

553.  
7051

ЖЕЛЕЗИСТО-  
КРЕМНИСТЫЕ  
ФОРМАЦИИ  
ДОКЕМБРИЯ

ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

---

---

Метаморфизм

---

---

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ЧЕРНОЙ МЕТАЛЛУРГИИ СССР

---

# ЖЕЛЕЗИСТО- КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Главный редактор  
*Я.Н. БЕЛЕВЦЕВ*

Редакционная коллегия  
Р.Я. БЕЛЕВЦЕВ, М.И. ВЕРИГИН, Н.П. ГРЕЧИШНИКОВ,  
Г.И. КАЛЯЕВ, В.Б. КОВАЛЬ, Е.М. ЛАЗЬКО,  
Е.И. МАЛЮТИН, В.В. НАУМЕНКО, Б.И. ПИРОГОВ,  
Н.А. ПЛАКСЕНКО, В.Ю. ФОМЕНКО, Н.П. ЩЕРБАК

НАУКОВА ДУМКА

---

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ  
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

---

---

# Метаморфизм

---

✓  
28870 ✓

X

БІБЛІОТЕКА  
Інститут геохімії фізики  
мінералів АН УРСР

КИЕВ 1989

---

1<sup>X</sup>-782к

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Метаморфизм. Белевцев Р.Я., Беляев О.Я., Ветренников В.В. и др. — Киев : Наук. думка, 1989. — 148 с. — (Междунар. прогр. геол. корреляции. Проект № 247 "Докембрийские рудные месторождения и тектоника"). — ISBN 5-12-000590-X.

В монографии изложены результаты исследования метаморфических пород в основных регионах развития железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР — на Украинском щите, Курской магнитной аномалии, в Белорусско-Балтийском и Кольско-Карельском регионах. Выделены типы метаморфических формаций, намечены их геодинамические модели, освещены физико-химические условия и эволюция метаморфизма.

Для геологов и петрографов, занимающихся вопросами геологии и петрологии докембрия.

Ил. 74. Табл. 55. Библиогр.: С.141—147 (252 назв.).

Ответственный редактор Р.Я. Белевцев

#### Авторы

**Р.Я. БЕЛЕВЦЕВ, О.Я. БЕЛЯЕВ, В.В. ВЕТРЕННИКОВ, О.И. ВОЛОДИЧЕВ, Л.С. ГОЛОВАНОВА, В.С. ДУДКО, В.М. КЛЕЙН, Л.П. КОРТИКОВА, Г.Л. КРАВЧЕНКО, Н.С. КУРЛОВ, И.П. ЛЕБЕДЕВ, И.П. ЛУГОВАЯ, И.В. НАЙДЕНОВ, А.М. ПАП, В.Х. ПЕТЕРСЕЛЛЬ, В.В. РЕШЕТНЯК, Г.В. СКОРБУН, С.Д. СПИВАК, С.Б. СТЕПЧЕНКО, В.М. ЧУБАРОВ, О.П. ШАРКИН, Б.Г. ЯКОВЛЕВ**

*Утверждено к печати ученым советом  
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редакция литературы о Земле

Редактор *Н.Я. Чехович*

*Научное издание*

## **ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР МЕТАМОРФИЗМ**

Художник обложки *Т.М. Финько*  
Художественный редактор *И.П. Савицкая*  
Технические редакторы *Л.Н. Муравцева, Т.К. Валицкая*  
Операторы *М.М. Леонтьева, Л.Н. Федоренко*  
Корректоры *В.Н. Семенюк, Л.Н. Вальнева*

ИБ 9785

Сдано в набор 23.09.88. Подп. в печ. 04.04.89. БФ 01552. Формат 70x108/16. Бумага офс. № 2. Офс. печ. Гарн. Пресс Роман. Усл. печ. л. 12,60. Усл. кр.-отт. 12,78. Уч.-изд. л. 16,93 + вкл. 0,33 = 17,26. Тираж 500 экз. Заказ 8—777. Цена 3 р. 90 к.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252004 Киев 4, ул. Репина, 3  
Отпечатано на ППП УкрНИИНТИ Госплана УССР. 252171 Киев 171, ул. Горького, 180.  
Сброшюровано в Киевской книжной типографии научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

Ж 1804060100-243 296-89  
М221 (04)-89

ISBN 5-12-000590-X

© Издательство "Наукова думка", 1989

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Породы железисто-кремнистых формаций докембрия (ЖФД) в разной степени метаморфизованы. Их минеральный состав и облик в основном определились при температурном максимуме регионального метаморфизма (пиковом метаморфизме) от зеленосланцевой (биотитовой субфации) до гранулитовой фаций. Достаточно хорошо известна обратная корреляция между степенью метаморфизма и мощностью пород ЖФД. Например, самые мощные толщи этих формаций (более 1000 м) метаморфизованы в зеленосланцевой фации, а в амфиболитовой и гранулитовой фациях маломощны. Основные запасы бедных железных руд также приурочены к низкотемпературным ЖФД в Криворожском, Кременчугском, Белозерском, Михайловском, Белгородском, Старооскольском и Костомукшском районах.

*РТ*-условия пикового метаморфизма ЖФД достаточно хорошо изучены, поэтому в монографии приведены лишь новые данные об этих параметрах и их пространственных взаимоотношениях (метаморфической зональности).

Большое значение имеют геохимические и петрохимические данные о дометаморфических процессах изменения пород фундамента железисто-кремнистых формаций, а также термодинамические расчеты энергетики эпигенетических и метаморфических реакций. По результатам исследования эволюции метаморфизма в Кривбассе, в том числе и по КСГС, предложена новая геодинамическая модель метаморфических процессов в Криворожской подвижной зоне, что очень важно для понимания истории формирования и глубинного строения подобных железорудных бассейнов СССР и мира.

Изучение метаморфических процессов ЖФД дает возможность разобраться в первичной природе слагающих их пород, получить сведения о составе и литологических особенностях осадков, характере и роли вулканогенного процесса, глубинном магматизме, составе докембрийской земной коры, роли плитовой тектоники в докембрии. Эти коренные проблемы геологии и петрологии докембрия в монографии затронуты в связи с вопросами метаморфизма.

Работа выполнялась в рамках проекта № 235 международной программы геологической корреляции "Метаморфизм и геодинамика".

Авторский коллектив благодарен доктору геол.-мин. наук А.А.Цветкову (ИГЕМ АН СССР) за содействие в производстве микроанализа зональных гранатов.

В обработке материала и оформлении монографии принимали участие Е.Э.Игнатченко, Е.А.Неведомская, Т.В.Трофимчук, Т.И.Трофимова, Т.В.Совсун.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

### НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

<p>Алб – альбит            Акт – актинолит            Алм – алмашдин            Амф – амфибол            Анд – андалузит            Андр – андрацит            Ан – анортит            Анн – аннит            Ант – антофиллит            Ап – апатит            Би – биотит            Брус – брусит            Вол – волластонит            Гас – гастингсит            Гед – геденбергит            Гем – гематит            Гер – герцинит            Гиб – гиббсит            Гип – гиперстен            Гр – гранат            Грн – грюнерит            Грос – гроссуляр            Гф – графит            Ди – диоксид            Диас – диаспор            Дол – доломит            Жед – жедрит            Ил – ильменит            Ка – кальцит            Каол – каолинит            Карб – карбонат            Кв – кварц            Ки – кианит            Клц – клиноцоизит            Кор – кордиерит            КПШ – калиевый полевой шпат            Крд – корунд            Кум – куммингтонит            Лабр – лабрадор            Лом – ломонит            Лав – лавсонит            Маг – магнетит            Ми – микроклин            Мин – миннесотаит            Мп – моно клинный пироксен            Мт – магнетит            Му – мусковит</p>	<p>Ол – оливин            Олг – олигоклаз            Орт – ортоклаз            Пар – парагонит            Пи – пироксен            Пиж – пижонит            Пир – пироп            Пл – плагиоклаз            Прен – пренит            Прф – пиррофиллит            Риб – рибекит            Рог – роговая обманка            Рп – ромбический пироксен            Родх – родохрозит            Рудн – рудный минерал            Сал – салит            Сан – санидин            Сер – серицит            Сид – сидерит            Сил – силлиманит            Ск – скаполит            Сп – серпентин            Спес – спессартин            Ст – ставролит            Стил – стильномелан            Сф – сфен            Та – тальк            Тр – тремолит            Тур – турмалин            Тюр – тюрингит            Ур – уралит            Фа – фаялит            Фо – форстерит            Фс – ферросилит            Фиб – фибролит            Фл – флогопит            Хлд – хлоритонд            Хл – хлорит            Ц – циркон            Щ.Амф – щелочный амфибол            Шп – шпинель            Эг – эгирин            Эн – энстатит            Эп – эпидот            Эул – зулит            Fe-Хл – железистый хлорит            Mg-Al-Хл – } богатые глиноземом            Fe-Al-Хл – } хлориты</p>
---	--

Цифры при символах магнизиально-железистых минералов обозначают их общую железистость ( $F = \frac{Fe \cdot 100}{Mg+Fe}$ ), а при символе плагиоклаза – основность.

## ДРУГИЕ СОКРАЩЕНИЯ

X — мольная доля компонента, например  $X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}}$

ф.ед. — формульные единицы

ат.к. — атомное количество

ДВГИ ДВНЦ АН СССР — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного научного центра АН СССР

ЖФД — железисто-кремнистые формации докембрия

ИГ АН ЭССР — Институт геологии Академии наук ЭССР

КМА — Курская магнитная аномалия

КСГС — Криворожская сверхглубокая скважина

СевГОК — Северный горно-обогатительный комбинат

УГ ЭССР — Управление геологии ЭССР

УЩ — Украинский щит

## СОКРАЩЕНИЯ К СПИСКУ ЛИТЕРАТУРЫ

Бел НИГРИ — Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт

ИГАН ЭССР — Институт геологии АН ЭССР

ИГГД — Институт геологии и геохронологии докембрия

# Глава 1

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖФД

Породы ЖФД европейской части СССР достаточно разнообразны. Общее для них — пласты полосчатых магнетит-кварцевых пород различной мощности (железистых кварцитов, итабиритов, джеспилитов), залегающих среди метапелитовых и железистых сланцев, амфиболовых сланцев, амфиболитов и двупироксеновых кристаллосланцев. Реже железистые породы ассоциируют с карбонатными породами, кислыми метазэффузивами, метаультрабазитами, метапесчаниками и метаконгломератами.

В метаморфическую ЖФД входят не только сами железистые и переслаивающиеся с ними породы, но и подстилающие и перекрывающие образования, составляющие единую, генетически связанную и обособленную от других пород, метаморфическую толщу. Примером ЖФД может служить толща пород криворожской серии в Кривбассе, конкско-верховцевской серии в Среднем Приднепровье, курской серии в КМА.

Эти толщи залегают на древнем нижнеархейском плагиигранитном фундаменте. Нередко пласты железистых пород среди метабазитов и мигматитов невозможно выделить в определенную толщу с подошвой и кровлей. Например, в Приазовье (Мангушский, Орехово-Павлоградский районы), Ингулецком районе, Кольско-Карельском, Белорусско-Прибалтийском регионах маломощные пласты железистых кварцитов вкраплены в мигматит-эндербитовый нижнеархейский комплекс (литоплинт), не имеющий определенных границ и развитый на всей Восточно-Европейской платформе.

Породы ЖФД отличаются степенью и эволюцией метаморфизма. Наряду с монометаморфическими ЖФД (криворожская толща) есть полициклические (железистые кварциты среди мигматит-эндербитов). В одних ЖФД латеральное распределение условий метаморфизма укладывается в единую метаморфическую зональность, в других удается зафиксировать парагенезисы минералов двух разных циклов метаморфизма. Соответственно различаются и тектоническая история, и геодинамическая обстановка метаморфизма пород ЖФД.

Учитывая эти данные, можно выделить несколько основных типов метаморфических ЖФД: 1) криворожский, 2) конкско-верховцевский, 3) западно-ингулецкий, 4) побужский, 5) мангушко-оленегорский.

Криворожский тип отличается мощной толщей ЖФД (до 3–4 км) и в том числе железистых пород (до 1000–1500 м) с характерным, преимущественно осадочным составом и разрезом (метабазиты, метаркозы, тремолит-хлорит-тальковые сланцы, железистые породы, мраморы, метапесчаники, сланцы, метаконгломераты). Породы этой ЖФД залегают на размытом, выветреном и гидратированном в период осадконакопления и эпигенеза нижнеархейском плагиигранитном фундаменте. Возраст вулканизма и седиментации — поздний архей — ранний протерозой, возраст монометаморфизма — ранний протерозой. Криворожский тип ЖФД наиболее продуктивен и дает свыше 90 % добываемых железных руд из пород докембрия. Условия максимального метаморфизма ЖФД криворожского типа отвечают зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Мощность толщи может заметно изменяться даже в одном бассейне. Условия метаморфизма также изменяются по латерали, описываясь метаморфической зональ-



ностью [7,9]. Такие породы развиты в Криворожском, Кременчугском, Гуляйпольском, Старооскольском, Михайловском, Белгородском, Костомукшском районах, где они слагают крупные сложные складчато-чешуйчатые синклиории.

Геодинамические и термодинамические условия метаморфизма ЖФД криворожского типа (и их эволюция) являются одними из главных проблем, рассматриваемых в настоящей работе.

Конкско-верховцевский (зеленокаменный) тип метаморфических ЖФД имеет меньшее значение, чем криворожский. Железистые породы отличаются небольшой мощностью. Исключение составляют Белозерский и Костомукшский районы, в которых развиты по многим признакам промежуточные между криворожским и конкско-верховцевским типами ЖФД. Первичные формации конкско-верховцевского типа осадочно-вулканогенные, со значительной ролью метавулканитов основного и кислого состава, метаультрабазитов.

Возраст вулканизма позднеархейский (2,8–3,2 млрд лет) [186], возраст метаморфизма, вероятно, раннепротерозойский, так как устанавливается единая прогрессивная метаморфическая зональность ЖФД криворожского типа в Криворожско-Кременчугском районе и конкско-верховцевского типа в Среднеприднепровском районе с взаимопереходами [7, 9,109]. Породы конкско-верховцевской серии залегают на размытом выветрелом и гидратированном в период осадконакопления и эпигенеза нижнеархейском плагиигранитовом фундаменте. Условия максимального метаморфизма в ядрах крупных синклиориев отвечают зеленосланцевой фации, а на их бортах и в выступах фундамента — эпидот-амфиболитовой. Мощность толщ в больших синклиориях значительна (до 3–4 км), в их сужениях и ответвлениях — сотни метров. Мощность пачек железистых пород десятки — 200–300 м.

Синклиории имеют складчато-чешуйчатое строение, подобно синклиориям ЖФД криворожского типа. Состав и разрез толщ в таких синклиориях, как Белозерский, Конкский, Костомукшский, имеют много общего с толщами Криворожского: подстилающая свита метабазитов, сланцево-джеспилитовая полосчатая железорудная и терригенно-сланцевая надрудная свиты. Тектоническая и геодинамическая обстановки формирования метаморфических ЖФД криворожского и конкско-верховцевского типов во многих отношениях генетически связаны. Зеленокаменные толщи развиты также в юго-западной части КМА и северо-восточной части Карелии.

Западно-ингулецкий тип тесно связан с криворожским типом ЖФД, так как распространен в узких чешуйчатых синклиналиях, ответвляющихся на запад от Криворожско-Кременчугской зоны. Более того, Западная синклиналь в Криворожском синклиории, перебуренная КСГС, лучше сопоставляется с синклиналиями Западно-Ингулецкой зоны (например, с Артемовской, Зеленореченской), чем с Саксаганской синклиалью Кривбасса. Мощность пород формации небольшая — до 1000 м, железистых пород — до 200–300 м, в составе формации есть кварциты, метабазиты, железистые кварциты, эвлизиты, метаультрабазиты, метапелитовые гнейсы.

Условия метаморфизма — преимущественно амфиболитовая фация, реже — эпидот-амфиболитовая (или гранулитовая). Фундамент — нижнеархейские мигматит-эндербиты. Возраст вулканизма и седиментации поздний архей — ранний протерозой, а метаморфизма — ранний протерозой.

Породы этой формации развиты кроме Западно-Ингулецкого района в Приазовье (Сорокинская зона, возможно, Куксунгур), КМА, Западно-Карельской зоне.

Побужский тип развит в Среднем Побужье, фрагментарно в Приднепровье, Приазовье, КМА, на Кольском п-ове. Для него характерен гранулитовый метаморфизм, небольшая мощность метаморфических толщ в узких чешуйчатых синклиналиях, впаиваемых в более древний (?) эндербитовый фундамент.

В составе метаморфических ЖФД преобладают двупироксеновые основные кристалло-сланцы, заметную роль играют метаультрабазиты, карбонатные породы, метапелитовые гнейсы, силлиманитовые кварциты. Среди железистых пород наряду с преобладающими железистыми кварцитами и эвлизитами отмечаются магнетит-карбонатные породы [198]. По данным Б.Г.Яковлева [195], температура метаморфизма пород ЖФД этого типа составляет 800–900 °С. Однако позднее они претерпели наложенный метаморфизм гиперстен-ортоклазовой субфации гранулитовой (700–750 °С) или даже амфиболитовой фации (650–700 °С). Возраст и геодинамическая обстановка формирования этих пород пока не ясны. Вероятнее всего, их можно отнести к верхнеархейским образованиям (см. гл. 2).

Мангушско-оленегорский (эндербитовый) тип наиболее широко распространен. Он представляет собой маломощные пласты железистых кварцитов и эвлизитов среди эндербитизированных метабазитов нижнего архея, которые не имеют подошвы и кровли и неравномерно распространены в литоплите докембрийских щитов и платформ. Области развития таких пород являются Западное и Центральное Приазовье (Орехово-Павлоградская зона, Мангушский район), Ингулецкий район (Червонный Шахтартарь), Белорусско-Прибалтийский регион (Стайцелле, Гарсино и др.), Кольский п-ов (Оленегорка, Кировогорка). Мощность пластов небольшая — от нескольких дециметров до 10–20 м, суммарная мощность железистых пород месторождения или участка изредка достигает 200–300 м.

ЖФД этого типа обычно подвержены полиметаморфизму. Древний высокотемпературный метаморфизм (около 900 °С) обнаруживается по реликтам двупроксеновой ассоциации, а наложенный может быть любой фации — чаще всего эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖФД КРИВОРОЖСКОГО ТИПА

Для понимания эволюции процессов метаморфизма в породах разных типов ЖФД европейской части СССР рассмотрим новую геодинамическую модель образования самого важного типа — криворожского на примере Кривбасса.

Имеющиеся тектонические модели не могут объяснить существенные особенности структуры Кривбасса: асимметрию Саксаганской полосы и Криворожского синклиория; соотношение Саксаганской антиклинали и Саксаганской синклинали, которые иногда даже интерпретируются как моноклинали (М.И.Черновский, Я.Н.Белевцев, В.В.Решетняк); резкие изменения мощности пород железорудной и других свит по простиранию и падению; стратиграфическое и структурное положение железистых пластов Дальнезападных полос и блока гранитоидов в Анновской полосе; роль продольных надвигов, таких, как Саксаганский и Тарапаковский; структурный контроль метаморфической зональности. Практически не изучена структура западного крыла Криворожского синклиория, что отчетливо показали результаты бурения (КСГС).

Большинство геологов уже много десятилетий придерживаются представления о едином сложном Криворожском синклиории, в котором свиты, подсвиты и даже горизонты более или менее постоянны и вполне сопоставимы по возрасту, составу, мощности для всего Кривбасса [37, 41].

Резкая асимметрия Саксаганской, Лихмановской, Анновской и других синклиналей, в которых восточное крыло сложено мощными толщами, а западное маломощными пластами или вообще отсутствует, позволяет предположить многочленную геологическую структуру Кривбасса [6, 7]. По этой тектонической модели Криворожский синклиорий состоит из трех асимметричных чешуйчатых синклиналей — Саксаганской, Основной и Лихмановской, толщи которых отлагались в трех обособленных узких трогах, разделенных продольными поднятиями гранитоидного архейского фундамента. Состав и соотношение накопленных в трогах толщ различны: с востока на запад уменьшалась мощность основных эффузивов и железистых пород, но увеличивалась мощность терригенных пород верхней свиты. Поскольку складки в Кривбассе, как правило, опрокинуты на восток, то предполагалось при складкообразовании надвигание блоков фундамента и осадков трогов с запада на восток по наклонным надвигам [6, 7].

На эту точку зрения ученые не обратили особого внимания, поскольку не было однозначных доказательств в ее пользу. Однако за последние несколько лет, прежде всего в результате бурения КСГС и других глубоких скважин, были получены новые важные данные. К ним относятся: довольно мощная (до 60 м) мусковит-кварцитовая метаморфизованная допротерозойская кора выветривания архейских плагиигранитоидов фундамента; небольшая мощность (400–500 м) нижней части криворожской серии — железорудной и амфиболитовой свит; маломощная пачка железистых пород (200 м), пересеченная КСГС, сопоставимая с железистыми пластами Дальнезападных полос; значительное содержание (до 20–30 %) новообразованных метаморфических минералов (мусковита, биотита, амфибола), в плагиигранитах архейского фундамента на глубину более 1000 м под подошвой криворожской серии.

Таким образом, в западном крыле Кривбасса обнаруживается нормальная синклиналиная складка (Западная), вложенная в архейские плагиограниты, в которые КСГС вошла на глубине около 2300 м. Западная половина Анновской полосы также представляет собой синклинали, опрокинутую на восток. Между этой синклинали и Восточно-Анновской полосой располагается блок плагиогранитов, который нами интерпретируется как выступ архейского фундамента [7].

На основании приведенных выше данных можно сделать такие выводы. Во-первых, железистые породы Дальнезападных полос принадлежат саксаганской, а не гданцевской свите. Во-вторых, между железистыми породами этой полосы, часто залегающими под ними амфиболитами новокриворожской свиты и располагающимися восточнее них породами верхней свиты должно проходить тектоническое несогласие — крупный надвиг (Дальнезападный), подобный Саксаганскому, между Западной и Саксаганской синклиналиями (рис. 1). Саксаганская синклинали погружается на запад, и остается не ясным, как далеко на запад и на какую глубину под Западную синклинали погружится Саксаганская синклинали, т.е. на какой глубине КСГС войдет в железорудную свиту Саксаганской синклинали и войдет ли?

#### ВЫДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ КРИВБАССА

Наибольшую информацию о тектонике подвижной зоны дает анализ мощностей толщ и структурных несогласий [12]. В Кривбассе хорошо изучено распределение мощностей железорудной свиты, ее подсвет и даже отдельных горизонтов. Можно отметить несколько участков или зон резкого изменения мощности горизонтов и всей железорудной свиты. На руднике им. Дзержинского как по простиранию (в плане), так и по падению (в разрезе) установлена значительная разница в мощности отдельных горизонтов и всей свиты. Например, в южной части рудника (профиль X) мощность 2ж+3ж+4с+4ж (второй железистый + третий железистый + четвертый сланцевый + четвертый железистый горизонты) в восточном крыле составляет 320–500 (в среднем 420), а в западном — 45–150 м (в среднем 80 м), т.е. мощность толщ восточного крыла синклинали в пять-шесть раз больше западного (рис. 1–3). В северной части рудника им. Дзержинского (профиль XI) мощность 5с+5ж+6с в восточном крыле 100–200 (в среднем 180), а в западном 30–70 м (в среднем 55 м), т.е. толща восточного крыла мощнее западного в три раза (табл.1). Это уменьшение мощности в западном крыле нельзя объяснить тектоническим смятием в

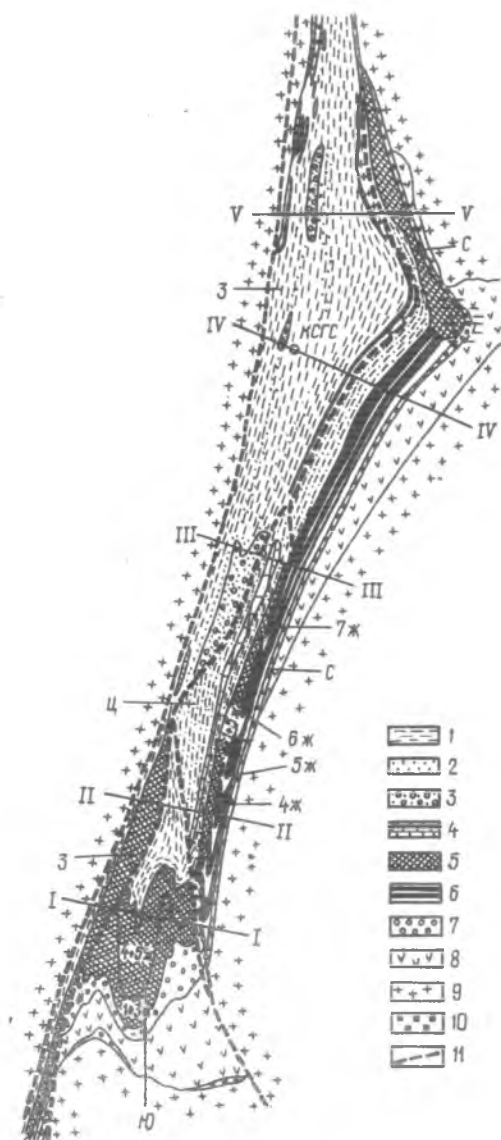


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Криворожского бассейна  
Верхняя свита: 1 — сланцы, 2 — метапесчаники, 3 — метаконгломераты, 4 — мраморы; железорудная свита: 5 — железистые породы (неразчлененные), 6 — расчлененная железорудная свита — темное — породы железистых горизонтов (1ж–7ж), светлое — породы сланцевых горизонтов, 7 — метаконгломераты и метакоры нижней свиты, 8 — метабазиты, 9 — плагиограниты нижнеархейского фундамента, 10 — кварциты метакоры в выветривании нижнеархейских плагиогранитов, 11 — зоны межструктурных крупных разломов; складчаточешуйчатые структуры: С — Саксаганская, Ю — Южная, Ц — Центральная, З — Западная; I–I — IV–IV — линии геологических разрезов

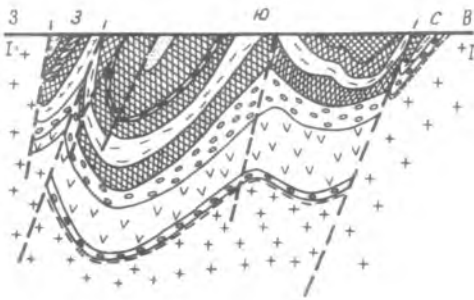


Рис. 2. Разрез по линии I-I, рудник им. Ильича. Обозначения те же, что и на рис. 1

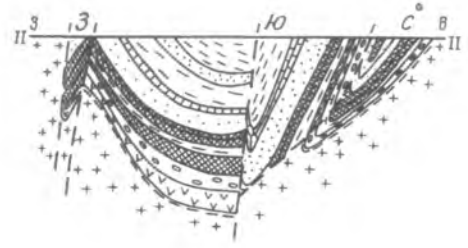


Рис. 3. Разрез по линии II-II, рудник им. Дзержинского. Обозначения те же, что и на рис. 1

зоне Саксаганского разлома, так как соответственно уменьшается мощность всех прослоев пород разной компетенции — сланцевых, железистых и кварцитовых. Еще при седиментации толщи восточного крыла отлагались при быстром погружении дна прогиба, а маломощные толщи западного крыла при небольшом погружении фундамента.

Т а б л и ц а 1. Мощность горизонтов саксаганской свиты крыльев Саксаганской синклинали на руднике им. Дзержинского (с севера на юг на протяжении 3,5 км)

Шахта, профиль	Горизонт саксаганской свиты	Западное крыло, м	Восточное крыло, м	Отношение мощности толщ восточного и западного крыльев
им. Ворошилова	6с + 5ж + 5с	60	150	2,5
"Гигант" (профиль XI)	5ж + 5с + 4ж	30	150	5,0
То же	6с + 5ж + 5с	25	75	3,0
Вентиляционная № 2	5ж + 5с + 4с	60	170	2,8
"Коммунар"	4ж	45	110	2,4
№ 9	4ж + 4с	60	220	3,7
№ 10	4ж + 4с	75	200	2,7
им. ГПУ (профиль X)	4ж + 4с + 3 + 2ж	70	280	4,0
500 м южнее	4с + 3 + 2ж	40	300	7,4

Резкое изменение мощности толщ в области шарнира определяет острую килевидную форму замыкания Саксаганской синклинали [37, 41]. Такое уменьшение мощности железорудной толщи наблюдается и в Южном районе при переходе от Западно-Ингулецкой к Тарапаковской синклинали, а также от Восточно-Ингулецкой синклинали к Саксаганской антиклинали и Саксаганской синклинали (см. рис. 2). Значительно, хотя и постепенно, уменьшается мощность железорудной толщи на руднике им. Ильича с юга на север (на расстоянии 5 км от 1200—1500 до 300—400 м). В северной части Саксаганского района наблюдается большая разница между мощностью железорудной толщи в Саксаганской синклинали (около 1000 м на руднике им. Ленина) и в Дальнезападных полосах (100—200 м). Хорошо известна асимметрия Лихмановской синклинали [37, 41].

Особенно велика роль тектонических несогласий — продольных субсогласных разломов — надвигов, часто разделяющих отдельные структуры Кривбасса. Хорошо известен Саксаганский разлом, разделяющий Саксаганскую синклинали и Саксаганскую антиклинали, Тарапаковский разлом, Юго-Западный разлом и др. Иногда между отдельными структурами Кривбасса располагается продольный выступ фундамента, например в Анновской полосе.

Исходя из этого геологическая структура Кривбасса представляется как многочленная чешуйчато-складчатая. Ее первый вариант уже опубликован [6, 7]. На основании новых данных предлагается несколько иной вариант тектонической модели Кривбасса. Согласно этой модели выделяются четыре крупных синклиналично-чешуйчатых структуры, толщи которых накапливались в обособленных прогибах, а затем в период тектогенеза были спаяны в единую складчато-чешуйчатую структуру. Эти структуры (синклинали) следующие: Западная, Южная, Центральная, Саксаганская.

Западная синклинали находится вдоль западной границы Криворожского синклинория (Западного разлома), а с востока ограничивается Тарапаковским и Дальнезападными разломами. Последний проходит по восточной границе Дальнезападных по-

Рис. 4. Разрез по линии III—III, рудник им. Фрунзе. Обозначения те же, что и на рис. 1

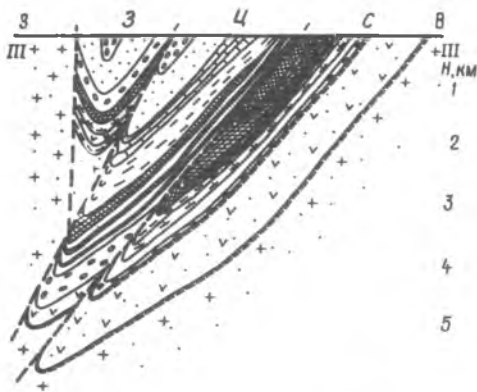
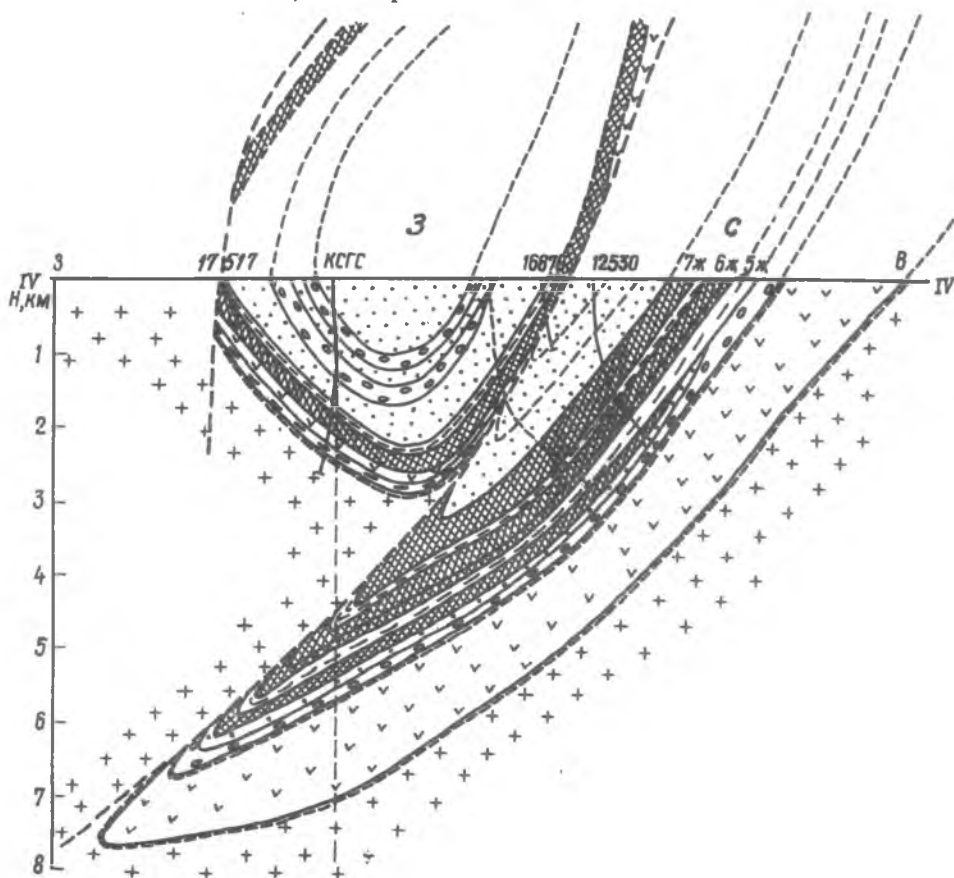


Рис. 5. Разрез по линии IV—IV (первый вариант). Пунктиром намечены проектная структурная скважина и КСГС. Обозначения те же, что и на рис. 1



лос и прослеживается в Анновской полосе восточнее блока гранитоидов фундамента. Западная синклиналь включает Лихмановскую синклиналь, Тарапаковскую структуру и нормальную синклинальную складку, пересеченную КСГС и прослеженную в центральной и западной частях Анновской полосы. В Западной синклинали мощность железистых пород незначительна — 100–300 м. Севернее Анновской полосы Западная синклиналь разветвляется на две полосы — субмеридиональную, прослеженную вплоть до Кременчугского синклинория, и северо-западную, выходящую к синклиналям Правобережного района (Петровской, Березневатской, Артемовской и др.).

К южной синклинали следует отнести район замыкания Криворожского синклинория — рудник им. Ильича. Это Западно-Ингулецкая синклиналь, Ингулецкая антиклиналь, Восточно-Ингулецкая синклиналь и участок "Город". Здесь мощность железорудной толщи максимальна — до 1200–1400 м. Значительна, хотя и невыдержана, мощность амфиболитовой и нижней свит. Контакты южной синклинали с Тарапаковской антиклиналью с запада и с Саксаганской с востока резкие, тектонические. В северном направлении мощность железоруд-

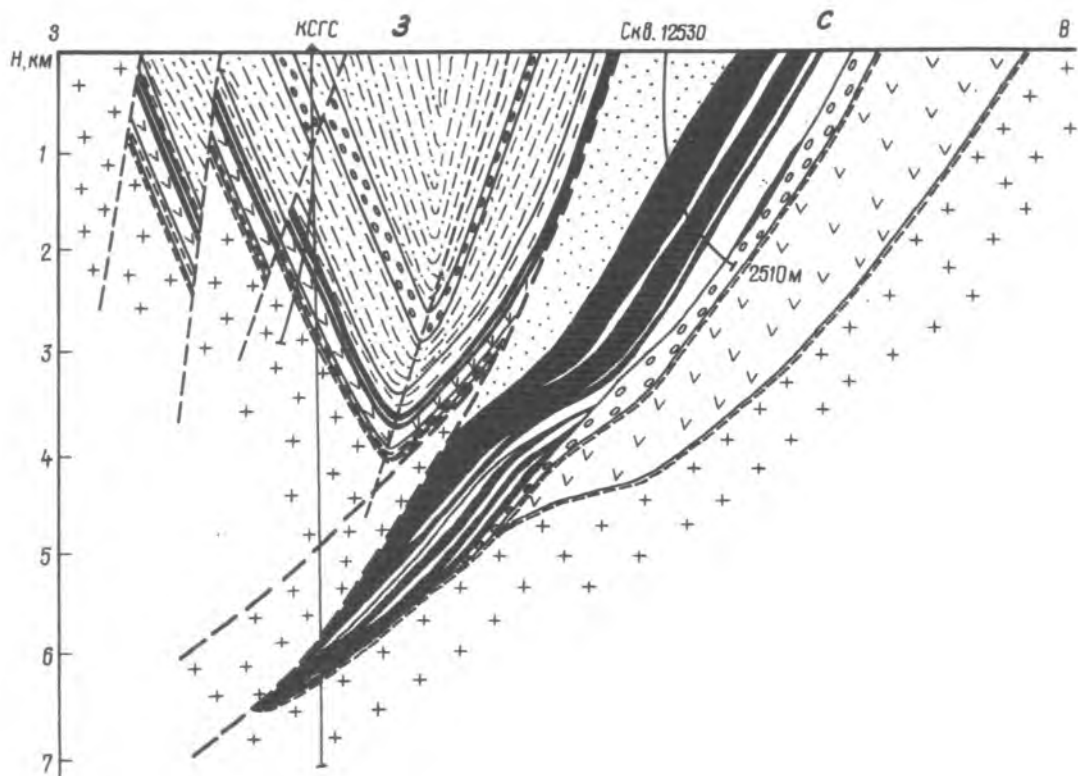


Рис. 6. Разрез по линии IV-IV (второй вариант). Обозначения те же, что и на рис. 1

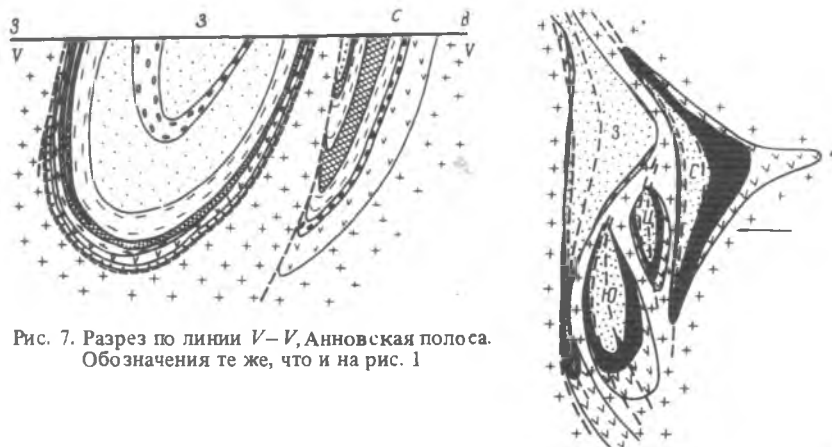


Рис. 7. Разрез по линии V-V, Анновская полоса. Обозначения те же, что и на рис. 1

Рис. 8. Расположение в плане троговых прогибов в Криворожской подвижной зоне (см. рис. 1). Стрелкой показано направление поддвижения блоков. Обозначения те же, что и на рис. 1

ной толщи быстро уменьшается и структура на север, видимо, выклинивается между Тараповским и Юго-Восточным разломами (см. рис. 1,2).

Центральная синклираль вместе с Саксаганской синклиалью составляют Саксаганскую железорудную полосу, которая делится на две структуры Саксаганским надвигом. Железистые породы Центральной структуры выходят в так называемой Саксаганской антиклинали, а Саксаганской структуры — в Саксаганской синклинали. В составе и характере разреза этих полос (антиклинальной и синклиальной) много общего, но много и различий в мощности и составе отдельных горизонтов железорудной свиты, их рудоносность. Шестой и седьмой горизонты отсутствуют в Саксаганской антиклинали, а мощность всей описанной железорудной толщи на руднике им. Фрунзе на расстоянии 1 км постепенно уменьшается до ее полного выклинивания. Здесь же выклинивается мощный пласт карбо-

натных пород верхней свиты, залегающих на железистых породах антиклинали. Это дает основание для выделения двух различных структур — Центральной и Саксаганской [6, 7]. Центральная структура ограничивается с востока Саксаганским надвигом, а с запада — Юго-Западным и Тарапаковским разломами. Она прослеживается до рудника им. Фрунзе на севере, где резко выклинивается (рис. 4—6). Саксаганская структура, или Саксаганская синклинали, прослеживается восточнее Саксаганского разлома до рудника им. Фрунзе, который затем переходит к Дальнезападным полосам и ограничивает их с востока. В Анновской полосе к Саксаганской структуре относится Восточно-Анновская полоса, западная граница которой проходит по восточному борту блока архейских гранитоидов основания [6, 7] (рис. 7).

Выделенные четыре структуры в Кривбассе при седиментации отвечали четырем большим обособленным прогибам, которые различались характером и интенсивностью осадконакопления. Впрочем, даже в одном прогибе они также не были одинаковыми, о чем свидетельствуют изменения мощности по простираанию и падению толщ в одной синклинали.

Общая закономерность эволюции осадконакопления во всех прогибах одна и та же. Это объясняется тем, что они хотя бы временно соединялись, и поэтому однотипные свиты разновозрастны (например, средняя железорудная свита, состав которой весьма своеобразен). В то же время прогибы разделены достаточно ясно выраженными продольными поднятиями, что фиксируется по резкому уменьшению мощности толщ. Поэтому напрямую не следует сопоставлять горизонты железорудной свиты разных прогибов, как и породы других свит. Например, породы верхней свиты Лихмановской структуры и западнее Дальнезападных полос Центрально-Анновской полосы принадлежат одной Западной структуре. Среди них характерны метапесчаники и метаконгломераты, редки углистые сланцы и карбонатные породы. Породы верхней свиты Южной структуры (участок Гданцевка) отличаются обилием углистых сланцев, а в верхней свите Центральной структуры содержатся мощные пласты мраморов. Породы верхней свиты восточнее Дальнезападных полос и севернее рудника им. Фрунзе принадлежат Саксаганской структуре.

Все терригенные породы верхней свиты отвечают значительным скоростям осадконакопления в своих прогибах, но также не могут сопоставляться напрямую. С востока на запад уменьшается мощность основных эффузивов и железистых пород, увеличивается мощность терригенных пород верхней свиты. Южный и Саксаганский прогибы по большой мощности основных вулканитов можно сопоставлять с зеленокаменным поясом Среднего Приднепровья, а Западный — с железорудными синклиналями Правобережного района.

Для того чтобы прогнозировать первичную геологическую структуру Кривбасса, надо учесть величину эрозии, форму прогиба. Синклинали можно рассматривать как слабо деформированные, положенные на бок, заполненные осадками трюги.

Величина эрозии Кривбасса определяется по общему метаморфическому давлению, считая последнее литостатическим. В Кривбассе весьма широко развит андалузит, хотя встречаются дистен-андалузитовые и силлиманит-андалузитовые парагенезисы. Видимо,  $P_{\text{общ}}$  было несколько менее тройной точки (380 МПа [220]), примерно 350 МПа, что отвечает глубине 12 км при средней плотности пород 2,8—3,0 г/см<sup>3</sup>.

Исходя из этого первичная геологическая структура Кривбасса представляется в виде крутозалегающих чешуйчатых синклиналей, пододвинутых с востока на запад вместе с пластинами гранитоидов фундамента (см. рис. 1—7). Осевые поверхности этих чешуйчатых синклиналей падают на запад, причем часто с глубиной наблюдается выполаживание осевых поверхностей. Ширина первичных прогибов достигает 20—25 км (рис. 8).

Наиболее вероятная причина образования такой структуры Кривбасса — поддвижение Среднеприднепровской плиты под Ингулецкую по зоне субпараллельных пологих разломов, падающих на запад [6, 7]. Криворожская зона поддвижения напоминает зону субдукции [69]. Таково же мнение В.В. Решетняка. Зона поддвижения неоднородна и имеет сложное строение. Причиной поддвижения, видимо, являлись глубинные подкоровые течения вещества, ориентированные в Криворожской зоне с востока на запад, с погружением под Ингулецкую плиту. Однако глубинные причины формирования этой зоны пока не ясны.

На основании изложенных структурных построений можно по-новому представить историю геологического развития Кривбасса, что важно для понимания генезиса, металлогении и метаморфизма железорудных и других толщ.

В геологической истории Кривбасса выделяются следующие основные этапы: 1) существование посленижнеархейского кратона, образование площадной и линейной гидрослюдисто-кремнистой коры выветривания нижнеархейских плагиогранитоидов; 2) формирование рифтогенных структур и основной вулканизм. Образование коры выветривания основных вулканических пород (новокриворожская свита); 3) заложение системы субмеридиональных троговых прогибов, отложение терригенных конгломерато-песчанистых осадков (скелеватская свита); 4) отложение пород железорудной толщи (саксаганская свита); 5) накопление терригенных пород надрудной толщи (гданцевская и глееватская свиты); 6) складкообразование и горообразование (поддвигание и надвигание); 7) метаморфизм и гранитообразование.

1. На нижнеархейских гранитоидах мафит-эндербитовой формации (возраст более 3,0—3,5 млрд лет [186]) в позднем архее в условиях кратона образовывалась площадная кора выветривания плагиогранитов гидрослюдисто-кремнистого состава. При корообразовании кроме  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$  выносились все компоненты. Наблюдается обогащение пород  $\text{SiO}_2$  и особенно  $\text{K}_2\text{O}$ , что вероятнее всего, свидетельствует о подводном характере выветривания в восстановительной обстановке. Мощность кремнистой коры выветривания обычно невелика — несколько десятков метров, но в некоторых случаях может достигать и сотен метров (Родионовский, Березневатский участки Западно-Ингулецкой полосы). Образование кремнистой коры выветривания архейских плагиогранитов происходило повсеместно, хотя и на больших пространствах. Такие породы известны в Криворожско-Кременчугской, Западно-Ингулецкой зонах, реже в Среднем Приднпровье. Кремнистая кора выветривания фиксирует весьма важную геологическую эпоху в раннем докембрии — существование посленижнеархейской платформы с сиалической плагиогранитной земной корой. Кремнистые породы (кварциты) иногда имеют псаммитовые обломочные структуры и являются, видимо, продуктами частичного или полного перемыва ниже лежащей гидрослюдистой коры выветривания плагиогранитов.

