаводск, 1963а, с. 64—65.
- Горяинов П. М. О некоторых структурных особенностях Оленегорского месторождения. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1963б, с. 195—209.
- Горяинов П. М. О признаках эффузивного происхождения вмещающих пород железорудных месторождений Приимандровского района (Кольский полуостров). — В кн.: Геология и полезные ископаемые ЦЧО. Воронеж, 1964, с. 75—78.
- Горяинов П. М. Железистые кварциты Приимандровского района и их формационное положение. — Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1964, 16 с.
- Горяинов П. М. Железисто-кремнистая формация Приимандровского района: вопросы литологии и генезиса. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1966а, с. 116—130.
- Горяинов П. М. Лептитовый тип парагенезиса пород железисто-кремнистых формаций (на примере Кольского полуострова). — Тезисы докладов совещания по проблеме образования роговиков и джеспилитов докембрия. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 15—16.

Горяинов П. М. Лептиты в докембрийской железорудной формации Приимандровского района. — ДАН СССР, 1967, т. 172, № 2, с. 441—444.

Горяинов П. М. К итогам изучения железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968а, с. 174—180.

Горяинов П. М. Аутигенно-минералогическая зональность и ее связь с механизмом вулканогенного рудообразования. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (Тезисы докладов). Апатиты, 1968, с. 173—174.

Горяинов П. М. Формационная связь нижнепротерозойского эффузивного и основного интрузивного магматизма Кольского полуострова. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (Тезисы докладов). Апатиты, 1968в, с. 175—176.

Горяинов П. М. Метаморфические преобразования в железистых кварцитах Кольского полуострова и проблема богатых железных руд. — Тезисы докладов Межвед. научн. совещ. по метаморфогенному рудообразованию. Киев, «Наукова думка», 1969а, с. 101—103.

Горяинов П. М. Генетические соотношения пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969б, с. 129—140.

Горяинов П. М. Об одном типе нижнепротерозойских структур на Кольском полуострове. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970а, вып. 1, с. 20—27.

Горяинов П. М. Структурно-стратиграфическое положение железорудных толщ Балтийского щита и некоторые теоретические аспекты геологии нижнего докембрия. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1970б, вып. 2, с. 10—20.

Горяинов П. М. Геологическое строение и условия образования Комсомольского месторождения железистых кварцитов. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970в, с. 16—39.

Горяинов П. М. К геологии, стратиграфии и генезису лептитов Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971а, с. 65—85.

Горяинов П. М. Реликты эффузивов в породах амфиболитовой фации метаморфизма (на примере Кольского полуострова). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971б, с. 132—143.

Горяинов П. М. О расширении металлогенического значения нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972а, вып. 3, с. 86—88.

Горяинов П. М. Палеотектонические и палеогеографические аспекты нижнепротерозойского вулканогенного железисто-кремнистого процесса. — В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезису (Тезисы докладов). Петрозаводск, 1972б, с. 68—70.

Горяинов П. М. Первичная геохимическая зональность докембрийских железисто-кремнистых формаций и ее практическое значение. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972в, с. 62—65.

Горяинов П. М. Некоторые аспекты регионального метаморфизма железистых кварцитов Кольского полуострова в связи с проблемой богатых железных руд. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, ч. II. Киев, «Наукова думка», 1972 г, с. 28—38.

Горяинов П. М., Евдокимов Б. Н. Железистые кварциты в полосе супракрустальных пород восточнее габрового массива Главного хребта. — Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, вып. 3, с. 89—93.

Горяинов П. М., Козлов М. Т., Латышева Л. Г. Желудиты из метаморфических пород Кольского полуострова. — Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», вып. 7, с. 167—172.

Горяинов П. М., Макаров В. Н., Малышев В. П. Об аутигенной свинцово-цинковой минерализации в породах железисто-кремнистой формации Приимандровского района. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 5, с. 1173—1176.

Горяинов П. М., Малышев В. П. Структурно-стратиграфические и генетические взаимоотношения вмещающих пород и железистых кварцитов Печегубского железорудного месторождения (Приимандровский район). — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 39—57.

Горяинов П. М., Пестерев Ф. В. О концентрически шаровой отделенности в дайках основных пород Оленегорского месторождения. — В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1969, с. 105—109.

Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений (на материалах Канады). М., «Мир», 1969, 289 с.

Грубенман У., Ниггли П. *Метаморфизм горных пород*. М., Георазведздат, 1933, 376 с.