Мощность нижней гидрослюдистой коры выветривания значительна, от нескольких десятков метров в Правобережном районе до сотен метров и, возможно, нескольких километров в Кривбассе. Иногда имеет линейный характер, связанный с зонами расщепления в фундаменте.

2. В позднем архее в Криворожском районе на кварцевую кору выветривания изливались под водой покровы основных лав, часто миндалекаменных. Излияния разделялись длительными перерывами, во время которых происходило интенсивное подводное выветривание основных пород. При этом в морскую воду выносились  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  а породы обогащались  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и особенно  $\text{K}_2\text{O}$ . Метаморфическими аналогами таких выветрелых пород являются биотитовые и кварц-мусковит-биотитовые сланцы, характерные для новокриворожской свиты.

Излияния основных эффузивов происходили повсеместно, а в рифтогенных прогибах, которые, по-видимому, затем унаследовались железорудными прогибами. Существует значительная положительная корреляция между мощностью основных эффузивов и железистых пород в Криворожском и Правобережном районах. Толща основных эффузивов Криворожского района, безусловно, генетически и стратиграфически связана с основными вулканитами конкской свиты конкско-верховцевской серии зеленокаменного пояса Среднего Приднпровья. Это подтверждается близостью состава вулканитов в этих районах, а также закономерным увеличением мощности толщи основных вулканитов в прогибах Криворожской зоны с запада на восток. В самой восточной Саксаганской синклинали мощность основных пород превышает 1000, а в Западной синклинали составляет лишь 100—200 м. Кроме того, Желтореченская, Терновская и Высокопольская полосы основных пород простираются на восток и приближаются соответственно к Верховцевской Софиевской и Чертомлыкской синклиналям Среднеприднепровского зеленокаменного пояса.

Таким образом, Криворожская зона принадлежит окраине Среднеприднепровского верхнеархейского зеленокаменного пояса или субкеанической плиты, поскольку осно-



ные эффузивы Кривбасса и Среднего Приднепровья залегают на сиалическом плагиогранитном основании, а наличие здесь выходов подлинно океанической земной коры в позднем архее сомнительно.

Погружение в рифтовых зонах происходило при пенепленизированном рельефе окружающей суши, поскольку терригенные отложения в новокриворожской свите отсутствуют.

После завершения вулканической деятельности в Криворожском районе наступает длительный период со спокойным тектоническим режимом, без вулканизма и седиментации. Формируется мощная кора выветривания основных изверженных пород. В настоящее время эта кора выветривания представлена мусковит-биотит-гранат-хлорит-кварцевыми сланцами [61].

3. Накопление осадков в раннем протерозое начинается с терригенных пород нижней (скелеватской) свиты, которые трансгрессивно залегают на коре выветривания основных эффузивов новокриворожской свиты. Ареал распространения их даже шире эффузивов, например, на руднике им. Дзержинского они залегают на выветрелых архейских плагиогранитах. Мощность пород нижней свиты от 50—100 до 300—400 м, однако они отсутствуют в Западной синклинали, по крайней мере в ее северной части, а также в Правобережном районе. Здесь железистые породы средней (саксаганской) свиты залегают на метакоре выветривания основных пород или на хлорит-тремолит-тальковых сланцах.

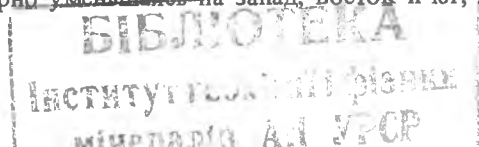
В составе нижней свиты выделяются три горизонта — метааркозо-метаконгломератовый, филлитовый и тальковый. В конгломератах нижнего горизонта преобладают обломки кварцитов и реже гранитов — это продукты размыва древних плагиогранитов, основных лав и коры их выветривания (глиноземистые кварциты). Наличие этого горизонта является результатом погружения дна прогибов в Криворожской зоне, образования поднятий, сложенных породами фундамента — возможно, разделяющих прогибы кордильер.

Конгломераты и аркозы, филлиты и магнезит-тремолит-хлорит-тальковые сланцы соответствуют трансгрессивной серии осадков: песчано-галечники, алеврито-глины и глинисто-карбонатные отложения, свидетельствующие о погружении и расширении прогибов и, видимо, размыве основных эффузивов и их коры выветривания. Осадочный генезис пород талькового горизонта подтверждается строгим-стратиграфическим его положением, выдержанной мощностью, переслаиванием тальковых сланцев с филлитами и даже метааркозами. Отмеченные Ю.Ир.Половинкиной [149] в тальковых сланцах оливин и диопсид встречаются лишь в зоне метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и являются метаморфическими минералами.

Осадки нижней свиты отлагались в прогибах, заложенных по пологим разломам в гранитоидном фундаменте с поддвижением в западном направлении [6, 7]. Возможно, что были унаследованы те же прогибы, в которые изливались покровы основных лав новокриворожской серии.

В период седиментации пород криворожской серии по зонам поддвижения и разуплотнения благодаря высокой пористости пород на больших глубинах произошла гидратация гранитоидов фундамента и вулканитов новокриворожской свиты.

4. Этап отложения железисто-кремнистых осадков — самый важный и наиболее хорошо изученный в Кривбассе. В то же время многие ключевые вопросы литогенеза железорудных толщ и особенно геолого-тектонические условия их седиментации не ясны. Железорудная толща Кривбасса относится к типичной полосчатой железисто-кремнистой нижнепротерозойской формации, широко распространенной на всех шитах мира [247]. Она состоит преимущественно из чередующихся прослоев и пластов кварц-магнетитовых джеспилитов (итабиритов), кварцитов и железистых сланцев. Всего в разрезе железорудной свиты Кривбасса выделяются до семи горизонтов, каждый из которых состоит из сланцевого и железистого подгоризонтов [37, 41]. В южной части Саксаганской синклинали и в Центральной синклинали (Саксаганской антиклинали) развиты нижние и средние горизонты саксаганской свиты (до пятого включительно), а в северной части Саксаганской синклинали (от рудника им. Фрунзе до рудника им. Первого мая) преобладают породы шестого и седьмого горизонтов. Мощность железорудной толщи увеличивается в Саксаганской полосе с юга на север от 400—600 на руднике им. Дзержинского до 1000—1200 м на руднике им. Ленина. Мощность железорудной толщи в Южной синклинали (рудник им. Ильича) достигает 1200—1400 м (ЮГОК, НКГОК) и изменяется по падению, закономерно уменьшаясь на запад, восток и юг, где на участке "Город" со-



ставляет до 400–500 м. В Лихмановской и Тарапаковской синклиналях мощность железорудной толщи невелика — до 200–350 м, в Дальнезападных полосах 100–200, а в Саксаганской антиклинали — 200–400 м.

Железорудные толщи в Кривбассе накапливались в четырех отдельных прогибах — Западном, Южном, Центральном и Саксаганском, которые были разделены продольными поднятиями фундамента. На поднятиях фундамента железистые осадки также отлагались, но их мощность была в среднем в пять раз меньше, чем в прогибах (см. рис. 2–7). Мощность железорудной толщи в Западном прогибе невелика и сопоставима с толщами, отлагающимися на поднятиях. На этом этапе Западный прогиб слабо выражен. Вероятно, выделенные прогибы периодически или постоянно соединялись. Ширина прогибов неодинакова по простиранию — от нескольких до 20–25 км. Длина прогибов сопоставима с протяженностью соответствующих прогибам синклиналей по простиранию (см. рис. 8).

Физико-химические условия отложения железисто-кремнистых хемогенных осадков подробно рассмотрены Ю.П.Мельником [102, 104]. Он отмечает, что в восстановительной обстановке растворимость железа в воде может достигать десятков граммов на 1 л. Как отмечалось выше, выщелачивание железа происходило в морские бассейны при выветривании нижнеархейских плагиогранитов (этап 1) и особенно верхнеархейских основных эффузивов (этап 2) до отложения железорудных толщ. Видимо, должны были существовать какие-то постоянные источники, снабжающие железом морские бассейны Криворожской зоны. Кремнезем для железисто-кремнистых осадков мог поставляться вулканическими водами, однако свидетельств о какой-либо вулканической деятельности в этот период в Криворожском или соседних районах нет. Источником кремнезема могли быть процессы выветривания основных эффузивов новокриворожской свиты и особенно архейских плагиогранитоидов, продолжительность выветривания которых составляет сотни миллионов лет. Возможно, это был тот самый длительный период накопления и концентрации кремнезема в морских позднеархейских бассейнах, не повторяющийся более в геологической истории после раннего докембрия, как предполагал Ю.П.Мельник [102]. К этому добавим следующие геологические наблюдения. В тех прогибах, где не обнаружены основные эффузивы, нет и железистых осадков, например в Родионовском районе Западно-Ингулецкой полосы. В то же время довольно мощные толщи кварцитов, вероятнее всего, хемогенного происхождения (отсутствие обломочных микроструктур, переслаивание с углисто-глиноземистыми сланцами) известны в Западно-Ингулецкой полосе (Родионовский, Березневатский, Овнянский, Новостародубский и другие участки) при отсутствии или малых мощностях железистых пород.

В Криворожском районе в раннем протерозое были благоприятные физико-химические и геологические условия для железисто-кремнистого осадконакопления. К физико-химическим условиям относятся особенности гидросферы, атмосферы и биосферы, способствующие окислению растворенного в морской воде железа и выпадению его в осадок вместе с кремнеземом, в осаднении которого также, вероятно, значительна роль живых организмов [102, 104]. Однако для реализации такой физико-химической модели необходимы особые геологические условия, к которым в Криворожском районе можно отнести следующие: а) пенепленизированный рельеф суши и длительный режим колебательных и тектонических движений при общем медленном опускании дна системы прогибов. Преобладание положительных вертикальных движений в обособленных морских бассейнах способствовало испарению воды, осаднению кремнезема на фоне постоянного осаднения железа, при дальнейшем подъеме дна шло накопление терригенного глинистого материала (сланцевых прослоев) — вероятно, продуктов континентального размыва выветрелых основных эффузивов. При опускании всей территории прогибы частично соединяются и наполняются свежей морской водой: с востока (со стороны зеленокаменного пояса) обогащенной железом и частично кремнеземом, а с запада — кремнеземом; б) отсутствие вулканической деятельности в Криворожской зоне и на соседних территориях в этот период; в) расположение Криворожского района на окраине Среднеприднепровского зеленокаменного пояса в зоне поддвига (субдукции) субокеанической Среднеприднепровской плиты под субконтинентальную — Ингуло-Ингулецкую; г) существование длительного дожелезорудного этапа выветривания архейских гранитоидов и основных эффузивов, которые способствуют накоплению в морской воде прогибов этой зоны железа и кремнезема.

Наиболее мощные железорудные толщи формируются в самых восточных Саксаганском и Южном прогибах, в которых отмечались наибольшие скорости опускания дна прогибов, а также существовали благоприятные условия для отложения железа благодаря близости к Среднеприднепровскому зеленокаменному поясу. Наиболее богатые железом, бедные кремнистым и терригенным материалом железистые осадки приурочены к пятому железистому горизонту, который располагается в верхней части железорудной толщи (Южный и Центральный прогибы), или в средней части этой толщи (Саксаганский прогиб).

Отложение ЖФД в Криворожском районе прекращается внезапно, однако неодновременно в разных прогибах. Вначале в Западном, затем в Центральном и Южном прогибах (самый верхний здесь пятый железистый горизонт), а позднее в Саксаганском. Оно прекращается в связи с поднятием территории вплоть до осушения дна прогибов и размыва литофицированных железистых пород. При этом образуются своеобразные конгломератобрекчии. Однако масштабы такого размыва невелики, о чем свидетельствует небольшая мощность своеобразной коры выветривания железистых пород, которая нередко является богатой железной рудой на границе средней и верхней свит.

5. Следующий этап седиментации в Криворожском районе резко отличается от предыдущего. Осадки надрудной верхней толщи (гданцевской и глееватской свит) — преимущественно терригенные песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, часто с примесью углистого вещества. Менее развиты карбонатные породы — доломиты. Кремнистые и железистые породы отсутствуют. Преобладают песчаники и алевролиты, представленные в настоящее время биотит-кварц-плагиоклазовыми микрогнейсами. Отмеченная по некоторым скважинам Кривбасса и Кременчугского района перемежаемость железистых пород с мраморами или карбонатно-углистыми сланцами верхней свиты в области контакта саксаганской и гданцевской свит связана не с литологическим переходом, а с тектоникой — смещениями по параллельным разломам, секущим напластование под острым углом (рис. 9).

Углистые сланцы и мраморы приурочиваются к нижней части верхней свиты. Углистое вещество этих сланцев, как и сланцев железорудной толщи, видимо, образовалось в результате массовой гибели фитопланктона, с которым связано отложение железисто-кремнистых осадков [102]. Конгломераты характерны для верхней части разреза свиты. Состав и мощность осадков верхней свиты в разных прогибах неодинаковы. Мощная толща доломитов (до 500 м) отлагалась в Центральном прогибе, а мощные пачки конгломератов — в Западном. В разрезе верхней свиты Южной синклинали преобладают углистые и карбонатно-углистые сланцы, а в Саксаганской синклинали — метапесчаники. В прогибах Криворожской зоны с востока на запад увеличивается количество грубообломочных пород. Мощность осадков верхней свиты изменяется от нескольких сотен метров в Лихмановской и Тарапаковской синклиналих до 1000 в Южной, Центральной и Саксаганской синклиналих и до 2000 м в северной части Западной синклинали. Гальки метаконгломератов представлены преимущественно кварцитами — продуктами выветривания архейских гранитоидов. Кварц-плагиоклазовые песчаники образуются вследствие размыва плагиогранитов фундамента.

Никакой существенной перестройки тектонического плана, а тем более фазы метаморфизма между отложением пород железорудной и верхней свит не было. Осадки верхней свиты, хотя и после значительного перерыва и со стратиграфическим несогласием, отлагались в тех же прогибах согласно с нижележащими железорудными толщами. В отличие от режима седиментации последних осадки терригенных пород верхней свиты определялись, с одной стороны, довольно быстрым опусканием дна прогибов (особенно Западного и Центрального), а с другой — размывом поднимающихся горных массивов в Криворожской зоне или рядом с ней. При этом скорость роста этих массивов, сложенных преимущественно гранитоидами фундамента, увеличилась к концу отложения пород верхней свиты, о чем свидетельствует преобладание песков и наличие конгломератов.

Областями питания терригенным материалом частично могут быть межпрогибовые поднятия — Саксаганское гранитоидное поднятие и Приднепровский зеленокаменный пояс с востока, однако главной областью питания, скорее всего, было Ингулецкое поднятие — край Ингуло-Ингулецкой плиты, сложенный архейскими гранитоидами, под которую постепенно поддвигалась Криворожская зона как край Среднеприднепровской плиты. Отсюда — мощные пачки конгломератов и песчаников в Западном прогибе. Воз-

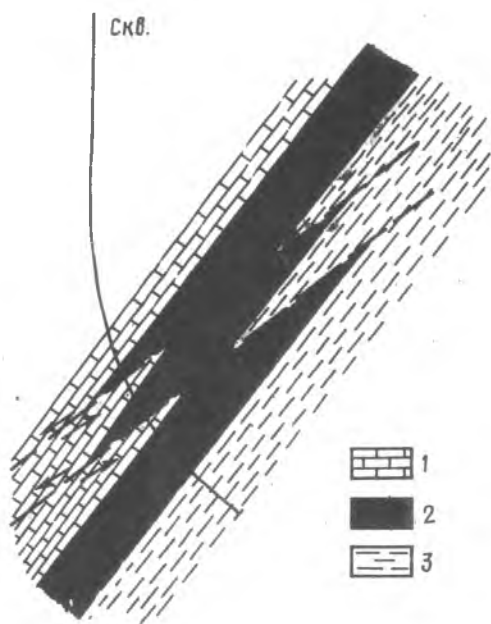


Рис. 9. Тектоническая перемежаемость пород верхней свиты:

1 — мраморы, углисто-карбонатные сланцы с породами железорудной свиты, 2 — железистые кварциты, джеспилиты железистого горизонта, 3 — сланцы сланцевого горизонта

6. Этап складкообразования и горообразования наименее изучен. О нем можно судить лишь по отдельным косвенным данным. К ним надо отнести современную геологическую структуру Кривбасса, палеореконструкцию этой структуры в раннем протерозое как поддвижение и сучивание выделенных прогибов и тектонических пластин фундамента в складчатую структуру Криворожского района; соотношение последней и метаморфической зональности.

Основополагающий момент тектонических построений — использование концепции плитовой тектоники. При этом Криворожская подвижная зона геосинклинальных прогибов, вероятнее всего, является пограничной между двумя взаимодействующими плитами — субконтинентальной Ингуло-Ингулецкой и субокеанической Среднеприднепровской. Глубинные подкоровые субгоризонтальные потоки вещества под Среднеприднепровской плитой перемежают ее навстречу относительно стабильной Ингуло-Ингулецкой плите (см. рис. 10). При соприкосновении (столкновении) плит происходит погружение потока и затем Криворожской зоны как края Среднеприднепровской плиты под Ингуло-Ингулецкую по своеобразной зоне Беньофа шириной около 50–80 км. Это выражается вначале в образовании зоны продольных прогибов, в которых накапливаются осадки криворожской серии. В период отложения терригенных пород верхней свиты поддвижение и углубление прогибов ускоряется одновременно с поднятием края Ингуло-Ингулецкой платформы.

Дальнейшее поддвижение ведет к сжатию Криворожской зоны, замыканию прогибов, которые, превратившись в синклинали, вместе с опережающими тектоническими пластинами фундамента по зонам поддвигов погружаются вначале полого, а затем все круче под Ингуло-Ингулецкую плиту (см. рис. 10). Западный прогиб-синклиналь непосредственно погружался под Ингуло-Ингулецкую плиту по Западному подвигу, Южный прогиб-синклиналь — под Западный прогиб-синклиналь в районе Тарапаковской синклинали по Тарапаковскому подвигу, Центральный прогиб-синклиналь поддвигался по Юго-Западному подвигу под Южный прогиб-синклиналь, а в северной части по Тарапаковскому подвигу — под Западный прогиб-синклиналь. Саксаганский прогиб-синклиналь поддвигался в южной части под Центральный прогиб-синклиналь по Саксаганскому подвигу, а севернее рудника им. Фрунзе — под Западный прогиб-синклиналь по Дальнезападному подвигу, который образовался после слияния Тарапаковского и Саксаганского поддвигов, Дальне-

можно, отложение мощных терригенных толщ верхней свиты отражает увеличивающуюся скорость поддвижения прогибов Криворожской зоны с востока на запад при столкновении плит. Это поддвижение определялось, очевидно, движением подкоровых потоков вещества с востока на запад с погружением их в Криворожской зоне на глубину под Ингуло-Ингулецкую плиту (рис. 10).

В связи с изложенным выше можно сделать некоторые выводы о стратиграфии верхней свиты. Как и железорудная толща, осадки верхней свиты отлагались в обособленных прогибах и непосредственно не сопоставляются, хотя общие закономерности седиментации пород свиты одни и те же. Гданцевская свита соответствует толще Южного и Саксаганского прогибов, а глееватская — Центрального и Западного. Видимо, стратиграфию верхней свиты следует пересмотреть, выделив отдельную для каждого прогиба (синклинали) свиту. Породы верхней свиты Кривбасса хорошо сопоставляются по составу и характеру разреза с нижнепротерозойскими метаморфическими толщами Родионовского и Власовского участков Ингулецкого района, где нет амфиболитов и железистых пород.

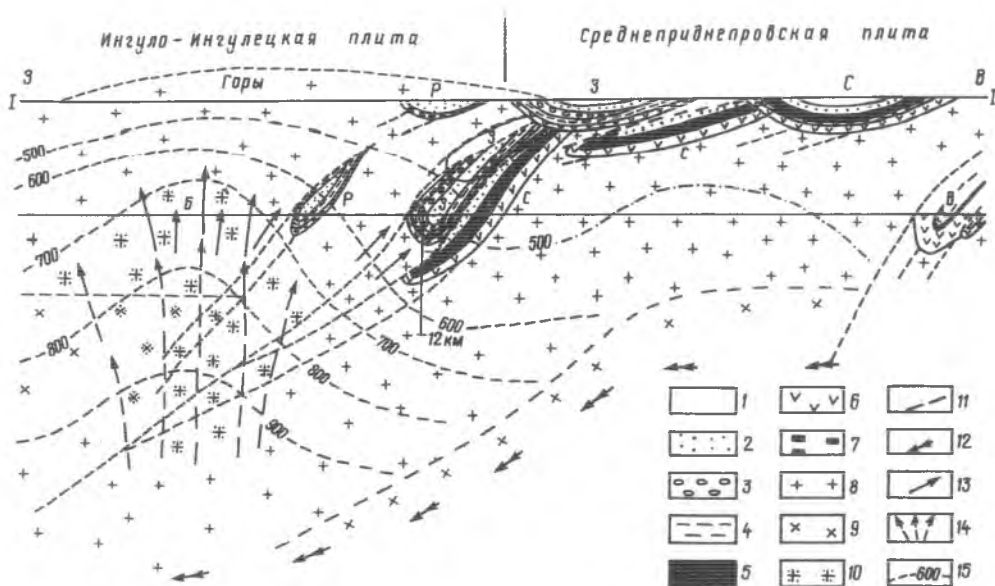


Рис. 10. Схема геодинамического развития Криворожской подвижной зоны:

1 — толща морской воды, 2 — песчаники и метапесчаники, 3 — конгломераты и метаконгломераты, 4 — глинистые породы и сланцы, 5 — железистые породы, 6 — метабазиты, 7 — кварциты метакоры вьветривания гранитоидов фундамента, 8 — плагигранитоиды нижнеархейского фундамента, 9 — мантийные породы, 10 — калишпатизированные породы фундамента (чарнокиты, ортоклазовые порфиروبластические граниты и монзониты); 11 — зоны глубинных разломов — поддвигов и надвигов; 12 — мантийные струи вещества; 13 — направление перемещения блоков по надвигам; 14 — потоки калий-содержащих растворов и магм; 15 — изограды метаморфизма; I—I — поверхность верхнеархейской платформы, II—II — современная поверхность. Крупные прогибы: С — Саксаганский, З — Западный (см. рис. 1), Р — Родионовский, В — Верховцевский, Б — Боковенский выступ фундамента и метаморфический максимум. В Криворожской зоне показана КСГС, пл. 12 км

западный подвиг прослеживается на север по восточной кромке выступа гранитов фундамента в Анновской полосе (см. рис. 1, 5, 7, 8, 10).

Прогибы-синклинали образуют вместе с пластинами фундамента чешуи, которые подвигаются одна под другую. Самое большое расстояние при подвигании прошла Саксаганская чешуя. Если западный край Западного прогиба при подвигании проходит около 15–20 км на глубину примерно 12 км, то западный край Саксаганского прогиба подвигается на расстояние 40–60 км и на глубину до 20 км. Радиус кривой, по которой погружается Саксаганская синклинали, около 50 км — это, видимо, мощность нижнепротерозойской Среднеприднепровской плиты (см. рис. 10). Для Саксаганской синклинали характерно выполаживание с глубиной ее осевой поверхности и соответственно Саксаганского (Дальнезападного) подвига. Это хорошо видно на геологических картах и разрезах на руднике им. Дзержинского. Можно ожидать такого же ее выполаживания в районе КСГС. Саксаганский прогиб-синклинали при подвигании в разрезе проходит путь, по форме напоминающий букву S, что отражается и на форме Саксаганской синклинали (см. рис. 10).

Важно отметить, что подвинутые чешуи имеют на глубине впереди синклинали пластину гранитоидов фундамента, которая погружается значительно глубже пород синклинали. Ширина по падению этой пластины не известна, но если она соизмерима с размером синклинали, то пластина гранитоидов Саксаганской чешуи может уходить на глубину до 30–40 км и отклоняться на запад от Криворожской полосы на 20–30 км. Погружение зоны подвигания (субдукции) вместе с пластинами плагигранитов на глубины 30–40 км должно активизировать здесь глубинные процессы — метаморфизм и гранитообразование с привнесом калия, что выразилось в подъеме теплового фронта вместе с потоком калия в древние плагиклазовые гранитоиды, мобилизацию последних и формирование чарнокит-гранитных массивов типа Боковьянского. Подобные фокальные аномалии обнаружил Ю.П.Орещекский и в Кировоградском районе [120].

Ширина Криворожской подвижной зоны в результате подвигания и скучивания уменьшается в несколько раз — прогибы, превращенные в синклинали, как бы ложатся на бок или наклонно лежат друг на друге с падением пластов под углом 40–70°: ширина

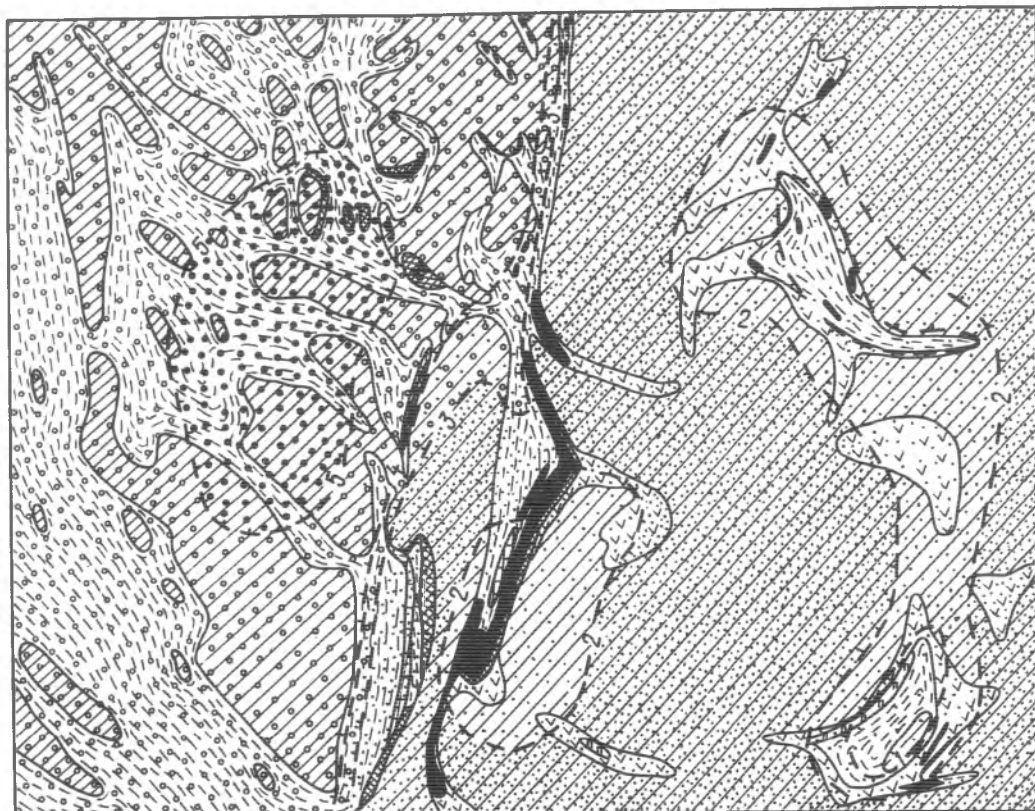


Рис. 11. Схематическая карта метаморфической зональности Криворожского района, расположенного на границе Ингуло-Ингулецкого гранулит-гнейсового и Среднеприднепровского зеленокаменного поясов: 1 – сланцево-гнейсовые породы верхней (ингулецкой) свиты, 2 – мраморы той же свиты, 3 – безрудные кварциты; 4 – железистые породы, 5 – метабазиты, 6 – метаяльтрабазиты, 7 – плагиограниты нижнеархейского фундамента, 8 – геологические границы, 9 – границы метаморфических зон (1 – биотитовой и альмандиновой, 2 – альмандиновой и ставролитовой, 3 – ставролитовой и силлиманит-мусковитовой, 4 – силлиманит-мусковитовой и альмандин-силлиманит-ортоклазовой, 5 – альмандин-силлиманит- и гиперстен-ортоклазовой); метаморфические зоны: 10 – биотитовая, 11 – альмандиновая, 12 – ставролитовая, 13 – силлиманит-мусковитовая, 14 – альмандин-силлиманит-ортоклазовая (амфиболитовая фация), 15 – гиперстен- или пироп-альмандин-силлиманит-ортоклазовая (гранулитовая фация)

подвижной зоны сокращается в среднем от 50–60 км в период осадконакопления до 8–10 км при складкообразовании (рис. 8–10). Мощность земной коры в Криворожской зоне увеличивается в два-три раза – с 20–30 до 40–60 км. Криворожский силалитический клин, сложенный преимущественно гранитоидами и легкими осадочными породами (плотностью 2,7–2,8 г/см<sup>3</sup>), шириной 15–20 км, поддвигается в верхнюю мантию силой подкоревой струи до глубины 50 км. Однако при прекращении поддвигания начинают действовать силы изостазии, выталкивая этот клин вверх и образуя горы вероятной высотой до 2–3 км. Ширина этого горного массива, ось которого смещена западнее Кривбасса на 20 км, около 50 км.

Таким образом, поддвигание и складкообразование рассматриваются вместе с седиментацией как единый процесс. В этом случае длительность процесса складкообразования соизмерима, а возможно и больше, чем осадкообразования. Если скорость поддвигания все время была одна и та же, то при седиментации дно прогибов опускается на 3–4, максимум на 5 км, что отвечает перемещению их по пологим разломам примерно на 10–15 км. Путь поддвигания при складкообразовании значительно больше – от 15 до 40–50 км для разных чешуй, в среднем около 25 км (см. рис. 10). Следовательно, длительность поддвигания при складкообразовании должна быть в два-три раза большей, чем при седиментации.

В зоне поддвигания край Среднеприднепровской плиты затягивается под Ингуло-Ингулецкую, а в районе Кривбасса наблюдается сдвоение континентальной земной коры, мощность которой увеличивается до 60–70 км.

На Ингуло-Ингулецкой плите также существовали зоны поддвига одновозрастные с

Криворожской — наиболее крупная субмеридиональная Родионовская, расположенная в 5—15 км западнее Кривбасса.

По подобной схеме, видимо, происходило поддвижение тектонических чешуй в Верховцево-Чертомлыкской зоне Среднеприднепровского зеленокаменного пояса, формирование которого, однако, по геохронологическим данным закончилось в позднем архее.

7. В Криворожской зоне складкообразование сопровождается метаморфизмом затянутых чешуй-пластин гранитоидного фундамента и осадочных толщ прогибов. При поддвижении осадочные породы уплотняются и пластически деформируются — сминаются в складки. Погружение в термальное поле глубинных зон земной коры вызывает вначале эпигенетические, а затем метаморфические реакции в породах. Гидратированные при выветривании и эпигенезе гранитоиды фундамента деформируются и метаморфизуются вместе с осадочными толщами прогибов. При этом образуется метаморфический пояс, сходный с парными поясами [114]. Восточная Саксаганская более глубоко поддвинутая чешуя претерпела более низкий зеленосланцевый метаморфизм по сравнению с Западной (эпидот-амфиболитовая фация). Метаморфическая граница проходит по Тарапаковскому и Дальнезападному поддвигу. Однако условия метаморфизма меняются и по простиранию структур, хотя и менее резко [7, 9]. Температура метаморфизма повышается в местах сужения синклиналей и в выступах фундамента, что можно объяснить затратами тепла при эндотермических метаморфических реакциях дегидратации, декарбонатизации и восстановления в толщах криворожской серии. Восточнее Криворожской зоны в синклиналиях Среднеприднепровского зеленокаменного пояса температура метаморфизма низкая, а западнее нее довольно резко увеличивается (рис. 11).

В Криворожской зоне поддвижения, как и во всех подобных зонах субдукции, происходит сжатие и деформация пород. Однако погружение гранитоидных пород края Среднеприднепровской плиты на глубину 30—50 км под Ингуло-Ингулецкую плиту должно активизировать глубинные процессы, особенно после остановки подкорового потока в период растяжения и горообразования. К таким глубинным процессам следует отнести высокотемпературный метаморфизм и переплавление поддвинутых гранитоидов со значительным привнесом калия, который генерируется на больших глубинах. На глубине 30—40 км западнее Криворожской зоны формируется глубинный магматический (чарнокитовый) диапир, образование которого связано с подъемом богатых калием флюидов и гранитовых расплавов. Здесь также формируется большой термальный купол. В его осевой части находятся Боковянский и Верблюжский чарнокитовые массивы и метаморфическая зона гранулитовой фации [7, 9]. Изотермы погружаются под Криворожскую зону. Вертикальный палеотемпературный градиент метаморфизма в Кривбассе до глубины 2000—2500 м пока не обнаружен. Вероятно, он и в КСГС будет невелик.

По химической зональности альмандиновых гранатов при зеленосланцевом метаморфизме (более 400 °С) обнаруживается по крайней мере двукратная смена статических и динамических условий метаморфизма. В статических условиях без заметных деформаций образуется ядро зональных гранатов и их краевая самая высокотемпературная зона (пиковый метаморфизм). Средняя зона анизотропных гранатов с ориентированными включениями графита и кварца, а также "тени давления" и разрыв сросшихся порфириобластов формируются в динамических условиях при деформации пород и с кристаллизацией минералов ориентированной основной ткани сланцев. Причем образование средней зоны гранатов часто связано с увеличением температуры ( $T$ ) и общего давления ( $P_{\text{общ}}$ ), в то время как последние деформации происходят при регрессивном метаморфизме с уменьшением  $P_{\text{общ}}$  и  $T$ .

Уже по этим данным, описывающим лишь завершение прогрессивного этапа и переход к регрессивному этапу метаморфизма, можно судить, насколько сложным было поддвижение, когда периоды тектонического спокойствия (статичный метаморфизм) сменялись динамическими фазами деформаций. Вероятно, последние связаны с ускорением поддвижения и быстрым погружением чешуй на большие глубины с пластической деформацией пород. О фазах деформаций в период эпигенеза можно судить лишь по мелкой изоклинальной и дисгармоничной складчатости в железистых породах. Образование такой складчатости возможно лишь на небольших глубинах при начальном эпигенезе в слабо литофицированных осадочных породах.

С прекращением действия подкорового потока увеличивалась скорость горообразования. Это вызывало быстрое поднятие поддвинутого клина (как пробку из воды), надвига-

ние чешуй, снижение давления и температуры, деформацию пород с образованием в них регрессивной сланцеватости. Надвиги могли совпадать с зонами бывших поддвигов, а также образовывать новые зоны скальвания и неоднородностей.

На малых глубинах возникали зоны дробления и брекчирования, которые использовались для глубинной циркуляции поверхностных вод с формированием линейных кор выветривания и зон окисления.

Очень похож на Криворожский Кременчугский синклиниорий, состоящий из трех кулисообразно сгущенных тектонических чешуй. Все железорудные толщи Кременчугского района относятся к саксаганской, а не к гданцевской свите. Характер осадконакопления в Западном прогибе Кривбасса такой же, как и в мелких прогибах Правобережного района с их маломощными железорудными толщами.

Аналогичную Кривбассу геологическую структуру и историю формирования имеют складчато-чешуйчатые синклинории с мощными железорудными толщами в Старооскольском, Михайловском и Белгородском районах КМА, Костомукшского района Карелии и других докембрийских железорудных бассейнов СССР и мира.

Для металлогенического анализа весьма важна приуроченность Криворожской зоны и других подобных железорудных районов докембрия к окраине позднеархейского зеленокаменного пояса, а также генетическая связь этих подвижных зон раннего докембрия. Одно из свидетельств такой связи — развитие мощных толщ железисто-кремнистых пород в зеленокаменных поясах (Белозерский железорудный бассейн).

Большое рудогенерирующее значение имеет длительный докриворожский период размыва нижнеархейских плагиигранитоидов с образованием кремнистой и гидрослюдистой кор выветривая (эпинижнеархейская платформа). Здесь в восстановительной обстановке накапливались петрогенные и редкие металлы в воде и осадках нижнедокембрийских морей.



## Глава 2

# ПЕТРОХИМИЯ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ (ВЫВЕТРИВАНИЯ, ЭПИГЕНЕЗА) ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

К породам фундамента толщ ЖФД криворожского и других типов, залегающих в обособленных антиклинориях, обычно относятся нижнеархейские плагиограниты, плагиомигматиты и эндербиты с включениями амфиболитов и основных кристаллосланцев. Кроме того, подрудная свита ЖФД часто представлена метаморфизованными основными вулканитами, относимыми к верхнему архею.

Плагиомигматиты и метабазиты фундамента в значительной степени изменены в дометаморфический этап в экзогенных условиях (выветривание) или при эпигенезе при низких давлениях и температурах.

Малоизмененные пироксеновые эндербиты и включения в них основных кристаллосланцев прежде всего отличаются незначительным содержанием  $K_2O$  (менее 1%). Эндербиты близки по составу к среднежелезистым и среднеглиноземистым плагиогранитам с отношением  $Na/Ca = 1,5-4,5$ , в среднем около 3 (рис. 12). Основные породы нижнего и верхнего архея близки по составу среднежелезистым и среднеглиноземистым толеитовым базальтам (рис. 13). Первичное содержание  $K_2O$  в них, очевидно, не превышает 0,5%.

Однако плагиомигматиты и метабазиты фундамента ЖФД чаще всего представлены не эндербитами, а рассланцованными мусковит-биотитовыми, биотитовыми и биотит-роговообманковыми плагиогранитами и плагиомигматитами, биотитовыми амфиболитами. Эти породы являются сильно гидратированными эндербитами и мафитами, в той или иной степени обогащенными  $K_2O$ . Причем степень гидратации и обогащения  $K_2O$  пород фундамента особенно значительна около крупных синклинориев с мощными толщами ЖФД. Существует вполне определенная обратная зависимость температуры метаморфизма толщ ЖФД со степенью гидратации фундамента. Гидратация фундамента распространяется на большое расстояние от крупного синклинория (до 10 км и более), затухая с удалением от него.

Как объяснить это явление? Видимо, оно связано с развитием почти сплошной зоны выветривания пород фундамента под крупными синклиноориями на глубину более 5 км. Такое объяснение возникает в связи с данными о значительной пористости и проницаемости пород фундамента Печенгской подвижной зоны до больших глубин [79]. Зоны проницаемости не были сплошными и, вероятно, согласовывались с зонами рассланцевания при поддвигах в подвижных областях.

Эти выводы подтверждаются исследованиями гранитоидов и метабазитов фундамента ЖФД в Криворожском и Правобережном районах. Это петрохимические данные по амфиболитам Артемовского участка и Кривбасса, а также по нижнеархейским гранитоидам из Криворожского и Правобережного районов.

На Артемовском участке изучена скв. 14187 (гл. 346 м), которая вскрыла весь разрез криворожской серии (сверху вниз): графит-биотитовые гнейсы, железистые кварциты и эвлизиты, биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы, амфиболиты, силлиманитовые кварциты, плагиоклазовые гранитоиды, метаморфизованные в амфиболитовой фации [9].

Рассмотрим петрохимию метабазитовой свиты, залегающей на кварцитах метаморфизованной коры выветривания нижнеархейских плагиогранитов и перекрывающейся железистыми породами на глубине 318–280 м. Биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы в кровле метабазитовой свиты связаны постепенным переходом с амфиболитами и представ-

Рис. 12. Диаграмма Na-Ca-K плагиигранитов фундамента Криворожского района:

1 - плагииграниты архея УЩ, 2 - биотит-мусковитовые плагииграниты КСГС, 3 - калишпатизированные плагииграниты Западно-Ингулецкой полосы

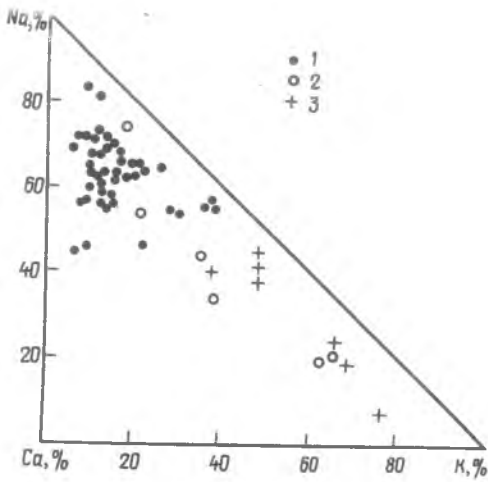
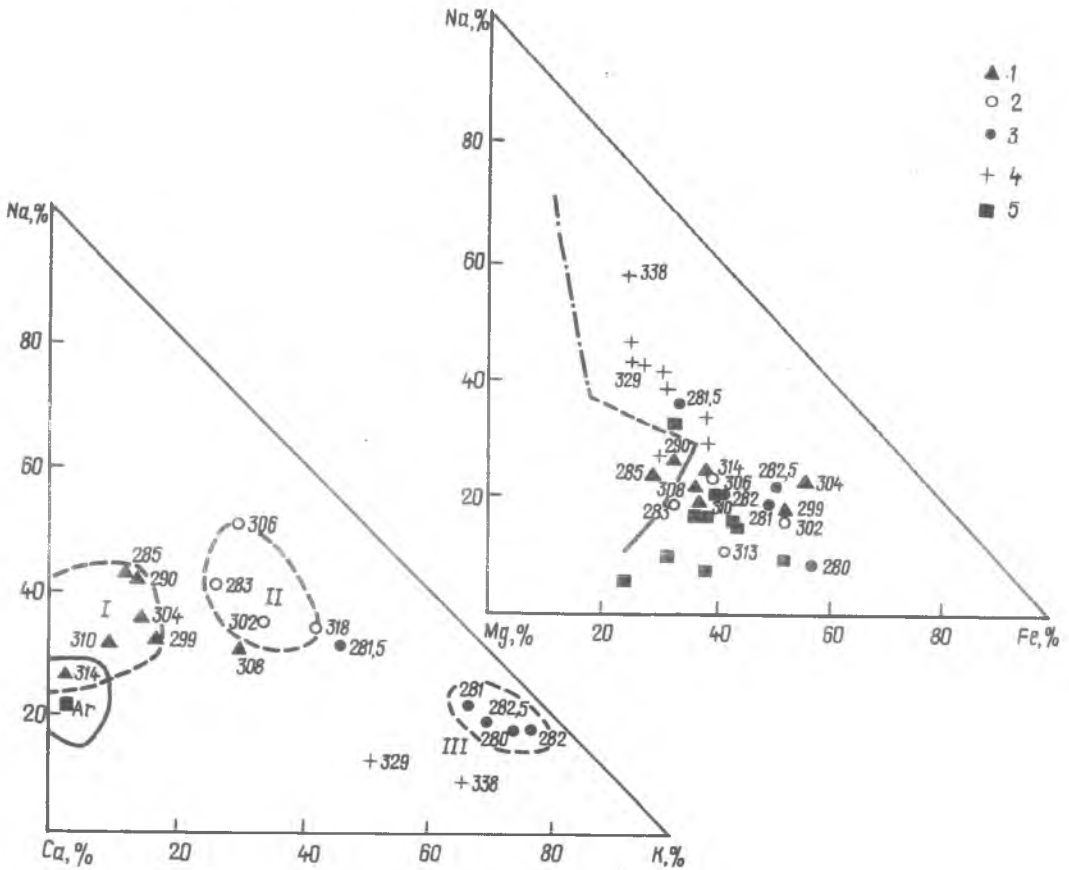


Рис. 13. Диаграмма состава метабазитов и плагиигранитов:

1 - биотитовые амфиболиты (поле I), 2 - амфибол-биотитовые гнейсы (поле II), 3 - гранат-биотитовые гнейсы (поле III), 4 - плагииграниты фундамента, 5 - метабазиты из субстрата нижнеархейских плагиигранитов; сплошной линией показан тренд дифференциации толеитовых магм, штрих-пунктир - тренд дифференциации известково-щелочных магм; цифры на диаграмме - глубины взятия образцов из скв. 1487



ляют собой метаморфизованную кору выветривания основных пород [9]. В нашем распоряжении есть 16 химических анализов пород метабазитовой свиты, что позволяет охарактеризовать изменения основных особенностей их химизма по разрезу. Эти породы представлены в разной степени биотитизированными амфиболитами (гл. 318-283 м) - от биотитовых амфиболитов ( $K_2O$  менее 1, минимально - 0,25 %) до биотитовых гнейсов в верхней части свиты (280-282,5 м), ( $K_2O$  до 5-7 %). Среди биотитизированных метабазитов выделяются биотитовые амфиболиты (биотита 5-15;  $K_2O$  1,0-1,8 %) и биотит-роговообманковые гнейсы (биотита 20-50;  $K_2O$  2-4 %). В метабазитовой части разреза наблюдается чередование в разной степени биотитизированных метабазитов (рис. 14).

По химическому составу также различаются три группы пород: биотитовые амфиболиты, биотит-роговообманковые гнейсы и биотитовые гнейсы. Биотитовые амфиболиты и био-

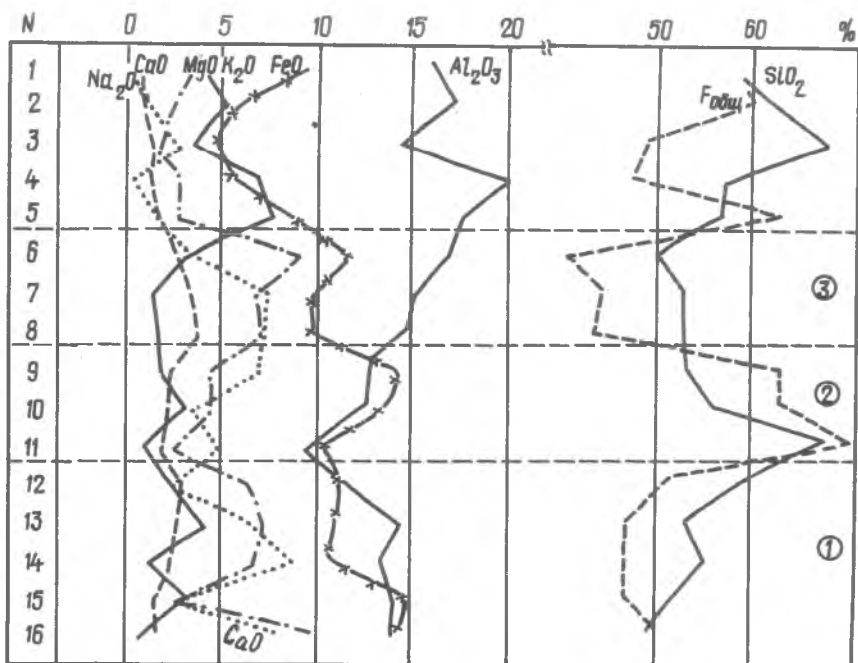


Рис. 14. Изменение содержания петрогенных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и общей железистости по разрезу скв. 14187, Артемовский участок, Западно-Ингулецкая полоса, амфиболитовая фация [9].

Гранат-биотитовые гнейсы: 1 – гл. 280 м, 2 – гл. 281 м, 3 – 281,5 м, 4 – гл. 282 м, 5 – гл. 282,5 м; биотитовые амфиболиты: 6 – гл. 283 м, 7 – гл. 285 м, 8 – гл. 290 м, 9 – гл. 299 м, 10 – гл. 302 м, 11 – гл. 304 м, 13 – гл. 308 м, 14 – гл. 310 м; мусковит-биотитовый гнейс: 15 – гл. 313 м; амфибол-биотитовые гнейсы: 16 – гл. 314–318 м; амфибол-гранат-биотитовые гнейсы: 12 – гл. 306 м; 1 – 3 (цифры в кружках) – покровы основных лав разного состава

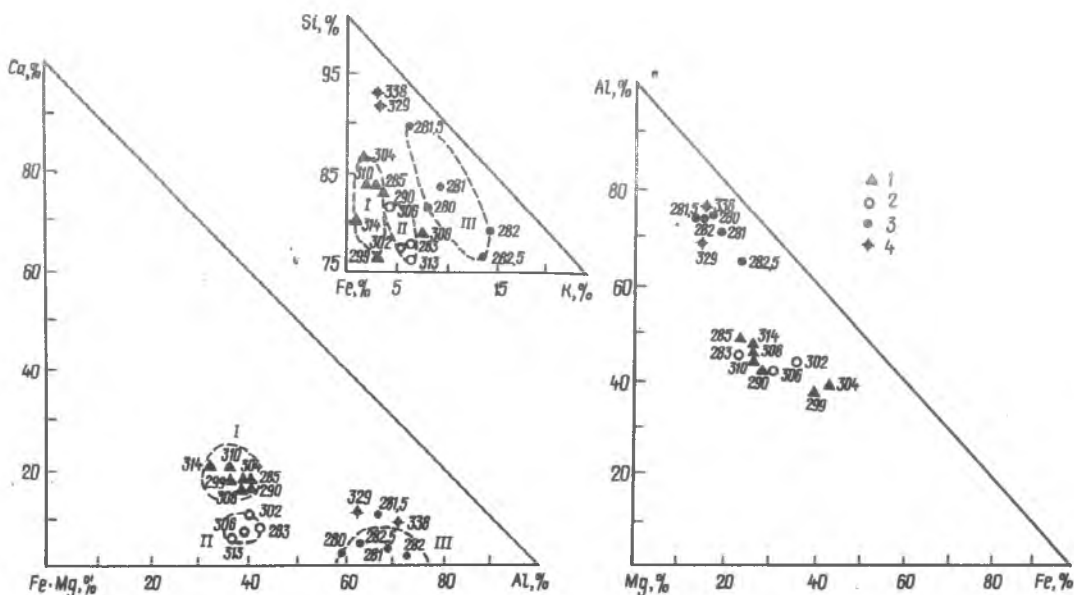


Рис. 15. Диаграммы состава метабазитов и плагиогранитов из скв. 14187. Обозначения те же, что и на рис. 13

тит-роговообманковые гнейсы, составляющие группу метабазитов, отличаются прежде всего по количеству  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  (см. рис. 13). В первых содержится  $\text{CaO}$  – 5–8, а во вторых – 2–4 %. По количеству отдельных компонентов и их соотношениям биотитовые амфиболиты и биотит-роговообманковые гнейсы между собой мало отличаются. Более того, по железистости метабазитов, а также их натровости выделяются три различные пачки (см. рис. 14). Вероятно, они отвечают трем покровам основных лав разного состава.

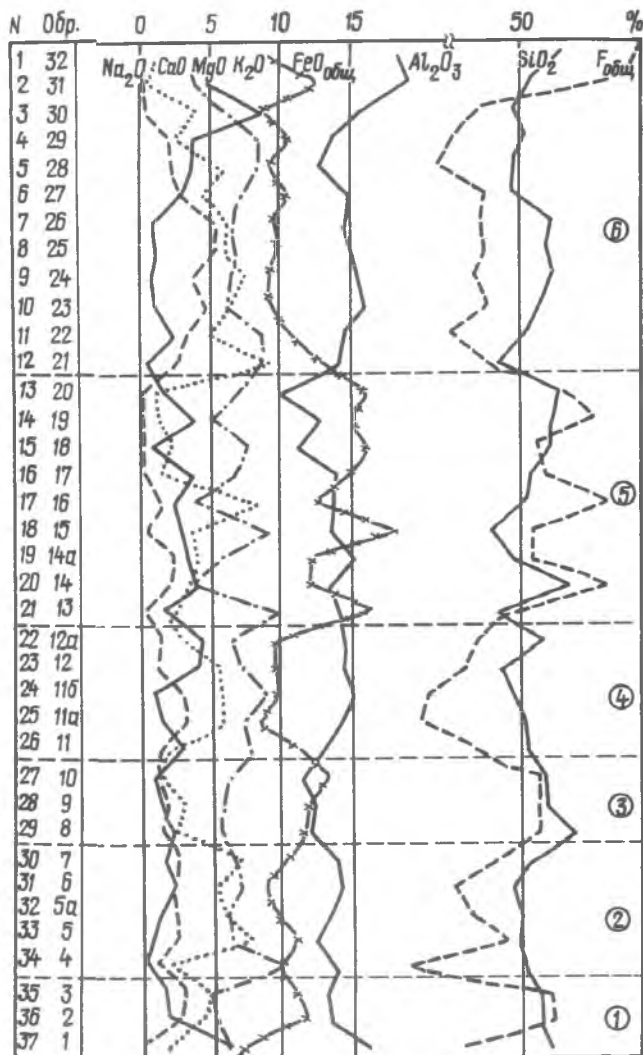


Рис. 16. Изменение содержания петрогенных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и общей железистости в метабазах по разрезу метабазитовой свиты Саксаганской синклинали в районе рудника им. Ленина:

ска. 16882 — биотитовый сланец, обр. 30–32, гл. 271–275,5 м; биотитовый амфиболит, обр. 29, гл. 278,4 м; амфибол-биотитовый метабазит, обр. 27, 28, гл. 279,3–289,5 м; амфиболит, обр. 21–26, гл. 310–340,2 м; ска. 16880 — хлорит-биотитовый сланец, обр. 20, гл. 87,1 м; хлорит-актинолитовый сланец, обр. 19, гл. 102,2 м; амфибол-хлорит-биотитовый сланец, обр. 18, гл. 112,5 м; биотитовый метабазит, обр. 16, 17, гл. 117–123,5 м; амфибол-хлоритовый сланец, обр. 15, гл. 157,3 м; амфибол-биотитовый гнейс, обр. 14<sup>а</sup>, гл. 180 м; биотитовый метабазит, обр. 14, гл. 249,5 м; актинолит-биотит-хлоритовый сланец, обр. 13, гл. 253,9 м; ска. 16881 — амфибол-биотитовый гнейс, обр. 12, гл. 150 м; биотитовый амфиболит, обр. 11, 12, гл. 164,7–260 м; ска. 16883 — биотитовый амфиболит, обр. 11, гл. 90,1 м; актинолит-хлорит-биотитовый сланец, обр. 10, гл. 91,2 м; биотит-амфиболовый метабазит, обр. 8, 9, гл. 176,6–181,7 м; биотитовый амфиболит, обр. 7, гл. 257,8 м; биотитовый метабазит, обр. 6, гл. 271,9 м; биотитовый амфиболит, обр. 5<sup>а</sup>, гл. 285 м; ска. 16884 — амфиболит, обр. 2–5, гл. 84–118,5 м; ска. 16885 — биотитовый сланец, обр. 1, гл. 72,6 м; 1–6 (цифры в кружках на рисунке) — крупные покровы основных лав различного состава

натровостью (2,6–2,8%),  $\text{SiO}_2$  — 48–54%; породы среднего (второго) покрова (295–306 м) отличаются повышенной железистостью ( $F = 63$ –70), низкой натровостью (2,0–2,3%) и глиноземистостью (11–12%),  $\text{SiO}_2$  — 52–55%; основные лавы верхнего покрова среднежелезисты, но отличаются повышенной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,7%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 12–15%,  $\text{SiO}_2$  — 49–52%. Базиты первого и третьего покровов располагаются близко от толеитового тренда, в то время как железистые породы второго покрова имеют аномальный состав — обеднены  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , но обогащены  $\text{SiO}_2$  (рис. 15).

Конечно, по имеющимся данным рано делать выводы о каких-то закономерностях процесса излияния основных лав в зеленокаменной зоне Правобережного района, но выделение трех покровов с разным составом основных лав намечается и по КСГС.

Резкую отрицательную корреляцию в содержании  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в метабазах невозможно объяснить магматическим (нет связи содержания  $\text{K}_2\text{O}$  с  $\text{SiO}_2$ , железистостью,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) или осадочным процессом. Нельзя связать биотитизацию метабазитов и с метасоматозом, поскольку биотит как метаморфический минерал образует мелкие чешуйки, ориентированные по сланцеватости вместе с роговой обманкой. Единственное логичное объяснение биотитизации метабазитов — гидратация и подводное выветривание основных лав на дне моря и в период эпигенеза при глубинной циркуляции морских и поверхностных вод по зонам проницаемости. Эти процессы часто связаны с привнесом  $\text{K}_2\text{O}$  и выносом  $\text{CaO}$  [84].

Особенно значительный привнос  $\text{K}_2\text{O}$  наблюдается в кровле покровов — своеобразная кора выветривания. Метаморфизованным аналогом последней являются биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы (280–282,5 м). Эти породы резко отличаются от метабази-

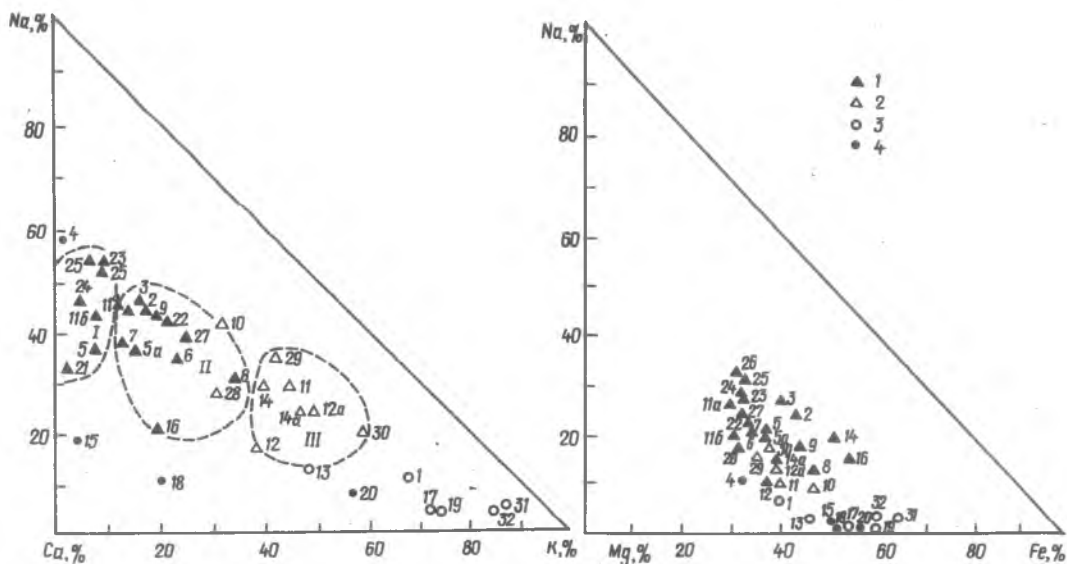


Рис. 17. Диаграммы состава амфиболитов и сланцев metabазитовой свиты Саксаганской синклинали (см. рис. 15):

1 – амфиболиты, 2 – биотитовые амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы, 3 – биотитовые сланцы, 4 – хлоритовые сланцы; цифры на диаграмме – номера образцов (см. рис. 16); поля: I – неизменных metabазитов, II – биотитовых metabазитов, III – амфибол-биотитовых сланцев

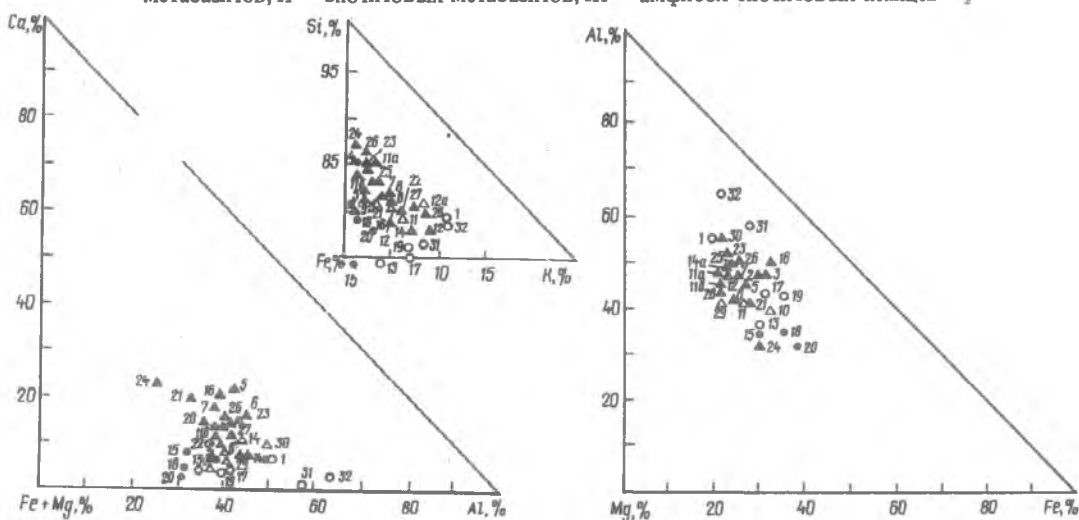


Рис. 18. Диаграммы состава амфиболитов и сланцев metabазитовой свиты Саксаганской синклинали. Обозначения те же, что и на рис. 17

тов. Они обогащены  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ , обеднены  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $FeO+MgO$  (см. рис. 14). Наблюдается небольшое увеличение общей железистости пород (F до 60).

Мощная толща metabазитов новокриворожской свиты подстилает породы ЖФД в Саксаганской синклинали Кривбасса. Metаморфизм отвечает зеленосланцевой фации.

Рассмотрим петрохимические особенности этих пород по руднику им. В.И.Ленина, где они опробованы по материалам структурно-профильного бурения Э.Я.Ярошукон, Ю.Ф.Великановым и др. [107]. Включая пять наших анализов, всего есть 37 химических анализов пород metabазитовой свиты мощностью около 1200 м. Эти анализы характеризуют хотя и неравномерно, но довольно полно состав metabазитовой свиты. Кроме нескольких маломощных пластовых тел метасульфидов, все породы свиты относятся к вулканогенным образованиям основного состава (диабазам, габбро, редко туфам). В большей части амфиболитов и сланцев отмечаются миндалекаменные текстуры. В составе свиты преобладают амфиболиты, в разной степени биотитизированные, довольно широко развиты амфибол-биотит-хлоритовые и хлорит-биотитовые, а также амфибол-хлоритовые,

биотитовые сланцы. Они чередуются с амфиболитами. Особенно много сланцев в нижней и средней частях толщи (рис. 16).

Можно выделить несколько интервалов (зон), где сосредоточены сланцы. Прежде всего в подошве, в пачке мощностью около 50 м.; в 250 м от подошвы, в зоне мощностью около 100 м в 300–400 м от кровли. В остальных интервалах встречены маломощные "прослой" сланцев.

При анализе петрохимических данных получается картина, весьма сходная с материалами по скв. 14187. Основные разновидности пород — малоизмененные амфиболиты, биотитовые амфиболиты, биотитовые сланцы. Кроме того, выделяются хлоритовые сланцы (с амфиболом, биотитом). Неизмененные метабазиты (менее 1 %  $K_2O$ ) довольно редки и обычно переслаиваются с биотитовыми амфиболитами (1–2, реже до 3 %  $K_2O$ ). Содержание  $CaO$  (от 6–8 до 4–6 %) пропорционально снижается от неизмененных метабазитов до биотитовых амфиболитов. Количество остальных компонентов существенно не различается.  $SiO_2$  постоянен (около 50 %). Биотитовые сланцы, как и в скв. 14187, обогащены  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ , обеднены  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $FeO + MgO$ . Незначительно увеличивает их железистость. Хлоритовые сланцы отличаются другими особенностями состава: они обеднены  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ , иногда и  $K_2O$  (рис. 17, 18).

Поскольку при биотитизации базитов отношение таких компонентов, как  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$  сохраняется от первичных пород, можно использовать их для расчленения свиты саксаганских метабазитов. Главным образом по железистости метабазитов снизу вверх выделяются шесть пачек (см. рис. 16): нижняя первая пачка натрово-железистых рассланцованных метабазитов с железистостью 55,  $Na_2O = 3,2–3,6$ ,  $SiO_2 = 53–54$  %, мощность 50–100 м; вторая пачка метабазитов низкой железистости ( $F = 40–45$ ), нормальной натровости ( $Na_2O = 2,4–3,0$  %),  $SiO_2 = 51–52$  %, мощность 50 м; третья пачка железистых рассланцованных метабазитов с железистостью 52–60, низкой натровостью ( $Na_2O = 1,5–2,2$  %), пониженной глиноземистостью ( $Al_2O_3 = 11–33$  %),  $SiO_2 = 54–55$  %, мощность около 100 м; четвертая пачка метабазитов с низкой железистостью ( $F = 39–44$ ) и повышенной натровости ( $Na_2O = 3,0–3,5$  %),  $SiO_2 = 48–51$  %, мощность 300–400 м; пятая пачка рассланцованных метабазитов с повышенной железистостью ( $F = 52–62$ ), нормальной натровости ( $Na_2O = 2,0–2,5$  %), мощность 250–350 м; шестая верхняя пачка однородных низкожелезистых метабазитов ( $F = 39–46$ ) высокой натровости ( $Na_2O = 3–4$  до 4,8 %),  $SiO_2 = 49–54$  %, мощность около 250 м.

По этому разрезу видно закономерное чередование метабазитов повышенной и пониженной железистости при преобладании последних. Железистые метабазиты легче подвержены рассланцеванию и изменениям — биотитизации, хлоритизации.

Общие выводы по метабазитам новокриворожской свиты на руднике им. В.И.Ленина в Кривбассе те же, что и по Артемовскому участку. Первичные основные лавы низкокальциевые и близки по составу к толеитам. В сторону железистых базальтов отклоняются метабазиты третьей и пятой пачек, повышенной щелочностью отличаются породы первой, четвертой и особенно шестой верхней пачки (см. рис. 16).

Биотитизация и хлоритизация метабазитов связаны с их экзогенной и эпигенетической переработкой и гидратацией при осадконакоплении и поддвижении. Хлоритизация, вероятно, определялась эпигенетическими зонами выщелачивания. Среднее содержание привнесенного  $K_2O$  ко всей толще метабазитов составляет 2,5 % [107], что отвечает примерно 30 % среднему содержанию биотита в метабазитах. Среднее содержание  $Na_2O = 2$  %, что соответствует около 20 % кислого плагиоклаза в метабазитах. Остальные 80 % минералов метабазитов участвовали в метаморфических реакциях дегидратации (см. гл. 3).

Аналогичный характер разреза имеет метабазитовая толща на иных участках Криворожского бассейна и в других районах развития ЖФД, например метабазитовая пачка, вскрытая КСГС. В ней амфиболиты преобладают в нижней части пачки, а биотитовые разности — в верхней, где они постепенно переходят в биотитовые и филлитовые сланцы. По железистости метабазитов выделяются три пачки-покрова аналогично Артемовскому участку. Высокоглиноземистыми гранат-биотит-хлоритоид-мусковитовыми и мусковит-хлоритовыми сланцами представлена верхняя часть (метакора выветривания) метабазитовой свиты в Южном районе — участок шахты им. Валявко (скв.17980).

Такой же характер разреза метабазитов в амфиболитовой свите Кременчугского, Белозерского, Костомукшского, КМА и других железорудных районов.

Нижнеархейские метабазиты, составляющие субстрат плаггиомигматитов архейского фундамента, также в разной степени биотитизированы. Неизменные метабазиты (амфиболиты и двушироксеновые кристаллосланцы) бедны  $K_2O$  (до 0,7%),  $SiO_2$  (48–52%),  $Al_2O_3$  (13–15%),  $Na_2O$  (около 2%), обогащены феррическими компонентами ( $FeO + MgO$ ) около 20%,  $CaO$  (10–13%), железистость ( $F = 35–50$ ), чаще 40–45. Они близки к обычным толеитам. Биотитизированные метабазиты обогащены  $K_2O$  (до 2–4%) и обеднены  $CaO$  (3–4%). Сильно биотитизированные амфиболиты превращены в биотитовые сланцы или гнейсы и по составу близки к биотитовым гнейсам метабазитовых толщ, описанных выше. Таким образом, нижнеархейские метабазиты фундамента, как и метабазитовые зеленокаменные толщи, подвергаются эпигенетической гидратации с привнесом  $K_2O$  хотя не исключена эндогенная гидротермальная переработка пород.

Примерно те же тенденции изменения состава наблюдаются и в самих нижнеархейских плаггиомигматитах фундамента. Рассмотрим их на примере Криворожского и Правобережного районов. Среди плаггиогранитов фундамента можно выделить малоизмененные и биотитизированные разновидности. Первые бедны  $K_2O$  (0,5%),  $SiO_2$  (57–75, чаще 65–70%). Таков же состав эндрбитов. Состав нормативного плаггиоклаза — 30–50% Ан. Биотитовые плаггиограниты наиболее распространенные породы.  $K_2O$  в них 1–2%, отношения  $Na/Ca$  2,5–5, в среднем около 4 (см. рис. 12). Кроме биотита, в измененных плаггиогранитах отмечается мусковит, калиевый полевой шпат. Все эти калиевые минералы вторично-метасоматические. Привнос  $K_2O$  в плаггиограниты происходил при эпигенетической гидратации пород фундамента в троговых зонах поддвигаания. Об этом свидетельствует значительное обогащение плаггиогранитов  $K_2O$  в верхних зонах древней коры выветривания, где плаггиограниты превращены в биотит-мусковит-кварцевые сланцы или ортоклаз-силлиманитовые гнейсы. Кроме того, в плаггиоклазе плаггиогранитов наблюдается наполнение мелкими чешуйками мусковита (серицита) по трещинам спайности, двойниковым швам, что связано с образованием гидрослюдистой коры глубинного выветривания или эпигенеза.

В обычных биотитовых плаггиогранитах содержится до 15–20% биотита и мусковита, роговой обманки и эпидота до 5–10%, а также 20–25% нормативного анортита. Остальное приходится на кварц и альбит. При эпигенезе гидратации подвергается до 30–50% объема плаггиогранита. В плаггиомигматитах с включениями измененных метабазитов (биотитовые амфиболы, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы) степень их гидратированности до 60–70%. Однако среди пород нижнеархейского фундамента преобладают плаггиограниты, в которых объем воцосодержащих минералов не превышает 40–60%.

Есть возможность сравнить неизменные эпигенезом нижнеархейские метабазиты (субстрат) и содержащие их плаггиограниты. Эти породы почти не содержат  $K_2O$ , плаггиограниты обогащены  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ , обеднены  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ , хотя железистость постоянна. Эндрбиты и плаггиограниты можно рассматривать как продукты мигматизации метабазитов — селективного выплавления плаггиогранитных расплавов, что происходит с привнесом  $SiO_2$  и  $H_2O$ , возможно,  $Na_2O$  [11].

Нижнеархейские метабазиты и мигматиты являлись высокотемпературными двушироксеновыми породами. Таким был и фундамент ЖФД криворожского и других типов. Однако при заложении троговых прогибов с морскими бассейнами происходили глубинный эпигенез и гидратация пород кристаллического фундамента. Интенсивность гидратации зависит от проницаемости пород фундамента и поэтому неравномерна и в общем уменьшается с удалением от прогибов, т.е. уменьшается на поднятиях. При этом около 3,0 млрд лет назад, когда закладывались зеленокаменные и Криворожские прогибы, при гидратации эндрбитов фундамента, видимо, были в разной степени изменены и их цирконы, что отразилось на величинах изотопного возраста этих минералов.

### Глава 3

## ЭНЕРГЕТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

На картах метаморфической зональности докембрия хорошо видно, что к крупным синклиориям приурочиваются зоны низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма, метаморфические минимумы [7, 9]. Такое положение можно объяснить значительным расходом тепла, доставляемого тепловыми потоками при метаморфизме на эндотермические реакции в прогрессивно-метаморфизиующихся толщах ЖФД.

Осадочно-вулканогенные толщи криворожской свиты, отложенные в морском бассейне, представляли собой глинистые, песчано-глинистые, карбонатные, железистые осадки, состоящие из богатых водой или углекислотой (гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, гиббсит, цеолит, карбонаты, хлориты, лимониты и др.) минералов, которые при нагревании переходили в низкотемпературные метаморфические минералы (мусковит, биотит, пиррофиллит, тальк, амфиболы, диаспор, эпидот, плагиоклазы, андалузит, альмандин), а затем и в высокотемпературные (пироп-альмандиновый гранат, магнезиальные биотиты, ортоклаз, силлиманит, клинопироксен, ортопироксен, кордиерит, шпинель, оливин).

Метаморфизм этих толщ связан со значительной затратой тепла, о чем свидетельствует большая положительная энтальпия всех реакций дегидратации и декарбонатизации.

Уже при диагенезе и начальном эпигенезе происходит уплотнение, которое сопровождается реакциями восстановления и декарбонатизации в осадочных породах ( $\Delta H = 80-200$  Дж/г). В железистых породах к таким реакциям можно отнести:  $\text{Сид} + \text{Гем} = \text{Мт} + \text{CO}_2$ ;  $\text{Гем} + \text{Гф} = \text{Мт} + \text{CO}_2$ . Реакции декарбонатизации проходят через богатый  $\text{CO}_2$  газ, равновесный с богатой водой жидкостью [163а, 207б].

При осадконакоплении, диагенезе и эпигенезе осадков в вулканитах и плагиомигматитах (нижнеархейских эндербитах) фундамента происходило интенсивное обводнение с привнесом  $\text{K}_2\text{O}$  и выносом  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ , т.е. процессы, близкие к образованию глинистой коры выветривания. О высокой пористости и проницаемости до больших глубин (5–7 км) пород фундамента свидетельствуют исследования пород Кольской сверхглубокой скважины [79]. Такая пористость и проницаемость определили миграцию поверхностных морских и метеорных вод, которые осуществляли значительную гидратацию вулканитов и эндербитов фундамента. Процессы гидратации при низких температурах диагенеза и эпигенеза были энергетически выгодны и проходили с выделением тепла (до 200–300 Дж/г). Конечно, гидратацией был охвачен не весь объем эндербитов — преимущественно темнокрасные минералы и часть плагиоклаза (анортитовая составляющая) — всего до 50–60 % объема породы. На большую роль морской воды в этих процессах указывает изотопный состав связанной воды слюд и амфиболов пород архейского фундамента печенгской серии [79]. Судя по значительному содержанию мусковита, биотита, эпидота и амфиболов, которое достигается в плагиогранитах фундамента Кривбасса 20–30 %, а в амфиболитах 60–70 %, содержание новообразованных минералов при эпигенезе составляло в среднем 40–60 % гранитоидов фундамента.

Выделившееся при эпигенетической гидратации минералов эндербитов фундамента тепло достигало 50–150 Дж/г, что повышало температуру пород и подземных вод на 100–150 °С и, в свою очередь, увеличило тепло-массообмен в глубинных зонах, активизировало метасоматические процессы. В отдельных зонах катаклаза и глубинной циркуляции подземных вод возможны значительные минеральные преобразования — выщелачивание с



окварцеванием, реакции окисления, карбонатизация, образование сульфидов и т.д. Реакции гидратации ослабляются с ростом температуры.

При тектоническом поддвигании толщи прогибов и пластины фундамента погружаются в глубинные тепловые поля, что является причиной прогрессивного метаморфизма этих образований.

Энергетические затраты в процессе метаморфизма можно охарактеризовать интегральным изменением энтальпии метаморфической системы

$$\Delta H_{T-298} = (H_T - H_{298}) + \Sigma \Delta H_p + \Delta V \cdot (P - 1), \quad (1)$$

где  $\Delta H_{T-298}$  — общее изменение энтальпии системы при метаморфизме;  $(H_T - H_{298})$  — теплота нагревания пород;  $\Sigma \Delta H_p$  — сумма энтальпийных эффектов метаморфических реакций,  $V$  — объем частей системы,  $P$  до 350 МПа,  $T$  до 800 К. Наибольшее значение для оценки энергетики метаморфизма имеют первые два члена правой стороны соотношения (1), описывающие затраты тепловой энергии. Третий член — работа сжатия системы, ее величина относительно невелика, хотя для некоторых пород может достигать 5–10 % суммарной энергии метаморфизма.

Собственно метаморфизм начинается примерно с температуры 270–300 °С, когда в породах разного состава через однофазный водно-углекислый флюид проходит серия метаморфических реакций дегидратации и декарбонатизации: ломонтит → пренит → эпидот, гиббсит → диаспор, каолинит → пиррофиллит, хлорит + мусковит → биотит, хлорит + кальцит → актинолит. Положительный энтальпийный эффект этих реакций значительный — 300–700 Дж/г (табл. 2, 3; рис. 19). Эти реакции охватывают до 50–80 % объема пород как в осадочно-вулканогенных толщах, так и в гранитоидах фундамента. В результате этих реакций образуются метаморфические породы зеленосланцевой фации метаморфизма — хлорит-биотитовой зоны. В верхней части зеленосланцевой фации при температуре 400–500 °С за счет хлорита и кварца ( $\pm$  сидерит, мусковит) уже образуется альмандиновый гранат ( $\pm$  биотит, куммингтонит).  $\Delta H$  этих реакций также значителен — 300–500 Дж/г. Многие из отмеченных реакций дивариантны и проходят в некотором температурном интервале, хотя в основном приурочиваются к границам метаморфических субфаций (зон) — преимущественно при температуре 300–400 и 450–500 °С.

Граница между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями (около 450–500 °С) фиксируется по нескольким реакциям: диаспор + кварц → андалузит, пиррофиллит → андалузит + кварц, хлорит + биотит + мусковит → ставролит + альмандин + андалузит, клиноцоизит → анортит. Эти реакции имеют относительно небольшой энтальпийный эффект (200–400 Дж/г) и проходят в ограниченном объеме пород (10–30 % объема глиноземистых, железистых и основных пород) (см. табл. 3, рис. 19).

Граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (~600 °С) связана с реакциями разложения ставролита, мусковита, части биотита с образованием граната, силлиманита, ортоклаза (см. табл. 3, рис. 19). Энтальпийный эффект их невелик (120–200 Дж/г) и охватывает небольшой объем пород (10–30 %).

В гранулитовой фации разлагается большая часть биотита, роговой обманки с образованием гиперстена и двупироксеновой ассоциации. Эти реакции проходят в значительном температурном интервале (более 700 °С). Энтальпийные эффекты обычно невелики (120–280 Дж/г) и охватывают небольшие объемы глиноземистых и основных пород (5–20 %) (см. табл. 3, рис. 19).

В амфиболитовой и гранулитовой фациях часть глиноземистых гнейсов подверглась частичному плавлению с образованием мигматитов. Объем таких расплавов в гнейсах относительно невелик — до 20 %, а в мигматитах фундамента может достигать 50 %. Энтальпийный эффект плавления составляет около 250 Дж/г (расчет по данным Л.Л.Перчука [132]) (см. табл. 3).

Суммарные затраты энергии при эпигенезе составляют приблизительно 40–80 Дж/г, редко до 200–250 Дж/г, при зеленосланцевом метаморфизме 160–250 Дж/г, при эпидот-амфиболитовом — 40–80 Дж/г, амфиболитовом и гранулитовом — 20–80 Дж/г, итого 200–500 Дж/г. Это означает, что при эпигенезе и зеленосланцевом метаморфизме энергозатраты на нагрев пород (прирост внутренней энергии) и метаморфические реакции примерно одинаковы (см. рис. 19), в то время как при средне- и высокотемпературном метаморфизме преобладающая часть энергии идет на нагрев пород, а на реакции дегидратации и декарбонатизации не более 5–15 % всей энергии метаморфизма. Таким образом, затраты

Т а б л и ц а 2. Термодинамические константы метаморфических минералов при нормальных условиях

№	Минерал	Формула	М г/моль	V, см <sup>3</sup> /моль	$\frac{\Delta G_{298}^{\circ}}{KДж}$ моль	$\frac{\Delta H_{298}^{\circ}}{KДж}$ моль
1	Вода (газ; жидкость)	H <sub>2</sub> O	18,0	24465;	-228,59;	-241,82;
2	Углекислый газ	CO <sub>2</sub>	44,0	24465	18	-237,18
3	Кварц	SiO <sub>2</sub>	60,085	22,688	-856,24	-910,65
4	Гибсит	Al(OH) <sub>3</sub>	78,0	32,0	-1155,49	1293,13
5	Диаспор	AlO(OH)	60,0	17,76	-913,79	992,32
6	Андалузит	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	162,0	51,53	-2429,19	-2576,8
7	Силлиманит	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	162,0	49,9	-2427,1	-2573,58
8	Кианит	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	162,0	44,09	-2430,74	-2581,11
9	Корунд	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	102,0	25,58	-1568,25	-1861,68
10	Каолинит	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>4</sub>	258,2	99,52	-3789,07	-4109,61
11	Пирофиллит	Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>4</sub>	360,3	126,6	-5255,1	-5628,78
12	Ломонит	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>12</sub> ·4H <sub>2</sub> O	470,4	207,6	-6682,02	-7233,63
13	Лавсонит	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>11</sub> (OH) <sub>2</sub> ·H <sub>2</sub> O	314,2	101,3	-4492,07	-4846,41
14	Пренит	Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	412,4	140,3	-5818,02	-6201,06
15	Клиноцоизит	Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	623,0	136,2	-6483,86	-6879,37
16	Сидерит	FeCO <sub>3</sub>	176	29,4	-679,44	-749,66
17	Анортит	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	278,2	100,79	-3992,79	-4218,51
18	Гроссуляр	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	450,5	125,3	-6263,32	-6624,95
19	Шпинель	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	142,3	39,71	-2163,17	-2288,02
20	Кальцит	CaCO <sub>3</sub>	100,1	36,93	-1129,30	-1113,11
21	Магнезит	MgCO <sub>3</sub>	84,3	28,02	-1029,72	-1113,11
22	Брусит	Mg(OH) <sub>2</sub>	58,33	24,63	-835,34	
23	Серпентин	Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (OH) <sub>4</sub>	277,1	108,5	-926,30	-4364,41
24	Тальк	Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	379,3	136,25	-5523,67	-5903,29
25	Антофиллит	Mg <sub>7</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	780,9	264,4	-11361,36	-12086,5
26	Форстерит	Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	140,7	43,74	-2056,69	-2175,68
27	Энстатит	MgSiO <sub>3</sub>	100,4	31,27	-1459,92	-1574,54
28	Клинохлор*	Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>6</sub>	555,8	211,5	-8188,5	-8841,63
29	Клинохлор**	Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>6</sub>	555,8	207,1	-8207,7	-8857,4
30	Кордиерит	Mg <sub>2</sub> Al <sub>4</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>18</sub>	585,0	233,2	-8624,4	-9134,5
31	Пироп	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	402,0	113,3	-5975,0	-6333,0
32	Тремолит	Ca <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	812,4	272,9	-11592,6	-12319,7
33	Диопсид	CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	216,6	66,1	-3029,2	-3203,27
34	Мусковит	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	398,3	140,7	-5591,1	-5972,3
35	Флогопит	KMg <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	417,3	149,66	-5841,7	-6226,1
36	Санидин	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	278,3	109,01	-3739,4	-3960,3
37	Гетит	FeO(OH)	88,85	20,85	-489,53	-560,03
38	Гематит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	159,7	30,27	-745,42	-827,26
39	Магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	231,5	44,52	-1014,9	-1118,2
40	Фаялит	Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	203,8	46,39	-1381,7	-1481,6
41	Ферросилит	FeSiO <sub>3</sub>	131,9	32,95	-1117,8	-1195,1
42	Геденбергит	CaFeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	248,1	68,27	-2674,5	-2838,8
43	Альмандин	Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	498,0	115,28	-4988,8	-5328,6
44	Миннесотаит	Fe <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	480,0	146,3	-4476,5	-4822,5
45	Грюнерит	Fe <sub>7</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	1008	277,96	-8958,0	-12108,0
46	Эпидот	Ca <sub>2</sub> FeAl <sub>2</sub> Si <sub>5</sub> O <sub>12</sub> (OH)	651,7	139,2	-6072,4	-6461,9
47	Fe-хлорит	Fe <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>6</sub>	714,0	243	-6638,0	-7281,0
48	Fe-Al-хлорит	Fe <sub>4,5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>6</sub>	715,0	243	-6827,0	-7472,0
49	Аннит	KFe <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	511,8	154,32	-4799,7	-5155,5
50	Mg-Al-хлорит	Mg <sub>4,5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>6</sub>	555	211,5	-8427,0	9087,0
51	Fe-ставролит	Fe <sub>2</sub> Al <sub>6</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	826	228,5	-10561,0	-11276,0

П р и м е ч а н и е. 1-18, 21-29, 31-41, 45, 47 - [217]; 19 - [240]; 20, 43, 44 - [161]; 30, 46, 47, 49, 50 - настоящая работа.

\* Клинохлор с межплоскостным расстоянием 7 нм.

\*\* Клинохлор с межплоскостным расстоянием 14 нм.

энергии при метаморфизме прежде всего связаны с низкотемпературной дегидратацией и декарбонатизацией осадочно-вулканогенных пород ЖФД и несколько менее с реакциями в гидратированном плагиигранитовом фундаменте. Эта энергия преимущественно тепловая и ее можно рассчитать как суммарный прирост энтальпии системы.

Можно приближенно рассчитать затраты тепла при метаморфизме пород криворожской серии в Кривбассе (табл. 4). В северной части Кривбасса по разлому контактируют две чешуйчатые структуры - Саксаганская, породы которой метаморфизованы в зеленосланцевой фации при температуре = 500°С, и Западная синклинали, породы которой метаморфизованы при температуре = 580°С. В разрезе (см. рис. 5,6) площадь пород Саксаганской синклинали составляет около 55 км<sup>2</sup>, объем 1 км по простиранию = 55 км<sup>3</sup>, а его масса - 169·10<sup>15</sup> кг (см. табл. 4).  $H_{773} - H_{298} = 169 \cdot 481 \text{ КДж/кг} \cdot 10^{15} = 81,3 \cdot 10^{18} \text{ КДж}$ .  $\Sigma \Delta H$  метаморфических реакций составляет 51,17·10<sup>18</sup> КДж (см. табл. 3). Удельный энтальпийный эффект реакций в среднем составляет 303 Дж/г, а суммарный расход на 1 г

Т а б л и ц а 3. Энтальпийные эффекты метаморфических реакций

Равновесие	Мг/моль	$\Delta H$ , КДж/моль	T, °C	$\Delta H_{уд}$ , Дж/г
Гиб = Диас + Н <sub>2</sub> О	78	59	300	757
2 Диас = Кор + Н <sub>2</sub> О	120	81	400	678
2 Диас + Кв = Анд + Н <sub>2</sub> О	180	80	400	443
Каол + 2Кв = Прф + Н <sub>2</sub> О	378	60	300	159
Прф = Анд + 3Кв + Н <sub>2</sub> О	360	81	400	226
Лом = Лавс + 2Кв + 2Н <sub>2</sub> О	470	82	200-300	176
2 Лом = Прен + 2 Диас + 5Кв + 6Н <sub>2</sub> О	940	252	200-300	297
4 Лом + Кл-Хл = 3,5 Анд + Клц + Тр + 4,5Кв + 18,5Н <sub>2</sub> О	2438	998	300-400	410
Лавс = Ан + 2Н <sub>2</sub> О	314	146	400-500	464
2 Диас = Кор + Н <sub>2</sub> О	120	81	400-500	678
2 Диас + Кв = Анд + Н <sub>2</sub> О	180	50	400-500	443
Прен + 2 Диас + Кв = 2 Ан + 2Н <sub>2</sub> О	592	179	400-500	301
Кл-Хл + 2Ка + 6Кв + Тр + Анд + 2СО <sub>2</sub> + 3Н <sub>2</sub> О	1116	310	300-400	293
Тр = 3Эн + 2Ки + Кв + Н <sub>2</sub> О	812	120	600-700	146
Клц + Тр = 1,5 Ан + 2,5Ки + 2,5Эн + 0,5 Кв + 1,5Н <sub>2</sub> О	1435	181	600	125
Сп + Брус = 2Фо + 3Н <sub>2</sub> О	336	214	400-500	636
2Сп = 3Фо + Кв + 4Н <sub>2</sub> О	554	324	400-500	586
Сп = 1,2Фо + 0,2Та + 1,8Н <sub>2</sub> О	227	134	400-500	485
3Маг + 4Кв + Н <sub>2</sub> О = Та + 3СО <sub>2</sub>	431	132	400	305
Та = 3Эн + Кв + Н <sub>2</sub> О	379	117	600-700	310
0,25 Mg - Ал-Хл + 0,5Кв = 0,375 Пир + Н <sub>2</sub> О	169	110	500-700	628
Кл-Хл + 2,29Кв = Пир + 0,2857 Анд + 3,715Н <sub>2</sub> О	694	318	500-700	460
0,6Кл-Хл + Му = Фл + 1,6Анд + 0,2Кв + 2,4Н <sub>2</sub> О	731	165	500	226
0,5Фл + 1,5Кв + 0,5Му = 0,5Пир + Сан + Н <sub>2</sub> О	497	95	600-700	188
Фл + 2Кв + Сил = Пир + Сан + Н <sub>2</sub> О	700	86	700-800	125
Фл + 3Кв = 3Эн + Сан + Н <sub>2</sub> О	598	116	700-800	192
Му + Кв = Сан + Сил + Н <sub>2</sub> О	458	107	600-700	234
2 Гет = Гем + Н <sub>2</sub> О	178	50	100-150	280
3 Гет = Мт + 1,5Н <sub>2</sub> О + 0,25О <sub>2</sub>	267	198	100-200	740
2 Гем + 0,5С = 2Мт + 0,5СО <sub>2</sub>	485	49	100-200	100
7 Мин = 3Грн + 4Кв + 4Н <sub>2</sub> О	3359	353	200-300	105
Грн = 3,5Фа + 4,5Кв + Н <sub>2</sub> О	1009	72	400-500	71
Грн = 7Фс + Кв + Н <sub>2</sub> О	1009	80	600	79
6 Сид + Му + 3Кв = Алм + Анн + 6СО <sub>2</sub>	1274	357	400-450	280
5 Сид + Хл + 8Кв = Алм + Грн + 3Н <sub>2</sub> О	1754	696	400-450	397
СО <sub>2</sub> + СН <sub>4</sub> = 2С + 2Н <sub>2</sub> О	60	-15,4	400-600	-255
2 Сид + Кв = Фа + 2СО <sub>2</sub>	292	144	550-600	494
0,25 Fe-Al-Хл + 0,5Кв = 0,375 Алм + Н <sub>2</sub> О	205	83	450-600	406
0,269 Fe-Хл + 0,616 Кв = 0,269 Алм + 0,077 Грн + Н <sub>2</sub> О	229	106	450-500	464
0,4 Fe-Хл + 3,6 Прф = Fe-Ст + 11,6 Кв + 4,2 Н <sub>2</sub> О	1515	321	500	213
Fe-Ст + 1,33 Кв = 0,67 Алм + 3,33 Анд + Н <sub>2</sub> О	906	107	550-600	117
0,5 Анн + 0,5 Му + 1,5 Кв = 0,5 Алм + Сан + Н <sub>2</sub> О	545	63	500-600	113
Анн + 2Кв + Сил = Алм + Сан + Н <sub>2</sub> О	794	40	600-700	50
Анн + 3Кв = 3Фс + Сан + Н <sub>2</sub> О	692	96	600-700	146
Гранит + Н <sub>2</sub> О = расплав	65	16,3	650-750	251
2/3 Мт + Кв = Фа + 1/3 О <sub>2</sub>	215	175	600-700	816

$\Delta H_{\text{сум}} = 481 + 303 = 784$  Дж/г. Это отвечает нагреву пород без метаморфических реакций до температуры 750 °C.