Давиденко И. В. Некоторые геохимические особенности процессов образования редкоземельных, слюдяных, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов. — МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 10, Минералогия и генезис пегматитов. М., «Наука», 1965, с. 236—244.

Деилоранский Т. П. Отчет о командировке на крейсере «Джигит» в Ледовитый океан. Спб., Академия наук, 1895.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965, 155 с.

Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удинцев Г. В. Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — *Геохимия*, 1970, № 8, с. 935—944.

Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. — *Сов. геология*, 1961, № 11, с. 37—54.

Доброхотов М. Н., Щербакова К. Ф., Халло В. Ф. и Гузенко Г. Ф. Железородные формации и железорудные месторождения Белозерского района в нижнем Приднепровье. — *Геология рудных месторождений*, 1960, № 6, с. 12—29.

Доморацкий В. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 16. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., «Наука», 1964, с. 166—179.

Донн Уил. Л., Донн Бертр. Д., Валентайн Уил. Г. Ранняя история Земли. — *Изв. АН СССР*, 1966, сер. геол., № 8, с. 24—50.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Связь диафтореза с орогеническим развитием. — В кн.: *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование*. Л., «Наука», 1970.

Другова Г. М., Талдыкина К. С. Бластомилонитизация и высокотемпературный диафторез в гнейсах кольской серии. — В кн.: *Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование*. Л., «Наука», 1970, с. 124—136.

Дю Тойт А. *Геология Южной Африки*. М., ИЛ, 1957, 490 с.

Елисеев Н. А. *Структурная петрология*. Л., Изд-во ЛГУ, 1953, 310 с.

Елисеев Н. А. *Метаморфизм*. М., «Недра», 1963, 428 с.

Елисеев Н. А., Никольский А. П., Кушев В. Г. *Метасоматиты Криворожского рудного пояса*. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 204 с.

Епифанов В. П. Положение железорудных формаций в общей структуре складчатого основания Русской платформы. — *Труды Красноярского института цветных металлов, Геология и горное дело*, 1961, № 34, с. 5—23.

Желубовский Ю. С. Месторождения железных руд Кольского полуострова. — В кн.: *Главные железорудные месторождения СССР, т. 1, европейская часть СССР*. Л.—М., —Новосибирск, Горгеолиздат, 1934, с. 10—21.

Жданов В. В., Малкова Т. П. Изменение порообразующих минералов зоны регионального скарирования Кольского полуострова. — В кн.: *Геология, формационный анализ, петрология и металлогенетическая специализация кристаллических образований Русской платформы*. Воронеж, Изд-во ВТУ, 1972, с. 118—119.

Жданов В. В., Малкова Т. П. Происхождение железистых кварцитов зон базификации. Л., «Недра», 1973, 49 с.

Загородный В. Г. О методах расчленения и корреляции разрезов докембрия. — В кн.: *Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита*. Л., «Наука», 1971, с. 3—9.

Загородный В. Г., Беляев О. А., Петров В. П. Схема метаморфической зональности докембрия Кольского полуострова. — В кн.: *Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова*. Апатиты, 1971, вып. 1, с. 12—19.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., «Наука», 1964, 207 с.

Зеленов К. К. Гидротермы активных вулканов Курильской гряды как источник накопления железа и алюминия в морских бассейнах. — В кн.: *Вопросы вулканизма*. М., 1962, с. 63—66.

Златкинд Ц. Г. Роль процессов метасоматоза и фактор структурно-тектонического контроля при формировании железистых кварцитов Оленегорского месторождения на Кольском полуострове. — *Материалы по геологии и минеральным ресурсам Северо-Запада РСФСР*. Л., 1961, вып. 7.

Калганов М. И. Железородный бассейн Курской магнитной аномалии. — В кн.: *Железистые кварциты и богатые железные руды КМА*. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 146—236.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири. — МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 6, Проблема генезиса руд. М., «Наука», 1964, с. 154—157.

Калугин А. С. Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая. — В кн.: *Проблемы образования железистых пород докембрия*. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 89—105.

Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железистых руд Алтая (источники вещества, условия и механизм отложения, явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма руд). — Труды СНИИГГИМС, 1970, вып. 72, 176 с.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965, 190 с.

Каляев Г. И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите. — В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 27—34.

Каляев Г. И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента. — Геотектоника, 1970а, № 1, с. 16—29.

Каляев Г. И. Стратиграфия Украинского щита на основе тектонических и формационного принципов. — Геолог. журнал, 1970б, т. 30, вып. 6, с. 125—138.