Площадь сечения Западной синклинали около 45 км<sup>2</sup>, объем 1 км по простиранию составляет приблизительно 43 км<sup>3</sup>, а масса его около 12,5 · 10<sup>15</sup> кг (см. табл. 4).  $H_{\text{всз}} - H_{\text{гв}} = 585$  Дж/г · 125,5 · 10<sup>15</sup> кг = 73,5 · 10<sup>18</sup> КДж.  $\Sigma \Delta H$  метаморфических реакций - 26,3 · 10<sup>18</sup> Кдж или 210 Дж/г, а расход тепла на 1 г - 585 + 210 = 795 Дж/г, что отвечает нагреву пород без метаморфических реакций до температуры 760 °C.

Эти расчеты ориентировочные и зависят от оценки  $\Delta H$  реакций и содержания в породах метаморфических минералов - продуктов реакций дегидратации и декарбонатизации. При разных реальных оценках приведенных параметров суммарное количество тепла, необходимое для метаморфизма пород Кривбасса, составляет около 790 Дж/г, что отвечает температуре нагрева пород без метаморфических реакций до температуры 750-760 °C. Поражает практически одинаковое количество тепла, необходимое для метаморфизма пород Саксаганской и Западной синклиналей, несмотря на то, что они отличаются разной температурой метаморфизма (450-500 и 530-550 °C соответственно). Распределение температуры в Кривбассе по  $\Delta H$  не совпадало с фактическим (рис. 20). Это можно объяснить тем, что метаморфизм толщ в Саксаганской и Западной синклиналях в основном произошел еще в период их раздельного поддвижения до того, как они были спаяны вместе в теперешний Криворожский синклинорий.

Отсюда напрашивается вывод о том, что условия метаморфизма определяются прежде всего суммарным тепловым эффектом эндотермических реакций дегидратации, декар-



Т а б л и ц а 4. Затраты тепла на метаморфические реакции в породах Криворожского бассейна по руднику им. Ленина

Структура	Порода	Метаморфический минерал	Мощность, м	Протяженность по падению (в разрезе), м • 10 <sup>3</sup>	Площадь в разрезе, 10 <sup>6</sup> • м <sup>2</sup>	Объем 1000 м по простиранию, 10 <sup>9</sup> • м <sup>3</sup>	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Масса 1 км по простиранию, 10 <sup>15</sup> кг	Содержание метаморфических минералов, %	ΔH уд, Дж/г	ΣΔH 1 км по простиранию, 10 <sup>15</sup> КДж
Сагаганская	Сланцы	Би, Хл, Му, Пл, Кв	1000	12	12	12	2,8	33,6	50	400	7000
	Железистые кварциты	Кв, Мт, Кум, Хл	500	20	10	10	3,5	35,0	50	600	11000
	Железистые сланцы	Кв, Хл, Кум, Гр, Би, Мт, Грф	500	20	10	10	3,2	32,0	80	500	12800
	Филлиты	Би, Му, Хл, Кв	200	20	4	4	2,8	12,2	60	500	3600
	Метабазиты	Рог, Пл, Би, Хл, Кв, Эп	1000	17	17	17	3,0	51,0	70	400	1500
	Метакора плагиогранитов	Пл, Би, Кв, Рог, Эл, Эп	100	20	2	2	2,7	5,4	50	630	1700
Всего			3300		55	55		169,0			51170
Западная	Метаконгломераты	Кв, Би, Рог, Пл	500	15	7,5	7,5	2,7	20,2	20	420	1700
	Сланцы	Пл, Кв, Би, Гр, Му, Ст	1500	15	22,5	22,5	2,8	63,0	50	450	14500
	Железистые сланцы	Кум, Би, Гр, Мт, Кв	100	20	2	2	3,3	6,6	80	540	2900
	Амфиболовые сланцы	Рог, Пл, Би, Кв	100	20	2	2	3,0	6,0	70	450	1900
	Кварциты	Кв, Му, Анд, Ки, Диас, Ст	50	20	1	1	2,7	2,7	50	630	850
	Мусковитовые плагиограниты	Пл, Кв, Му, Би, Рог	500	20	10	10	2,7	27,0	40	420	4500
Всего			2750	45	45		125,5				26300

метаморфизма, если бы тепло не расходовалось на эндотермические реакции дегидратации осадочно-вулканогенных толщ и гидратированных гранитоидов фундамента.

Исходя из проведенного исследования можно предложить такой вариант дометаморфической истории УЩ в позднем архее — раннем протерозое:

1. Зоны низкого зеленосланцевого метаморфизма на УЩ (крупные синклинии Среднего Приднепровья, Кривбасса, Кременчуга) образуются на месте морских бассейнов с накоплением мощных толщ. В этих бассейнах происходила интенсивная глубинная гидратация плагиомигматитов (эндербитов) нижнеархейского фундамента, породы которого затем были прогрессивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Поэтому реликтовые эндербиты весьма редки. Существование единой метаморфической зональности для Среднего Приднепровья и Криворожско-Кременчугской зоны свидетельствует о генетическом единстве всей этой области в дометаморфический этап. Осадочно-вулканогенные толщи железорудной формации Среднего Приднепровья и осадочные железорудной формации Кривбасса и Кременчуга большой мощности отлагались в крупных морских бассейнах, а маломощные толщи железорудной формации Правобережного района (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) в небольших морских бассейнах.

2. Зоны раннепротерозойского гранулитового метаморфизма (Вольно-Подолія, Коростень-Новоукраинский район, Восточное Приазовье с характерными гиперстен-ортоклазовыми гнейсами и чарнокитами) были в дометаморфический этап крупными выступами архейского эндербитового фундамента (форланды). Эти породы гидратированы слабо. Реликты эндербитов встречаются часто.

3. Тектонические зоны, промежуточные между крупными морскими бассейнами с зеленосланцевым метаморфизмом и форландами с гранулитовым метаморфизмом, характеризуются небольшими морскими бассейнами и средней степенью гидратированности фундамента. Этим объясняется метаморфизм пород ЖФД и фундамента в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях (Западно-Ингулецкая полоса, Западное и Центральное Приазовье). Мощные осадочно-вулканогенные толщи, метаморфизованные в ставролитовой субфации (Гуляйполе), окружены породами гидратированного фундамента, которые

Т а б л и ц а 5. Подразделение метаморфических ЖФД европейской части СССР

Первичная железорудная формация	Мощность пород формации, м	Возраст, млрд лет		$\Sigma \Delta H$ , Дж/г метаморфизма	$\Sigma \Delta H$ , Дж/г метаморфических реакций	Фация метаморфизма	Степень гидратации фундамента, $\Delta H$ дегид	Метаморфическая железорудная формация
		вулканизма, седиментации	метаморфизма					
Криворожский тип	3000-4000	До 500-1500	Метабазиты примерно 1,8	210-300	Зеленосланцевая, реже эпидот-амфиболитовая	160-210, Высокая	Мошная низкотемпературная метатеплит-джеспилитовая	
Гидро спудисто-глинисто-железистые осадки с поделитовыми основными вулканитами и гидратированными платиногранитоидами архейского фундамента (Криворожский, Кременчугский, Староскольский, Костомукшский, Гуляйпольский районы)	До 3000-4000	До 200-500	3,0-2,8 (возд-ный архей)	2,7-2,0 (ранний протерозой)	210-300	Зеленосланцевая, реже эпидот-амфиболитовая	Мошная низкотемпературная метавулканит-джеспилитовая	
Конкско-верховцевский тип	До 1000	До 200-300	3,0-2,8 (возд-ный архей)	2,2-1,8 (ранний протерозой)	750-800	Амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая	Маломошная среднетемпературная метатеплит-джеспилитовая	
Кремнистая (Белозерский, Конкский, Чертомлыкский, Верховцевский, Сурский, Ущ, Шуозеро Карелии)	До 1000	До 200-300	Метабазиты 3,0-2,8 (возд-ный архей)	2,2-1,8 (ранний протерозой)	750-800	Амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая	Маломошная среднетемпературная метатеплит-джеспилитовая	
Западно-ингулецкий тип	До 1000	До 200-300	2,6-2,3 (возд-ный архей - розой)	2,6-3,0 (возд-ный архей)	80-200	Высокая гранулитовая (800-900 °C) с наложением амфиболитовой или гранулитовой (650-720 °C)	Маломошная высокотемпературная карбонатно-метабазитовая (полиметаморфогенная)	
Глинисто-железисто-кремнистая мало мошная (Западная синклиналь Кривбасса, Правобережный район Западно-Ингулецкой полосы, Западное Приазовье - Корсак Могильский район, месторождение Куксунгур, Сорокинская зона, Воронцовская синклиналь КМА)	До 300	До 200-300	Более 3,0 (поздний архей)	2,6-3,0 (позд-ный архей) около 2,0	900-1000	Высокая гранулитовая (800-900 °C) с наложением амфиболитовой или гранулитовой (650-720 °C)	Маломошная высокотемпературная карбонатно-метабазитовая (полиметаморфогенная)	
Побужский тип	До 300	До 200-300	Более 3,0 (поздний архей)	2,6-3,0 (позд-ный архей) около 2,0	900-1000	Высокая гранулитовая (800-900 °C) с наложением амфиболитовой или гранулитовой (650-720 °C)	Маломошная высокотемпературная карбонатно-метабазитовая (полиметаморфогенная)	
Карбонатно-базит-железисто-кремнистая (Среднее Побужье)	До 300	До 200-300	Более 3,0 (поздний архей)	2,6-3,0 (позд-ный архей) около 2,0	900-1000	Высокая гранулитовая (800-900 °C) с наложением амфиболитовой или гранулитовой (650-720 °C)	Маломошная высокотемпературная карбонатно-метабазитовая (полиметаморфогенная)	
Мангушско-Оленегорский тип	Не известна	До 100-300	Более 3,0-3,5 (ранний архей)	Более 3,0-3,5 (ранний архей) мало женный 2,8-3,0; 1,8-2,2	1100-1200	200-250	Маломошная высокотемпературная метабазит-эндербит-джеспилитовая (полиметаморфогенная)	
Базито-железисто-кремнистая (Мангушский, Новопавловский, Червоно-Шахтарский, Орехово-Павлоградская зона Ущ, Белорусский, Прибалтийский регионы, Оленегорский, Кирвогорский районы)	Не известна	До 100-300	Более 3,0-3,5 (ранний архей)	Более 3,0-3,5 (ранний архей) мало женный 2,8-3,0; 1,8-2,2	1100-1200	200-250	Маломошная высокотемпературная метабазит-эндербит-джеспилитовая (полиметаморфогенная)	

также метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации с высоким содержанием амфибола, мусковита и биотита. Реликты эндрбитовых парагенезисов в них практически отсутствуют. В то же время на большей части территории Западного и Центрального Приазовья (в том числе в Орехово-Павлоградской зоне, Мангушском районе) метаморфизованные в амфиболитовой фации гранитоиды фундамента часто содержат реликтовые парагенезисы эндрбитов (Новопавловский, Волчанский и другие районы).

4. Раннеархейский метаморфизм отличался от позднеархейского и раннепротерозойского большими затратами тепла. Температура раннеархейского метаморфизма достигала  $900^{\circ}\text{C}$ , и он сопровождался выплавлением эндрбитовых расплавов из метабазитов [195]. Это значит, что количество тепла при раннеархейском метаморфизме достигало 1200–1300 Дж/г (табл. 5).

Отдельно находятся породы ЖФД Среднего Побужья (участки Молдовка, Секретарка, Грушка и др.), которые метаморфизованы при высоких температурах гранулитовой фации. Температура равновесия двупироксен-плаггиоклазовой ассоциации метабазитов и железистых кварцитов составляет  $800\text{--}900^{\circ}\text{C}$ . В железистых породах Б.Г.Яковлев нашел инвертированный пижонит, что дает возможность определить температуру метаморфизма –  $900^{\circ}\text{C}$  [195]. Эндрбитизация метабазитов слабая. Затраты тепла на метаморфизм этих пород, вероятно, достигают 900–1000 Дж/г, что заметно превышает энтальпийный эффект позднеархейского и раннепротерозойского метаморфизма. По крайней мере железистые толщи Среднего Побужья не укладываются в раннепротерозойскую метаморфическую зональность докембрия УЩ [7, 9]. В то же время гиперстен-ортоклазовые и гранат-кордиерит-ортоклазовые гнейсы и гранитоиды Среднего Побужья и Приднестровья свидетельствуют о наличии раннепротерозойской фазы прогрессивной гранулитовой фации с температурой метаморфизма до  $700\text{--}750^{\circ}\text{C}$  по гранат-биотитовому геотермометру [7, 9, 185], которая согласуется с общей метаморфической зональностью щита. Состав ЖФД Среднего Побужья и Западно-Ингулецкой полосы сходен. Видимо, ЖФД Среднего Побужья следует относить к более древним верхнеархейским осадочно-вулканогенным толщам с метаморфизмом 2,6–3,0 млрд лет.

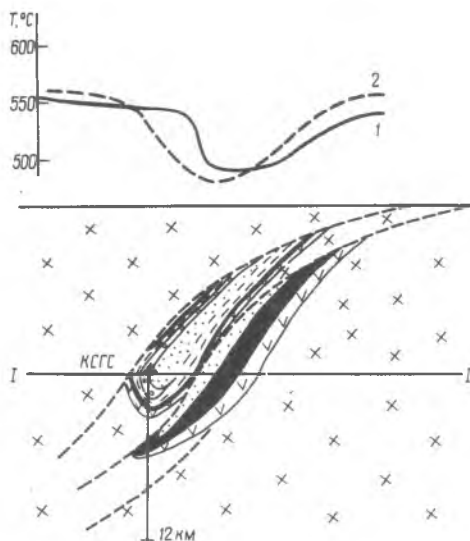


Рис. 20. Температура метаморфизма по разрезу  $IV-IV$  через КСГС (см. рис. 5, 6): 1 – линия фактического изменения температуры метаморфизма по породам на дневной поверхности ( $I-I$ ), 2 – линия ожидаемого распределения температур по  $\Delta H$  метаморфизма в современной структуре Кривбасса

## УКРАИНСКИЙ ШИТ

Минералого-петрографическая и петрохимическая характеристики пород ЖФД Украинского щита приведены в многочисленных статьях и монографиях [7, 9, 41, 42, 53, 56, 66, 109, 113, 152, 153, 195, 198 и др.]. В этом разделе используются лишь новые материалы, проливающие свет на эволюцию метаморфизма пород ЖФД. К ним следует относить зональные гранаты, редкие парагенезисы в КСГС; парагенезисы с сапфирином, фаялитом и минералы (инвертированный пижонит) в высокотемпературных ЖФД и др.

## Зональные гранаты из сланцев железорудной толщи Кривбасса

Гранаты метаморфических пород в различных минеральных парагенезисах широко используются для определения физико-химических условий метаморфизма. Известно, что химический состав гранатов в породах близкого состава закономерно изменяется со степенью метаморфизма [162]. Например, содержание  $MnO$ ,  $CaO$  и  $FeO$  в пиральспитовых гранатах метапелитов уменьшается с увеличением температуры метаморфизма, а содержание  $MgO$  возрастает [152]. Метапелитовые гранаты каждой фации метаморфизма характеризуются определенным химическим составом [152].

По данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), метаморфические гранаты часто оказываются химически неоднородными. В порфириобластах гранатов отмечается концентрическая химическая зональность двух главных типов — прямая низкотемпературная и обратная высокотемпературная [1, 199, 200, 221], хотя оптически такая зональность наблюдается не всегда. Прямая химическая зональность характерна для низкотемпературных гранатов из сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Обычно она выражается в уменьшении содержания  $Mn$  и  $Ca$  и увеличении  $Fe$  и  $Mg$  от центра к краю зерен граната [1, 9, 82, 199, 250]. Обратная химическая зональность прослеживается в некоторых гранатах из гнейсов гранулитовой и амфиболитовой фаций и проявляется в увеличении содержания  $Fe$  и  $Mn$  и уменьшении количества  $Mg$  в краевой части относительно однородных гранатов [1, 134, 133, 199]. Прямую зональность большинство исследователей рассматривают как прогрессивную, связанную с ростом температуры минералообразования, а обратную — как регрессивную.

Гранатосодержащие сланцы саксаганской свиты с хлоритом, биотитом, куммингтонитом или мусковитом изучены из альмандиновой метаморфической зоны зеленосланцевой фации Кривбасса на рудниках им. Ильича, им. Ленина. Гранаты из сланцев ставролитовой зоны эпидот-амфиболитовой фации отобраны из Анновского железорудного карьера и из КСГС (табл. 6).

Химическая зональность гранатов, а также состав сосуществующих с ними минералов измерялись на японском рентгеновском микроанализаторе УХА-5 в лаборатории ИГФМ АН УССР под руководством О.П.Шаркина. Исследования выполнялись С.Б.Степченко, О.П.Шаркиным и Т.И.Трофимовой вместе с Р.Я.Белевцевым. В обработке полученных материалов принимали участие В.С.Дудко и С.Д.Спивак. На двухканальном микроанализе



Фото 1. Сросшиеся индивиды граната. Обр. 1, зерно 1, скв. 17980, гл. 1160 м, сланец (Гр+Би+Хл+Кв+Гф+Тур), саксаганская свита, второй железистый горизонт, зеленосланцевая фация, альмандиновая зона. Слева от зерна граната видна хлорит-кварцевая «тень давления». Прожилочек между кристаллами сложен хлоритом и кварцем,  $\times 40$  (см. рис. 21)

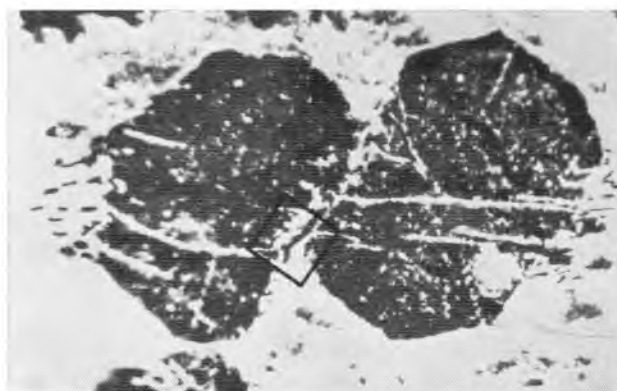
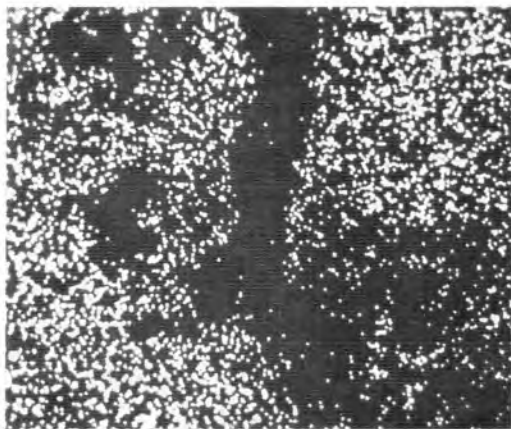


Фото 2. Разорванные сросшиеся индивиды граната. Прожилочек по зоне разрыва сложен кварцем и хлоритом. Квадратом отмечена область сканирования на микроанализаторе (см. фото 3, 4). Образец тот же, что и на фото 1,  $\times 34$  (см. рис. 24)



Фото 3. Разорванные сросшиеся индивиды граната. Светлое — гранат, серое — хлорит, черное — кварц. Жилка разрыва сложена кварцем и хлоритом. Видна коррозия граната (под электронным микроскопом), зерно то же, что и на фото 2,  $\times 150$



0 0,1 0,2 мм

Фото 4. Распределение железа на сканограмме, тот же участок зерна, что и на фото 2, 3,  $\times 150$

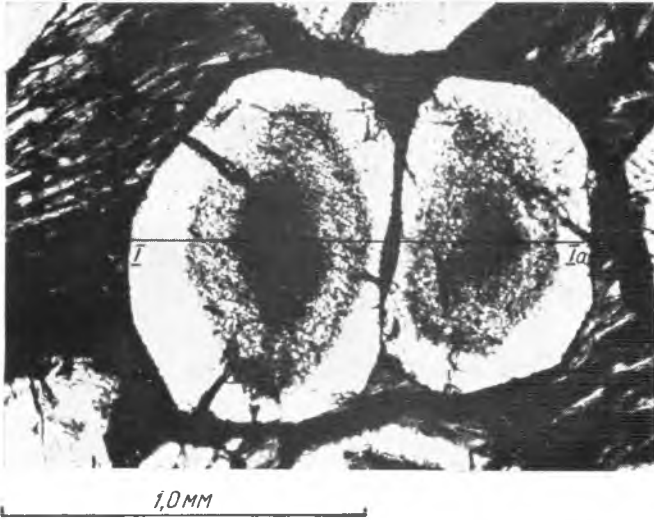


Фото 5. Сросшиеся зерна граната, Обр. 3, зерно 4, скв. 12530, гл. 2155 м, сланец (Гр+Би+Кв, Хл, Кум, Гф, Мг), саксаганская свита, зеленосланцевая фация, альмандиновая зона,  $\times 55$  (см. рис. 27)

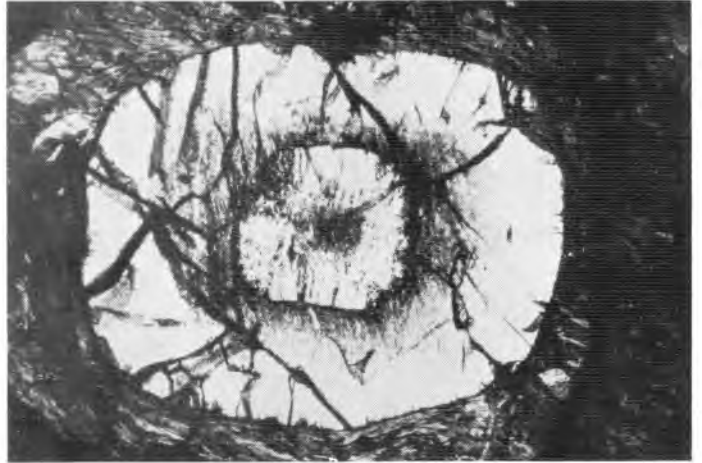


Фото 6. Зональный гранат с ядром. Обр. 5, КСГС, гл. 1877 м, обр. 8929, сланец (Гр+Би+Кв+Кум+Хл), железорудная свита, ставролитовая субфация,  $\times 35$  (см. рис. 31)

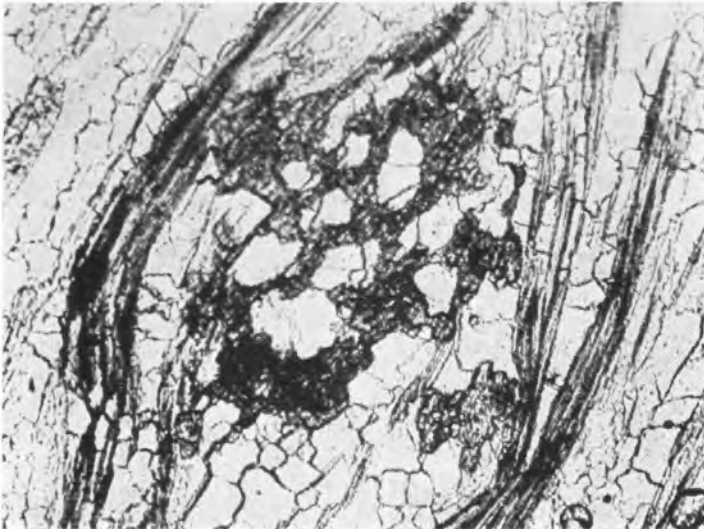


Фото 7. Порфиробласт диаспена в мусковитовом кварците (Кв+Ди+Му+Анд). Обр. 10131, КСГС, гл. 2277 м, кварцит метакоры выветривания плагиигранитов фундамента, без анализатора,  $\times 70$



Фото 8. Призматические кристаллы дистена в кварците. Образец тот же, что и на фото 7, без анализатора,  $\times 140$

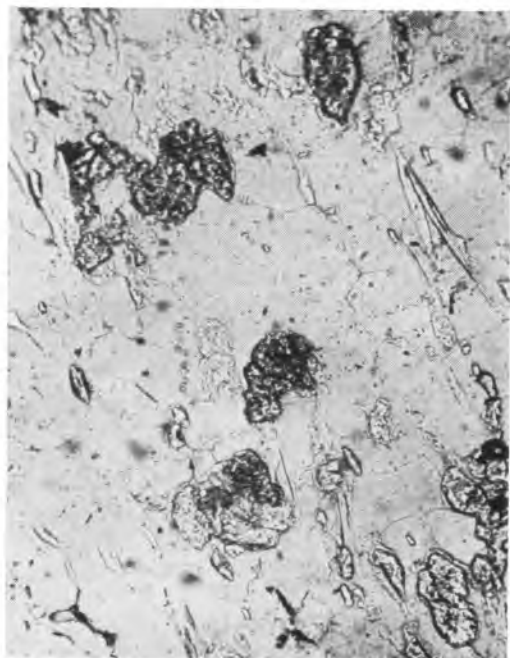


Фото 9. Реликты диаспора (темное) в андалузите (серое). Мусковитовый кварцит, обр. 10343, КСГС, гл. 2334 м, без анализатора,  $\times 120$



Фото 10. Включения диаспора (темно-серое) в андалузите (серое). Светлое — округлые (окатанные?) зерна кварца в кварците. Обр. 10131, КСГС, гл. 2277 м, с анализатором,  $\times 120$

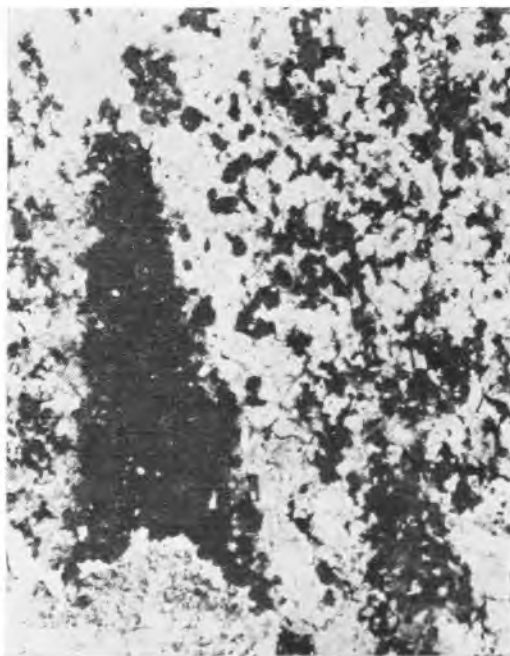


Фото 11. Рассеянные микроскопические реликты гиперстен-роговообманкового кристаллосланца в анортозитовом эндербитовом плагиогнейсе (скв. 387, Демьяновский участок), без анализатора,  $\times 7$



Фото 12. Структуры распада инвертированных ферроплаггионитов из эвлизитов и магнетитовых кварцитов УЩ: 1 — аортитсодержащий эвлизит ( $\text{Гр} + \text{Мп}_{\text{Fe}} + \text{Пиж}_{\text{Fe}} + \text{Ан} + \text{Ро}_{\text{Fe}} \pm \text{Рп} \pm \text{Шп}$ ), скв. 18262, Побужье, Молдовский участок; 2 — эвлизит ( $\text{Рп}_{\text{Fe}} + \text{Пиж}_{\text{Fe}} + \text{Мп}_{\text{Fe}} \pm \text{Мт} \pm \text{Кв}$ ), Приазовье, бассейн р. Берда; 3 — пироксен-магнетитовый кварцит ( $\text{Рп} + \text{Пиж}_{\text{Fe}} + \text{Мт} + \text{Кв}$ ), Воронежский кристаллический массив, обоянская серия (коллекция В. В. Багдасаровой), с анализатором,  $\times 40$

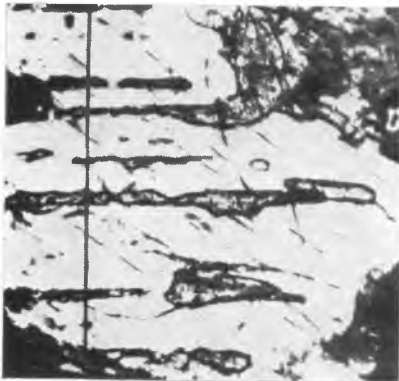


Фото 13. Структура распада в инвертированном ферроплаггионите из эвлизита (Приазовье, Сергеевский участок), с анализатором,  $\times 20$

Т а б л и ц а 6. Состав гранатов, биотитов, хлоритов и вмещающих их сланцев из железорудной свиты Криворожского бассейна по данным силикатного анализа, %

Оксид	1			2			3			4			5			
	Порода	Гранат	Хлорит (+био пхт)	Порода	Гранат	Хлорит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Биотит	Гранат (с ГФ)	Гранат чистый
SiO <sub>2</sub>	33,48	35,54	27,66	51,89	36,70	26,47	40,91	36,20	33,62	62,52	37,52	33,83	37,36	29,44	36,92	38,00
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,29	0,46	0,71	0,15	0,36	0,47	0,10	1,53	0,50	0,05	1,80	0,74	0,94	0,05	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	20,64	21,11	24,70	21,28	21,71	18,06	20,54	18,33	18,32	21,22	21,45	14,37	15,30	20,23	20,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	1,01	5,16	2,07	0,16	1,69	3,18	0,42	3,40	1,79	0,10	1,73	4,23	4,39	0,01	0,01
FeO	28,94	38,58	25,86	7,54	36,00	29,95	29,32	36,51	23,87	4,66	33,98	19,30	28,80	30,17	38,06	37,87
MnO	0,24	0,72	0,10	0,15	3,00	0,10	0,40	0,52	0,055	0,04	3,00	0,05*	0,11	0,03	0,33	0,35
MgO	5,44	0,37	8,67	2,03	0,94	8,13	2,22	1,06	5,25	2,16	2,46	8,81	5,23	6,83	1,80	1,48
CaO	2,20	1,49	0,34	0,35	1,47	0,28	2,40	3,86	0,20	0,35	1,47	0,28	0,33	0,01	1,43	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,42	0,13	0,53	0,12	0,08	0,16	0,10	0,10	0,28	0,12	0,21	0,40	0,16	0,28	0,15
K <sub>2</sub> O	1,30	0,10	1,20	5,02	0,08	0,30	1,10	0,0	8,00	4,40	0,14	8,50	2,44	5,31	0,46	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,12	0,05	0,05	0,14	0,10	0,17	-	-	0,10	0,14	0,12	Ст.	0,10	0,10	0,07
П.п.п.	4,84	1,22	9,69	-	0,17	10,76	0,18	0,05	6,11	-	0,17	3,99	5,04	7,03	0,01	0,01
Сумма	99,40	100,40	100,45	100,49	100,21	100,13	100,21	99,21	100,46	99,60	100,37	100,47	99,84	99,75	100,21	100,21
F	75,1	98,2	66,2	72,4	95,6	68,4	89,0	95,1	74,2	61,70	88,6	57,2	77,7	73,8	92,2	93,5

П р и м е ч а н и я: 1 - сланец - Гр (16,0 %) + Хл (48,0 %) + Би (27,5 %) + Кв (5,94 %) + ГФ (4,5 %) + Тур; скв. 17980, гл. 1160 м, рудник им. Ильича, район шахты им. Веляико, саксаганская свита, второй железистый горизонт; СО<sub>2</sub> - 2,56 %, F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,40 %; 2 - сланец - Гр (3,0 %) + Хл (66,6 %) + Му (20,3 %) + Кв (6,0 %) + ГФ (3,0 %) + Мт (1,0 %) + Тур (0,1 %), скв. 14681, гл. 142 дм, рудник им. Р.Люксембург, саксаганская свита; 3 - сланец - Гр (20 %) + Би (70-80) + Кв ± Хл, ГФ, скв. 12530 гл. 2155 м, саксаганская свита, третий - пятый сланцевые горизонты; 4 - сланец - Гр (20-30 %) + Би ± Ст ± Анд ± Му ± Кв ± ГФ, Тур, Анновский карьер, саксаганская свита, первый сланцевый горизонт; 5 - сланец - Гр (23 %) + Би ± Кум ± Хл ± Кв ± ГФ, КСГС, гл. 1877 м, саксаганская свита.

затаре обычно комбинировались такие компоненты: Fe и Mn, Fe и Mg, Ca и Mg. Вначале в образце искали зерна граната с наибольшими отклонениями содержания MnO и CaO на краю и в их центре. Затем измерялось содержание всех основных компонентов (Mn, Fe, Mg, Ca) по профилям через центр зерен с шагом 20-50 мкм. Часто проходились и перпендикулярные профили. Реже замеры делались по сетке. Обр. 5 анализировался также А.А.Цветковым на "Самбокс" (ИГЕМ АН СССР). В каждом образце исследовано по несколько зерен зональных гранатов (до 10). Ниже приведено описание наиболее характерных из них.

Обр. 1 - биотит-хлорит-гранатовый сланец с небольшим содержанием кварца описан в работе о "тенях давления" [63]. Содержание граната в сланце около 16 %, средний размер идиобластов 0,5-1,0 мм. Гранат содержит включения графита, турмалина, ильменита, которые сосредоточиваются преимущественно в центральных частях гранатов, хотя ясной концентрической зональности под микроскопом не видно. Включения кварца редки. Химический и минеральный состав сланца, граната и биотита приведены в табл. 6. В центре некоторых кристаллов отмечаются шести- или восьмилучевые дендритоподобные осветленные участки (ядро), почти не содержащие минеральных включений.

Одной из наиболее примечательных особенностей данного образца является обилие сростаний гранатов гремями. Особенно важно, что часто эти сростки разорваны, раздвинуты, и новообразованные прожилки между индивидами сложены кварцем и хлоритом. Последние в таких прожилках ориентированы так же, как и в "тенях давления". Отметим, что содержание кварца в этих прожилках и "тенях давления" значительно выше по сравнению с основной тканью сланца, в то время как биотита в "тенях давления" нет.

В обр. 1 изучены два сростки гремями зерна граната. Зерно 1 в поперечнике составляет 1,3 мм.

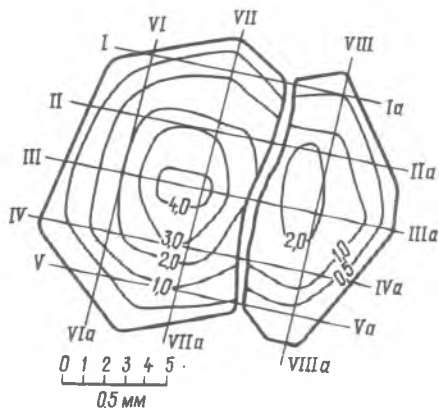
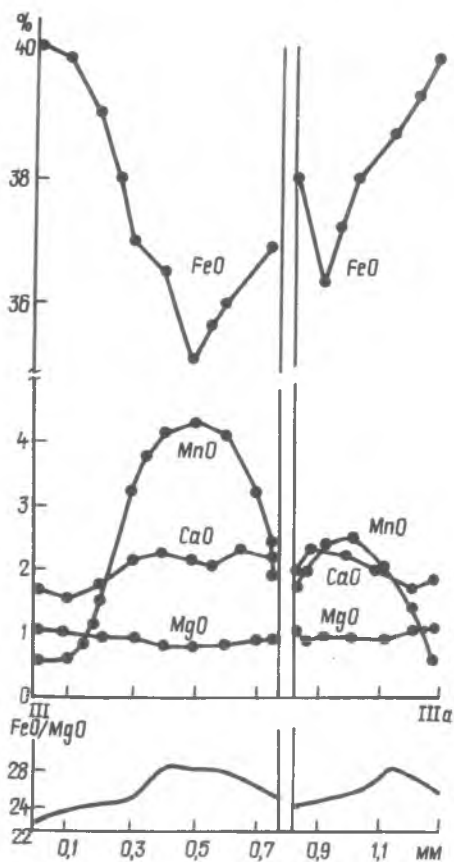
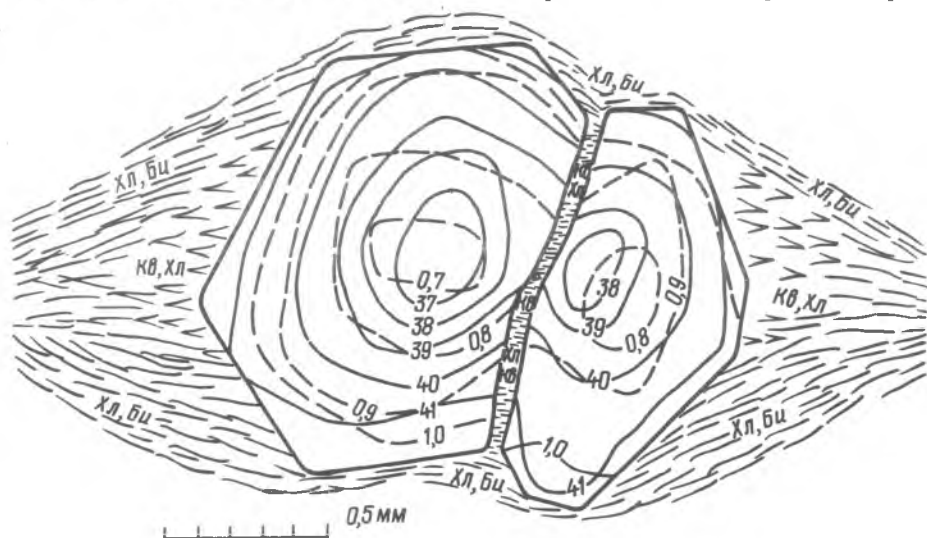


Рис. 21. Химическая зональность в сросшихся индивидах зерна граната, изображенного на фото 1

Рис. 22. Зональное распределение MnO в сросшихся индивидах граната (изолинии — содержание, %), зерно 1 (см. рис. 21)

Рис. 23. Зональное распределение FeO и MgO в сросшихся индивидах граната (сплошные линии — содержание FeO, пунктирные — MgO, %), зерно 1 (см. рис. 21)



Грань срастания примерно перпендикулярна сланцеватости, наблюдается лишь небольшое раздвигание индивидов — ширина образованного хлорит-кварцевого прожилка 20–50 мкм (фото 1, рис. 21). На фотографии кристалла в проходящем свете видна оптическая зональность с темной средней частью и светлыми краями, отмечается осветленное ядро со светлыми лучами. Через зерно пройдены пять профилей с шагом 200–250 мкм поперек двойникового шва и три параллельные ему с шагом 100, реже 50 мкм (рис. 21–23). Точки определения Mn, Mg, Fe около 100. Кроме того, сделан один поперечный профиль с определением интенсивности Ca и Mn. Fe и Mg, а в хлорите, окружающем гранат, и в прожилке двойникового шва — 18 замеров. Интенсивность Fe и Mg в хлорите в "тенях давления" около граната, а также в прожилке

Т а б л и ц а 7. Коэффициенты корреляции между основными компонентами и температурой в гранатах

	MgO	FeO	MnO	CaO	FeO/MgO	Температура
MgO	1	0,932	-0,937	-0,828	-0,975	0,903
	2	—	—	—	-0,810	—
	3	0,616	-0,695	-0,595	-0,932	0,600
	4	0,853	-0,787	-0,743	-0,974	0,705
FeO	1	—	-0,955	-0,873	-0,909	0,834
	2	—	-0,859	—	0,693	—
	3	—	-0,768	-0,924	-0,424	0,438
	4	—	-0,675	-0,875	-0,729	0,536
MnO	1	—	—	0,932	0,928	-0,855
	2	—	—	0,644	—	—
	3	—	—	0,512	0,552	-0,656
	4	—	—	0,783	0,798	-0,523
CaO	1	—	—	—	0,872	-0,775
	2	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	0,434	—
	4	—	—	—	0,663	-0,413
FeO/MgO	1	—	—	—	—	-0,954
	2	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	-0,560
	4	—	—	—	—	-0,702

П р и м е ч а н и е. 1 — 17980/1160; 2 — 14681/1431 — без определения температуры; 3 — 12530/2155; 4 — 606-г.

двойникового шва значительно изменяется, что свидетельствует о малой надежности определения состава хлорита на микрозонде.

Распределение MnO, FeO, MgO достаточно ясно видно на поверхности среза граната по отдельным профилям (фото 1, рис. 21). По профилю 3 замерено и содержание CaO. Все эти компоненты распределены зонально. Особенно отчетливая зональность по MnO и FeO, содержание которых связано четкой обратной корреляцией и компенсирует друг друга (табл. 7).

По количеству MnO и FeO в зернах гранатов выделяются три зоны (см. рис. 21): центральная — с высоким содержанием MnO и низким FeO составляет 20 % диаметра кристалла (2 % объема); средняя с изменчивым содержанием MnO и FeO — 40 % диаметра, или около 36 % объема граната; краевая с высоким содержанием FeO и низким MnO — 40 % диаметра, или 62 % объема кристалла.

В виде мелких включений в гранате определены микрозондом турмалин и ильменит.

Для установления влияния на химическую зональность гранатов поздних деформаций было изучено зерно 2, представляющее собой заметно смещенные относительно друг друга бывшие индивиды срастания (фото 2, рис. 24), о чем убедительно свидетельствует распределение MnO в гранате вдоль поверхности срастания: изолинии MnO упираются в последнюю, а содержание MnO уменьшается от внутренних частей к внешним, как и в зерне 1 (рис. 25). Прожилок по поверхности срастания имеет мощность до 150 мкм и сложен кварцем и хлоритом. Он плавно переходит в кварц-хлоритовую основную ткань сланца в углу между двойниками граната. Под электронным микроскопом хорошо видна коррозия граната в прожилке кварцем и хлоритом (фото 3, 4).

Обр. 2 (см. табл. 6) отличается незначительным содержанием граната в хлорит-мусковитовом сланце. Около небольших идиобластов граната (0,3–0,7 мм в диаметре) обычно образуются кварц-хлоритовые "тени давления" [63]. Микрозондовые профили через центр порфириобластов проведены как вдоль "тени давления", так и поперек ее. Характер химической зональности на этих профилях один и тот же — от центра к краю кристалла несколько уменьшается содержание MnO (от 3,7 до 2,2–2,5 %) и увеличивается количество FeO (37–38,5 %) при постоянной концентрации MgO и CaO (рис. 26). Зональность прямая. Отсутствие зависимости химической зональности в гранатах от ориентировки их в "тенях давления" свидетельствует о том, что порфириобласты граната выросли в спокойной тектонической обстановке в прогрессивный этап метаморфизма до образования "теней давления" и сланцеватости.

Обр. 3 (см. табл. 6) представляет собой полосчатый гранат-биотитовый сланец с большим содержанием кварца, куммингтонита, хлорита, графита, магнетита. Содержание граната в разных прослоях изменяется от первых процентов до 30 %. Идиобласты граната обычно крупные — 0,8–1,0 мм, нередки сростки кристаллов. Оптическая зональность

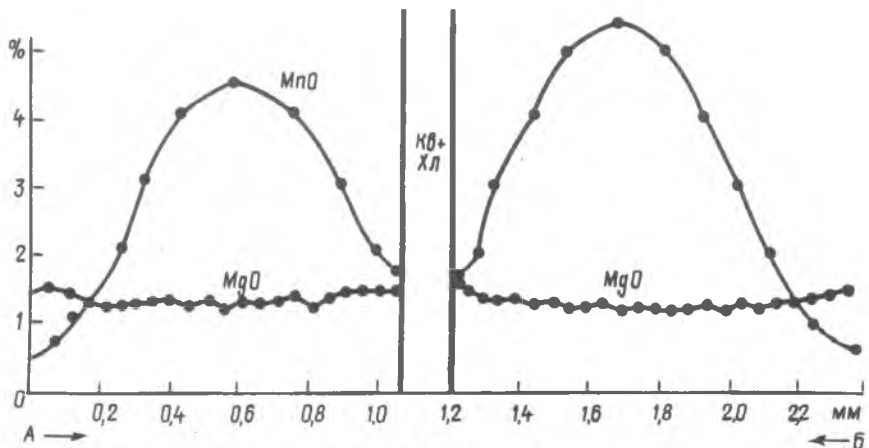


Рис. 24. Химическая зональность в разорванных срощившихся индивидах граната, изображенного на фото 2, зерно 2

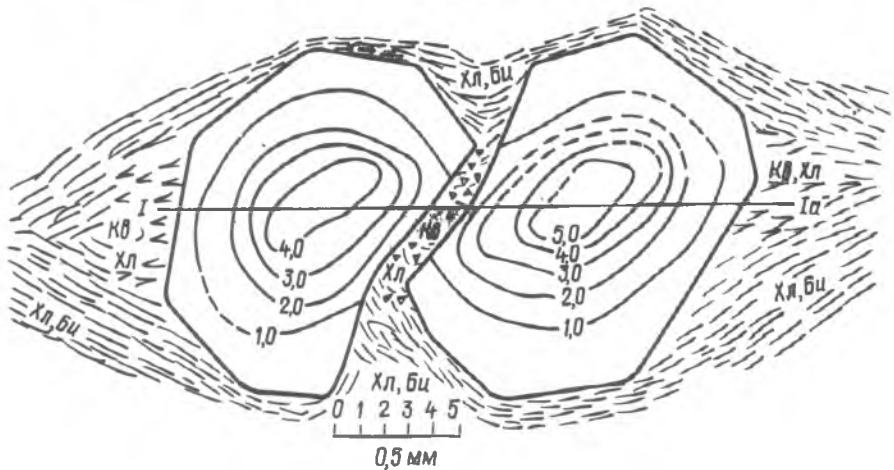


Рис. 25. Зональное распределение MnO в разорванных срощившихся индивидах граната (изолинии — содержание, %), зерно 2 (см. рис. 24)

выражается в значительной запыленности тонкими чешуйками графита концентрических зон в центральной части граната (фото 5, рис. 27).

Химическая зональность в гранатах сложная — с двумя максимумами CaO, а иногда и MgO (рис. 28). В гранатах со сложной химической зональностью можно выделить несколько зон: центральную, обогащенную MnO, среднюю, обогащенную CaO и анизотропную оптически, и крайнюю, изотропную, обогащенную FeO и MgO, обедненную CaO и MnO. Отношение Fe и Mg от центра уменьшается в средней зоне и немного увеличивается на краю зерен (см. фото 5, рис. 27, 28).

Обр. 4 (см. табл. 6) относится к ставролитовой метаморфической зоне. Это полосчатый сланец с мощностью прослоев 1–3 мм. Полосчатость создается чередованием прослоев разного состава — темных гранат-биотитовых и светлых гранат-кварцевых. Устойчивый минеральный парагенезис Гр+Би+Кв+Гф с примесью мусковита, ставролита, андалузита. Содержание граната в этих прослоях обычно высоко — около 30%. По данным микроанализа, гранаты из кварцевых и биотитовых прослоев имеют разную химическую зональность. Из кварцевых прослоев гранаты оптически зональны, их центральные части обогащены MnO (до 4%) и CaO (до 5%), обеднены FeO и MgO, т.е. обладают прямой химической зональностью (см. рис. 29). Гранаты из биотитовых прослоев по MnO незональны (рис. 30).

Обр. 5 (см. табл. 6) относится к пачке железисто-кремнистых пород мощностью около 100 м. Эта пачка представляет собой переслаивание железистых кварцитов и богатых железом сланцев — куммингтонитовых, гранат-куммингтонитовых, куммингтонит-гранат-биотитовых. Породы метаморфизованы в условиях ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. В кварцитах метакоры выветривания, перебуренной КСГС, отмечается ан-



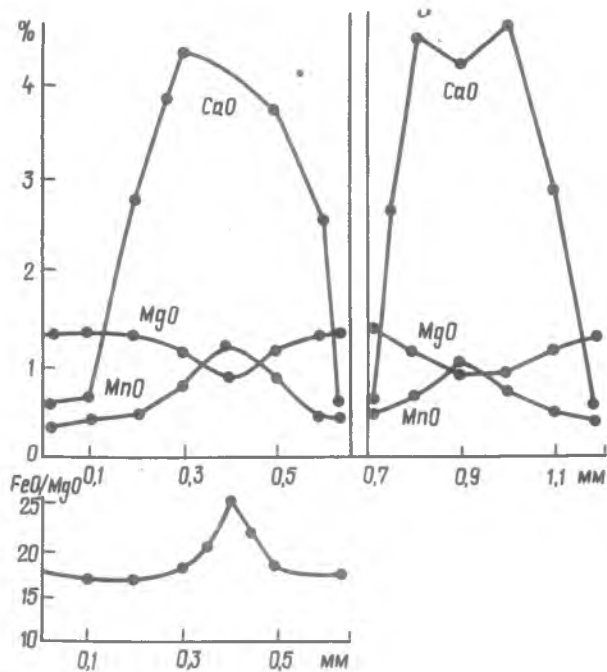
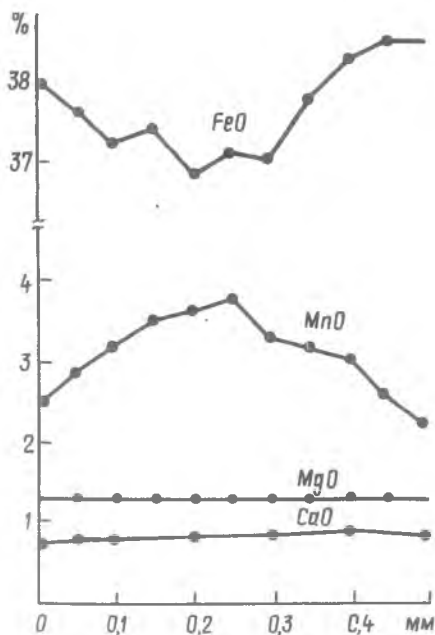


Рис. 26. Распределение FeO и CaO по диаметру граната, обр. 2, скв. 14681, гл. 1429 м, сланец (Гр+Хл+Му+Кв+Грф), саксаганская свита, пятый железистый горизонт. Зеленосланцевая фация, алмандиновая зона

Рис. 27. Химическая зональность в сросшихся индивидах граната, обр. 3, зерно 4, скв. 12530, гл. 21 55 м, сланец (Гр+Би+Кв+Хл,Кум,Грф), саксаганская свита. Зеленосланцевая фация, алмандиновая зона (см. фото 5)

далузит-дистеновая ассоциация. По гранат-биотитовому геотермометру температура метаморфизма составляет 530–580 °С.

Обр. 6 – это гранат-биотитовый сланец, содержащий 23 % граната, 60 % буровато-зеленого биотита, 5 % измененного куммингтонита, 3–5 % вторичного хлорита. Отмечаются единичные зерна кварца. Состав породы, граната и биотита по данным "мокрой" химии приведены в табл. 6. По трещинам в гранате развивается мелкочешуйчатый зеленый стильпномелан и хлорит. Гранат образует округлые, часто трещиноватые зерна. Кристаллы граната нередко зональны. Пришлифованные через центр гранаты имеют четко выраженные ядра шестиугольной формы (фото 6). Объем ядер – около 2 % всей породы (по 25 % диаметра). Вскрытые ядра чистые, а больше всего ориентированных чешуек графита содержит прилегающая к ядру средняя зона, анизотропная оптически (около 20–25 % диаметра). Самая краевая зона чистая. Ядра отделены четкой границей от внешней зоны, что указывает на резкую смену условий метаморфического процесса. Размер зерен граната 0,5–2,0, ядра 0,2–0,4 мм по диаметру. Иногда наблюдается срастание индивидуумов гранатов по грани. Микронзондовое изучение гранатов (РСМА) на микроанализаторах подтвердило наличие химической зональности в гранатах обр. 5. По разным зернам характер зональности один и тот же: выделяется бедное CaO (1–2 %) и несколько обогащенное MnO (1–1,3 %) ядро, затем следует резко обогащенная CaO зона (до 3,5–4,0 %), запыленная графитом, а в краевой зоне содержание CaO (0,5–1,0 %) и MnO (0,5 %) минимально (рис. 31).

Петрологические выводы об эволюции метаморфизма по результатам микроанализа гранатов следующие: в низкотемпературных гранатах зеленосланцевой фации (обр. 1) выделяются три зоны – центральная с постоянным и высоким содержанием MnO и FeO, низким содержанием MgO, средняя зона с резко изменяющимся содержанием MnO и FeO и краевая зона с низким содержанием MnO, высоким FeO и немного повышенным MgO. Количество CaO изменяется незначительно. Такая прямая зональность интерпретируется как отражение прогрессивного увеличения температуры метаморфизма при росте граната. Однако попытка количественной оценки изменения температуры метаморфизма при росте гранатов затруднена, так как не известно изменение состава биотита и хлорита при эволюции метаморфизма.

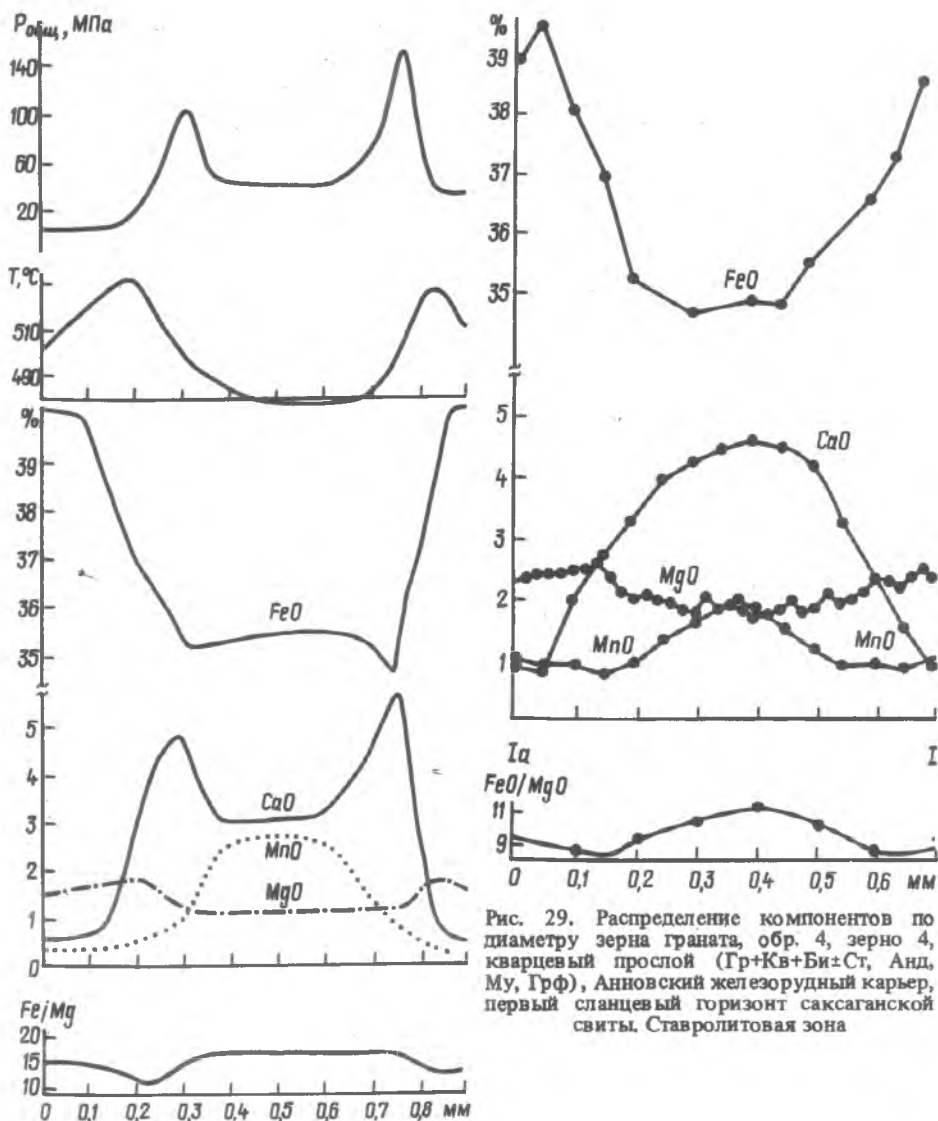


Рис. 28. Распределение компонентов по диаметру зерна граната, обр. 3, зерно 3. Температура определена по изменению Fe/Mg граната (измерено) и биотита (рассчитано). Общее давление определено по равновесию  $3An = Gr + 2Kfs + Kfs$  при нормативном отношении в породе  $Ca: Na + Ca = 0,3$

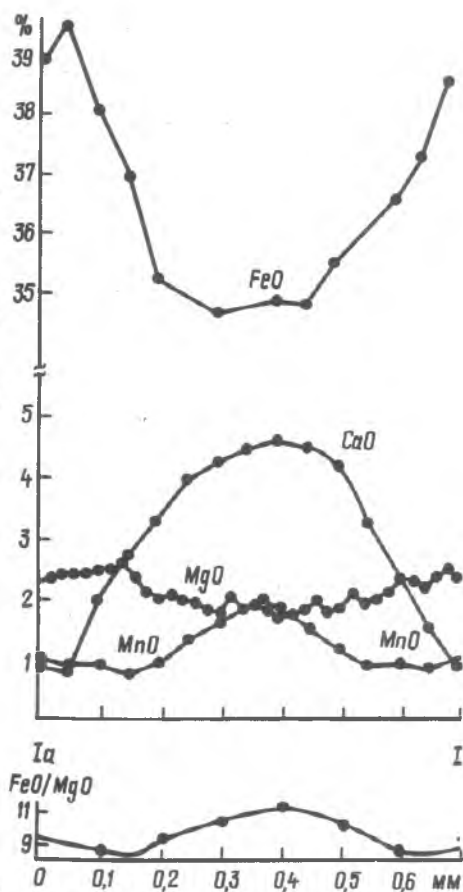


Рис. 29. Распределение компонентов по диаметру зерна граната, обр. 4, зерно 4, кварцевый прослой (Гр+Кв+Би±Ст, Анд, Му, Грф), Анновский железорудный карьер, первый сланцевый горизонт саксаганской свиты, Ставролитовая зона

Можно предположить, что при кристаллизации первых зародышей граната железо и магний в основном содержались в хлорите и биотите, поскольку многочисленные включения графита и ильменита свидетельствуют о восстановительной обстановке, исключающей значительные концентрации магнетита в породе. Учитывая содержание граната, хлорита и биотита в сланце, а также химический состав минералов (см. табл. 6), можно рассчитывать состав хлоритов и биотитов, равновесных с первыми кристаллами (зародышами) граната. Железистость таких биотитов и хлоритов при 20%-ном содержании граната в породе примерно на 5 % выше железистости этих минералов, равновесных с крайними зонами гранатов. Однако содержание MgO в центре и краевой части низкотемпературных гранатов мало отличается. Температура, рассчитанная по гранат-биотитовому геотермометру, для этих зон практически одинакова (табл. 8). Только при учете влияния высокого содержания MnO на активность пиропового компонента в гранате [9] для центральной части гранатов температура на 20–25 °C ниже, чем для крайних зон по геотермометру Л.Л.Перчука и др. [133] и на 40–50 °C – по другому геотермометру [207] (см. табл. 8) (рис. 32). Это свидетельствует о кристаллизации или перекристаллизации центральной зоны гранатов при субмаксимальных температурах метаморфизма, а также о большом значении фракционирования компонентов при росте гранатов.

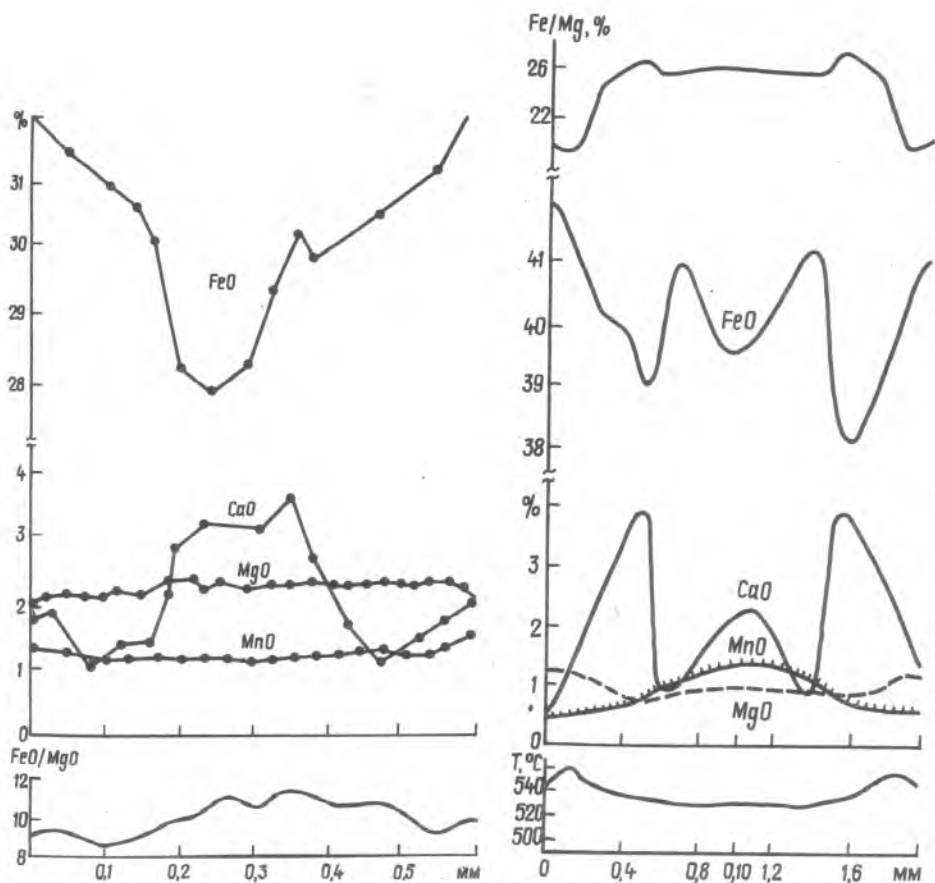


Рис. 30. Распределение компонентов по диаметру граната из биотитового прослоя гранат-биотитового сланца (Гр+Би+Му±Ст, Кв, Грф), образец тот же, что и на рис. 29, зерно 3

Рис. 31. Распределение компонентов по диаметру граната, обр. 5, сланец (Гр+Би+Кум+Хл±Кв), железорудная свита КСГС, пл. 1877 м, обр. 8929, ставролитовая зона (см. фото 6)

На регрессивном этапе метаморфизма образуются хлорит-кварцевые "тени давления" и прожилки между сросшимися индивидами граната, которые появляются при деформации и раздвигании последних и снижении температуры метаморфизма, так как гранат корродируется кварцем и хлоритом. А поскольку хлорит и кварц в "тенях давления" и прожилках по двойниковым швам гранатов ориентируются согласно сланцеватости, то ясно, что последняя формируется на регрессивном этапе метаморфизма. В некоторых гранатах отмечается ориентировка включений графита и турмалина в средней часто анизотропной зоне, краевая изотропная зона свободна от включений графита. Рост граната при максимальных температурах происходил в спокойной тектонической обстановке без заметной деформации породы.

Обр. 3 и 4 относятся к разным метаморфическим зонам: первый — к верхней части зеленосланцевой фации, а второй — к ставролитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации. Однако в эволюции метаморфизма гранатов этих образцов много общего.

Гранаты обр. 3 обнаруживают сложную химическую зональность, близкую к прямой: в центральной зоне высокое содержание MnO и низкое — FeO и MgO. В краевой зоне — высокое содержание FeO, повышенное MgO, низкое MnO и CaO. В средней же зоне обнаружено аномально высокое количество CaO при низком содержании остальных компонентов, связанное, видимо, с увеличением общего давления. Кроме того, между крайней и средней зонами выделяется максимум содержания MgO. График отношения FeO/MgO на всех зернах обр. 3 примерно одинаков: максимум в центре, минимум в средней зоне и увеличение по краю, хотя меньше, чем в центре (см. табл. 8). С учетом уменьшения железистости биотита от центра к краю зерен граната определена температура, отвечающая зонам их роста (см. рис. 32). Температура по диаметру кристаллов граната минимальна в центре (на 10–15 °C ниже края) и максимальна в средней зоне (на 30–50 °C выше

Т а б л и ц а 8. Химический состав зональных гранатов по данным микроанализа и температуры их равновесия с биотитом (хлоритом)

Образец	Зона граната	Гранат						
		X <sub>Fe</sub>	X <sub>Mn</sub>	X <sub>Mg</sub>	X <sub>Ca</sub>	F <sub>общ</sub>	Fe/Mg	Fe/Mn
1 Зерно 1	Край	0,904	0,011	0,04	0,044	95,8	22,6	82
	Центр	0,802	0,10	0,029	0,067	96,5	27,7	8,0
	"	0,802	0,10	a <sub>Mg</sub> =0,0246	0,067	—	33,5	8,0
2	Край	0,876	0,05	0,051	0,021	94,5	17,1	17,5
	Центр	0,84	0,085	0,052	0,023	94,2	16,2	9,9
	"	0,84	0,085	a <sub>Mg</sub> =0,045	0,023	—	18,8	9,9
3	Край	0,918	0,009	0,058	0,015	94,1	15,9	102
	Средняя зона	0,833	0,011	0,070	0,086	92,2	11,9	76
	Средняя зона	0,833	0,011	0,070	0,086	92,2	11,9	76
	Центр	0,784	0,092	0,036	0,088	95,6	21,82	8,5
4 Зерно 4	Край	0,856	0,023	0,092	0,029	90,3	9,3	37,2
	Средняя зона	0,82	0,017	0,010	0,076	89	8,2	48,2
	Центр	0,758	0,045	0,068	0,129	91,8	11,1	16,8
4 Зерно 3	Край	0,86	0,016	0,071	0,054	92,4	12,2	54
	Средняя зона	0,88	0,016	0,081	0,023	91,6	10,8	55
	Центр	0,854	0,016	0,054	0,076	94,1	15,8	53
5	Край	0,936	0,06	0,048	0,010	95,1	19,7	147
	0,1 мм от края	0,913	0,010	0,48	0,030	95,0	19,0	95
	Са-зона	0,853	0,023	0,032	0,093	96,3	26,3	40
	Ядро	0,874	0,020	0,036	0,031	96,2	25,1	34

Образец	Зона граната	Биотит		K <sub>D</sub>	lnK <sub>D</sub>	T, °C [133]	T, °C [207]
		F <sub>общ</sub>	Fe/Mg				
1 Зерно 1	Край	66,2	1,96	11,5	2,45	456	377
	Центр	70,8	2,43	11,4	2,43	458	379
	"	70,8	2,43	13,8	2,62	433	355
2	Край	68,4	2,16	7,8	2,06	518	468
	Центр	68,4	2,16	7,5	2,01	525	483
	"	68,4	2,16	8,7	2,16	499	444
3	Край	65	1,85	8,6	2,15	500	450
	Средняя зона	65 (см.табл.6)	1,85	6,43	1,86	550	524
	Средняя зона	67 (расчет)	2,03	5,86	1,77	570	540
	Центр	70,4 (расчет)	2,38	9,17	2,22	490	430
4 Зерно 4	Край	59 (см.табл.6)	1,44	6,46	1,87	550	524
	Средняя зона	62 (расчет)	1,63	3,03	1,62	600	600
	Центр	65 (расчет)	1,85	6	1,79	560	540
4 Зерно 3	Край	65,3	1,88	6,49	1,87	550	524
	Средняя зона	68 (расчет)	2,12	5,1	1,62	600	600
	Центр	71 (расчет)	2,45	6,45	1,86	555	525
5	Край	74,7 (см.табл.6)	2,95	6,67	1,90	545	520
	0,1 мм от края	75 (расчет)	3,0	6,33	1,84	555	530
	Са-зона	77 (расчет)	3,54	7,85	2,06	520	470
	Ядро	78 (расчет)	3,54	7,1	1,96	530	490

П р и м е ч а н и е. F<sub>общ</sub> для биотита рассчитано, для граната принято по данным РСМА; 1 (зерно 1) — скв. 17980, гл. 1160, γ<sub>Mg</sub> 0,85 рассчитывалось с учетом X<sub>Mn</sub><sup>Гр</sup>; 2 — скв. 14684, гл. 1431 м; γ<sub>Mg</sub> = 0,86 с учетом X<sub>Mn</sub><sup>Гр</sup>; 3 — скв. 12530, гл. 2155 м; 4 (зерно 4) — скв. 608-Г, кварцевый прослой; 4 — (зерно 3) — скв. 608-Г — биотитовый прослой; 5 — КСГС, гл. 1877 м.

края). Последняя находится в 0,15–0,30 мм от края — примерно между центром и краем. Таким образом, при росте граната обр. 3 наблюдается сложная эволюция температуры метаморфизма — сначала она увеличивалась, а затем уменьшалась. Интервал прогрессивной ветви составлял 40–60, а регрессивной — 20–50 °C, причем разница между минимальной температурой в центре и на краю небольшая — 10–20 °C. График температуры хорошо совпадает с графиком содержания MgO в гранате, и последний можно использовать для качественного определения изменения температуры метаморфизма при росте граната. Максимум содержания CaO в гранате в обр. 3 приходится на тренд увеличения температуры, т.е. на прогрессивную ветвь, хотя чаще максимум содержания CaO в низкотемпературных гранатах с прямой химической зональностью совпадает с минимумом содержания MgO и приурочивается к центральным частям кристаллов. К сожалению, в обр. 3 плагиоклаз не обнаружен и можно лишь предполагать его наличие в равновесии с гранатом на

прогрессивной ветви метаморфизма. Обогащение граната  $\text{CaO}$  при этом могло определяться увеличением  $P_{\text{общ}}$ . Это достаточно правдоподобное объяснение сложного зонального распределения  $\text{CaO}$  в гранате, поскольку при постоянном давлении с ростом температуры содержание  $\text{CaO}$  в гранате должно уменьшаться за счет фракционирования  $\text{CaO}$  или в результате перераспределения его из граната в плагиоклаз.

Можно предположить при росте граната обр. 3 такую эволюцию  $PT$ -условий метаморфизма: центральная зона граната кристаллизовалась (возможно, и перекристаллизовалась) при температуре  $480\text{--}490^\circ\text{C}$  (по геотермометру Л.Л.Перчука и др. [133]); затем средняя зона граната росла при деформациях, увеличении температуры и давления метаморфизма; самая краевая зона образуется при снижении температуры, т.е. в регрессивный этап при постоянном снижающемся давлении (см. рис. 28, 32, 33).

Формированием краевой зоны в регрессивный этап можно объяснить химическую зональность индивидов срастания обр. 3 (см. фото 5, рис. 27), отличающуюся от подобной картины в низкотемпературном обр. 1 (см. рис. 21, 24, фото 1, 2). По-видимому, два росших рядом кристалла граната (обр. 3) соприкоснулись на прогрессивном этапе, но на регрессивном продолжали расти как вдоль, так и перпендикулярно от двойникового шва. Это возможно лишь при раздвижении двойников в результате деформации породы, т.е. сланцеватость в обр. 3 и парагенезис основной ткани — краевая зона граната + биотит + кварц ( $\pm$  хлорит, мусковит) — сформированы в регрессивный этап метаморфизма.

Обр. 4 представлен двумя зернами граната с разной химической зональностью из разных прослоев. Однако график отношения  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ , содержания  $\text{MgO}$  и температуры у них схожие. Образование и перекристаллизация центральной зоны происходили при минимальной температуре ( $520\text{--}540^\circ\text{C}$ ) по геотермометру Л.Л.Перчука и др. [133]. Максимальная температура метаморфизма отвечает средней зоне граната (до  $560\text{--}570^\circ\text{C}$ ) и краевой ( $550^\circ\text{C}$ ) (см. рис. 29, 30, 32). Ширина краевой зоны около  $0,1$  мм. Кроме того, в гранатах обр. 4 есть узкая краевая каемка ( $0,01\text{--}0,02$  мм) с увеличенным содержанием  $\text{MnO}$  и уменьшенным  $\text{MgO}$  (на  $0,1\text{--}0,2\%$ ). Краевая кайма отвечает резкому снижению температуры в конце регрессивного этапа.

При росте граната (обр. 4) намечаются этапы прогрессивного увеличения температуры и регрессивного ее снижения. С последним, вероятно, связано образование сланцеватости и равновесного парагенезиса породы: краевая зона граната + биотит + кварц  $\pm$  ставролит, андалузит. Содержание  $\text{CaO}$  в гранате обратно пропорционально количеству  $\text{MgO}$  и рассчитанной температуре (см. рис. 29, 30).

В обр. 5 содержание  $\text{MgO}$  несколько увеличивается к краевой зоне граната, нередко оказываясь минимальным в богатой  $\text{CaO}$  зоне. Характер зональности граната в обр. 5 напоминает таковую в образцах 3 и 4, где есть участки, обогащенные  $\text{CaO}$  в промежуточной зоне с аномальной анизотропией (см. табл. 8). Особенно сходна зональность образцов 3 и 5, где выделяется бедное  $\text{CaO}$  ядро, затем обогащенная  $\text{CaO}$  зона и опять снижение его содержания на краю (см. фото 6, рис. 31). Богатая  $\text{CaO}$  зона в гранатах Северного района Кривбасса широко развита — в разных прослоях и участках распространения сланцев саксаганской свиты. Это свидетельствует о региональной причине такой химической зональности гранатов по  $\text{CaO}$ . Вероятнее всего, резкое увеличение содержания  $\text{CaO}$  в гранатах связано с ростом метаморфического давления по реакции:  $3\text{анортит-гроссуляр} + 2\text{андалузит} + \text{кварц}$ . Возможны и другие реакции, ведущие к увеличению концентрации гроссулярового компонента в гранате (например,  $3\text{Ка} + \text{Анд} + 2\text{Кв} = \text{Грос} + 3\text{СО}_2$  при  $P_{\text{СО}_2} = \text{const}$ , которые сдвигаются вправо с ростом давления. Следует учесть, что увеличение кальциевости граната совпадает с выделением графита (см. рис. 29, 31).

По химической зональности гранатов, перерывам в их росте, распределению в них включений графита, кварца, куммингтонита, сидерита, хлорита, биотита, по "теням давления" вокруг порфиروبластов и другим текстурно-структурным особенностям сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в Кривбассе устанавливается, что при

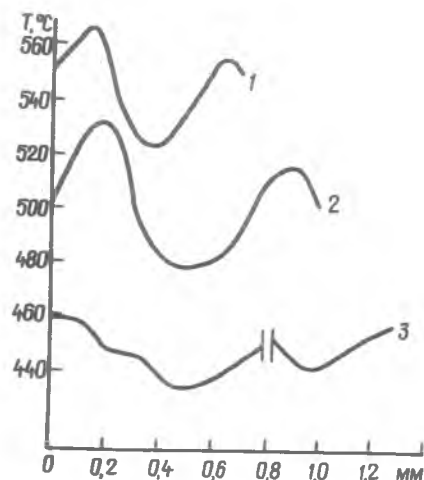


Рис. 32. Изменение температур по диаметрам зональных гранатов; 1 — обр. 4, 2 — обр. 3, 3 — обр. 1

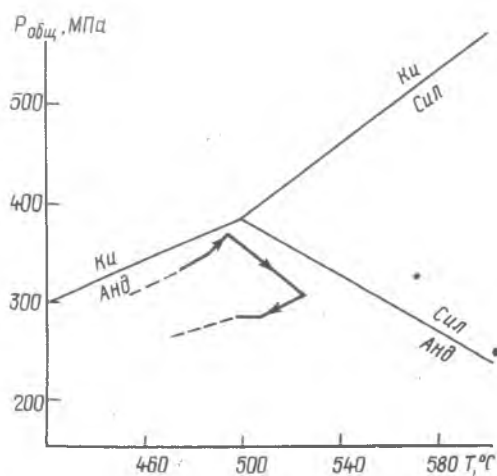


Рис. 33. *P-T*-тренд метаморфизма по обр. 3 (см. рис. 28); равновесия полиморфов  $Al_2SiO_5$  - по [220]

сланцев; 4) образование "теней давления", разрыв сросшихся порфиробластов гранатов, коррозия гранатов, обтекание порфиробластов основной тканью породы - деформация сланцев на регрессивном этапе в условиях уменьшения температуры и давления.

### Минералого-петрографические данные по КСГС

В западном борту Криворожского синклиналя в районе рудника им. Ленина пробурена КСГС глубиной более 3000 м. Она вскрыла сверху вниз следующий разрез: биотитовые метаконгломераты, метапесчаники и гранат-биотитовые сланцы (до глубины 1823 м); железорудную пачку переслаивающихся магнетитовых и безрудных кварцитов, железистых куммингтонитовых, гранат-куммингтонит-биотитовых сланцев (1823-2015 м); карбонатно-хлорит-талк-тремолитовые сланцы (2015-2052 м); биотитовые, мусковит-биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы (2052-2083 м); биотит-амфиболовые сланцы (2083-2175 м); биотитовые амфиболиты (2175-2276 м); кварциты мусковитовые и кварцевые метапесчаники со ставролитом, андалузитом, дистеном, турмалином (2276-2356 м); сланцы кварц-мусковитовые со ставролитом, биотитом, андалузитом (2356-2375 м); плагиограниты рассланцованные, мусковит-биотитовые с редкими реликтами биотитовых амфиболитов (глубже 2375 м) (табл. 9). Этот разрез в общем аналогичен разрезу криворожской серии и отличается уменьшенными мощностями свит. Выпадает только нижняя (скелеватская) свита, и лишь верхняя свита представлена достаточно полно. Геологический разрез интерпретируется следующим образом: на нижнеархейских гидратированных по всему разрезу плагиогранитах фундамента метакорой выветривания (2356-2375 м - гидрослюдистая зона и 2276-2356 м - кварцитовая зона) залегают основные вулканиты (2276-2056 м). Последние также гидратированы и биотитизированы, особенно в верхней части разреза с гидрослюдистой метакорой выветривания (2052-2083 м). На последней залегают карбонат-талк-тремолитовые сланцы (2015-2052 м) и железистые породы (2015-1823 м). Выше - кластогенная метаконгломерато-метапесчанниковая толща. Метаморфизм всех пород, вскрытых КСГС, одинаков и отвечает ставролитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. По гранат-биотитовому равновесию в разных породах (по геотермометру Л.Л.Перчука и др [133]) температура метаморфизма составляет 530-580 °C (табл. 10, 11), в то время как температура метаморфизма в толще Саксаганской синклинали в том же разрезе (скв. 12530) - около 500 °C [7, 9].

Изучены зональные гранаты в железистых сланцах (гл. 1877-1878 м) (см. предыдущий раздел). Метабазитовая свита, как и в Саксаганской синклинали Кривбасса и на Артемовском участке Правобережного района, представлена сильно биотитизированными амфиболитами и биотитовыми сланцами в верхней части разреза. Это результат выветривания и глубинного эпигенеза с привнесом  $K_2O$  и выносом  $CaO$ . Наиболее интересные данные получены по кварцитам формации коры выветривания плагиогранитов. В кварцитах отме-

Т а б л и ц а 9. Химические анализы пород КСГС

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	61,11	0,84	14,93	1,17	9,36	0,06	4,15	2,09
2	58,26	0,84	15,54	1,76	9,79	0,06	4,77	1,76
3	59,32	0,84	15,03	0,25	9,31	0,06	4,54	2,75
4	57,01	0,84	15,87	0,40	9,36	0,10	5,00	2,53
5	60,21	0,84	14,55	1,12	8,28	0,05	4,46	3,30
6	57,15	0,94	15,45	1,65	8,64	0,05	5,15	2,09
7	69,21	0,57	8,22	1,49	7,12	0,03	2,77	2,42
8	37,36	0,74	14,37	4,23	28,80	0,11	5,23	0,33
9	41,69	0,66	11,08	3,57	33,29	0,17	4,74	0,55
10	57,68	0,94	13,00	0,86	9,21	0,04	7,31	1,43
11	80,62	0,66	11,79	1,18	1,72	0,02	0,77	0,22
12	43,72	0,74	13,30	2,87	11,01	0,29	10,54	9,79
13	69,49	0,35	15,00	1,30	2,30	0,02	1,92	1,87
14	42,01	0,57	6,76	2,26	8,64	0,19	24,26	5,08

№	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
1	1,80	2,18	0,01	0,15	0,35	Сл.	1,36	99,56
2	2,10	2,72	0,02	0,18	0,28	"	1,56	99,64
3	1,90	2,36	0,18	0,12	0,78	0,39	1,79	99,62
4	1,40	2,64	0,05	0,12	1,70	0,07	2,59	99,68
5	1,80	2,46	0,15	0,15	0,84	Сл.	1,45	99,66
6	1,80	3,32	0,02	0,15	1,16	"	2,21	99,78
7	1,70	1,88	0,02	0,10	2,40	"	1,71	99,64
8	0,40	2,44	0,01	0,12	0,66	"	5,04	99,84
9	0,40	0,32	Сл.	0,18	2,11	"	1,62	100,38
10	2,12	1,88	0,15	0,12	1,51	"	3,97	100,22
11	0,30	1,44	0,01	0,06	0,42	"	1,17	100,38
12	0,92	0,67	Сл.	0,11	2,07	0,13	3,44	99,60
13	2,17	2,89	"	0,09	1,03	0,09	2,39	99,91
14	0,40	0,03	0,08	0,06	3,70	0,16	0,29	100,49

П р и м е ч а н и е. 1 — обр. 2020—1, гл. 529 м, гранат-биотитовый сланец (Гр+Би+Кв+Пл); 2 — обр. 2023—5, гл. 529 м, гранат-биотитовый микрогнейс (Гр+Би+Пл+Кв); 3 — обр. 7629—7632, гл. 1553—1554 м, гранат-биотитовый микрогнейс (Гр+Би+Пл+Кв); 4 — обр. 27, гл. 164 м, гранат-биотитовый сланец (Гр+Би+Пл+Кв); 5 — обр. 3944, гл. 918 м, гранат-биотитовый амфиболит (Рог+Гр+Би+Пл+Кв); 6 — обр. 3959, гл. 922 м, гранат-биотитовый гнейс (Гр+Би+Пл+Кв); 7 — обр. 4442, гл. 1009 м, биотит-амфиболовый сланец (Би+Амф+Кв); 8 — обр. 8929/5, гл. 1877 м, гранат-биотитовый сланец (Гр+Би+Хл+Кум); 9 — обр. 8945/2, гл. 1878 м, гранат-биотитовый сланец (Гр+Би+Хл+Кум); 10 — гл. 2068 м, биотит-роговообманковый сланец Би+Рог+Пл+Кв; 11 — обр. 10305/2, гл. 2320 м, мусковитовый кварцит со ставролитом; 12 — обр. 10123, гл. 2275 м, амфиболит; 13 — обр. 10867/3, гл. 2545 м, плагиогранит (Кв+Пл+Му+Би); 14 — обр. 9393, гл. 2022 м, тальковый сланец (Та+Гр+Хл+карб).

чаются участки с обломочной метасаммитовой структурой (округлые зерна кварца, сцементированные андалузитом и диаспором). Видимо, эти породы представляют собой перемытую кору выветривания плагиогранитов. Кварциты содержат 80 % SiO<sub>2</sub>, 12—16 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1,5 % K<sub>2</sub>O. Они состоят из кварца, мусковита, андалузита, дистена (табл. 12, фото 7, 8). Нередки ставролит, турмалин, графит, циркон, диаспор. Впервые встречен дистен в Кривбассе. Подтвержден оптически и рентгенографически. Представлен призматическими кристаллами, реже порфиробластами с включениями кварца. Облекается мусковитовыми чешуйками. Удлинение положительное, погасание прямое, двусный отрицательный,  $n_g = 1,729 \pm 0,002$ ,  $n_p = 1,717 \pm 0,002$ . Главные линии на рентгенограмме: 3,32; 3,18; 1,372. Содержит немного трехвалентного железа, титана, что, очевидно, связано с мелкими включениями рутила (см. табл. 12). Обломочная структура отмечается в порфиробластах андалузита, цементирующего обломки округлого кварца. Образует гнездовидные скопления и порфиробласты со слабой розовой окраской. Содержит мелкие включения кварца, диаспора. Форма зерен неправильная, округлая. Погасание прямое, удлинение отрицательное,  $n_g = 1,650$ ,  $n_p = 1,639$ , двусный отрицательный. Довольно точно отвечает формуле Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>.

В кварцитах иногда отмечается диаспор (фото 9, 10). Двупреломление высокое — около 0,030, удлинение отрицательное, реже положительное, бесцветен, большой угол 2V,  $n_g = 1,743$ ,  $n_p = 1,710$ . Поверхность зерен под бинокляром неровная, корродированная. Встречен в обр. 10346, 10131, 10343. Рентгеноструктурным методом в кварцитах определен также пирофиллит. Вероятно, он образует скопления мелких бесцветных чешуек, окруженных мусковитом. Диаспор и пирофиллит — реликтовые низкотемпературные метаморфические (эпигенетические) минералы кварцитов, устойчивые при температурах

Т а б л и ц а 10. Химические анализы минералов из сланцев КСГС

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
1	36,20	1,48	18,21	4,30	16,37	0,05	10,38	0,21
2	44,80	0,08	18,31	<0,01	29,87	0,63	2,72	2,58
3	34,96	1,40	17,78	3,49	17,38	0,05	11,77	<0,01
4	40,80	0,14	19,70	<0,01	32,32	1,05	3,17	2,44
5	35,04	1,40	17,78	2,06	18,39	0,08	11,75	<0,01
6	41,88	0,06	19,60	<0,01	30,30	1,25	2,76	3,59
7	34,20	1,48	19,02	3,87	17,24	0,13	10,04	<0,01
8	44,30	0,09	18,30	<0,01	31,60	0,55	2,98	1,43
9	29,44	0,94	15,30	4,39	30,17	0,03	6,83	<0,01
10	36,92	0,05	20,23	<0,01	38,06	0,33	1,80	1,43
11	38,00	0,07	20,38	<0,01	37,87	0,35	1,48	1,15

№	NaO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	F	C	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
1	0,28	8,28	0,146	—	0,01	3,89	99,76
2	0,15	0,30	—	0,25	0,06	0,71	100,46
3	0,20	8,71	0,14	—	0,05	3,72	99,65
4	0,15	0,30	—	0,20	0,05	0,05	100,37
5	0,28	8,25	0,195	—	0,10	4,40	99,73
6	0,20	0,30	—	0,30	0,08	0,13	100,45
7	0,28	8,70	0,178	—	0,04	5,02	100,20
8	0,20	0,14	—	—	0,12	0,50	100,21
9	0,16	5,31	0,049	—	0,10	7,03	99,75
10	0,28	0,46	—	0,55	0,1	<0,01	100,21
11	0,15	0,30	—	0,40	0,07	<0,01	100,22

П р и м е ч а н и е. 1 — обр. 2020/1, гл. 529 м, биотит; 2 — 2020/1, гл. 529 м, гранат; 3 — обр. 3959, гл. 922 м, биотит; 4 — обр. 3959, гл. 922 м, гранат; 5 — обр. 7629, гл. 1553 м, биотит; 6 — обр. 7629, гл. 1553 м, гранат; 7 — обр. 1974, гл. 522 м, биотит; 8 — обр. 1974, гл. 522 м, гранат; 9 — обр. 8929/5, гл. 1877 м, биотит; 10 — обр. 8929/5а, гл. 1877 м; гранат (с Грф); 11 — обр. 8929/5б, гл. 1877 м, гранат (чистый).

Т а б л и ц а 11. Температуры гранат-биотитового равновесия из сланцев района КСГС

№	Скважина	Глубина, м	Парагенезис	Метод	Fe/Mg Гр	Fe/Mg Би	lnK <sub>D</sub>	T, °C [133]	T, °C [207]
1	КСГС	522	Гр+Би+Пл+Кв	Хим	5,95	1,16	1,64	600	590
2	То же	529	Гр+Би+Пл+Кв	Хим	6,21	1,10	1,73	580	570
3	" "	529	Гр+Би+Пл+Кв	РСМА	14,8	1,65	2,20	500	450
4	" "	922	Би+Пл+Гр+Кв	Хим	5,77	0,98	1,77	570	555
5	" "	1529	Би+Гр+Пл+Кв	Хим	6,2	0,97	1,86	555	525
6	" "	1553	Би+Гр+Пл+Кв	РСМА	20,8	4,7	1,50	650	630
7	" "	1877	Би+Кум+Гр+Хл+Кв	РСМА	54	11,4	1,55	630	610
8	" "	1877	Би+Кум+Гр+Хл+Кв	РСМА	49	9,3	1,68	590	590
9	" "	1877	Би+Кум+Гр+Хл+Кв	РСМА	54	8,4	1,83	545	515
10	" "	1877	Би+Кум+Гр+Хл+Кв	Хим	14,4	2,8	1,64	595	590
11	" "	1878	Би+Кум+Гр+Хл+Кв	РСМА	115	11,9	2,27	480	420
12	17519	237	Рог+Би+Гр+Пл+Кв	Хим	6,1	1,05	1,75	575	560
13	17519	238	Гр+Би+Пл+Кв	Хим	4,5	1,03	1,89	550	520
14	5903	215	Гр+Би+Пл+Кв	РСМА	25	2,77	2,20	500	440
15	5903	301	Гр+Би+Пл+Кв	Хим	5,8	1,15	1,62	600	590
16	16879	275	СТ+Анд+Гр+Би+Му+Кв, Грф	Хим					
17	14681	1431	Гр+Хл+Му+Кв, Грф	РСМА	6,2	1,42	1,48	650	630
18	14681	1429	Гр+Хл+Му+Кв, Грф	Хим	21,8	2,16	2,3	480	430
19	12530	2165	Гр+Би+Хл+Кв	РСМА	85	11,9	1,91	535	500
20	12530	2155	Гр+Би+Хл+Кв	Хим	19,1	2,88	1,91	540	510

П р и м е ч а н и е. Хим — силикатный химический анализ монофракции, РСМА — рентгеноспектральный микроанализ. Fe = Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>.

300–400 °С. В обычных кварцитах в виде прослоев с нерезкими границами наблюдаются ставролитовые кварциты, в которых ставролит составляет до 30 % породы. Кварциты залегают на кварц-мусковитовых сланцах, содержащих ставролит, реже андалузит, биотит и турмалин. Эти сланцы постепенно переходят в рассланцованные плагиограниты, в которых появляются крупные таблицы кислого плагиоклаза (гл. 2364 м), наполненные мелкими чешуйками мусковита. Это — следы гидратации плагиоклаза при эпигенезе с привнесом К<sub>2</sub>O. Описанные сланцы — метаморфизованная гидрослюдистая кора выветривания нижнеархейских плагиогранитов. Сами плагиограниты до глубины 3500 м нередко рассланцованы с мусковит-биотит-кварц-олигоклазовым парагенезисом. Плагиоклаз наполнен чешуйками мусковита. С глубиной породы становятся несколько более массивными, но содержание в них мусковита не уменьшается. Иногда встречается калиевый полевой шпат.



Т а б л и ц а 12. Химические анализы минералов из кварцитов КСГС

Минерал, порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO
Дистен	41,89	0,34	57,12	0,18	—	-0,01	—	—
Андалузит	42,76	0,36	56,13	0,22	—	0,01	—	—
Мусковит	54,32	0,51	32,68	0,53	0,10	0,01	0,82	0,12
Кварцит	80,47	0,08	15,40	0,18	0,40	0,02	0,64	0,24

Минерал, порода	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	С у м м а
Дистен	—	—	—	—	—	—	—	99,54
Андалузит	—	—	—	—	—	—	—	99,48
Мусковит	0,52	6,40	—	—	—	—	4,28	100,29
Кварцит	0,30	1,40	0,10	4,01	0,14	0,06	1,04	100,47

### *PT*-условия метаморфизма пород ЖФД центральной части Украинского щита

Для установления закономерностей эволюции и пространственного распределения метаморфизма в железорудных районах УЩ большое значение имеет количественная оценка физико-химических условий метаморфических процессов в породах ЖФД. Это температура ( $T$ ), общее давление ( $P_{\text{общ}}$ ), парциальное давление газов ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $P_{\text{CO}_2}$ ,  $P_{\text{O}_2}$  и др.). В ряде работ уже определялись эти параметры метаморфизма разных формаций, комплексов и районов УЩ.