Каррутерс Д., Прагтен Р. Стратиграфический разрез и структура месторождения Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс). — В кн.: Проблема эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 586—606.

Каукин Б. В. Геология и метаморфизм докембрийской железистой формации Чернянского месторождения Курской магнитной аномалии. — Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1967, 27 с.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972, 269 с.

Кириченко Л. Л. Геологическое строение свиты полмос на Кольском полуострове. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 2. Л., 1960, с. 245—254.

Коржипский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. — Труды ЦНИИГРИ, 1936, вып. 86, 75 с.

Коднилов Н. А. О возрасте богатых гематитовых руд железисто-кремнистых формаций докембрия и физико-химические условия докембрийского выветривания. — ДАН СССР, 1970, т. 195, № 4, с. 919—922.

Костин В. А. Гранитоиды и диафориты западной части Мурманского блока (Кольский полуостров). — Автореферат канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1972, 22 с.

Кочнев-Первухов В. А. Ультраосновные породы Аллареченского никеленосного района и их оруденение. — Автореферат канд. дисс. Л., 1970.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963, 210 с.

Кратц К. О., Магнуссон Н. Х., Симонен А., Хольтедаль У. Балтийский щит. — В кн.: Тектоника Европы. М.—Л., «Наука», 1964, с. 27—45.

Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. — МГУ, Докл. сов. геол., Проблема 9, Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, с. 7—20.

Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса). — Изв. АН СССР, 1969, сер. геол., № 7, с. 36—44.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—166.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., «Наука», 1971, 192 с.

Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов земной коры различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1968, с. 185—190.

Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоноенкова Л. Н., Синарева Ю. А. Глубинный разрез Кейвской синклиниальной зоны. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 104—110.

Литвинов А. Я. Скарпирование и амфиболитизация во вмещающей толще Оленегорского месторождения железистых кварцитов. — Сов. геология, 1970, № 5, с. 55—68.

Лучицкий В. И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М., 1939, с. 81—154.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965, 379 с.

Макарова Э. И. К вопросу мартитизации магнетита в железистых кварцитах Оленегорского месторождения. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 98—101.

Макаров В. Н. Гипергенные изменения пород Оленегорского месторождения. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 101—107.

Макаров В. Н., Горяинов П. М. Хлориты вмещающих пород железисто-кремнистой формации Примандровского района. — В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 108—119.

- Макиевский С. И. Геология метаморфических комплексов Северо-Запада Кольского полуострова. — Автореф. докт. дисс. Л., 1972, 51 с.
- Макиевский С. И. Геология метаморфических толщ Северо-Запада Кольского полуострова. Л., «Наука», 1973, 152 с.
- Макиевский С. И., Николаева К. А. Геосинклинальные формации докембрия Северо-Запада Кольского полуострова. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1969, с. 127—134.
- Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклиория. — Изв. АН СССР, 1958, сер. геол., № 4, с. 30—46.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда Карсакпайского синклиория. — В кн.: Закономерность размещения полезных ископаемых, т. 2. М., 1959, с. 221—243.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). — Труды Вост.-Сиб. геол. инст. СО АН СССР, 1962, сер. геол., вып. 5, с. 70—76.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.
- Маслеников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 60—77.
- Маслеников В. А. Древнейший докембрий Кольского полуострова. — Автореф. докт. дисс. М.—Л., 1969, 49 с.
- Маслеников В. А., Бондаренко Л. П., Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б., Борисова К. Д. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. — В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—160.
- Маслеников В. А., Прияткина Л. А. Петрографические и петрохимические особенности протерозойских гранитов района Контозера. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 158—175.
- Мельник Ю. П. О возможной связи устойчивости пород к гранитизации с их равновесностью и энергетической анизотропией (на укр. языке). — Геол. журнал, 1962, т. XXII, вып. 6, с. 10—22.
- Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971, 311 с.
- Милаповский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестник МГУ, Геология, 1970, № 2, с. 13—35.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 47—73.
- Муратов Д. Ф., Шифрин Д. В. Железорудные месторождения Приимандровского района. — Изв. Лен. ГГГТ, 1936, № 4, (13), с. 24—34.
- Момджи Г. С. (ред.) Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970, 450 с.
- Морозов Н. Люция Мурманского берега Северного Ледовитого океана. СПб., 1901, 712 с.
- Никольский А. П., Ефимов Н. А. Геолого-металлогенетический очерк восточной части Украинского щита. — Труды ВСЕГЕИ, 1960, нов. сер., т. 37, 164 с.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. — Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 237, 83 с.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Труды Вост.-Сиб. геол. инст. СО АН СССР, 1962, вып. 5, с. 77—108.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, 1970, сер. геол., № 5, с. 23—39.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 9—53.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 4, Деформация пород и тектоника. М., «Наука», с. 92—104.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966, 545 с.
- Паталаха Е. И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). — Геотектоника, 1971, № 4, с. 15—25.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. — Изв. АН СССР, 1956, сер. геол., № 3, с. 57—71.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — МГК, Докл. сов. геологов, Проблема 16, М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 65—72.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 3, с. 36—54.