Ю.П.Мельник [102, 104] анализировал физико-химические условия метаморфизма железистых пород. Он сделал важные выводы о буферном характере окислительно-восстановительных реакций, а также реакций дегидратации и декарбонатизации в метаморфических породах, об особенностях флюидного режима при гидротермальном наложенном метаморфизме железистых пород, о *PT*-условиях и флюидном режиме железистых пород.

Р.Я.Белевцев [7, 9] определил температуру, общее давление и флюидный режим метаморфизма метapelитов в разных фациях и зонах метаморфизма в докембрии УЩ. Сделан вывод о субизобарическом характере последнего раннепротерозойского цикла метаморфизма, температура которого распределена по латерали зонально. Этот метаморфизм, прогрессивный в породах железорудных формаций криворожского типа и зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья, является наложенным по отношению к нижнеархейским ЖФД, залегающим среди плагиомигматизированных metabазитов.

В.И.Фонарев и другие [174, 179] рассчитали *PT*-условия двупироксеновых высокотемпературных железистых пород Приазовья и Побужья. Они пришли к выводу об изобаричности (около 500 МПа) и изотермичности (около 700 °С) метаморфизма пород ЖФД этих районов, а также о значительных изменениях окислительно-восстановительных условий при метаморфизме железистых пород, видимо, отражающих условия первичного осадкообразования.

По геолого-петрографическим данным и анализу минеральных парагенезисов пород ЖФД на УЩ вполне определенно выделяются две группы ЖФД — высокотемпературная полиметаморфическая и низкотемпературная моноциклическая. Для первой характерны реликты гранулитовой фации и плагиомигматизация metabазитов, а также наложение более позднего метаморфизма с *PT*-условиями от зеленосланцевой до гранулитовой фации, с преобладанием амфиболитовой. Это железорудные толщи Приазовья (кроме Гуляйполя), Западно-Ингулецкой зоны, Среднего Побужья. К низкотемпературной формации относятся немигматизированные осадочно-вулканогенные железорудные толщи зеленокаменных поясов (Среднее Приднепровье) и криворожского типа (Кривбасс, Кременчуг, Гуляйполе), которые метаморфизованы в течение одного цикла в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В задачи изучения эволюции метаморфизма высокотемпературной формации входят определение физико-химических условий древнего (ранний архей) и наложенного (поздний архей — ранний протерозой) циклов метаморфизма, проявление которых зависит от интенсивности деформации и флюидных потоков при наложенном метаморфизме (диафорезе). При изучении режима метаморфизма низкотемпературных формаций важно проследить изменение *PT*-условий в течение прогрессивного и регрессивного этапов одного цикла.

Т а б л и ц а 13. Формулы, используемые для вычисления активности компонентов в минералах

Минерал	Компонент	Атомные отношения	Формула активности компонента
Плаггиоклаз	Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	$\frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}}$	$X_{\text{Ca}}^{\text{Пл}} = a_{\text{Пл}}^{\text{Ан}}$
Биотит	Аннит $\text{KFe}_3\text{AlSi}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}\right)^3 \cdot 0,3$	$(X_{\text{Fe}}^{\text{Би}})^3 \cdot 0,3 = a_{\text{Анн}}^{\text{Би}}$
Биотит	Флогопит $\text{KMg}_3\text{AlSi}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	$\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg}}\right)^3 \cdot 0,3$	$(X_{\text{Mg}}^{\text{Би}})^3 \cdot 0,3 = a_{\text{Фл}}^{\text{Би}}$
Гранат	Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	$\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}}\right)^3$	$(X_{\text{Mg}}^{\text{Гр}})^3 = a_{\text{Пир}}^{\text{Гр}}$
Гранат	Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}}\right)^3$	$(X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}})^3 = a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}}$
Гранат	Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	$\left(\frac{\text{Ca}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ca}}\right)^3$	$(X_{\text{Ca}}^{\text{Гр}})^3 = a_{\text{Грос}}^{\text{Гр}}$
Оливин	Фаялит $\text{FeSiO}_3$	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}\right)^2$	$(X_{\text{Fe}}^{\text{Ол}})^2 = a_{\text{Фа}}^{\text{Ол}}$
Гиперстен	Ферросилит $\text{FeSiO}_3$	$[\text{Fe}]_{\text{M}_1} \cdot [\text{Si}]$	$[\text{Fe}] \cdot [\text{Si}] = a_{\text{Фс}}^{\text{Гип}}$
Куммингтонит	Грюнерит $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	$\left(\frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}\right)^7$	$(X_{\text{Fe}}^{\text{Кум}})^7 = a_{\text{Гри}}^{\text{Кум}}$

*PT*-условия метаморфизма древнего цикла высокотемпературных формаций определяются преимущественно по двупироксеновым и гранат-пироксеновым равновесиям. Температура вычисляется по различным геотермометрам, использующим распределение Mg, Fe и Ca между двумя пироксенами, гранатом и пироксенами.  $P_{\text{общ}}$  можно определить по глиноземистости пироксенов в ассоциации с плаггиоклазом и оливином (гранатом или шпинелью), а также по равновесию Фа+Эул+Кв, хотя образование последних также иногда обусловлено наложенным метаморфизмом. Давление воды рассчитывается по равновесию роговой обманки с двумя пироксенами и плаггиоклазом, но при этом надо надежно установить равновесность этих минералов, а также наличие кварца или оливина. Фугитивность кислорода определяется по равновесию с магнетитом и кварцем куммингтонита, гиперстена или фаялита, или по наличию графита в породе. Следовательно, для определения *PT*-условий древнего метаморфизма необходимо обосновать принадлежность минералов к этому циклу, а это обычно достоверно лишь для пироксенов и оливина, да и то в некоторых случаях обнаруживается химическая неоднородность пироксенов, обусловленная их поздним преобразованием [195].

Установление физико-химических условий наложенного метаморфизма менее сложно, так как для его оценки можно использовать минеральные равновесия бедных СаО высокоглиноземистых пород, образование которых связано с поздними метаморфическими циклами. Такие же равновесия есть и в породах низкотемпературной железисто-кремнистой формации.

Для определения температуры наложенного и моноциклического ЖФД применяется главным образом гранат-биотитовый геотермометр.  $P_{\text{общ}}$  рассчитывается по равновесиям: Гр+Кор+Сил+Кв (с учетом вхождения  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в кордиерит), Гр+Пл+Сил+Кв, Гр+Би+Му+Пл, Гр+Би+Анд (Сил)+Му+Кв, Фа+Гип+Кв, Гр+Гип+Пл+Кв. Для геотермобарометрии важно определить активность компонентов в минералах. Этой проблеме посвящено много работ. Некоторые твердые растворы минералов значительно отклоняются от идеальности, особенно твердые растворы с участием кальция. Существуют приближенные оценки Mg—Fe твердых растворов минералов, которые, как правило, близки к идеальным [158]. Однако для альмандин-пироговых растворов некоторые исследователи получили значительное положительное отклонение от идеальности [210], хотя это противоречит многим петрологическим данным. Расчет активности гетеровалентных твердых растворов, например биотитов, возможен лишь по приближенным формулам [92]. Нами использован ряд формул для расчетов активности компонентов в минералах (табл. 13).

Коэффициент активности гроссуляра в гранате и анортита в плаггиоклазе принят равным единице, несмотря на то, что твердые растворы этих минералов характеризуются положительным отклонением от идеальных [219]. Однако они обычно при расчете констант равновесия реакций компенсируют друг друга. Условие равновесия Анн+Сил+2Кв = Алм+Сан+ $\text{H}_2\text{O}$  рассчитано по термодинамическим константам минералов [217]. Зависимость  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  от температуры для равновесия 2 определена по равновесию 1 и равновесию Му+Кв = Сан+Сил+ $\text{H}_2\text{O}$  [206]. Зависимость  $P_{\text{общ}}$  от  $T$  и  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  рассчитана с учетом растворимости  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в кордиерите по экспериментальным данным [224] по модели В.А.Курепина [93].  $P_{\text{общ}}$  по равновесию 2Фс = Фа + Кв определено с использованием экспе-

Формулы, используемые для вычисления температуры (К), давления общего и давления воды (МПа) при  $R = 8,315 \text{ Дж} \cdot \text{град} \cdot \text{моль}^{-1}$ , следующие:

$$\begin{aligned}
 1 \text{ Анн} + \text{Сил} + 2\text{Кв} &= \text{Алм} + \text{Сан} + \text{Н}_2\text{О} & \ln f_{\text{H}_2\text{O}} &= -\frac{13040}{RT} + \frac{49}{R} - 0,434 \ln(a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} : a_{\text{Анн}}^{\text{Би}}) \\
 2 \text{ 0,5 Анн} + \text{0,65 Му} + \text{1,5 Кв} &= \text{0,5 Алм} + \text{Сан} + \text{Н}_2\text{О} & \ln f_{\text{H}_2\text{O}} &= -\frac{28030}{RT} + \frac{58}{R} - 0,217 \ln(a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} : a_{\text{Алм}}^{\text{Би}}) \\
 3 \text{ Анн} + 3\text{Кв} &= 3\text{Фс} + \text{Сын} + \text{Н}_2\text{О} & \ln f_{\text{H}_2\text{O}} &= -\frac{24160}{RT} + \frac{52,7}{R} - 0,434 [(a_{\text{Фс}}^{\text{Гип}})^3 : a_{\text{Анн}}^{\text{Би}}] \\
 4 \text{ 1/3 Пир} + \text{1/3 Анн} &= \text{1/3 Алм} + \text{1/3 Фл} & T &= \frac{\ln[(\text{Fe/Mg})^{\text{Гр}} : (\text{Fe/Mg})^{\text{Би}}] + 0,782}{3650} \\
 5 \text{ 1/3 Пир} + \text{1/3 Анн} &= \text{1/3 Алм} + \text{1/3 Фл} & T &= \frac{\ln[(\text{Fe/Mg})^{\text{Гр}} : (\text{Fe/Mg})^{\text{Би}}] + 2,57}{R T \ln X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Кор}}} \\
 6 \text{ 1/2 Кор}_{\text{Fe}} &= \text{1/3 Алм} + \text{2/3 Сил} + \text{5/6 Кв} & P_{\text{общ}} &= 190 + 200 \cdot X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{Фл}} + 0,3 (973 - T(K)) + \frac{R T \ln X_{\text{Fe}}^{\text{Гр}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{Кор}}}{27,9} \\
 7 \text{ 2Фс} &= \text{Фа} + \text{Кв} & P_{\text{общ}} &= \frac{1,2T - 100 - /RT \cdot \ln [a_{\text{Фа}}^{\text{Ол}} : (a_{\text{Фс}}^{\text{Гип}})^2]}{3,8} \\
 8 \text{ 3Ан} &= \text{Грос} + 2\text{Сил} + \text{Кв} & P_{\text{общ}} &= \frac{-4890 + 13,73 \cdot T + RT : \ln [(a_{\text{Грос}}^{\text{Гр}}) : (a_{\text{Ан}}^{\text{Пл}})^3]}{5,44} \\
 9 \text{ Му} + \text{Алм} + \text{Грос} &= 3\text{Ан} + \text{Анн} & P_{\text{общ}} &= \frac{1725 - 9,23 \cdot T + RT \cdot \ln \left[ \frac{(a_{\text{Ан}}^{\text{Пл}})^3 \cdot a_{\text{Анн}}^{\text{Би}}}{a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}} \cdot a_{\text{Грос}}^{\text{Гр}}} \right]}{-7,53} \\
 10 \text{ Му} + \text{Алм} &= \text{Анн} + 2\text{Сил} (\text{Анд}) + \text{Кв} & P_{\text{общ}} &= \frac{-3160 + 4,48 \cdot T + RT \ln(a_{\text{Анн}}^{\text{Би}} : a_{\text{Алм}}^{\text{Гр}})}{-2,09} \\
 11 \text{ Му} + \text{Пир} + \text{Грос} &= 3\text{Ан} + \text{Фл} & P_{\text{общ}} &= \frac{-3720 - 6,98 \cdot T + RT \ln \left[ \frac{(a_{\text{Ан}}^{\text{Пл}})^3 \cdot a_{\text{Фл}}^{\text{Би}}}{a_{\text{Пир}}^{\text{Гр}} \cdot a_{\text{Грос}}^{\text{Гр}}} \right]}{-7,27} \\
 12 \text{ Му} + \text{Пир} &= \text{Фл} + 2\text{Сил} (\text{Анд}) + \text{Кв} & P_{\text{общ}} &= \frac{-8600 + 6,75 \cdot T + RT \ln(a_{\text{Фл}}^{\text{Би}} : a_{\text{Пир}}^{\text{Гр}})}{-1,83}
 \end{aligned}$$

риментальных данных [178, 244]. Зависимость  $P_{\text{общ}}$  от температуры в равновесиях 8, 9 и 11 взята из работы [213], а равновесия 10 и 12 рассчитаны комбинированием равновесий 8 и 9, 8 и 11.

Фугитивность кислорода установлена по минеральным буферам, условия равновесия рассчитаны по термодинамическим константам минералов [217].

Формулы, используемые для вычисления условий кислородных буферов:

$$\begin{aligned}
 3 \text{ Кв} + 2 \text{ Мт} &= 3 \text{ Фа} + \text{О}_2 & \lg f_{\text{O}_2} &= 7,04 - \frac{22900}{T} + 3 \lg(a_{\text{Фа}}^{\text{Ол}}) \\
 6 \text{ Кв} + 2 \text{ Мт} &= 6 \text{ Фс} + \text{О}_2 & \lg f_{\text{O}_2} &= 6,98 - \frac{22700}{T} + 6 \lg(a_{\text{Фс}}^{\text{Гип}}) \\
 3 \text{ Грн} + 3,5 \text{ О}_2 &= 7 \text{ Мт} + 24 \text{ Кв} + 3\text{Н}_2\text{О} & \lg f_{\text{O}_2} &= 2,15 - \frac{18900}{T} + 6 \lg(X_{\text{Fe}}^{\text{Кум}}) \\
 \text{С} + \text{О}_2 &= \text{СО}_2 & \lg f_{\text{O}_2} &= 0,46 - \frac{17650}{T}
 \end{aligned}$$

Приведенные геотермометры используются для определения  $PT$ -условий последнего цикла метаморфизма – наложенного для высокотемпературных и прогрессивного для низкотемпературных ЖФД. Основные закономерности прогрессивного распределения этих условий на УЩ уже установлены [9].  $P_{\text{общ}}$  характеризуется субизобаричностью и умеренными величинами (около 500 МПа), а температура распределяется по латерали зонально. Низкотемпературные метаморфические зоны зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций приурочиваются преимущественно к ЖФД зеленокаменных поясов и криворожского типа.

В районах развития супракrustальной ЖФД зеленокаменных поясов и криворожского типа проявился зональный прогрессивный моноциклический низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. По латерали прослежены три метаморфические зоны: альмандиновая, ставролитовая и силлиманит-мусковитовая. Иногда в ядерных частях зеленокаменных синклиналиев выделяется безальмандиновая

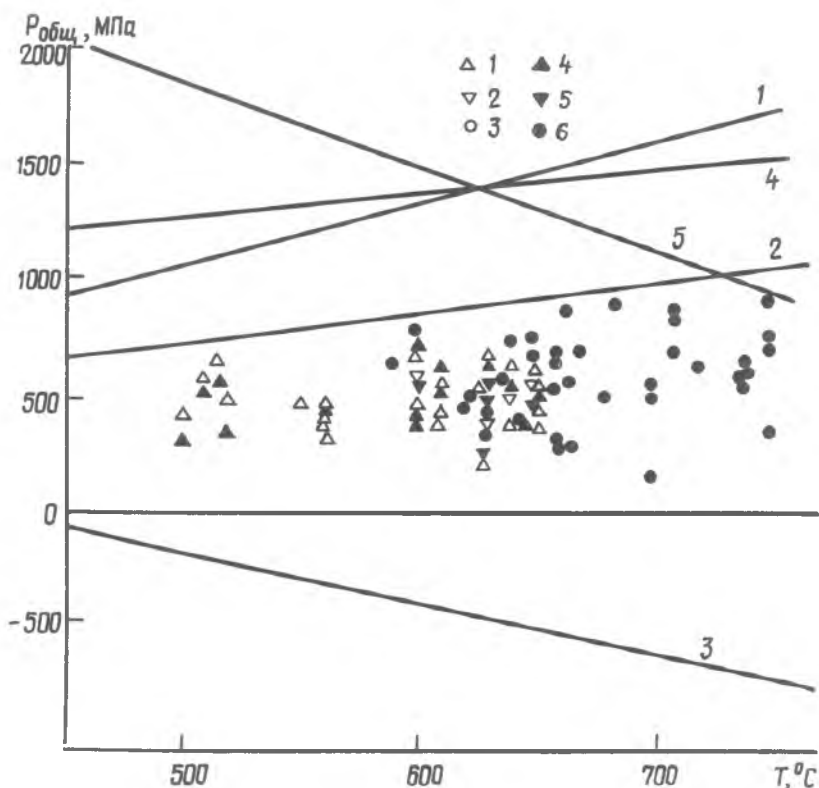


Рис. 34.  $P$ - $T$ -диаграмма минеральных равновесий в высокоглиноземистых породах ЖФД Ущ.

Равновесия в железистой системе: 1 – Гр+Би+Анд (Сил)+Му+Кв, 2 – Гр+Би+Му+Пл, 3 – Гр+Пл+Сил+Кв; равновесия в магнезиальной системе: 4 – Гр+Би+Анд (Сил)+Му+Кв, 5 – Гр+Би+Му+Пл, 6 – Гр+Пл+Сил+Кв. Линии моновариантных равновесий (цифры на рисунке): 1 – Грос+Сил+Кв = Ан, 2 – Му+Алм+Грос = Ан+Анн, 3 – Му+Алм = Анн+Сил+Кв, 4 – Му+Пир+Грос = Ан+Фл, 5 – Му+Пир = Фл+Сил+Кв. Поле отрицательных давлений не имеет физического смысла

биотитовая метаморфическая зона [9].  $P_{общ}$  максимального метаморфизма определяется по наличию андалузита, кордиерита, устойчивости ставролит-гранатового равновесия по разным экспериментальным данным [9, 220] и составляет 300–500 Мпа. По гранат-биотит-андалузит-мусковит-кварцевому геобарометру для ставролитовой зоны Кривбасса и Гуляй-поля рассчитанное  $P_{общ}$  равно 400–500, а для силлиманит-мусковитовой зоны – 350–550 МПа (табл. 14–16, рис. 34). Температура максимального метаморфизма составляет по гранат-биотитовому геотермометру в алмандиновой зоне 420–520, в ставролитовой 500–600, в силлиманит-мусковитовой 600–640 °C. Мольная доля воды при метаморфизме метapelитов алмандиновой и ставролитовой зон высокая – 0,8–1,0, а в силлиманит-мусковитовой – 0,6–0,8 [9]. Режим кислорода в железистых породах имеет буферный характер, и  $P_{O_2}$  может значительно колебаться в разных пластах одной толщи (табл. 17). Иногда это наблюдается, например, в Кривбассе по скважинам 10000 (рудник им. Фрунзе), 15119 (рудник им. Коминтерна), 9254 (Анновская полоса); железистость куммингтонита в парагенезисе Кв+Мт+Кум значительно изменяется ( $F = 62–85$ ). Однако чаще железистость куммингтонита в разных прослоях толщи примерно одинакова ( $F = 75 \pm 5$ ), причем куммингтонит часто развивается по краям магнетит-сидерит-кварцевых прослоев и по зонкам кливажа. Это свидетельствует о более позднем образовании куммингтонита при гидротермальном метаморфизме.

Диафоритовые мусковитовые сланцы и гнейсы образуются во вторичных зонах расланцевания и гидротермального метаморфизма (Васиновский участок Приазовья, Ингулецкий район). Амфиболитовая фация развита в Западно-Ингулецкой зоне, Западном Приазовье, на отдельных участках и зонах Среднего Побужья, Восточного Приазовья. Наложенный гранулитовый метаморфизм и связанная с ним чарнокитизация наблюдаются в Среднем Побужье и Приазовье (Мангушский, Васильковский, Токмакский участки).

Труднее всего обнаружить наложенный метаморфизм гранулитовой фации, поскольку

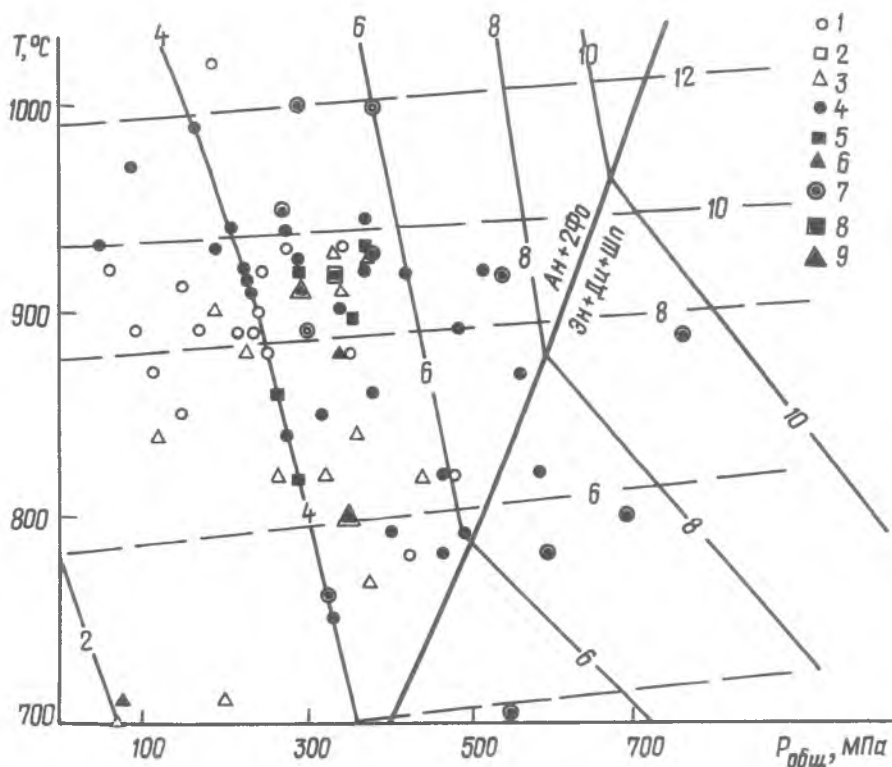


Рис. 35. Диаграмма двухпироксеновых равновесий пород высокотемпературных ЖФД Ущ. Основа по [211].

Верхнеархейские – нижнепротерозойские по геологическим данным: 1 – метабазиты, 2 – мигматиты, 3 – железистые породы; нижнеархейские породы (в эндрейтах): 4 – метабазиты, 5 – мигматиты, 6 – железистые породы; гранатосодержащие породы: 7 – метабазиты, 8 – мигматиты, 9 – железистые породы. Сплошные линии – изолинии содержания Са-чермакита, а пунктирные – энстатита в клинопироксене, в %

Т а б л и ц а 14. P-T-условия метаморфизма мусковитсодержащих глиноземистых сланцев и гнейсов ЖФД Ущ

№	Парагенезис	Гранат			T, °C [133]	X <sub>H<sub>2</sub>O</sub> [9]	P <sub>общ</sub> , МПа				
		X <sub>Fe</sub>	X <sub>Mg</sub>	X <sub>Ca</sub>			Гр+Пл+ +Сил+Кв [213]				
							Гр+Пл+Би+ +Му		Гр+Би+ +Сил (Анд) +Му+Кв		
P <sub>Fe</sub>	P <sub>Mg</sub>	P <sub>Fe</sub>	P <sub>Mg</sub>								
1	Гр <sub>86</sub> +Би <sub>59</sub> +Ст+Анд+Му+ +Кв+Грф	0,79	0,126	0,054	610	0,50	—	—	—	370	520
2	Гр <sub>53</sub> +Би <sub>58</sub> +Сил+Му+Пл <sub>12</sub> + +КПШ+Кв+Грф	0,64	0,137	0,014	620	0,76	460	360	230	200	310
3	Гр <sub>63</sub> +Би <sub>38</sub> +Сил+Му+Пл <sub>17</sub> + +КПШ+Кв+Грф	0,68	0,134	0,009	610	0,70	140	—	—	240	250
4	Гр <sub>84</sub> +Би <sub>54</sub> +Сил+Му+Пл <sub>25</sub> + +КПШ+Кв	0,79	0,152	0,048	640	0,54	660	500	530	370	510
5	Гр <sub>90</sub> +Би <sub>61</sub> +Ст+Анд+Му+Кв+ +Грф	0,84	0,089	0,036	550	0,3	—	—	—	460	460
6	Гр <sub>93</sub> +Би <sub>64</sub> +Ст <sub>к3</sub> +Анд+Му+ +Кв+Хл+Грф	0,86	0,063	0,020	500	0,4	—	—	—	420	300
7	Гр <sub>89</sub> +Би <sub>57</sub> +Ст <sub>к3</sub> +Анд+Му+ +Кв+Грф	0,79	0,103	0,044	560	0,5	—	—	—	400	420
8	Гр <sub>85</sub> +Би <sub>61</sub> +Сил+Пл <sub>25</sub> +КПШ+ +Му+Кв	0,79	0,134	0,043	630	0,5	650	420	490	330	540
9	Гр <sub>84</sub> +Би <sub>53</sub> +Сил+Пл <sub>30</sub> +Кв+Му	0,74	0,144	0,052	650	0,6	680	470	500	410	350
10	Гр <sub>83</sub> +Би <sub>55</sub> +Сил+Пл <sub>30</sub> +Кв+Му	0,73	0,124	0,081	600	0,5	770	540	560	370	420

П р и м е ч а н и е. 1 – обр. 16879/275; Кривбасс, Дальнезападные полосы; 2 – обр. 9254/599; 3 – обр. 9254/595, Кривбасс, Анновская полоса; 4 – обр. 10272/151, Правобережный район, Желтянский участок; 5 – обр. 606/9; 6 – обр. 606/7; 7 – обр. 608/11а, Кривбасс, Анновский карьер; 8 – обр. 71/214 а, Приазовье, месторождение Куксунгур, профиль 22; 9 – обр. 403 – Б/294; 10 – обр. 403/257, Орехово-Павлоградская зона, Васильковский участок.

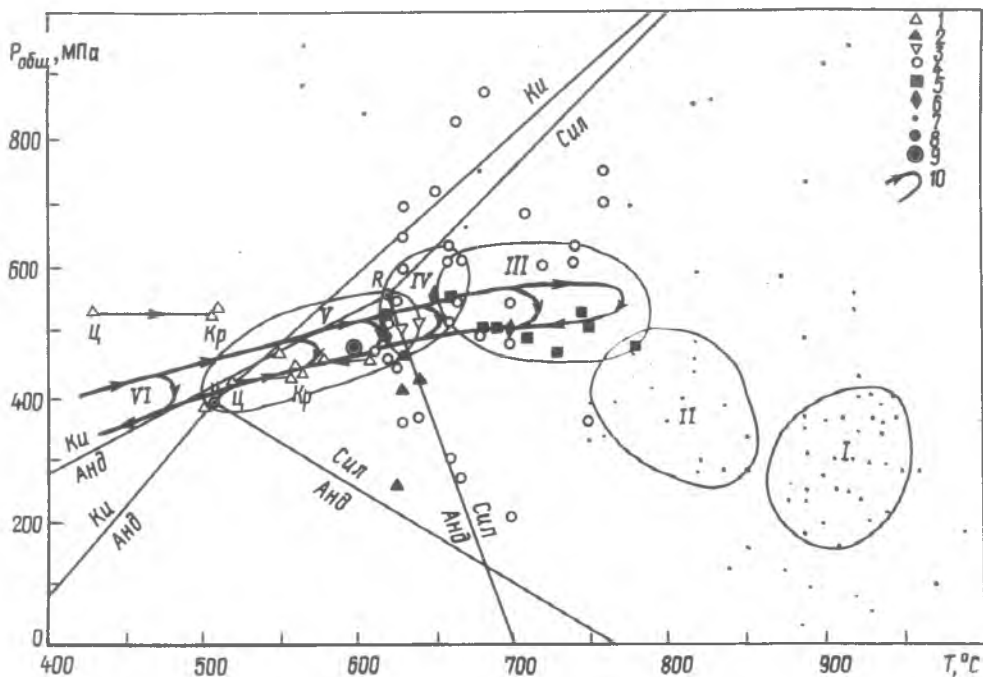


Рис. 36. *P*-*T*-эволюция метаморфизма ЖФД УШ.

Минеральные равновесия: 1 - Гр+Би+Анд+Му+Кв, 2 - Гр+Би+Сил+Му+Кв, 3 - Гр+Би+Пл+Му, 4 - Гр+Пл+Сил+Кв, 5 - Гр+Кор+Сил+Кв[9], 6 - Фа+Гип+Кв[9], 7 - Гип+Мп±Пл±Гр, 8 - тройные точки и моновариантные равновесия Сил+Анд+Ки - *H* по [220], *P* по [239a], 9 - предполагаемое положение тройной точки по петрографическим данным, 10 - тренды эволюции метаморфизма - *P*-*T*-поля: I - раннеархейского, II - архейского гранулитового побужского типа. Фазии прогрессивного зонального метаморфизма (поздний архей - ранний протерозой): III - гранулитовая, IV - амфиболитовая, V - эпидот-амфиболитовая, VI - зеленосланцевая. Ц - центр, Кр - краевая часть зональных гранатов

Т а б л и ц а 15. *P*-*T*-условия высокоглиноземистых гнейсов ЖФД УШ по равновесию Гр+Пл+Сил+Кв

№	Парагенезис	$X_{\text{Пл}}^{\text{Са}}$	$X_{\text{Гр}}^{\text{Са}}$	<i>T</i> , °C [133]	<i>P</i> <sub>Са'</sub> , МПа [213]	<i>P</i> <sub>общ'</sub> , МПа	$X_{\text{H}_2\text{O}}$ [9]
1	Гр <sub>84</sub> +Би <sub>53</sub> +Пл+Сил+Кв+Грф	0,32	0,043	630	1380	550	0,5
2	Гр <sub>84</sub> +Би <sub>44</sub> +Сил+Пл+КПШ+Кв	0,30	0,038	500	1050	310	0,1
3	Гр <sub>83</sub> +Би <sub>55</sub> +Пл+Сил+КПШ	0,20	0,037	650	1430	710	0,5
4	Гр <sub>82</sub> +Би <sub>51</sub> +Сил+Пл+Кв	0,28	0,052	650	1430	680	0,5
5	Гр <sub>84</sub> +Би <sub>51</sub> +Сил+Пл+Кв	0,30	0,049	630	1380	630	0,5
6	Гр <sub>77</sub> +Би <sub>46</sub> +Сил+Пл+КПШ+Кв+Грф	0,28	0,038	635	1390	550	0,55
7	Гр+Би <sub>52</sub> +Сил+Ст+Пл+Кв	0,25	0,049	590	1280	630	0,3
8	Гр <sub>80</sub> +Би <sub>44</sub> +Сил+КПШ+Па						0,2
9	Гр <sub>82</sub> +Би <sub>53</sub> +Пл+Кв+Сил	0,25	0,041	660	1450	670	-
10	Кор <sub>37</sub> +Гр <sub>80</sub> +Би <sub>53</sub> +Сил+КПШ+Пл+Кв+Грф	0,60	0,060	680	1500	490	0,5
11	Гр <sub>71</sub> +Би <sub>89</sub> +Сил+Пл+КПШ+Кв	0,30	0,019	665	1460	270	0,2
12	Гр <sub>79</sub> +Би <sub>47</sub> +Сил+Пл+КПШ+Кв	0,30	0,026	640	1400	370	0,45
13	Гр <sub>65</sub> +Би <sub>38</sub> +Кор+Сил+Пл+КПШ+Кв	0,30	0,037	750	1680	690	0,25

П р и м е ч а н и е: 1 - обр. 16/252, Приазовье, месторождение Куksунгур, южный пласт; 2 - обр. 74/155, там же, восточный пласт; 3 - обр. 54/240, там же; 4 - обр. 408-Б/310 - Приазовье, Васильковский участок; 5 - обр. 403/42, там же; 6 - обр. 14722/203, Правобережный район, Краснофедоровский участок; 7 - обр. А-12/5, Приазовье, Андреевский участок; 8 - обр. 145-6, Среднее Побужье, Молдавский участок, карьер; 9 - обр. 76, Приазовье, Юрьевский участок, скв. 22, гл. 344 м; 10 - обр. 12047/235, Правобережный район, Новостародубский участок; 11 - обр. 205/135, Орехово-Павлоградская зона, Васильковский участок; 12 - обр. 225/135, там же; 13 - обр. 123/127, там же. 1-6, 10 - образцы Р.Я.Белевцева; 7-9 - образцы Б.Г.Яковлева; 11-13 - образцы Е.Б.Глевасского.

ку он лишь частично изменяет древние реликтовые пироксены метабазитов и метаультрабазитов. На *P*-*T*-диаграмме двупироксеновых ассоциаций (рис. 35) по глиноземности и кальциевости моноклиновых пироксенов выделяются два поля: преобладающая часть пироксенов попадает в поле I, температура 850-950 °C и *P*<sub>общ</sub> равно 200-400 МПа, а меньшая часть (около 1/3) - в поле II - 750-850 °C и *P*<sub>общ</sub> - 300-600 МПа (см: рис. 35, 36). В этих полях располагаются моноклиновые пироксены независимо от района, парагенезиса и возрастных серий (бугской, западно-приазовской, центральноприазовской).

Т а б л и ц а 16. *P**T*-условия метаморфизма пород Гуляйпольского района (данные Н.И.Босой и Р.Я.Белевцева)

№	Парагенезис	T, °C		X <sub>H<sub>2</sub>O</sub>	P <sub>общ</sub> МПа
		[207]	[133]		
1	Кв <sup>45</sup> +Би <sup>20</sup> +Грф <sup>5</sup> +Гр <sub>9,0</sub> <sup>10</sup> +Ст <sup>20</sup> , Анд, Му	585	585	0,5	430
2	Кв <sup>50</sup> +Би <sub>3,3,5</sub> <sup>30</sup> +Гр <sub>9,4</sub> <sup>10</sup> , Хл, Эп, Мт	550	560	—	—
3	Кв <sup>60</sup> +Би <sub>5,1,9</sub> <sup>25</sup> +Ст <sup>5</sup> +Гр <sub>9,2</sub> <sup>5</sup> +Хл	555	570	—	—
5	Гр <sub>9,2,9</sub> +Би <sub>6,0,8</sub> +Кв+Ст, Анд, Му	420	505	—	—
6	Гр <sub>9,3,1</sub> +Би <sub>6,4,5</sub> +Кв, Ст, Анд, Му	530	545	—	—
7	Гр <sub>9,3,2</sub> +Би <sub>6,4,5</sub> +Кв, Ст, Анд, Му	450	515	—	550
8	Гр <sub>9,3,2</sub> +Би <sub>6,4,5</sub> +Кв, Ст, Анд, Му	350	430	2	550–600
9	Гр <sub>9,3,2</sub> +Би <sub>6,4,5</sub> +Кв, Ст, Анд, Му	520	560	0,70	300–450
10	Гр <sub>9,3,2</sub> +Би <sub>6,4,5</sub> +Кв, Ст, Анд, Му	470	520	0,64	410–490

П р и м е ч а н и е. 1 – обр. 84/303, скв. 820, верхняя подсвета; 2 – обр. 81/410, скв. 636, верхняя часть средней подсветы; 3 – обр. 81/238, скв. 633, нижняя часть средней подсветы; 4 – обр. 81/239, там же; 5 – обр. См-1, нижняя подсвета; 6 – обр. См – 1а, там же; 7–9 – по составу центра зерна граната; 8,10 – по составу краевой зоны зерен граната.

Т а б л и ц а 17. Окислительные условия метаморфизма железистых пород

Образец	Местоположение	Парагенезис	T, °C	-lgf <sub>O<sub>2</sub></sub>	Автор
17501/306	Среднее Побужье, участок Грушка	Гип <sub>56</sub> +Мт+Кв	800	12,7	Р.И.Сироштан
17507/143	Там же	Гип <sub>59</sub> +Мт+Кв	800	12,9	Тот же
18251/169	Там же, участок Молдовка	Гип <sub>63</sub> +Мт+Кв	870	11,65	" – "
18254/51	Там же	Гип <sub>64</sub> +Мт+Кв	870	11,7	" – "
255/13	– " –	Гип <sub>48</sub> +Мт+Кв	870	10,9	Б.Г.Яковлев
18500/293	Участок Саврань	Гип <sub>62</sub> +Гр+Мт+Кв	910	11,0	Р.И.Сироштан
18252/150	Участок Молдовка	Гип <sub>75</sub> +Гр+Мт+Кв	870	12,0	Р.И.Сироштан
22/68	Приазовье, р. Берда	Гип <sub>87</sub> +Гр+Мт+Кв	870	12,85	Г.Л.Кравченко
297	Там же, месторождение Корсак-Могила	Гип <sub>77</sub> +Мт+Кв	650	17,2	Г.Л.Кравченко
426	Там же, участок Верхний Токмак	Гип <sub>47</sub> +Пи+Мт+Кв	760	10,4	Р.И.Сироштан
1321/49	Там же, Мариупольское месторождение	Гип <sub>48</sub> +Пи+Мт+Кв	900	10,55	Тот же
С–440	Там же, р.Юшанлы, с.Тарасовка	Гип <sub>51</sub> +Пи+Мт+Кв	710	14,7	" – "
Д–41/28	Там же, Мариупольское месторождение	Гип <sub>56</sub> +Пи+Мт+Кв	740	14,1	" – "
33/458	– " –	Гип <sub>60</sub> +Пи+Мт+Кв	830	12,4	" – "
10–/69	– " –	Гип <sub>61</sub> +Пи+Мт+Кв	810	12,9	" – "
356/511	– " –	Гип <sub>66</sub> +Пи+Мт+Кв	820	12,9	" – "
17	Мариупольское месторождение	Гип <sub>72</sub> +Пи+Мт+Кв	840	11,55	" – "
1332–К	Там же, р.Берда, х.Сачки	Гип <sub>88</sub> +Пи+Мт+Кв	860	12,8	" – "
102/99	Там же, Мариупольское месторождение	Гип <sub>87</sub> +Пи <sub>6,4</sub> +Кв+Гр+Ол	680	16,6	А.А.Вальтер
109/95	Орехово-Павлоградская зона	Гип <sub>54</sub> +Пи+Мт+Кв	800	12,7	Р.И.Сироштан
120/113	Там же	Гип <sub>79</sub> +Пи+Мт+Кв	800	13,7	Тот же
146/67	– " –	Гип <sub>84</sub> +Гр+Би+Мт+Кв	800	13,85	" – "
1006/10	Васильковский участок	Гип <sub>48</sub> +Рог+Пи+Гр+Мт+Кв	820	12,0	Р.Я.Белевцев
1005/6	Там же	Фа+Гип <sub>87</sub> +Пи+Мт+Кв	820	13,5	Тот же
11565/127	Кривбасс, Березневатский участок	Гип <sub>66</sub> +Гр+Мт+Кв+Кум	670	16,2	" – "
1013/3	Артемовский участок	Гип <sub>84</sub> +Гр+Би+Мт+Кв	660	17,2	Р.И.Сироштан
14715/309	Ореховский участок	Гип <sub>85</sub> +Гр+Би+Мт+Кв	680	16,6	Тот же
14691/318	Артемовский участок	Гип <sub>76</sub> +Пи+Мт+Кв	660	16,9	" – "
14187/113	Там же	Гип <sub>85</sub> +Фа+Кум+Мт+Кв	660	17,15	Р.Я.Белевцев
9254/630	Кривбасс, Центрально-Анновская полоса	Гип <sub>86</sub> +Фа+Кум+Мт+Кв	620	18,3	Тот же
12511/195	Петровский участок	Гип <sub>78</sub> +Гр+Кум+Мт+Кв	640	17,5	" – "
1107/134	Правобережный район, Ивановский участок	Гип <sub>65</sub> +Пи+Кум+Мт+Кв	670	16,2	Р.И.Сироштан
14713/237	Красно-Федоровский участок	Гип <sub>76</sub> +Пи+Рог+Мт+Кв	650	17,2	Тот же
13910/135	Пролетарский участок	Гип <sub>76</sub> +Кум+Мт+Кв	650	17,15	" – "
10272/155	Желтянский участок	Гр+Гип <sub>74</sub> +Кум <sub>67</sub> +Мт+Кв	640	17,4	Р.Я.Белевцев

Образец	Местоположение	Парагенезис	$T, ^\circ\text{C}$	$-\lg f_{\text{O}_2}$	Автор
11565/127	Березневатский участок	Гр+Гип+Кум <sub>61</sub> +Мт+Кв	670	16,2	Тот же
17763/170	Зеленореченский участок	Гр+Гип <sub>81</sub> +Мт+Кв	640	17,6	" - "
17763/181	Там же	Гр+Би+Кум <sub>76</sub> +Мт+Кв	640	17,4	" - "
12092/111	Петровский участок	Кум <sub>85</sub> +Гип+Мт+Кв	640	17,8	" - "
454/262	Гуляйпольский район	Кум <sub>74</sub> +Мт+Кв	550	19,7	" - "
9254/650	Кривбасс, Центральнo-Аннов- ская полоса	Кум <sub>64</sub> +Мт+Кв	620	17,5	" - "
703/1	Рудник Ингулец, Кривбасс	Гр+Хл+Кум <sub>68</sub> +Мт+Кв+ +Би	570	19,2	" - "
12530/2180	Рудник им. Ленина	Гр+Кум <sub>71</sub> +Мт+Кв	510	20,9	" - "
6617/423	Участок Тарапак	Кум <sub>71</sub> +Мт+Кв	500	21,1	" - "
10000/1044	Рудник им. Фрунзе	Кум <sub>74</sub> +Кв+Мт+Хл	490	21,6	" - "
10000/1048	Там же	Кум <sub>67</sub> +Кв+Мт+Хл	490	21,3	" - "
605/3	Гданцевка, рудник им. Ильича	Кум <sub>74</sub> +Гр+Хл+Кв+Мт	490	21,6	" - "
15119/1607	Рудник им. Коминтерна	Кум <sub>70</sub> +Би+Хл+Мт+Кв	480	21,8	" - "
13690/2450	Рудник им. К.Либкнехта	Гр+Кум <sub>77</sub> +Хл+Мт+Кв	470	22,5	" - "
294/324	Белозерский район, Западный участок	Гр+Би+Кум <sub>75</sub> +Хл+Мт+ +Кв	470	22,4	" - "

*PT*-условия поля II, видимо, отвечают параметрам наложенного метаморфизма, поскольку явно вторичные гранулитовые, гранат-биотитовые и гранат-роговообманковые парагенезисы с гиперстеном, кордиеритом и калиевым полевым шпатом по нескольким независимым геотермометрам дают температуры от 660–680 до 750–780 °С и  $P_{\text{общ}} = 400\text{--}700$ , преимущественно 500–600 МПа (см. рис. 34, 36; табл. 14–16) [9]. По наложенным широко распространенным ассоциациям гнейсов амфиболитовой фации (Гр+Би+Сил+Пл+КПШ+Кв; Гр+Кор+Сил+Кв+Пл) температура составляет 640–600 МПа (см. рис. 34, 36; см. табл. 14, 15).

Реже парагенезисы наложенного метаморфизма представлены эпидот-амфиболитовой фацией (силлиманит-мусковитовые гнейсы). Температура составляет 600–640 °С, а  $P_{\text{общ}} = 400\text{--}600$  МПа (см. табл. 16). Метаморфизм зеленосланцевой фации накладывается на породы фундамента лишь по р. Ингулец западнее г.Кривой Рог на Червоношахтарском участке, где развиты амфиболиты с голубовато-зеленой роговой обманкой, марганцевым гранатом, зеленовато-бурым биотитом, мусковитом и хлоритом. По распределению изотопов кислорода между кварцем и магнетитом температура метаморфизма составляет здесь 400–600 °С.

Мольная доля воды при наложенном метаморфизме высокотемпературных ЖФД определялась по равновесию Гр+Би+Сил+КПШ+Кв в высокоглиноземистых гнейсах. Она значительно изменяется – от 0,15 до 0,8, преимущественно от 0,2 до 0,6 и мало зависит от температуры в интервале эпидот-амфиболитовая – гранулитовая фации [9]. Некоторое увеличение  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  отмечается с уменьшением температуры.

Фугитивность кислорода в железистых кварцитах изменяется незначительно. Железистость гиперстена и куммингтонита в кварцитах амфиболитовой и гранулитовой фаций обычно составляет  $70 \pm 5$ , хотя иногда в эвлизитах поднимается до 85–87 или опускается до 40–50. Крупнозернистые эвлизиты и такониты образуются метасоматически за счет железистых кварцитов в контактовых частях пластов или по отдельным зонам в результате реакций восстановления (см. табл. 17).

Таким образом, наложенный метаморфизм высокотемпературных ЖФД УЩ проходил преимущественно в условиях амфиболитовой и гранулитовой, редко эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Температура 600–800, реже до 500 °С,  $P_{\text{общ}}$  умеренное – от 400 до 600 МПа. Распределение температур по латерали зональное – связано с особенностями термодинамического режима последнего метаморфического цикла (поздний архей – ранний протерозой). Минеральные ассоциации глиноземистых гнейсов чаще всего вторичны, а мольная доля воды в них изменяется от 0,2 до 0,6–0,8, несколько увеличиваясь со снижением температуры. Режим воды и кислорода при наложенном метаморфизме железистых кварцитов зависел от проницаемости их для глубинных флюидов, которые способствовали восстановлению магнетита. Окисление силикатов в метаморфических условиях маловероятно, так как для этого бедного водородом флюида требуется в десятки и сотни раз больше массы пород.



Рис. 37. Химический состав пород в останцах рудо-вмещающих толщ мафит-эндербитовой формации (скв. 387 Демьяновского участка):

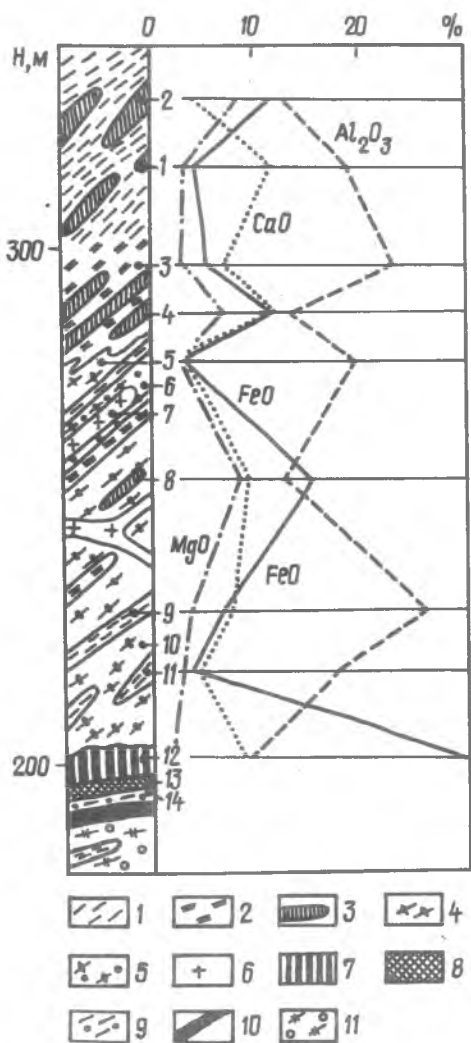
1 – кварцитовидные эндербиты и эндербитовые плагиогнейсы, 2 – эндербитовые плагиогнейсы анортитового состава, 3 – эвлизиты, 4 – биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, 5 – гранат-биотитовые гнейсы, 6 – гранитоиды, 7 – двушироксен-роговообманковый феррометабазит, 8 – роговообманко-магнетитовые кварциты, 9 – гранат-гиперстеновые эндербитовые плагиогнейсы, 10 – двушироксен-магнетитовые породы, 11 – гранат-гиперстен-куммингтонитовый кварцит; цифры на рисунке: 1 –  $Rp_{67}$  (6,8) +  $Bi_{22}$  (4,6) +  $Pl_{20,36}$  (59,4) +  $Kv$  (29,2), 2 –  $Rp_{22}$  (16,0) +  $Mp_{22}$  (4,5) +  $Por_{27}$  (32,6) +  $Pl_{40,44}$  (46,9), 3 –  $Rp_{24}$  (15,1) +  $Mp_{43}$  +  $Pl_{40,52}$  (82,0) +  $Bi$ , 4 –  $Rp$  (22,4) +  $Por$  (47,7) +  $Pl_{80,70}$  (29,9), 5 –  $Kv$  (25–36) +  $Pl_{20,36}$  +  $Mp$  +  $Bi$ , 6 –  $Gr_{75}$  +  $Bi_{50}$  +  $Kv$  +  $Mp$  +  $Pl_{24,32}$ , 7 –  $Kv$  +  $Mp$  +  $Bi$  +  $Gr$ , 8 –  $Rp$  (28,0) +  $Por$  (56,7) +  $Pl_{37}$  (15,3), 9 –  $Rn$  (21,5) +  $Pl_{46,52}$  (75,2) +  $Kv$  (2,0) +  $Mt$ , 10 –  $Kv$  +  $Mp$  +  $Pl$  +  $Bi$ , 11 –  $Rp$  +  $Mp$  +  $Pl_{40,47}$  (77,2) +  $Kv$  +  $Por$ , 12 –  $Rn_{79}$  (19,4) +  $Mp_{68}$  (14,0) +  $Por_{72}$  (27,4) +  $Pl_{73}$  (39,2) +  $Mt$ , 13 –  $Por$  +  $Mt$  +  $Kv$  +  $Rp$  +  $Mp$ , 14 –  $Gr_{82}$  +  $Rp$  +  $Pl$  +  $Kv$

### Минеральные парагенезисы железорудных формаций Приазовья

В составе ЖФД региона отчетливо ассоциируют мафит-ультрамафитовые и железистые (магнетитовые кварциты и эвлизиты) породы, представляющие собой останцы догранитного супракрустального основания. Реликтовые блоки площадью 2–15 км<sup>2</sup> заключены в обширные полимигматитовые поля Западного и Центрального Приазовья. Каждый обособленный блок-останец принято рассматривать как самостоятельное месторождение или проявление железистых кварцитов, хотя с равной вероятностью они могут отвечать фрагментам более крупной, но уже сильно дислоцированной структуры, которую трудно проследить из-за широкомасштабных процессов ультраметаморфизма. Фрагменты супракрустального комплекса, содержащие тела магнетитовых кварцитов и эвлизитов, претерпели неравномерно проявленный метаморфизм амфиболитовой фации. В железорудных месторождениях Западного Приазовья его продукты широко распространены. На некоторых месторождениях (например, Куксунгур) наличие следов метаморфизма гранулитовой фации ранее считалось маловероятным [189]. Достоверные данные о реликтах гранулитового комплекса на месторождении Куксунгур были получены лишь десятилетие назад [87]. К настоящему времени они описаны уже во многих месторождениях супракрустального комплекса Западного Приазовья [196]. Это позволяет проводить корреляцию между ними и Мангушской группой месторождений магнетитовых кварцитов Центрального Приазовья.

Мангушская группа железорудных месторождений находится в 25 км к западу от г. Мариуполь Донецкой области и объединяет шесть обособленных участков (Демьяновский, Первомайский, Северный, Держинский, Ялтинский и Юрьевский), образующих на фоне гранитизированных гнейсов сложнопостроенную, разбитую дизъюнктивными нарушениями зону, вытянутую в субмеридиональном направлении. Субстрат мигматитовых полей, вмещающих блоки пород железорудной формации, изучали К.Е.Есипчук и Е.Б.Глеваский [64], которые обнаружили в мигматизированных гнейсах реликты широконосых плагиогнейсов. Детальные исследования авторов показали, что мигматизированные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы развивались из пород мафит-эндербитовой формации, представляющих до гранитизации сплошные поля, в которых залежали ассоциирующие мафит-ультрамафит-железистые образования.

Особенности минеральных равновесий в реликтах пород гранулитовой фации, по ко-



торым развивались гранито-гнейсовые поля, имеют огромное значение для характеристики древнего основания кратонов [185]. Это обстоятельство требует более подробного описания минеральных парагенезисов из реликтовых пород мафит-эндербитовой формации в Центральном Приазовье.

Некоторая часть разведочных скважин на Демьяновском, Дзержинском и Северном участках вскрыла породы вмещающего гранито-гнейсового поля. Высокотемпературные минеральные парагенезисы в мигматизированных гнейсах встречаются в виде реликтов. В скважинах Демьяновского участка среди мигматито-гнейсов ( $Kв+Ми+Пл+Би+Гр$ ) изредка отмечаются блоки (до нескольких десятков метров по керну), в которых отчетливо различаются ассоциации пород, характерные для мафит-эндербитовой формации, прослеживающейся в основании всех древних щитов (рис. 37).

Высокометаморфизованные базиты "надрудной толщи" образуют включения в эндербитовых плагиогнейсах. Размеры останцов изменяются от нескольких до первых десятков сантиметров. Массивные тонко- и мелкозернистые метабазиты "обтекаются" эндербитовыми плагиогнейсами, с полосчатой и параллельно-линейной текстурами. Последние обусловлены ориентированным расположением линзовидных сростков гиперстена и биотита. В некоторых случаях участки развития укрупненных зерен метабазита "срезаются" плоскостями, вдоль которых протекал синдеформационный кристаллобразез исходного эндербита; останцы массивных метабазитов будинируются или смещаются по плоскостям кливажа после сквозного разрыва.

Состав эндербитовых плагиогнейсов изменяется от плагиогранитного до анортозитового (см. рис. 37). Последний характеризуется парагенезисом  $Rp_{54}+Mп_{43}$  (единичные зерна)  $+Пл_{40-52}$  (зональный)  $\pm Би$ . Они содержат полосовидные выклинивающиеся обособления гиперстен-роговообманкового основного кристаллосланца мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Иногда в анортозитовом эндербитовом плагиогнейсе (гранулите) сохраняются рассеянные реликты гиперстен-роговообманкового кристаллосланца, представленные гнездами из сростков роговой обманки и гиперстена (фото 11). Роговая обманка в этих условиях неустойчива и превращается в амфибол-плагиоклазовый симплектит. В останцах двупироксен-роговообманковых кристаллосланцев, которые встречаются очень редко, клинопироксен ( $C2/c$ ) приобретает зональное строение: различаются "ядра", представляющие матрицу из клинопироксена с тончайшими пластинчатыми ламеллями ортопироксена, и кайма из гомогенного клинопироксена, состав которого соответствует матрице.

Новообразованные биотитовые (иногда гранат-биотитовые) гнейсы развиваются по биотитизированным эндербитовым плагиогнейсам. Гнейсы, возникающие по эндербитовым плагиогнейсам плагиогранитного и анортозитового типов, по составу не отличаются.

В основных кристаллосланцах преобладают парагенезисы  $Rп+Mп+Роg+Пл$ ,  $Гр+Rп+Mп+Роg+Пл$  и  $Rп+Роg+Пл$ . Нередко наблюдается рост крупных порфиробластов орто- и клинопироксена с несколько более высокой железистостью (5–11 номеров), чем в соответствующих пироксенах основной ткани. Образование гломеропорфиробластовых агрегатов сопровождается возникновением крупных гнезд (до 10–12 см в поперечнике) из изометричных и таблитчатых зерен плагиоклаза № 48–57. В отличие от ксеноморфных мелких выделений основной ткани они не обнаруживают зонального строения. В некоторых случаях двупироксен-роговообманковые метабазиты вместе с зональными плагиоклазами, у которых "ядро" отвечает № 59–75, а кайма – 42–47, содержат неоднородные по составу роговые обманки. В матрице гастингситовой роговой обманки содержатся (по данным изучения методом РСМА) реликтовые обособления чермакитовой [193]. Состав ассоциирующих с ними орто- и клинопироксенов не изменяется. Данное явление указывает на то, что высокотемпературный метаморфизм догранитной стадии протекал с привнесом некоторых щелочных металлов (в основном натрия).

Сравнительно мощные (до первых десятков метров) тела эндербитовых плагиогнейсов содержат теневые реликты метабазитов и полосовидные обособления из ортопироксена и небольшого количества плагиоклаза, которые находятся в диаблстическом срастании и приурочены к приконтактным зонам. Однако при изучении небольших и микроскопических жилков эндербита в метабазите всегда устанавливаются пироксеновые оторочки.

Ассоциации пород и соответствующие им минеральные парагенезисы почти на всех участках Мангушской группы месторождений (исключая Юрьевское) очень сходны. В обобщенных разрезах этих участков резко преобладают метабазиты и продукты их селективного переплавления – эндербитовые плагиогнейсы, которые в условиях амфиболитовой

фации переходят в амфиболовые и биотит-амфиболовые плаггиогнейсы. Когда переход протекает на фоне привноса калия (антипертиты замещения, метасоматические порфиробласты), то эти гнейсы сменяются биотитовыми и гранат-биотитовыми. В крупных телах двупироксен- и гиперстен-роговообманковых основных кристаллосланцев рассеяны маломощные тела пироксен- и гранат-пироксен-магнетитовых кварцитов, а также метаультрабазитов, состав которых изменяется от дунитов до оливиновых и иных пироксенитов. Поскольку сходство в строении обобщенных разрезов участков данного месторождения вполне очевидно (см. рис. 37), то характеристику распределения и последовательности образования главных парагенезисов можно ограничить примером Демьяновского участка, дополняя эти данные фрагментами строения других участков.

Верхнюю часть рудовмещающего комплекса пород принято называть "надрудной толщей" [49]. Ранее ее относили к стратифицированным комплексам и выделяли как верхнемангушскую подсвиту. В действительности, как показали результаты наших исследований, "надрудная толща" полностью идентична гетерогенным породам вмещающего гранито-гнейсового комплекса (см. рис. 37, табл. 18). Основные и средние породы, содержащие реликты высокотемпературных парагенезисов, среди мигматизированных гнейсов (Кв+Пл+Ми±Би±Гр) сохранились в виде теневых останцов и будин размером от нескольких десятков сантиметров до первых метров.

Т а б л и ц а 18. Параметры состава минералов, сосуществующих в породах мафит-эндербитового и гранито-гнейсового комплекса рудного поля Демьяновского участка (скв. 387), %

№	Минерал	Подсистема FeO—MgO—CaO—Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				CaSiO <sub>3</sub>	X <sub>Fe</sub>
		FeO	MgO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	Гиперстен	46,00	51,88	1,46	0,66	1,45	0,470
	Биотит	33,79	46,67	—	19,54	—	0,420
2	Гиперстен	41,56	56,49	1,03	0,92	1,04	0,420
	Клинопироксен	17,34	36,84	44,52	1,30	45,11	0,320
3	Роговая обманка	24,17	39,46	23,80	12,57	—	0,370
	Гиперстен	51,50	45,15	1,67	1,68	1,69	0,533
4	Клинопироксен	23,03	31,14	43,83	2,00	44,72	0,425
	Гранат	54,85	15,18	3,44	26,53	—	0,783
5	Биотит	32,60	38,28	—	29,12	—	0,460
	Гиперстен	78,00	20,18	1,82	—	1,82	0,795
6	Клинопироксен	37,74	17,57	43,87	0,82	44,23	0,682
	Роговая обманка	41,69	15,94	26,02	16,35	—	0,723
6	Гранат	54,77	11,66	10,13	23,44	—	0,824
	Гиперстен	61,74	35,60	1,54	1,15	1,56	0,634

П р и м е ч а н и е. Данные РСМА: 1 — эндербитовый плаггиогнейс плаггиогранитного состава, гл. 82 м; 2 — двупироксен-роговообманковый основной кристаллосланец, гл. 70,5 м; 3 — эндербитовый плаггиогнейс анортозитового состава, гл. 103 м; 4 — гранат-биотитовый гнейс, гл. 125 м; 5 — двупироксен-роговообманковый феррометабазит, гл. 199 м; 6 — гранат-гиперстенный эндербитовый плаггиогнейс, гл. 208 м. Компоненты FeO, ... — относительное содержание молекулярных количеств (%):  $N_{CaSiO_3} = CaSiO_3 : (CaSiO_3 + FeSiO_3 + MgSiO_3)$ ;  $X_{Fe} = Fe/Fe + Mg$ .

Наиболее ранние парагенезисы устанавливаются в реликтах основных кристаллосланцев — Рп<sub>38-58</sub> (8—23 %) + Мп<sub>25-47</sub> (0—18 %) + Рог<sub>28-50</sub> (23—37 %) + Пл<sub>40-75</sub> (34—48 %) ± Гр; Рп<sub>55-60</sub> (22—35 %) + Мп<sub>43-48</sub> (0—11 %) + Гр<sub>78-86</sub> (26—8 %) + Пл<sub>36-55</sub> (50—46 %). В некоторых из них встречаются следы еще более ранних ступеней метаморфизма: зональные орто- и клинопироксены, состоящие из двухфазного "ядра" (в матрице ортопироксена содержатся пластинчатые продукты бинодального распада, представленные клинопироксеном (C/2c), и соответственно в матрице клинопироксена — пластинки гиперстена) и гомогенной каймы, соприкасающейся с гастингситовой роговой обманкой. По-видимому, орто- и клинопироксен, отражающие начальные ступени метаморфизма гранулитовой фации, находились в равновесии с центральными участками зональных плаггиоклазов. Эндербитовые плаггиогнейсы включают теневые и агматитовидные останцы пироксен-роговообманковых метабазитов. В основной ткани этих пород появляются скопления порфиробластов орто- и (реже) клинопироксена, состав которых отвечает пироксенам из окружающих эндербитовых плаггиогнейсов. Их минеральные парагенезисы закрепляют физико-химическую обстановку метаморфизма, которая установилась вслед за формированием двупироксен-роговообманковых основных кристаллосланцев: 1) разности плаггиогранитного состава — Рп<sub>42-53</sub> (2—8 %) + Мп<sub>29-41</sub> (0—1 %) + Пл<sub>32-38</sub> (32—65 %) + Кв (62—25 %) ± Би ±

Т а б л и ц а 19. Состав реликтовых и равновесных с магнетитом гиперстенов из пироксен-магнетитовых кварцитов месторождений Мангуншской группы, %

Оксид	1		2	
	а	б	а	б
FeO	46,3	41,5	44,9	38,4
MnO	0,2	0,3	Сл.	0,2
MgO	3,3	9,1	4,7	11,5
CaO	1,1	0,6	1,0	0,4
X <sub>Fe</sub>	0,887	0,719	0,842	0,652

Оксид	3		4	
	а	б	а	б
FeO	44,4	31,7	45,0	40,2
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	0,2
MgO	6,8	13,8	4,6	9,0
CaO	1,3	0,5	0,8	0,7
X <sub>Fe</sub>	0,786	0,563	0,846	0,715

П р и м е ч а н и е. Данные РСМА: 1 — дупироксен-магнетитовый кварцит, участок Северный, скв. 462, гл. 225 м; 2 — гранат-гиперстен-магнетитовый кварцит, участок Первомайский, скв. 52, гл. 62,8 м; 3 — гиперстен-магнетитовый кварцит, участок Демьяновский, скв. 131, гл. 182 м; 4 — гранат-дупироксен-магнетитовый кварцит, там же, скв. 141, гл. 234 м; а — реликтовый участок гиперстена, б — гиперстен в равновесии с магнетитом.

Соотношения ассоциирующих пород рудной зоны очень сложны; она характеризуется значительной пестротой состава. Это, в частности, хорошо прослеживается в представительных разрезах скважин, вскрывших участки месторождения, где фрагменты "надрудной толщи" отсутствуют (см. рис. 38). Среди продуктивных образований рудной зоны преобладают пироксен-магнетитовые — Рп<sub>50-63</sub> (5—25%) + Мп<sub>35-48</sub> (0—25%) + Мт (20—45%) + Кв (20—65%) и гранат-пироксен-магнетитовые — Гр<sub>79-89</sub> (5—25%) + Рп<sub>50-64</sub> (15—24%) + Мп<sub>40-54</sub> (0—29%) кварциты. Состав рудных тел, мощность которых изменяется от нескольких десятков сантиметров до 40—50 м, неоднородный: 1) среди тонко- и неяснополосчатых пироксен-магнетитовых кварцитов встречаются останцы крупнозернистых магнетит-пироксеновых пород с небольшим содержанием кварца; в контакте фанеромерные структуры останцов "срезаются" полосчатостью тонкозернистых пород; 2) полосчатые и фанеромерные пироксен-магнетитовые кварциты развиты совместно с крупно- и среднезернистыми ферропироксенитами (Рп ± Мп ± Гр<sub>86-92</sub> ± Ол ± Мт); периодичность чередования может изменяться от нескольких десятков сантиметров до первых метров; 3) в пироксен-магнетитовых кварцитах и эвлизитах встречаются небольшие (от 10 см до 1,4 м) обособления феррометабазитов (Гр + Рп + Мп + Пл<sub>50-80</sub> + Мт; Рп + Мп + Рог + Пл; Рп + Пл + Мт; Мп + Пл + Мт + Гр) [196]; 4) пироксен-магнетитовые породы нередко включают в себя обособления метаморфогенных ферроультрамафитовых образований — Рог + Мт, Мп + Рог ± Пл ± Мт, Рп + Мп + Рог + Гр, которые во многих случаях замещаются сегрегациями магнетита и гнездами эндербитов. Для последних характерно широкое изменение состава: в качестве крайних членов серии развиты анортозитовые и кварцитовидные эндербиты.

Результаты изучения среднеполосчатых гиперстен-магнетитовых кварцитов (в чередовании с эвлизитами) методом РСМА позволили установить в составе гиперстена неоднородности — среднежелезистые ортопироксены, развитые в равновесии с магнетитом, содержащие реликтовые участки с высокой железистостью.

Примечательно, что состав реликтовых гиперстенов очень близок ортопироксенам из ферропироксенитов и эвлизитов, переслаивающихся с изученными пироксен-магнетитовыми кварцитами. Образование многих типов магнетитовых кварцитов можно связать с расщеплением эвлизитов и ферропироксенитов [196]. Реликты высокожелезистых гиперстенов в ортопироксенах из парагенезиса Рп + Мт + Кв могут служить доказательством возникновения "бедных" магнетитовых кварцитов по реакции разложения ферросилитового компонента в эвлите:  $3\text{FeSiO}_3 + 0,5\text{O}_2 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2$ . На высокую степень вероятности этого процесса указывает сходство состава гиперстен-магнетитовых кварцитов и эвлизитов.

± Гр ± Илм; 2) разности анортозитового состава — Рп<sub>44-63</sub> (7—19%) + Мп<sub>36-54</sub> (0—9%) + Пл<sub>49-53</sub> (94—68%) ± Рог ± Би ± Илм. Наблюдается также ряд эндербитовых плагиогнейсов, промежуточных по химическому составу. Однако последний существенно не влияет на тип парагенезиса.

Следующая ступень характеризует переход эндербитовых плагиогнейсов в биотитовые (часто порфириобластовые из-за крупных выделений плагиоклаза) плагиогнейсы, которые нередко приобретают гранитовидный облик. В составе этих образований появляются мелкие зерна граната и небольшие количества "низкого" решетчатого и "промежуточного" (оптически однородного) микроклина. Вместе с тем нельзя провести петрографические границы между плагиогнейсами тоналитового и гранитного состава из-за сложных взаимопереходов. При переходе от парагенезиса Рп + Би + Пл (антипертит) + Кв (эндербитовый плагиогнейс) к Гр + Би + Ми + Кв (гнейс) существенно изменяется состав биотита: он резко обогащается истонит-сидерофиллитовым компонентом (см. табл. 18).

Соотношения ассоциирующих пород руд-

Т а б л и ц а 20. Параметры состава минералов, сосуществующих в породах рудной зоны Демьяновского участка (скв. 14)

№	Минерал	Подсистема FeO—MgO—CaO—Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %				X <sub>Fe</sub>	CaSiO <sub>3</sub>
		FeO	MgO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	Клинопироксен	34,01	20,27	44,50	0,72	0,63	44,82
2	Гиперстен	80,10	16,95	1,90	1,05	0,82	1,06
3	Гиперстен	56,97	41,03	1,10	0,90	0,58	1,11
	Клинопироксен	38,20	61,80	47,19	0,30	0,38	47,37
4	Гиперстек	68,99	30,99	1,45	0,02	0,70	1,45
	Клинопироксен	29,90	26,95	43,10	0,05	0,53	43,12
5	Гранат	82,33	7,00	10,67	Н.р.	0,92	—
	Гиперстен	77,58	20,62	1,80	—	0,79	1,80
	Клинопироксен	39,09	16,01	44,45	—	0,71	44,45
6	Оливин (а)	31,15	68,85	—	—	0,31	—
	" (б)	23,74	76,26	—	—	0,24	—
	Бронзит (а)	26,65	69,15	0,08	4,12	0,28	0,08
	" (б)	20,12	76,88	Н.о.	Н.о.	0,21	Н.р.
	Клинопироксен	9,57	43,63	46,80	Н.о.	0,18	46,80
	Роговая обманка	10,92	41,08	27,15	20,85	0,21	—

П р и м е ч а н и е. Данные РСМА: 1 — салит-магнетитовый кварцит, гл. 41 м; 2 — эндербитовый плагиогнейс (анортозитового состава), гл. 47 м; 3 — двупироксен-магнетитовый кварцит, гл. 54 м; 4 — высокожелезистый двупироксен-роговообманковый метабазит, гл. 119 м; 5 — гранат-двупироксеновый эвлизит, гл. 132 м; 6 — оливин-пироксеновый ультрамафитовый амфиболит, гл. 139 м; а) состав краевой части зерна, б) состав центральных участков; н.р. — не рассчитывалось; н.о. — не определялось.

Маломощные тела метаультрабазитов в разрезе рудной зоны приурочены к железистым кварцитам и метабазитам. Наличие гипербазитов в пространственной ассоциации с метабазитами и пироксен-магнетитовыми кварцитами имеет особое значение в решении проблемы генезиса железных руд. Все тела метадунитов и метаперидотитов характеризуются зональным строением. Зональность развивалась симметрично как в сторону всячего, так и в сторону лежащего боков. Осевую часть зоны, как правило, составляет реликтовое обособление перидотита или дунита (в современном состоянии — серпентинит с реликтами частично разрушенных первично-магматических минералов), окаймленное ультрамафитовыми амфиболитами, минеральный состав которых закономерно изменяется в сторону вмещающих основных кристаллосланцев. По химическому составу метаморфические ультрамафитовые породы плавно переходят к метабазитам. Реликтовые перидотиты непосредственно окаймляются бронзит-оливиновыми амфиболитами (Ол+Рп+Роg), которые сменяются бесплагноклазовыми двупироксен-роговообманковыми амфиболитами. В зоне оливин-бронзитовых амфиболитов наблюдается постепенное повышение сопряженной железистости фаз в парагенезисе Ол+Рп+Роg (в сторону вмещающих основных кристаллосланцев). Затем оливиновые ультрамафитовые амфиболиты переходят в двупироксен-роговообманковые бесплагноклазовые кристаллосланцы. В породах зоны постепенно появляется плагиоклаз, содержание которого непрерывно возрастает до уровня двупироксен-роговообманко-плагиоклазовых кристаллосланцев. В оливин-бронзитовых амфиболитах отмечаются единичные зерна клинопироксена (табл. 20). Близ реликтовых гипербазитов Побужья почти всегда наблюдается зона шпинель-оливин-гиперстеновых амфиболитов, которая в метаультрабазитах Приазовья обычно отсутствует. По-видимому, это связано с тем, что малохромистые железисто-магнезиальные шпинели в оливиновых амфиболитах Приазовья почти полностью разложились вследствие низкотемпературных процессов метаморфической гидратации (в агрегатах гематит + магнетит методом РСМА устанавливаются незначительные реликты железисто-магнезиального алюмошпинелида).

По результатам исследований методом РСМА оливин и бронзит в ультрамафитовых амфиболитах обнаруживают отчетливое зональное строение — зерна указанных минералов, ассоциирующих с чермакитовой и тремолитовой роговыми обманками, содержат внешние каймы, обогащенные FeO. По-видимому, внешние зоны в процессе высокотемпературной метаморфической гидратации "наступают" на внутренние. В целом сопряженная железистость минералов в парагенезисе Ол+Рп+Роg нарастает в сторону метабазита (табл. 21).

Корсакомгильское железорудное месторождение (Приморский район Запорожской области, близ с.Манойловка) представлено обособленными телами магнетитовых кварцитов, которые вместе с вмещающими породами образуют сложнопостроенную полосу.

Т а б л и ц а 21. Параметры состава минералов, сосуществующих в породах центральной части Корсакмогильского рудного поля

№	Минерал	Подсистема FeO—MgO—CaO—Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %				CaSiO <sub>3</sub>	X <sub>Fe</sub>
		FeO	MgO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	Гранат	61,06	12,87	1,54	24,53	—	0,826
	Биотит	44,09	32,63	—	23,28	—	0,575
2	Гранат	62,81	5,93	7,06	24,19	—	0,914
	Биотит	58,23	21,54	—	20,22	—	0,730
	Гиперстен	75,75	22,37	0,24	1,64	0,23	0,772
3	Гранат	62,94	4,29	8,17	24,60	—	0,936
	Гиперстен	71,51	26,73	1,01	0,75	1,00	0,728
4	Гиперстен	65,84	35,56	0,76	0,83	0,82	0,649
	Клинопироксен	31,52	23,97	43,55	0,96	43,97	0,568
5	Гиперстен	66,71	31,12	1,04	1,13	1,05	0,682
6	Гиперстен	76,24	22,35	0,25	1,16	0,24	0,773

П р и м е ч а н и е. Данные РСМА. Все образцы из керна скв. 5: 1 — гранат-биотитовый плагиогнейс, Гр+Би+Пл<sub>26-30</sub>+Кв, гл. 531,5 м; 2 — гранат-биотитовый эндербитовый плагиогнейс, Гр+Би+Рп+Пл<sub>26-37</sub>+Кв, гл. 782,7 м; 3 — эвлизит, Гр+Рп+Пл<sub>60</sub>±Мт, гл. 594,0 м; 4 — дупироксен-роговообманковый феррометабазит, Рп+Мп+Рог+Пл<sub>32-70</sub>±Мт, гл. 751,0 м; 5 — гиперстен-магнетитовый кварцит, Рп+Мт (22 %) +Кв, гл. 782,7 м; 6 — гиперстен-магнетитовый кварцит, Рп+Мт (11 %) +Кв, гл. 784,2 м.

Она прослеживается в субмеридиональном направлении на 3,5 км при ширине 0,8–1,5 км, отчетливо выделяясь грядой холмов на фоне вмещающих мигматизированных гнейсов.

Рудные тела сложены дупироксен-магнетитовыми — Рп<sub>50-60</sub> (5–25 %) + Мп<sub>35-50</sub> (1–20 %) + Мт (25–50 %) + Рог (0–20 %) + Кум (0–10 %) + Кв (40–50 %), магнетит-гиперстеновыми — Мт (14–19 %) + Рп<sub>75-80</sub> (1–34 %) ± Кум (0–23 %) + Кв (40–45 %), иногда гранат-содержащими кварцитами. В составе рудных тел встречаются эвлизиты — Мт (0–6 %) + Гр<sub>87</sub> (7–11 %) + Фа<sub>91</sub> (1–8 %) + Рп<sub>81</sub> (35–65 %) ± Пл ± Кв, эвлизитоподобные породы — Гр<sub>75-90</sub> + Рп ± Мт ± Кв ± Мп, а также феррогиперстениты. Железные руды тесно ассоциируют в разрезе рудной зоны с эндербитами, эндербитовыми плагиогнейсами, гиперстен- и дупироксен-роговообманковыми основными кристаллосланцами (рис. 38). На некоторых участках рудных тел, которые не были вскрыты эрозией, в надрудной зоне сохраняются фрагменты вмещающего комплекса мигматизированных гнейсов. В биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах (Би+Ми+Пл+Кв+Гр) сохраняются останцы биотитовых плагиогнейсов, в которых иногда встречаются реликты измененного гиперстена. Состав биотита из плагиогнейсов близок железисто-магнезиальным слюдам анит-флогопитового ряда (характерного для эндербитов и эндербитовых плагиогнейсов), в то время как гранат-биотитовые гнейсы содержат биотит, уже резко обогащенный истонит-сидерофиллитовым компонентом (см. табл. 21). Между эндербитовыми плагиогнейсами и гранат-биотитовыми гнейсами наблюдаются сравнительно простые взаимопереходы через биотитовые плагиогнейсы. Фрагмент разреза гнейсо-мигматитового комплекса содержит реликтовые обособления биотитизированных амфиболитов, сильно мигматизированных пироксеновых амфиболитов (их принято картировать в качестве амфиболовых гнейсов в составе условно стратифицированных пачек) и плагиогнейсов с реликтами гиперстена. Останцы перечисленных пород беспорядочно рассеяны среди полосчатых биотитовых мигматитов.

Во вмещающей толще наиболее ранние равновесные совокупности минералов находятся в реликтах гиперстен-роговообманковых основных кристаллосланцев (Рп+Рог+Пл<sub>35-65</sub>). В них иногда содержатся гнезда и линзообразные обособления, сложенные фанеромерными эндербитами анортозитового и плагиогранитного состава (Рп<sub>45-58</sub> ± Мп<sub>34-47</sub> + Пл<sub>30-46</sub> + Би ± Кв). В новообразованиях гранулитового комплекса отмечается небольшое количество магнетита; плагиоклаз почти всегда содержит антипертиты замещения и окаймляется плагиогранофировыми агрегатами. Состав эндербитовых обособлений широко изменяется. Крайние члены данной серии продуктов селективного плавления мафитовых пород характеризуются кварцитовидным обликом, за что ранее получили название "безрудных кварцитов". В тех случаях, когда эти своеобразные породы не претерпевают односторонних напряжений, в них содержатся идиоморфные кристаллы плагиоклаза (№ 34–40) и гиперстена. Нередко на границе между ними возникает гранат.

Обособленную группу пород представляют дуполевошпатовые чарнокиты. Они встречаются сравнительно редко и их взаимоотношения с породами мафит-эндербитовой форма-

Рис. 38. Химический состав ассоциирующих пород в рудной зоне Корсакмогильского участка (скв. 5): 1 — гранат-биотитовые гранитоидные гнейсы с включениями пироксеновых амфиболитов, 2 — амфиболит, 3 — гиперстен-роговообманковый мафитовый гранулит, 4 — биотитизированный пироксен-роговообманковый мафитовый гранулит или амфиболит, 5 — плагиогнейс, 6 — гранатосодержащие породы, 7 — гиперстен-кумингтонитовый магнетитовый кварцит, 8 — эндербитовый плагиогнейс, 9 — кальцифир, 10 — элизит, 11 — гранитоиды. Минеральные парагенезисы (цифры на рисунке):

1 —  $\text{Pog}_{62} + \text{Пл}_{48-58} + \text{Мп}_{54} + \text{Мт}$ , 2 —  $\text{Гр}_{82} (5, 6) + \text{Би} (7, 2) + \text{Орт} (58, 0) + \text{Кв} (28, 4)$ , 3 —  $\text{Кв} (23, 5) + \text{Пл} (72, 5) + \text{Би} (2, 2)$ , 4 —  $\text{Pog} (47, 2) + \text{Пл} (49, 5) + \text{Мп} (3, 0) \rightarrow \text{Pog} (34, 0) + \text{Би} (18, 2) + \text{Пл}_{40-44} (36, 3) + \text{Кв} (9, 0) + \text{Ап}$ , 5 —  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ , 6 —  $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$ , 7 —  $\text{Pog} + \text{Пл} + \text{Орт}$ , 8 —  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} \pm \text{Рп}$ , 9 —  $\text{Гр}_{53} (8, 7) + \text{Би}_{58} (14, 5) + \text{Пл} (46, 0) + \text{Кв} (29, 2)$ , 10 —  $\text{Гр} (7, 0) + \text{Рп} (8, 4) + \text{Би} (6, 2) + \text{Пл} (4, 8) + \text{Мт} (5, 1) + \text{Кв}$ , 11 —  $\text{Pog} (36, 4) + \text{Рп} (9, 0) + \text{Би} (8, 2) + \text{Пл} (42, 1) + \text{Ап} (4, 3)$ , 12 —  $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Орт}$ , 13 —  $\text{Ка} + \text{Оп} \pm \text{Шп}$ , 14 —  $\text{Гр} + \text{Рп} + \text{Мт} + \text{Кв} \pm \text{Кум}$ , 15 —  $\text{Рп} + \text{Орт} + \text{Пл} + \text{Кв}$ , 16 —  $\text{Гр} (4, 8) + \text{Рп} (6, 6) + \text{Мт} (19, 0) + \text{Кв}$ , 17 —  $\text{Рп} + \text{Мп} + \text{Pog} + \text{Пл} \rightarrow \text{Pog} + \text{Пл}$ , 18 —  $\text{Рп} + \text{Мт} + \text{Кум} + \text{Кв}$ , 19 —  $\text{Рп} + \text{Pog} + \text{Пл}_{48-59} \pm \text{Мп}$ , 20 —  $\text{Рп}_{78} + \text{Мп}_{67} \pm \text{Мт} \pm \text{Кв}$ , 21 —  $\text{Рп} + \text{Кум} + \text{Мт} + \text{Кв}$  и  $\text{Рп}_{65} + \text{Мп}_{57} + \text{Pog}_{61} + \text{Пл}_{62-70}$ , 22 —  $\text{Pog} + \text{Пл} \pm \text{Мп} \pm \text{Би}$ , 23 —  $\text{Рп} + \text{Кум} + \text{Мт}$  и  $\text{Рп}_{80} + \text{Гр} + \text{Pog}$ , 24 —  $\text{Гр}_{91} + \text{Би}_{73} + \text{Рп}_{77} + \text{Пл}_{38-42} + \text{Кв}$ , 25 —  $\text{Гр}_{89} + \text{Рп}_{73} \pm \text{Мт}$ , 26 —  $\text{Рп} (8, 7) + \text{Пл}_{34-40} (62, 0) + \text{Кв}$ , 27 —  $\text{Кум} + \text{Мт} + \text{Кв} \pm \text{Рп} \pm \text{Pog}$ , 28 —  $\text{Рп} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Би} \pm \text{Гр}$ , 29 —  $\text{Кум} + \text{Мт} + \text{Кв} \pm \text{Pog} \pm \text{Би} \pm \text{Рп}$ , 30 —  $\text{Би} + \text{Рп} + \text{Пл} + \text{Кв} (52, 0) \pm \text{Гр}$

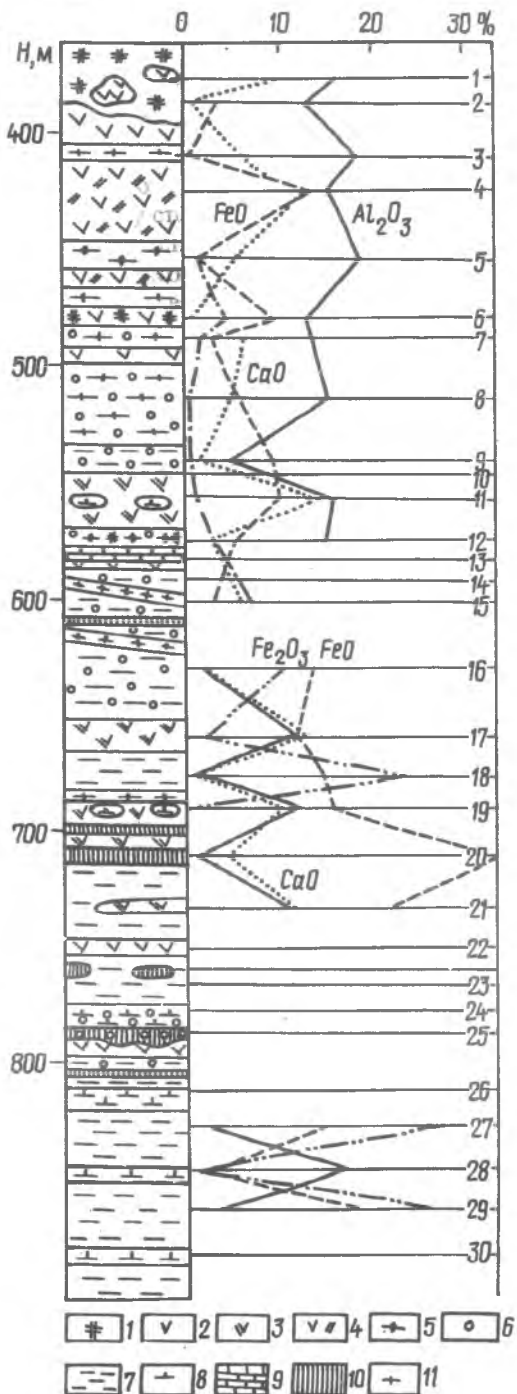
нии не ясны. Это фанеромерные крупно- или среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой или цементной структурами (при слабом проявлении катаклаза). Гранобластовые агрегаты из кварца и олигоклаза развиваются на границе крупных зерен плагиоклаза (№ 30—38) и микроклина. Интергранулярные промежутки полевых шпатов содержат ксеноморфные и субидiomорфные выделения гиперстена.

Магнетит-гиперстеновые кварциты постепенно переходят в магнетит-кумингтонитовые. Это явление нередко прослеживается в одном теле. Например, в разрезе скв. 5 от висячего клежачему боку тела наблюдается последовательная смена парагенезисов  $\text{Кум} + \text{Мт} + \text{Би} + \text{Кв} \rightarrow \text{Рп} + \text{Кум} + \text{Мт} + \text{Кв} \rightarrow \text{Рп} + \text{Мт} + \text{Кв} \pm \text{Би}$ , что отражает развитие процессов метаморфической гидратации.

Ниже рудной залежи распространены разнейсованные продукты плагиогранитизации metabазитов (возможно, продукты регрессивного метаморфизма пород мафитэндербитовой формации): роговообманко-биотитовые ( $\text{Pog}_{47} + \text{Би}_{45} + \text{Пл}_{25-40} + \text{Кв} + \text{Сф}$ ), биотитовые плагиогнейсы с крупными линзовидными останцами биотит-роговообманковых сланцев.

Выше зоны оруденения в составе вмещающих пород гранито-гнейсового комплекса развиты маломощные, но часто встречающиеся, высокоглиноземистые ( $\text{Гр} + \text{Корд} + \text{Сил} + \text{Гф} + \text{Кв}$ ) и кварцитовидные ( $\text{Гр} + \text{Би} + \text{Кв} + \text{Пл}$ ) гнейсы, которые в верхней части чередуются со сланцеватыми бесплагиоклазовыми пироксеновыми амфиболитами ( $\text{Би}_{22} + \text{Pog}_{26} + \text{Мп}_{19}$ ). Последние в южной части месторождения включают конкордантные плитообразные (?) тела серпентинизированных и амфиболитизированных перидотитов.

В Корсакмогильском рудном поле наиболее ранние парагенезисы устанавливаются



в метабазитах —  $Rp(9-27\%) + Roq(42-31\%) + Pl_{45-64}(49-42\%)$ ;  $Rp(19-6\%) + Mp(12-8\%) + Roq(29-53\%) + Pl_{62-68}(40-33\%)$ . Равновесные минеральные ассоциации в эндробитах и эндробитовых плагиогнейсах —  $Rp(4-9\%) \pm Mp(0-6\%) + Pl_{30-48}(35-80\%) + Kв(67-0\%) \pm Би \pm Гр$  — появляются позднее продуктов метаморфизма двупироксен-роговообманковой субфации, однако связываются с ними в единый цикл метаморфизма. Относительный возраст высокоглиноземистых гнейсов —  $Гр + Корд + Сил + Би + Гф + Пл \pm Ми$  — не ясен. Предположительно его можно сопоставить со временем кристаллизации кварцитовидных эндробитов и двупироксен-магнетитовых кварцитов.

Переход от эндробитовых плагиогнейсов к биотитовым и гранат-биотитовым, а затем (при возникновении антипертитов замещения и микроклинизации) к гранат-биотитовым гнейсам отражается условиями равновесия  $Гр + Би$ , хотя эта равновесная пара может появиться в эндробитовых минеральных ассоциациях —  $Гр + Rp + Би$  на более ранних ступенях метаморфизма. Вероятно, метаморфическая гидратация гиперстен-магнетитовых кварцитов была синхронна с образованием апоэндробитовых гнейсов (см. табл. 23).

Куксунгурское железорудное месторождение находится в 1 км к югу от с. Марьяновка Нововасильевского района Запорожской области и представляет собой Т-образное скопление пласто- и линзовидных тел магнетитовых кварцитов, залегающих среди амфиболитов, роговообманковых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов, которые местами переслаиваются с карбонатными породами, безрудными кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Комплекс вмещающих пород претерпел интенсивную мигматизацию и микроклинизацию, которые сопровождали механические деформации околоширотного направления. Однако в северной и северо-восточной частях месторождения сохраняются сравнительно крупные фрагменты толщи, состоящие из амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов. С юга рудная зона обрамляется полем мигматитов, в которых отчетливо прослеживаются останцы амфиболитов и роговообманковых плагиогнейсов. Последние представляют собой гетерогенные образования — в их составе без видимой закономерности чередуются лейко- и мезократовые плагиогнейсы ( $Roq - 5-20\%$ ), в которых содержатся реликты амфиболитов. Размеры их изменяются от микроскопических до пятнообразных обособлений, достигающих в поперечнике нескольких метров. Между мезократовыми роговообманковыми плагиогнейсами и лейкократовыми амфиболитами нельзя установить даже условную границу. Состав амфиболитов определяется, как правило, парагенезисом  $Roq$  (обыкновенная роговая обманка) +  $Pl_{35-55}$ . Реже встречаются клинопироксен-роговообманковые сланцы —  $Mp + Roq + Pl$  и амфиболиты с актинолитовой роговой обманкой. Результаты систематического изучения показывают, что обыкновенная роговая обманка в составе плагиогнейсов нестабильна: часто встречаются кальциевые амфиболы с оторочкой из симплектитовых сростаний  $Roq + Pl$ , которые вытесняют гомогенные выделения роговой обманки. Эти типы плагиогнейсов вполне однозначно определяются как продукты плагиомигматизации амфиболитов. "Надрудная толща", по всем данным, — это характерный фрагмент гнейсо-мигматитового комплекса Западного Приазовья.

Региональный метаморфизм на месторождении достигал умеренных ступеней амфиболитовой фации [67]. Однако детальными исследованиями авторов в рудной толще установлены реликты пород, сложенных парагенезисами гранулитовой фации [87]. Дальнейшее петрографическое изучение продуктивной толщи подтвердило эти выводы и показало, что реликты высокометаморфизованных пород метабазитовой, железистой и метапелитовой петрохимических групп развиты значительно шире, чем мы предполагали раньше.