Цейве А. В. и Спицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., № 4, с. 4—25.

Цейве А. В., Штрейф Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцов С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. — ДАН СССР, 1970, т. 136, № 3, с. 657—658.

Перевозчикова В. А. Основные черты тектонического строения северо-западной части Центрально-Кольского антиклинорного поднятия и вопросы корреляции супракрустальных комплексов. — В кн.: Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайского «Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова». Л., «Наука», 1968, с. 25—31.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадкоаккумуляция в докембрии (на примере КМА). Воронеж, Изд-во ВГУ, 264 с.

Полдерварт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 130—157.

Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935, 546 с.

Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. — Труды Арктики, 1936, т. III, 171 с.

Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — МГК, XVII сессия, т. II, М., 1939, с. 27—58.

Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2, с. 11—23.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 7—102.

Половинкина Ю. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2, с. 44—71.

Половинкина Ю. И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1954, 94 с.

Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. — Труды ВСЕГЕИ, 1959, нов. сер., т. 26, 136 с.

Поляк Э. А. Блоковые структуры южного обрамления Печенегского синклинория (Северо-Запад Кольского полуострова). — В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967, с. 93—97.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканосадочных образований докембрия. Апатиты, 1970, 115 с.

Прияткина Л. А. Стратиграфическое положение поросозерской метаморфической толщи (Кольский полуостров). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11, с. 27—42.

Ранкама К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 672—686.

Родионов С. П. Закономерности размещения железорудных формаций в докембрии УССР. — Изв. АН СССР, 1954, сер. геол., № 2, с. 18—27.

Рожков И. С., Писемский Г. В., Ганка Л. М., Лопатин А. Т., Елсева И. В., Бабков Ю. Б., Зайцев Е. И., Малахов Н. Л. О золотоносности железных руд Кривого Рога. — ДАН СССР, 1970, 196, т. 4, с. 923—926.

Ропов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.

Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970, 126 с.

Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 630—671.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. — МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 10. М., «Недра», 1964.

Салоп Л. И. Пути создания единой стратиграфической шкалы докембрия. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., «Недра», 1969, с. 63—81.

Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья первая, вторая. — БМОИП, 1970а, сер. геол., вып. 4, с. 115—131, вып. 5, с. 5—26.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. — БМОИП, 1970б, т. 56, вып. 4, с. 5—30.

Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. I. Киев, Изд-во АН УССР, 1964, 264 с.

Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956, 536 с.

Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации, их состав и положение в средней части Украинского кристаллического массива. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959, с. 5—47.

Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1966, 298 с.

Семенов Н. П., Родионов С. А., Усенко И. С. и др. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 36—45.

Серк А. Ю. Железородные месторождения Купа и Железная Варака.— В кн.: Труды 1-й Запальнойной геол. конференции. М.—Л.—Новосибирск, 1933, с. 49—51.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев В. А. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972, 198 с.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 198 с.

Симопен А. Батолиты и их место в орогенезе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 420—427.

Синицын В. И. Спаль. М., «Недра», 1972, 167 с.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 586—647.

Скуфьин П. К. Основные черты геологии и петрографии докембрийских образований западного побережья Кольского залива.— Автореф. канд. дисс. Воронеж. 1965, 23 с.

Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме.— МГК. Докл. сов. геологов, XXI сессия, Проблема 14, Гранито-гнейсы. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 36—45.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— Геология и геофизика, 1964, № 1, с. 7—22.

Соболев В. С. и др. Фация метаморфизма. М., «Недра», 1970, 432 с.

Соколов Н. Е. Тектурные особенности железистых кварцитов МКА и Кольского полуострова в связи с их генезисом.— В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 85—97.

Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозеро—Большезеро—Кимасозеро (Западная Карелия).— Автореф. канд. дисс. Петрозаводск, 1964, 24 с.

Стоквелл К. Х. Тектоническая карта Канадского щита.— В кн.: Тектоническая карта континентов на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1967, с. 23—34.

Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР, 1957, сер. геол., № 11, с. 15—31.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964, 550 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961, 592 с.

Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967, 215 с.

Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднороднослоистых геологических средах. Киев, «Наукова думка», 1972, 122 с.

Точилин М. С. Эволюция атмосферы Земли.— Природа, 1960, № 1, с. 26—32.

Точилин М. С. К проблеме мартитизации.— В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, с. 131—145.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.

Точилин М. С. Парагенетические ассоциации элементов группы железа базальтоидных формаций докембрия.— Тезисы докладов отчетной научной конференции за 1965 г. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1966, с. 3—4.

Точилин М. С. О первичном эффузивно-осадочном происхождении железистых кварцитов (джеспилитов).— В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., «Наука», 1970, с. 5—16.

Точилин М. С., Горяинов П. М. Геология и генезис железородных месторождений Приимандровского района Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1964, 103 с.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.

Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Зыков С. И. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом.— Геохимия, 1963, № 3, с. 266—283.

Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит). Из серии «Наука о Земле». Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с. 236—239.

Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Киев, 1948, 192 с.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ, 1962, 414 с.

- Флинн Д. Деформация при метаморфизме. — В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 49—77.
- Фоллинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные и центросферные? — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 253—262.
- Формозова Л. Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лани-Дилль и геологическая обстановка их образования. — Труды ГИН АН СССР, 1963а, вып. 81, с. 161—208.
- Формозова Л. Н. Вулканогенно-осадочная формация триаса динарид и связанные с ней железорудные месторождения. — БМОИП, 1963б, отд. геол., № 4, вып. 141, с. 38—95.
- Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. — Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 196, т. II, с. 7—153.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — В кн.: Труды Иркутск. гос. ун-в., 1961, т. 5, вып. 2, с. 38—68.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации Южной Якутии и Восточной Сибири. — Труды Вост.-Сибир. геол. инст. СО АН СССР, 1962, сер. геол., вып. 5, Геология и петрология докембрия, Общие региональные проблемы, с. 18—49.
- Хаин В. Б. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 479 с.
- Хаин В. Б. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 99—112.
- Харитонов Л. Я. Структуры и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, 360 с.
- Хворова И. В. Кремнеякопление в геосинклинальных областях прошлого. — Труды ГИН АН СССР, вып. 195, т. 1, с. 9—136.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., «Наука», 1967, 404 с.
- Хуан Ч. Т. Петрология. М., «Мир», 1965, 375 с.
- Чернов В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. — Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 3, с. 17—27.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., «Наука», 1964, 104 с.
- Чернов В. М., Иннина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970, 285 с.
- Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во ВГУ, 1971, 312 с.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., 1956, Госгеолтехиздат, 246 с.
- Чиннер Г. А. Значение содержания кислорода в сериях естественных пород. Из раздела «Петрология» Ф. Х. Абельсон. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., ИЛ, 1963, с. 472—476.
- Шатский Н. С. О марганцевосных формациях и металлогении марганца. — Изв. АН СССР, 1954, сер. геол., № 4, с. 3—37.
- Шатский Н. С. Фосфоритосные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 7—100.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. III. М., «Наука», 1965, 348 с.
- Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР, 1960, сер. геол., № 5, с. 3—23.
- Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.
- Шейнман Ю. М. Об условиях образования магм. — Изв. АН СССР, 1970, сер. «Физика Земли», № 5, с. 31—50.
- Шифрин Д. В. Общая геологическая характеристика месторождений железных руд Приамурского района. — Изв. Лен. гидрогеод. треста, 1934, № 2, с. 30—34.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964, 887 с.
- Шубер Б. Французская Гвиана. — В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, 1959, с. 83—89.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. — В кн.: Физико-химические проблемы образования горных пород и руд, ч. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 177—208.

- Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., «Мир», 1967, с. 154—261.
- Эйгстер Г. П. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 622—640.
- Яншин А. Л. Вулканизм и осадочные образования. — БМОИП, 1968, отд. геол., № 4, с. 112—127.
- Ярощук М. А., Бабенко О. В. Полевые шпаты в криворожских железисто-кремнистых породах средней свиты. — Геол. журнал, 1971, т. 31, вып. 1, с. 132—135.

- Alexandrov E. A. Contribution to studies of origin of Precambrian Banded iron ores. — *Econom. Geol.*, 1955, v. 50, № 5, p. 459—468.
- Adams F. D. and Barlow A. M. Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province Ontario. — *Geol. Surv. Can. Mem.*, 1910, p. 27—62.
- Bergström L. Geologiska studies i Lovsvedgruvan, Fölkärna socken Dalarna. — *GFF*, 1959, Bd. 81, № 4, p. 641—669.
- Beyer M. Berggrunden inom Leptitömrådet mellan Harg och Hargshamn i Norra Uppland. — *GFF*, 1954, Bd. 76, pt. 2, № 477, p. 483—214.
- Bostock N. H. Itchen Lake map-area. — *Geol. Surv. Can.*, 1967, Pap. 67—1, pt. A, p. 29—33.
- Buddington A. T. Granite emplacement with special reference to North America. — *Bull. Com. Geol. Soc. Amer.*, 1959, v. 70, № 6, p. 671—747.
- Chamberlein R. T. Geologic evidence on the evolution of the Earth's atmosphere. — In: *Atmosphere Earths and Planets*. Univ. Chicago Press, 1949, III, p. 248—257.
- Choubert B. Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. — *Bull. Géol. France*, 1966, t. VII, 1, p. 129—135.
- Cloud P. E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. — *Science*, 1968, v. 160, p. 729—736.
- Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology Australia. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 561—683.
- Condon M. A. Wooramel, W. Austr., 1:25000. — *Geol. Ser. Explanat. Notes*, 1962, 55 p.
- Donn W. L., Donn B. D., Wilbur C. V. On the early history of the Earths. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 1963, v. 76, № 3, p. 287—306.
- Eskola P. On the origin of granitic magmas. — *Miner. and Petrogr. Mitt.*, 1932, 42.
- Eskola P. The problem of mantled gneiss domes. — *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1949, v. 104, pt. 4, № 416, p. 461—476.
- Eugster H. P. Reduction and oxidation in metamorphism. — In: Abelson P. H. (ed.), *Researches in geochemistry*, 1959, p. 397—426.
- Frietsch R. Berggrund och malmeri i Svappavaarafältet, Norra Sverige. — *SGU*, 1966, Ser. C, № 604, 282 p.
- Frietsch R. Sedimentary features of the iron ores of Sweden. — *Inter. Symp. Geol. and Genes. Precamb. Iron-Mang. form.*, Kiev, 1970, p. 19.
- Geijer P. Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luossavaara and Tuolavaara. — *Luossavaara-Kirunavaara*, Uppsala Univ., 1910, 125 p.
- Geijer P. The iron ores of the Kiruna types. — *SGU*, 1934, Ser. Ca, Bd. 22, 85 p.
- Geijer P. Die Herkunft der quarzgebänderte Eisenerze. Eine Übersicht der Problemlage. — *N. Jb. Min.*, 1957, 91, № 1—3, p. 223—238.
- Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska järnmalmernas geologi. — *SGU*, 1944, Ser. Ca, 35, 654 p.
- Geijer P., Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden. — In: *Rep. 18-th session Int. Geol. Congr., Great. Brit.*, 1948, pt. 13, London, 1952, p. 84—89.
- Gill J. E. The Canadian Precambrian shield. — In: *The Structural Geology of Canadian ore deposits*, Montreal, 1948, p. 713—742.
- Gill J. E. Original crust in the Canadian shield area. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951, v. 62, № 12, pt. 2, p. 1442.
- Glikson A. Y. Primitive archaean elements distribution Patterns: chemical evidence and geotectonic significance. — *Earth and Planetary Science letters*, 1971, v. 12, № 3, 309—320.
- Goldich S. S. Geochronology in the Lake Superior region. — *Can. J. Earth Sci.*, 1968, v. 5, № 3, pt. 2, p. 715—724.
- Goodwin A. M. Structure, stratigraphy and origin of iron formation, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, v. 73, № 5, p. 561—586.
- Goodwin A. M. Archaean volcanogenic Iron formation of the Canadian Shield. — *Inter. Symp. Geol. and Genes. Precamb. Iron-Mang. form.*, Kiev, 1970, p. 4—5.

- Goodwin A. M., Shklanka R. Archean volcanotectonic basins: form and patterns. — *Can. J. Earth Sci.*, 1967, v. 4, № 5, p. 777—795.
- Green D. H. and Ringwood A. E. Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. — *Petr. Upper Mantl. Dep. Geophys. and geochem. Austr. Nat. Univ.*, 1966, Publ. 444, p. 307—316.
- Grip E. Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. — *SGU*, 1946, Ser. C, № 464, 155 p.
- Gross G. A. Continental drift and the depositional environments of principal types of Precambrian iron formations. — *Inter. Symp. Geol. and Genes. Precam. Iron-Mang. form.*, Kiev, 1970, p. 3—4.
- Hausen H. Über die prequartäre Geologie des Petsamo Gebietes am Eismeere. — *Bull. Comm. Geol. Finnl.*, 1926, № 76, s. 1—101.
- Hausen H. Die Bleiglanz—Zinkblende-Lagerstätten an der Küst von Petsamo (N. Finnland). — *Fennia*, 1932, v. 57, № 2, s. 1—44.
- James H. L. Sedimentary facies of iron formation. — *Econom. Geol.*, 1954, v. 49, № 3, p. 235—293.
- Kaliokoski J. Geology of North—Central Guayana Schield, Venesuella. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, v. 76, № 9, p. 1027—1049.
- Kranck E. H. On folding—movements in the zone of the basement. — *Geol. Rund.*, 1959, Bd. 46, № 2, p. 261—282.
- Lang A. H., Goodwin A. M., Mulligan R., Whitmore D. R. E., Gross G. A., Royle R. V., Johnston A. G., Chamberlein J. A. and Rose E. R. Economic minerals of the Canadian Shield. — *In: Geology and Econom. minerals Canada, Geol. Surv. Can.*, Ottawa, 1970, p. 151—226.
- Magnusson N. H. Malmgeologi. Stockholm, Jern., 1953, 439 p.
- Magnusson N. H., Lundquist G., Requel G. Sveriges geologi. — *Stockholm*, 1963, 472 p.
- McGregor A. M. Some limestones in Pre-Cambrian of Southern Rhodesia. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1954, v. 54.
- Lepp H., Goldich S. S. Origin of the Precambrian iron formations. — *Econom. Geol.*, 1964, v. 59, p. 1025—1060.
- Niggli P. Magmentypen. — *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.*, 1936, Bd. 16, Hf. 2, s. 335—399.
- Noldart A. T., Wyatt J. D. The Geology of Portion of the Pilbara Goldfield covering the Marble Bar and Nullagine 4-mile sheets. — *West. Austr. Geol. Surv. Bull.*, 1962, v. 115, 119 p.
- Oftedhal Ch. A theory of exhalative—sedimentary ores. — *GFF*, 1958, Bd. 80, H. 1, № 492, p. 1—19.
- Offerberg J. Beskrivning till Berggrundskarta kartbladen Kiruna NV, NO, SO, SV. — *SGU*, 1967, Ser. Af, № 1—4, 146 c.
- Ödman O. Beskrivning till Berggrundskarta över Urberget i Norbotten Län. — *SGU*, 1957, Ser. Ca, № 41, 151 s.
- Paakkola J. The volcanic complex associated manganeseiferous iron formation of the Porkonen-Pahtavaara area in Finish Lapland. — *Bull. Comm. Geol. Finnl.*, 1971, № 247, 83 p.
- Paterson M. S., Weiss L. E. Symmetry concepts in the Structural Analysis of deformed Rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, v. 72, № 6, 841—882.
- Prider R. T. South—West Jilgarnia. — *Sir Douglas Mauwon, Anniversary vol. (Adelaida, Univ.)*, 1952, p. 143—151.
- Rankama K. Global precambrian stratigraphy. — *Soc. Sci. Fenn. Arsb.-Vuosik.*, 1967, Bd. XLV, № 1.
- Rankama K., Sahama Th. Geochemistry. Univ. Chic. Press, Chicago, 1950, 913 p.
- Rosche H. de la. Comportement geochemique differentiel de Na, K et Al dans les formations Volcaniques et Sedimentaires: in guide pour l'etude des formations metamorphiques et plutoniques. — *Compt. Rend. Acad. Sci.*, 1968, D. 267, № 1, p. 39—42.
- Ryan C. R., Roeburne W. Australia: 1:250 000. — *Geol. Ser. Explanat. Notes*, 1966, 26 p.
- Sederholm J. J. Några ord om berggrunden i Sydvaranger och närliggande delar av Finland. — *GFF*, 1930, № 52, H. 4, p. 435—454.
- Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia. — *Bull. Comm. Geol. Finnl.*, 1932, № 98, 300 p.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archaic supracrustal rocks South-Western Finland. — *Bull. Comm. Finnl.*, 1953, № 160, 64 p.
- Termier H., Termier G. L'évolution de la Litosphere. T. 2. Orogenese. Paris, 1957, p. 499—940.
- Walpole B. P., MtEvelin N. T. 1:250 000. — *Geol. Ser. Cheet. D^{59/5} Australian national grid, Explanat. Notes*, 1962, 22 p.
- Wegmann C. E. Über die Tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinland. — *Fennia*, 1928, 50, № 16, s. 1—22.

Wegmann C. E. Über diapirismus (besonderes in Grundsgebirge). — Bull. Comm. Geol. Finnl., 1930, v. 92, s. 58—76.

Wegmann C. E. Über einige Fragen der Tiefentectonic. — Geol. Rund., 1935, v. 26, № 5, p. 37—63.

Wegmann C. E. Note sur quelques problèmes de la tectonique Superposée Finland. — Compt. Geol. Bd., 1947, № 140, p. 223—238.

Wegmann C. E. Report entre les etages tectoniques et les deformations a la surface de la terre. — Suomalais. tiede akat. tionutuks, 1966, A III (90), p. 97—104.

Wheeler J. O. Tectonics. — Geol. Surv., Canada, 1967, Pap. 67—41, p. 90—125.

Wilson H. and oth. Archaean Volkanism in the Canadian Shield. — Can. J. Earth. Sci., 1965, v. 2, № 3, p. 161—175.

Zurbrig H. F. Tompson mine geology. — Bull. Can. Inst. Min. Met., 1963, v. 56, p. 451—460.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | Стр. |
|---|------------|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 7 |
| Глава I. Состав железисто-кремнистых формаций | 12 |
| Краткая петрографическая характеристика железистых кварцитов | 12 |
| Вмещающие супракрустальные породы | 15 |
| Глава II. Типы геологических разрезов железисто-кремнистых формаций | 25 |
| Железистые кварциты | 27 |
| Вмещающие супракрустальные породы | 34 |
| Сопоставление обобщенных разрезов железисто-кремнистых формаций и некоторые стратиграфические выводы | 46 |
| Глава III. Тектоника железисто-кремнистых формаций | 48 |
| Соотношение фундамента и супракрустального железорудного комплекса | 49 |
| Тектоника супракрустальных толщ | 57 |
| Некоторые общие черты тектонических структур железисто-кремнистых формаций | 62 |
| О стиле тектоники гнейсо-железородных толщ | 64 |
| Основные концепции в оценке тектонического стиля раннего докембрия | 66 |
| Выводы | 73 |
| Глава IV. Стратиграфия и корреляция | 74 |
| Глава V. Основные черты метаморфизма железисто-кремнистых формаций | 81 |
| Минеральные парагенезисы пород | 82 |
| Распространение и картирование метаморфических зон | 86 |
| Изохимичность как характерная особенность метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций | 87 |
| Специфичность метаморфизма железистых кварцитов | 88 |
| Выводы | 95 |
| Глава VI. Элементы реконструкции нижнепротерозойского железорудного процесса | 100 |
| О механизме вулканогенно-осадочного железорудного процесса | 100 |
| О составе палеоатмосферы в связи с накоплением окислов железа | 103 |
| Происхождение основных структурных элементов раннего докембрия. Время появления структур, ранних подвижных зон и джеспилитовых формаций | 107 |
| Глава VII. О формационной принадлежности железистых кварцитов, разнообразиях и генетических соотношениях железисто-кремнистых формаций | 113 |
| Основное содержание (объем и границы) железисто-кремнистых формаций | 113 |
| Основные типы железисто-кремнистых формаций | 114 |
| Возможная природа соотношений железисто-кремнистых формаций в свете учения о типах (рядах) формаций | 115 |
| О возможных причинах различий вулканогенных железисто-кремнистых формаций | 117 |
| Некоторые общие черты строения и развития железисто-кремнистых (джеспилитовых) формаций. Принципы классификации | 118 |
| Металлогеническая оценка железисто-кремнистых формаций | 125 |
| Заключение | 132 |
| Литература | 135 |

Павел Михайлович Горьянов

**Геология и генезис
железисто-кремнистых формаций
Кольского полуострова**

*Утверждено к печати
Президиумом ордена Ленина
Кольского филиала им. С. М. Кирова
АН СССР*

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник И. П. Кремлев
Технический редактор М. Н. Кондратьева
Корректоры Г. Н. Атлас и К. С. Фридлянд

Сдано в набор 2/XII 1975 г. Подписано к печати 27/II 1976 г.

Формат $70 \times 108^{1/16}$. Бумага № 2. Печ. л. $9^{3/4} + 7$ вкл.

($4^{3/4}$ печ. л.) = 19,6 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 19,33.

Изд. № 6175. Тип. зак. № 804. М-30080. Тираж 750.

Цена 1 р. 48 к.

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

2

1 р. 48 к.

1810



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ**