Среди железистых пород рудной зоны преобладают куммингтонитовые —  $Кум_{23-40} + Mt + Kв$ , куммингтонит-роговообманковые —  $Кум_{32-45} + Roq_{27-39} + Mt + Kв$  и гранат-гиперстен-куммингтонитовые магнетитовые кварциты. Для рудной зоны Куксунгурского месторождения характерно довольно широкое развитие клинопироксен-магнетитовых кварцитов —  $Mp + Mt + Kв$  или  $Mp + Кум + Mt + Kв$ . В скоплениях относительно крупных субидiomорфных выделений куммингтонита иногда встречаются реликты гиперстена. Это указывает на более широкое поле стабильности железистого клинопироксена по отношению к ортопироксену и равновесные отношения фаз в ассоциации  $Mp + Кум + Mt + Kв$ , так как иногда (скв. 33) наблюдается сопряженный рост обоих кристаллов. По-видимому, данное равновесие отражает воздействие специфических геохимических факторов при постоянных  $PT$ -параметрах. Более обычное протекание регрессивного метаморфизма сопровождается переходом  $Mp + Rp + Mt + Kв \rightarrow Act + Кум + Mt + Kв$ , о чем свидетельствуют небольшие обособления двупироксен-магнетитовых и роговообманко-куммингтонитовых кварцитов (скв. 44, гл. 238,5 м).



Магнетитовые кварциты, содержащие бескальциевые амфиболы (куммингтонит и антофиллит), представляют собой значительную часть запасов железных руд. Однако распределение минеральных парагенезисов в них (в отличие от данных предшествующих исследователей) весьма неоднородно. Отметим следующие взаимоотношения между гиперстеном и куммингтонитом в магнетитовых рудах: 1) реликты гиперстена в полоско- и сноповидных агрегатах куммингтонита (антофиллита); псевдоморфозы куммингтонита по гиперстену; 2) полосы скрытополосчатых гиперстен-магнетитовых образований, чередующиеся с куммингтонит-магнетитовыми (периодичность чередования по мощности от 3–4 сантиметров до первых метров); 3) сростания крупных таблитчатых кристаллов гиперстена и куммингтонита – бескварцевых продуктов собирательной перекристаллизации тонкой немаглобластовой ткани. Приведенные данные указывают на то, что равновесие гиперстен+кварц = куммингтонит (антофиллит) может в изотермических условиях смещаться под воздействием сложных дополнительных факторов.

Важную роль при формационной типизации месторождения играют те его участки, где гиперстен-куммингтонитовые и куммингтонит-роговообманковые железистые кварциты чередуются с биотитовыми плагиогнейсами. Последние по традиции рассматриваются как продукты метаморфизма седиментогенных образований [67]. В разрезе скв. 203 при детальном изучении плагиогнейсов, вмещающих гиперстен-куммингтонит-магнетитовые кварциты, устанавливаются реликты фанеромерных пород плагиогранитного облика. Они характеризуются отчетливой гипидиоморфнозернистой структурой и иногда содержат единичные реликтовые зерна гиперстена. Синдеформационный кристаллобластез, обусловивший широкое развитие биотитовых плагиогнейсов, не всегда проявляется полно: кроме реликтов плагиогранитов в плагиогнейсах встречаются порфириобласты крупных кристаллов плагиоклаза. Все это позволяет отнести изученные образования к апоэндербитовым плагиогнейсам и пересмотреть вопрос об их первичной природе.

Преобладающая часть пород метабазитовой группы на месторождении представлена амфиболитами –  $\text{Pog}(28\text{--}55\%) + \text{Пл}_{42\text{--}70}$  и  $\text{Мп} + \text{Pog} + \text{Пл}$ . Однако в некоторых случаях (скв. 2, 33, 44, 67) отмечаются небольшие (реликтовые) участки, сложенные двупироксен- и гиперстен-роговообманковыми основными кристаллосланцами –  $\text{Рп}_{45\text{--}60}(19\text{--}6\%) + \text{Мп}_{33\text{--}49}(17\text{--}9\%) + \text{Pog}(23\text{--}53\%) + \text{Пл}_{45\text{--}76}(43\text{--}32\%)$ ;  $\text{Рп}(14\text{--}24\%) + \text{Pog}(34\text{--}44\%) + \text{Пл}(52\text{--}32\%)$ . Наличие указанных парагенезисов служит прямым свидетельством того, что Куксунгурское месторождение некогда составляло часть гранулитового комплекса Приазовья [87]. Большой интерес представляют феррометабазиты, сохранившиеся в виде реликтов размером от нескольких сантиметров до первых метров среди гиперстен-магнетитовых кварцитов рудной зоны. Парагенезисы феррометабазитов отражают различные этапы метаморфизма: амфиболиты –  $\text{Pog}_{60\text{--}70}(45\text{--}49\%) + \text{Пл}_{60\text{--}70}(55\text{--}40\%) \pm \text{Мг}$ ; двупироксен-роговообманковые основные кристаллосланцы –  $\text{Рп}(11\text{--}5\%) + \text{Мп}(8\text{--}12\%) + \text{Pog}(38\text{--}49\%) + \text{Пл}_{54\text{--}50}(43\text{--}34\%)$  и, наконец, двупироксен-плагиоклазовые основные кристаллосланцы –  $\text{Рп}_{84}(32\%) + \text{Мп}_{77}(22\%) + \text{Пл}_{75\text{--}78}(46\%)$ . Последний из названных парагенезисов характеризует наиболее ранние метаморфические процессы, протекавшие в обстановке двупироксен-плагиоклазовой субфации. Состав орто- и клинопироксена (скв. 2, гл. 418, 5 м) из этой породы изучен методом РСМА; оба минерала обнаруживают двухфазное строение – клинопироксен содержит тончайшие субпараллельные пластинки феррогиперстена (ламеллы бинального распада), а ортопироксен, соответственно, ферросалитовые включения. Реконструкция исходного состава пироксенов дает следующие результаты: клинопироксен –  $\text{Vol}_{40,6}\text{Фс}_{45,7}\text{Эн}_{13,7}$ ; ортопироксен –  $\text{Vol}_{2,7}\text{Фс}_{81,7}\text{Эн}_{15,6}$ . Метабазиты иногда включают в себя линзовидные тела серпентинитов мощностью до 10–30 м, которые окаймляются антофиллит-роговообманковыми породами (скв. 67, 228 и др.).

Парагенезисы минералов из пород метапелитовой группы сохраняются очень плохо: с одной стороны, интенсивное развитие биотита и микроклина "стирает" реликты высокотемпературных глиноземистых минералов и, с другой, – кислотное выщелачивание, выраженное широкомасштабными процессами фибролитизации и мусковитизации, накладывается на минеральные парагенезисы всех поколений. Тем не менее в кварцитовидном гранат-биотитовом мигматите установлен хорошо сохранившийся участок гранат-кордиерит-силлиманитового плагиогнейса (скв. 203, гл. 264, 0 м) –  $\text{Гр} + \text{Корд} + \text{Сил} + \text{Пл} + \text{Кв}$ .

Рудопроявления Андреевской магнитной аномалии (Бердянский район Запорожской области) сложены магнетитовыми кварцитами, которые вместе с метальтрабазитами заключены в амфиболиты и амфиболовые сланцы (рис. 39). Эта толща представляет собой останец в Сорокинской зоне тектонических деформаций, вытянутый в северо-западном направлении

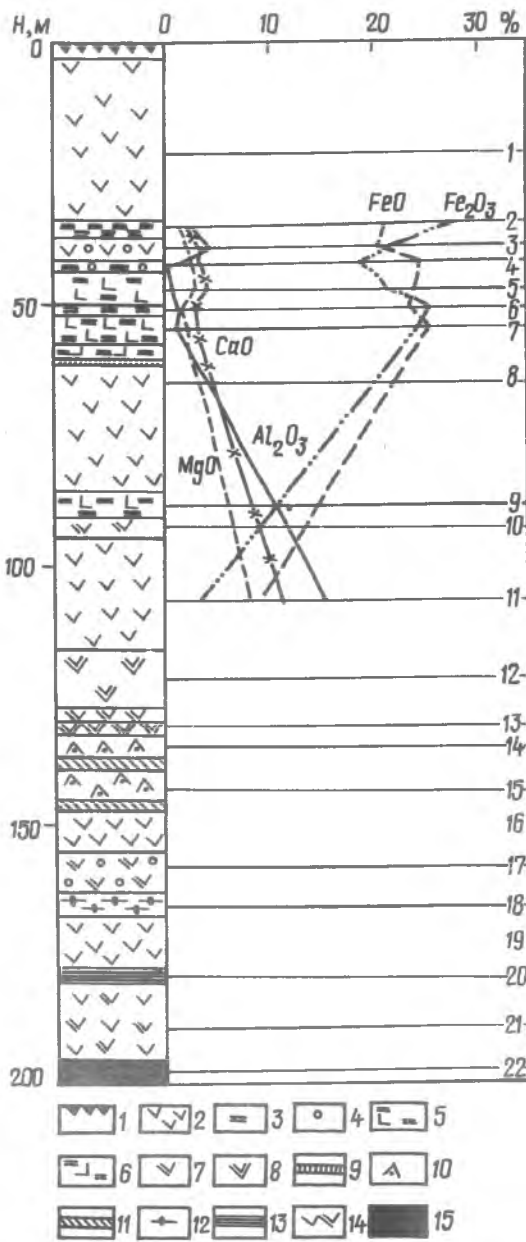


Рис. 39. Химический состав пород и разрез по скв. 23 Андреевского участка:

1 — почвенный слой, 2 — метабазиты, 3 — куммингтонит-магнетитовые кварциты, 4 — гранатосодержащие породы, 5 — салит-магнетитовые кварциты, 6 — двупироксен-магнетитовые кварциты, 7 — куммингтонит-роговообманковые амфиболиты, 8 — бесплагноклазовые амфиболиты, 9 — эвлизиты, 10 — оливин-бронзитовые амфиболиты, 11 — оливиновые амфиболиты, 12 — алоэн-дербитовые плагиогнейсы, 13 — мезократовые биотитовые плагиогнейсы фибролизированные, 14 — жедрит-плагноклазовые породы, 15 — куммингтонитизированный перидотит; минеральные парагенезисы (цифры на рисунке): 1 —  $\text{Рог}+\text{Пл}+\text{Мт}$ , 2 —  $\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 3 —  $\text{Гр}+\text{Мп}+\text{Рог}+\text{Пл}$ , 4 —  $\text{Гр}+\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 5 —  $\text{Мп}+\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 6 —  $\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 7 —  $\text{Мп}+\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 8 —  $\text{Рог}+\text{Рп}+\text{Мп}+\text{Пл}$ , 9 —  $\text{Мп}+\text{Кум}+\text{Мт}+\text{Кв}$ , 10 —  $\text{Кум}+\text{Рог}+\text{Пл}$ , 11 —  $\text{Рог}+\text{Пл}$ , 12 —  $\text{Рп}+\text{Мг}+\text{Рог}+\text{Пл}+\text{Фл}$ , 13 —  $\text{Рог}+\text{Мт}$ , 14 —  $\text{Ол}+\text{Рог}+\text{Рп}$ ?, 15 —  $\text{Ол}+\text{Шп}+\text{Рог}$ , 16 —  $\text{Рог}+\text{Пл}$ , 17 —  $\text{Гр}+\text{Жед}+\text{Рог}+\text{Пл}+\text{Би}$ , 18 —  $\text{Би}+\text{Пл}+\text{Кв}+\text{Тур}$ , 19 —  $\text{Рог}+\text{Пл}$ , 20 —  $\text{Би}+\text{Сил}$  (фибролит)  $+\text{Пл}+\text{Кв}$ , 21 —  $\text{Жед}+\text{Пл}+\text{Би}$ , 22 —  $\text{Ол}+\text{Фл}+\text{Кум}$

при ширине 1000–1400 м. Первичная природа этой ассоциации пород не ясна. Предполагается, что они относятся к метаморфизованным эквивалентам осадочно-вулканогенного комплекса (осипенковская свита центрально-приазовской серии). Железистые кварциты образуют мало мощные (0,5–12 м) пачки и относятся к бедным рудам ( $\text{Fe}_{\text{магн}} - 15-27\%$ ), представленным куммингтонит-, реже актинолит-магнетитовыми кварцитами, в которых хорошо сохраняются останцы гиперстен- и двупироксен-магнетитовых кварцитов —  $\text{Рп}_{77-82} (5-15\%) + \text{Мт} (10-30\%) + \text{Кв} (30+50\%)$ ,  $\text{Рп}_{78-85} (25-30\%) + \text{Мп}_{73-77} (5-20\%) + \text{Мт} (12-28\%) \pm \text{Кв} (25-37\%) + \text{Кум}_{71-86} \pm \text{Акт}$ , а также эвлизитов —  $\text{Рп}_{86-88} + \text{Фа}_{94-96} \pm \text{Мп}_{80} \pm \text{Кв}$  [86].

Амфибол-магнетитовые кварциты являются продуктами регрессивного метаморфизма высокотемпературных пород гранулитового комплекса, парагенезисы которых приведены выше. Метаморфическая гидратация ( $\text{Рп} \rightarrow \text{Кум}$  и  $\text{Мп} \rightarrow \text{Акт}$ ) связана с интенсивными деформациями, которые обусловили возникновение сланцеватой и тон-

ко-мелкополосчатой текстур амфибол-магнетитовых руд. Директивные текстурные элементы указанных руд нередко пересекают массивные или скрытополосчатые высокотемпературные магнетитовые кварциты, эвлизиты. Установлено, что куммингтонит-магнетитовые кварциты образуются за счет гиперстен-магнетитовых; двупироксен-магнетитовые их разности превращаются в актинолит-кумингтонит-магнетитовые кварциты. Рудные тела заключены в амфиболиты (средне- и высокожелезистые) —  $\text{Рог}_{36-52} (32-59\%) + \text{Пл}_{32-62} (58-42\%) \pm \text{Кум}_{35-47} \pm \text{Би} \pm \text{Эп} \pm \text{Мп} \pm \text{Кв}$ , в которых содержатся пластообразные тела мощностью от 10–20 до 50–100 м метакумулитов:  $\text{Ант}+\text{Тр}+\text{Ол}_{15-16}$ ,  $\text{Ант}+\text{Тр}+\text{Рп}_{15-16} + \text{Ол}_{15-16}$ ,  $\text{Ант}+\text{Тр}+\text{Акт}$ ,  $\text{Мп}_{23}+\text{Рог}_{37}$ ,  $\text{Мп}+\text{Акт}$ ;  $\text{Тр}_7+\text{Акт}_{14}$ ,  $\text{Акт}+\text{Тр}+\text{Хл}$ ,  $\text{Сп}_4+\text{Ол}_{9-10} \pm \text{Фл}$  (мафит-ультрамафит-железистая формация). Метакумулиты нередко карбонатизированы и переработаны в тонкополосчатые (как и залегающие среди них амфибол-магнетитовые кварциты) ультрамафитовые сланцы.

Диафорированный блок пород мафит-ультрамафит-железистой формации окружен гнейсами и сланцами, претерпевшими кислотное выщелачивание, выраженное в фибролизации и мусковитизации гранат-биотитовых, гранат-биотит-ставролитовых, турмалин-

гранат-биотитовых плагиогнейсов. Аналогичные гнейсы изредка встречаются и среди пород названной формации, образуя маломощные (5–15 м) обособления.

### Термодинамические параметры высокотемпературных минеральных равновесий

В 1960–1970 гг. параметры метаморфизма пород ЖФД определялись по экспериментальным  $PT$ -координатам моновариантных равновесий между стехиометрическими железистыми минералами. В данном приближении интерполяция экспериментальных кривых с достаточной точностью обеспечивалась термодинамическими константами в сводке Ю.П.Мельника [101]. По мере развития технических средств calorиметрических измерений требования к детальности термодинамического описания природных минеральных систем неуклонно повышались: точнее определялись теплоемкость и ее функции, появились результаты calorиметрического изучения избыточных функций смещения твердых растворов в рядах фаялит-форстерит, ферросилит-энстатит, алмадин-гроссуляр-пироп, альбит-анортит и некоторых других, а также данные об изменении термодинамических свойств растворов в связи с реакциями внутрикристаллического распределения катионов.

Calориметрические погрешности определения  $\Delta H_{298}^0$  и  $S_{298}^0$  конечных членов изоморфных рядов железисто-магнезиальных минералов заметно различаются. Между тем параметры  $\Delta H_T^0/R$  и  $\Delta S_T^0/R$  реакций между минералами железистого состава характеризуются небольшими абсолютными величинами. Отсутствие самосогласованности констант вносит диспропорцию в ошибки определения  $PT$ -координат реакций. Действительное расположение кривых реакций относительно друг друга на  $PT$ -диаграммах достигается применением согласованной системы термодинамических констант. С этой точки зрения наше внимание привлекла статья Г.Хелгесона и других [217], в которой при обработке результатов экспериментов принимались во внимание основные современные данные о термодинамических свойствах и упорядочении растворов. В рекомендованные [122] константы нами внесены уточненные термодинамические свойства алмадина [122] и геденбергита [195].

#### Минеральные равновесия

Термодинамическое описание природных минеральных равновесий приводится на основе моделей обменных и моновариантных реакций, особенности применения которых в геотермобаро- и оксобарометрии рассматриваются в работах Л.Л.Перчука и И.Д.Рябчикова [136], Дж.Гангули и С.Саксены [209], С.Гоуза [214], С.Мюллера и С.Саксены [158], В.А.Курепина [92], Г.Т.Остапенко, Б.Г.Яковлева и др. [122], О.Сека [241] и других исследователей. К настоящему времени предложено большое количество геотермобарометров, основанных на равновесном распределении компонентов между сосуществующими твердыми растворами породообразующих минералов. Показания многих геотермометров, характеризующих условия равновесия между тождественными ассоциациями минералов, значительно расходятся (табл. 22). Это вызывается различиями в оценке термодинамических констант минералов и термодинамическом подходе к расчету уравнений, связывающих (при постоянных температуре и давлении) состав твердого раствора и коэффициенты активности его компонентов.

Большие несоответствия отмечаются для геотермометров, основанных на результатах экспериментов, выполненных методом гидротермального синтеза (расхождения между данными Д.Линдсли [236] и В.И.Фонарева [178], предложивших однотипный вариант двухпироксенового геотермометра).

Условия равновесия обменной реакции Гед+Эн = Ди+Фс. Эта гипотетическая реакция служит моделью термодинамического описания природных орто- и клинопироксенов в приближении псевдобинарных твердых растворов (в рядах геденбергит-диопсид и ферросилит-энстатит). Градуирование этого двухпироксенового геотермометра с помощью термодинамических констант [217] позволяет получить следующее уравнение:

$$T(K) = \frac{2167 + 0,0606(P - 0,1)}{\ln K_T + 0,989} \quad (1)$$

где  $K_T$  — константа равновесия;  $P$  — давление на твердые фазы (МПа).

$K_T = K_D \cdot (v_{Fe}/v_{Mg})^{Pn} \cdot (v_{Mg}/v_{Fe})^{Mn}$  определяется для ортопироксена по модели ре-

Т а б л и ц а 22. Параметры состава и температуры равновесия орто- и клинопироксенов, сосуществующих в двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцах, эвлизитах и магнетитовых кварцитах ЖФД

№	Mn				$X_{Fe}^{Pn}$	$T, ^\circ C$				
	Вол, %	Эн, %	$\Phi_c$ , %	$X_{Fe}$		I	II	III	IV	V
1	43,2	31,7	25,1	0,461	0,584	851	802	815	693	880
2	43,1	31,6	25,3	0,503	0,635	909	837	800	668	880
3	44,5	31,8	23,7	0,502	0,655	909	836	740	611	840
4	43,2	31,1	25,7	0,512	0,635	923	845	790	639	895
5	45,3	36,5	18,2	0,372	0,511	911	851	775	648	850
6	43,0	24,0	33,0	0,579	0,669	729	715	740	812	870
7	43,4	37,8	18,8	0,409	0,520	936	863	820	707	905
8	42,2	34,7	23,1	0,400	0,521	872	822	850	686	950
9	45,6	28,7	25,7	0,474	0,603	861	806	730	654	805
10	45,4	29,1	25,5	0,467	0,589	878	818	725	685	810
11	45,4	14,3	40,3	0,746	0,840	775	753	620	904	760
12	43,9	29,1	27,0	0,509	0,644	906	834	760	648	870
13	47,1	37,7	15,2	0,331	0,432	856	829	675	727	780
14	45,4	30,9	23,7	0,456	0,624	875	815	750	584	805
15	46,4	38,5	15,1	0,282	0,463	890	844	700	543	815
16	47,3	10,1	42,6	0,636	0,862	719	722	560	756	705
17	45,6	42,5	11,9	0,273	0,474	954	879	810	461	870
18	46,1	35,0	18,9	0,375	0,541	879	824	780	537	840
19	43,3	27,4	29,3	0,517	0,670	928	847	785	637	880
20	47,3	10,1	42,6	0,808	0,858	719	722	500	756	680
21	43,0	10,6	46,4	0,814	0,882	868	829	690	685	740
22	40,0	10,5	49,5	0,825	0,868	870	829	760	755	910
23	44,2	26,3	29,5	0,527	0,662	853	799	770	688	840
24	44,7	23,3	32,0	0,579	0,715	854	801	710	643	810
25	42,4	12,7	44,9	0,780	0,867	917	859	720	647	855
26	42,7	22,1	35,2	0,614	0,751	928	851	770	649	870

П р и м е ч а н и е: 1–15 – Днестровско-Бугский район (Среднее Побужье); 16–26 – Приазовский район (Центральное Приазовье), по данным [196]. Температуры определены по данным: I – [249], II – [251], III – [136], IV – [178], V – [196].

гулярного раствора и для клинопироксена (C2/c) по двупараметрическим уравнениям субрегулярного раствора. Коэффициенты активности ферросилитового ( $FeSiO_3$ ) и энстатитового ( $MgSiO_3$ ) компонентов для условий метаморфизма рассчитываются по термохимическим данным [236]:

$$(\nu_{Fe} / \nu_{Mg})^{Pn} = \exp [ (X_{Mg}^{Pn} - X_{Fe}^{Pn}) \cdot 0,435 ], \quad (2)$$

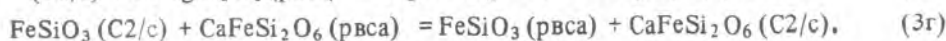
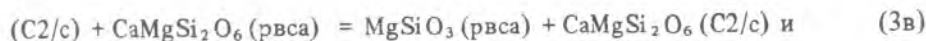
Коэффициенты активности ферросилитового ( $FeSiO_3$ ) и энстатитового ( $MgSiO_3$ ) компонентов характеризуются моделью тройного субрегулярного раствора в системе  $CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3$  [196]. Для условий гранулитовой фации метаморфизма рекомендуются следующие уравнения связи коэффициентов активности с составом раствора:

$$\ln \nu_{Fe} = X_{Ca}^2 (0,851 + 2,983 X_{Fe}) + X_{Mg}^2 (1,738 + 0,174 X_{Fe}) - X_{Ca} X_{Mg} (0,849 - 0,789 X_{Fe}) - (X_{Ca} - X_{Mg}) \cdot (1,083 - 2,613 X_{Fe}); \quad (3a)$$

$$\ln \nu_{Mg} = X_{Fe}^2 (1,739 + 1,926 X_{Mg}) + X_{Ca}^2 (3,427 - 0,448 X_{Mg}) + X_{Fe} X_{Mg} (2,632 + 6,027 X_{Mg}) + (X_{Fe} - X_{Ca}) \cdot (2,799 - 2,608 X_{Mg}). \quad (3b)$$

Температуры равновесия Pn+Mn приведены в табл. 24.

Условия равновесного обмена волластонитового компонента между орто- и клинопироксеном переменной железистости. По экспериментальным данным, при  $1100^\circ C$  и переменном давлении рассчитаны параметры смешения компонентов в клинопироксене (по уравнениям Воля для тройного субрегулярного раствора). Определены значения свободных энергий гипотетических реакций.



Полученные данные позволили определить границы несмесимости и положение клиносольвуса в координатах: температура –  $N_{CaSiO_3}$  для клинопироксенов (в равновесии Pn+Mn) переменной железистости. Параметры смешения тройного раствора [196] экстрапо-

Т а б л и ц а 23. Состав и условия равновесия сосуществующих минералов в парагенезисе Гр+Рп+Мп из мафитовых и железистых пород УЩ

№	Гранат					Клинопироксен					Гиперстен
	N <sub>Fe</sub>	N <sub>Mg</sub>	N <sub>Mn</sub>	N <sub>Ca</sub>	X <sub>Fe</sub>	N <sub>Fe</sub>	N <sub>Mg</sub>	N <sub>Mn</sub>	N <sub>Ca</sub>	X <sub>Fe</sub>	X <sub>Fe</sub>
1	52,6	17,6	17,3	12,5	0,479	24,3	30,7	3,0	42,0	0,442	0,570
2	66,2	12,4	7,4	14,0	0,842	26,3	26,4	2,7	44,6	0,449	0,618
3	55,9	6,9	20,7	16,5	0,890	22,7	30,9	3,2	43,2	0,424	0,616
4	62,8	14,9	3,7	18,6	0,808	21,9	34,7	0,3	43,1	0,386	0,505
5	63,6	8,5	8,0	19,9	0,882	22,6	32,7	0,8	43,9	0,410	0,620
6	70,8	7,3	3,5	18,4	0,907	30,1	20,9	3,8	45,2	0,590	0,720
7	58,6	16,8	12,5	12,1	0,777	23,2	30,2	3,4	43,2	0,434	0,563

№	K <sub>T</sub> <sup>o</sup>			T <sub>равн</sub> , °C			
	Гр-Рп	Рп-Мп	Гр-Мп	I	II	III	P, МПа
1	2,436	1,156	2,814	900	960	940	1125
2	2,601	1,467	3,820	850	860	855	725
3	3,092	1,957	6,042	750	750	750	598
4	2,478	1,852	4,590	890	770	810	584
5	3,333	1,853	6,179	710	770	745	720
6	2,550	1,538	3,922	860	840	850	386
7	2,510	1,320	3,315	880	900	890	798

П р и м е ч а н и е: K<sub>T</sub><sup>o</sup> – константа равновесия для обменных реакций (Рп–Мп), (Гр–Рп) и (Гр–Мп); T<sub>равн</sub> – температуры равновесия, полученные по уравнениям (I) – I, (5б) – II и (5а) – III; P (МПа) – равновесное давление, рассчитанное по уравнению (5а); N<sub>i</sub> – мольная доля компонента, %; X<sub>Fe</sub> = Fe<sup>2+</sup> : (Fe<sup>2+</sup> + Mg).

лировались при допущении W<sub>s</sub> = 0 в выражении W<sub>G</sub> = W<sub>H</sub> – W<sub>s</sub> · T. Показания гетермометра и составы пироксенов Украинского щита сведены в табл. 23.

У с л о в и я р а в н о в е с и я Гр+Мп+Рп. Равновесное распределение железистого и магнезиального компонентов между альмандин-пироповым гранатом и пироксенами описывается гипотетическими обменными реакциями:



К оценке термодинамических параметров реакций (4а) и (4б) обращались многие исследователи. Однако геотермобарометры, разработанные на основе реакций (4а) и (4б), пока не позволяют получить сопоставимых результатов (табл. 24). Важно отметить, что в породах железистых формаций докембрия сравнительно широко развит парагенезис Гр+Рп+Мп (эвлизиты и магнетитовые кварциты). Степень сходства рассчитанных параметров равновесия в парах Гр+Мп и Гр+Рп может служить критерием достоверности использованных термодинамических данных и теоретических моделей твердых растворов минералов. Для определения коэффициентов активности ферросилитового и энстатитового компонентов в ортопироксене использовано уравнение (2), а в клинопироксене – уравнения (3а) и (3б). Коэффициенты активности компонентов граната приняты по данным [209]. На базе самосогласованных термодинамических констант альмандина (Fe<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), пироба (Mg<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub>), геденбергита (CaFeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), диопсида (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), ферросилита (FeSiO<sub>3</sub>) и энстатита (MgSiO<sub>3</sub>) получены свободные энергии реакций (4а) и (4б). В качестве ключевых соединений при самосогласовании констант приняты энстатит, диопсид и ферросилит, для которых есть достоверные термохимические определения. Зависимость константы равновесия этих реакций от температуры и давления дается следующими уравнениями:

Т а б л и ц а 24. Параметры состава минералов и температуры равновесия парагенезиса Гр+Мп из комплексов пород ЖФД УЩ

№	X <sub>Fe</sub>		T, °C		
	Гр	Мп	I	II	III
1	0,799	0,461	831	792	947
2	0,917	0,502	606	654	662
3	0,780	0,435	818	779	903
4	0,980	0,579	469	388	368
5	0,883	0,533	713	651	818
6	0,817	0,409	700	649	842
7	0,798	0,237	518	504	638
8	0,903	0,636	1066	889	982
9	0,833	0,374	537	591	743
10	0,797	0,383	708	646	706
11	0,616	0,233	766	700	834
12	0,856	0,536	782	702	948
13	0,870	0,496	725	644	778
14	0,665	0,256	740	689	776
15	0,825	0,378	677	609	716
16	0,724	0,360	784	735	929
17	0,720	0,321	794	723	914
18	0,716	0,321	752	692	864
19	0,750	0,294	694	636	735
20	0,860	0,440	738	691	996

П р и м е ч а н и е: Анализы минералов заимствованы из работ: 1–13 – [196]; 14–[77]; 15–20 – [188]. Температуры определены по данным: I – [251], II – [92], III – [59, 249].

$$\text{гранат-клинопироксен } T(K) = \frac{4947 + 0,178(P - 0,1)}{\ln K_T + 3,045}, \quad (5a)$$

$$\text{гранат-ортопироксен } T(K) = \frac{3052 + 0,1174(P - 0,1)}{\ln K_T + 2,890}. \quad (5b)$$

Приближенные значения равновесного давления при образовании парагенезиса Гр+Рп+Мп (без учета сжимаемости при давлении и термического расширения минералов) можно определить по уравнению для пары гранат-клинопироксен

$$P = \frac{T \ln K_T + 3,045 \cdot T - 4947}{0,1781}, \quad (6)$$

если температура вычислена для данного парагенезиса по уравнению (5б). Делитель 0,178 позволяет получить величину давления в первом приближении. При более точных расчетах следует учесть количество гроссулярового компонента в гранате и в конечных членах реакции (4а), которые представляют уже ряды Грос-Алм и Грос-Пир (в области состава  $X_{Ca} = 0,1 - 0,3$ ):

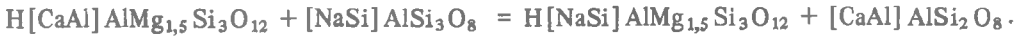
$$\begin{aligned} \Delta \nu \text{Гр-Мп} &= 1,930 - 0,33X_{Ca}^{\text{Гр}} - 0,27(X_{Ca}^{\text{Гр}})^2, \\ \Delta \nu \text{Гр-Рп} &= -0,996 - 0,33X_{Ca}^{\text{Гр}} - 0,27(X_{Ca}^{\text{Гр}})^2. \end{aligned} \quad (7)$$

Полученные температуры и давления приведены в табл. 23. Обращаем внимание на хорошую согласованность результатов оценки условий природных равновесий Гр+Мп, Гр+Рп и Рп+Мп, что указывает также на корректный выбор моделей твердых растворов.

Обменная реакция, моделирующая равновесие плаггиоклаз – роговая обманка записывается в следующем виде:



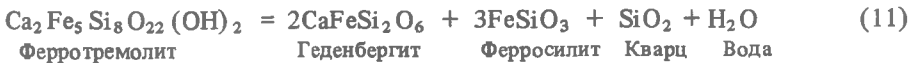
Катионный обмен в ходе реакции (8) можно описать только с помощью сложных гетеро-валентных ионных группировок  $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$  (выделены квадратными скобками):



Смешение компонентов  $[\text{CaAl}] \rightleftharpoons [\text{NaSi}]$  в роговой обманке принято аналогичным бинарному раствору. Термодинамическая характеристика реакции (8) и участвующих в ней компонентов приводится в работе [194]. Перестройка равновесных взаимоотношений пары Пл+Рог происходит в очень широком температурном интервале – 900–600 °С.

### Моновариантные реакции

Р а в н о в е с и е  $\text{Рог} + \text{Кв} = \text{Рп} + \text{Мп} + \text{Пл} + \text{H}_2\text{O}$ . Ранее показано, что данное равновесие с хорошим приближением можно заменить более простым [109]:



Изучение внутрикristаллического распределения  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  по неэквивалентным кристаллографическим позициям роговой обманки, орто- и клинопироксена позволили разработать ионную модель активности компонентов в роговой обманке, орто- и клинопироксене [193]. По данным Г.Желгесона и др. [217] и Ю.П.Мельника [108] определялась свободная энергия реакций (10) и (11). Зависимость равновесного изменения фугитивности воды в реакции (10) от температуры, давления на твердые фазы и активности компонентов твердых растворов Рог, Рп и Мп, по нашим данным, следующая:

$$\ln f_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{11233 + 2,754(P - 0,1)}{T} + \ln \frac{(a_{\text{Ди}})^2 \cdot (a_{\text{Эн}})^3 - 16,940}{\text{Тремолит}}.$$

Методика термодинамических расчетов параметра  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  приводится в работе [193]. Парциальное давление водного компонента во флюиде (по вмещающим железистые породы двупироксен-роговообманковым мафитовым гранулитам) вместе с другими параметрами равновесия представлены в табл. 25.

Т а б л и ц а 25. Равновесное парциальное давление воды и температура кристаллизации парагенезиса Рп+Мп+Роg из двупироксен-роговообманковых мафитов Ущ

№	Состав			Параметры равновесия				
	X <sub>Fe</sub> <sup>Рп</sup>	X <sub>Fe</sub> <sup>Мп</sup>	X <sub>Fe</sub> <sup>Роg</sup>	T°, C	f <sub>H<sub>2</sub>O</sub> <sup>o</sup> Мпа	P <sub>H<sub>2</sub>O</sub> <sup>o</sup> Мпа	P <sub>H<sub>2</sub>O</sub> /P <sub>общ</sub>	f <sub>O<sub>2</sub></sub>
1	0,575	0,419	0,488	890	47	48	0,080	-11,8
2	0,538	0,396	0,421	860	41	45	0,075	-13,4
3	0,580	0,425	0,479	840	37	36	0,06	-12,0
4	0,580	0,419	0,497	830	136	118	0,197	-13,5
5	0,840	0,746	0,767	820	140	135	0,225	-14,3
6	0,657	0,465	0,643	870	78	74	-	-11,4
7	0,536	0,342	0,462	890	89	85	-	-11,7
8	0,646	0,530	0,577	860	68	60	-	-12,4
9	0,682	0,578	0,633	870	106	102	-	-12,3
10	0,393	0,242	0,344	860	57	53	-	-10,5

П р и м е ч а н и е: 1 – Призовье, скв. 20, гл. 72,0 м, близ ст. Розовка; 2 – там же, обнажение близ устья р.Каратыш; 3 – там же, урочище Каменные Могилы, скв. 47, гл. 50 м; 4 – там же, скв. 106, гл. 79 м, Демьяновский участок; 5 – там же, обнажение на левом берегу р.Берда, близ совхоза им. Кирова; 6 – Побужье, Савранский участок, скв. 18500, гл. 120,4 м; 7 – там же, гл. 252 м; 8 – там же, Молдовский участок, скв. 18262, гл. 169,2 м; 9 – там же, Демоярский участок, скв. 10335, гл. 56,4 м; 10 – там же, Кумаровский участок, скв. 1510, гл. 470,0 м. Температура равновесия определялась в координатах T – ln f<sub>O<sub>2</sub></sub>. Расчеты параметров равновесия по результатам работы [196].

Равновесие ферропижонит + феррогиперстен + клинопироксен. Ферропижониты (точнее, продукты их инверсии и распада) встречаются в породах гранулитовых комплексов нижнего докембрия редко. Это не означает, однако, что в условиях "пика" раннеархейского метаморфизма ферропижониты были распространены также ограниченно. Вероятно, они перекристаллизовывались при P-T-параметрах все более низких ступеней гранулитовой фации и сохранились из-за кинетических факторов (например, в микроблоках, которые не были затронуты деформацией). Минеральные парагенезисы с ферропижонитом известны в железистых и мафитовых породах гранулитовых комплексов США, Шотландии, СССР (Ущ) и Восточной Антарктиды [196].

Ферропижониты из пород гранулитового комплекса Ущ ассоциируют с железистым гиперстеном, который в условиях равновесия Пиж<sub>Fe</sub> + Рп<sub>Fe</sub> ± Мп<sub>Fe</sub> (C2/c) характеризовался повышенным содержанием воластонитового компонента (по результатам химического анализа монофракций содержания СаО составляет 0,6–1,0 %). Впоследствии при понижении температуры в феррогиперстенах (парагенезис Рп<sub>Fe</sub> + Пиж<sub>Fe</sub> ± Мп<sub>Fe</sub>) появились продукты распада – тончайшие параллельные пластинки клинопироксена (C2/c). Ферропижониты также претерпели инверсию и бинадальный распад: в матрице железистого ортопироксена заключаются грубые субпараллельные выделения ферросалинта (табл. 26). Продукты распада почти всегда располагаются приблизительно по плоскости (001), образуя пластинки с ровными и зазубренными ограничениями, резко вытянутые каплевидные обособления, тонкопризматические включения с крючкообразными (в разрезе) краями (фото 12, 1–3).

Состав исходных ферропижонитов в железистых породах Ущ изучался на основании химического анализа и расчетов валового химического состава (если единичные реликтовые зерна были доступны изучению только методом РСМА) по содержанию компонентов в матрице и продуктах бинадального распада (фото 13, рис. 40). Часть изученных нами ферропижонитов, охарактеризованных данными РСМА, описана в работе [196].

Новые данные о составе этого минерала приведены в табл. 26.

Условия равновесия минеральной системы Рп(рвса) + Мп (P<sub>1</sub>/2с) + Мп(C2/c) выводятся из уравнений (3в) и (3г). Термодинамические свойства и особенности определения P-T-параметров этих равновесий рассмотрены в работах [196, 236]. В первой из них содержится модифицированный вариант двупироксенового геотермометра Дж.Гровера и Д.Линдсли для равновесных пар Рп(рвса) + Мп(C2/c) и Рп(рвса) + Пиж:

$$T(K) = \frac{3,651 + 3,55 + 62,68 X_{Эн}^{Мп} (X_{Ди}^{Мп})^2 + 29,9 (X_{Ди}^{Мп})^2 - (1 - 2X_{Эн}^{Мп}) - 18,2 (X_{Эн}^{Рп})^2}{0,00191 - 0,0083143 \ln (X_{Эн}^{Мп} / X_{Эн}^{Рп})} \quad (A),$$

Т а б л и ц а 26. Состав, параметры ячейки и условия равновесия инвертированных ферропижонитов в период образования ( $T_1$ ) и бинодального распада ( $T_2$ )

Оксид, %	1				2			
	Рп <sub>2</sub>	Мп <sub>2</sub>	Пиж <sub>Fe</sub>	Пиж <sub>Fe</sub>	Рп <sub>2</sub>	Мп <sub>2</sub>	Пиж <sub>Fe</sub>	Пиж <sub>Fe</sub>
SiO <sub>2</sub>	46,2	48,0	47,12	47,8	48,9	49,7	47,70	49,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	0,7	0,62	0,7	0,8	1,2	0,58	0,8
FeO	46,2	27,6	42,64	42,5	43,0	20,8	37,14	37,1
MnO	0,2	Сл.	0,39	-	0,4	0,2	0,21	-
MgO	5,3	3,9	4,85	4,8	5,9	7,9	6,45	6,4
CaO	0,9	18,9	4,19	4,2	0,4	20,3	6,40	6,1
С у м м а	100,1	99,1	100,0	100,0	99,4	100,1	98,81	99,6
<i>Параметры элементарной ячейки</i>								
<i>a</i> , нм	1,8370	0,9780	-	-	1,8365	0,9723	-	-
<i>b</i> , нм	0,8985	0,8968	-	-	0,8976	0,8987	-	-
<i>c</i> , нм	0,5232	0,5252	-	-	0,5233	0,5272	-	-
<i>V</i> , нм <sup>3</sup>	0,8636	0,4433	-	-	0,8626	0,4446	-	-
$\beta$	-	105°,75	-	-	-	105°,28	-	-
<i>Компонентный состав</i>								
CaSiO <sub>3</sub>	2,0	41,2	9,4	8,9	2,4	42,7	14,5	13,8
MgSiO <sub>3</sub>	16,0	11,8	15,3	16,2	19,1	23,1	20,2	20,5
FeSiO <sub>3</sub>	81,4	47,0	75,3	74,9	78,5	34,2	65,3	65,7
X <sub>Fe</sub>	0,831	0,799	0,831	0,832	0,804	0,600	0,764	0,762
$T_1$ , °С	-	-	900	920	-	-	950	960
$T_2$ , °С	-	870	-	-	-	870	-	-

П р и м е ч а н и е. Рп<sub>2</sub> и Мп<sub>2</sub> — продукты распада ферропижонита; содержание оксида, рассчитанное до сотых долей, отвечает результатам химического анализа монофракции, до десятых — по составу матрицы и ламеллей методами РСМА и монокристаллического рентгеноструктурного анализа.

$$T \text{ (К)} = \frac{-21,178 - 9,98 + 31,34 (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}})^2 (1 - X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}}) + 58,58 X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}} (X_{\text{Эн}}^{\text{Мп}})^2 - 18,2 (X_{\text{Эн}}^{\text{Рп}})^2}{0,00816 - 0,0083143 \ln(X_{\text{Ди}}^{\text{Мп}} / X_{\text{Ди}}^{\text{Рп}})} \quad (\text{Б}).$$

Активность компонентов в сосуществующих минералах вычисляется на основе ионной модели так называемого идеального раствора и подробно освещается в работе [193]. Различные варианты расчетов температуры равновесий по уравнениям (А) и (Б) показывают, что исходные равновесия между феррогиперстеном и ферропижонитом (до распада в обстановке дупироксен-роговообманковой субфации) устанавливались при температуре 900–970 °С (см. табл. 26) и давлении 580–700 МПа (по данным равновесия Гр+Рп+Мп). Полученные результаты в первом приближении согласуются с экспериментальными работами Д.Линдсли [236] для узкой РТ-области сосуществования железистых твердых растворов пижонита, ортопироксена и клинопироксена, богатого кальцием.

Раннеархейский региональный метаморфизм гранулитовой фации относится к высокоградентному типу (45–50 °/км) и представляет собой одно из проявлений длительного процесса необратимого геоструктурного преобразования мафитового профиля. Эволюция физико-химических условий (со стороны регрессивной ветви РТ-тренда) определялась возрастающими во времени масштабами флюидного массопереноса некоторых литофильных элементов, выделявшихся при обновлении нестабильной протомантии. Основной механизм перехода коры океанического типа в континентальную заключается в энтербитизации метабазитов — селективной внутрикоровой генерации анортозито-плагногранитных расплавов вследствие циклического притока ювенильного водного флюида, привнесившего в нагретые при метаморфизме (1000–800 °С) породы симатической коры натрия, кремний и некоторые другие элементы. Их наличие резко понижало температуру плавления мафитов при взаимодействии с водным флюидом ( $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 100$  МПа).

Гранулитовый метаморфизм ультрамафит-мафитовых комплексов на ранней стадии протекал изохимическим путем. В период высокотемпературной метаморфической гидратации в породах развивались локальные аллохимические изменения минерального состава, вызванные вначале первичной неоднородностью их химизма, а затем — привнесением вещества из зоны взаимодействия коры и верхней мантии. Последние из этих факторов определили широкомасштабное переплавление метабазитов и дебазифицирующую направленность метаморфометасоматических реакций. Стабильные в этих условиях сегрегации мета-



морфических минералов закреплялись и разрастались, а нестабильные — исчезали или сохранились в виде реликтов.

Кульминация в изменении состава океанической коры достигалась при эндербитизации высокометаморфизованных мафитов и возникновении метаморфогенных структурно-вещественных комплексов. Ультрамафит-мафитовые породы в них редко сохраняют исходные черты химизма древнейших гипербазит-базитовых серий. Масштабы и геологические условия распространения таких комплексов на щитах позволяют отнести их к специфическим метаморфогенным формациям: мафит-эндербитовой, ультрамафит-мафит-железистой и ультрамафит-мафит-кальцифировой.

Эволюция физико-химических условий раннеархейского регионального метаморфизма определяется дискретным смещением  $PT$ -координат по регрессивной ветви высокоградиентного тренда и геохимическим режимом синдеформационного кристаллобластеза, который отразился в минеральных парагенезисах следующих ступеней.

Двупироксен-плагноклазовая (метабазиты) и двупироксен-оливин-шпинелевая (метаультрабазиты) субфации, соответствующие высокотемпературной области сапфирин-кварцевой субфации метапелитов, отражают условия пика древнейшего метаморфизма. Изохимическая перекристаллизация базитов, перидотитов и пироксенитов происходила при температуре  $950\text{--}970^\circ\text{C}$  и твердофазном давлении  $600\text{--}800\text{ МПа}$  на фоне крайне низких парциальных давлений воды и кислорода. Предполагается, что в составе флюида преобладали водород, метан и благородные газы.

Двупироксен-роговообманковая (метабазиты) и оливин-пироксен-роговообманковая (метаультрабазиты) субфации, гранат-кордиерит-ортоклазовая фация метапелитов представлены продуктами кристаллобластеза пород предшествующей ступени метаморфизма в условиях "ступенчатого" нарастания интенсивности высокотемпературной метаморфической гидратации. Последняя протекала в несколько этапов при температуре  $810\text{--}890^\circ\text{C}$  и давлении  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 60\text{--}160\text{ МПа}$ ; каждый из этапов контролировался глубинными деформациями, вызывавшими приток водного флюида и кристаллобластез. Равновесия устанавливались в обстановке субизобарического режима давления и больших колебаний парциального давления кислорода ( $P_{\text{O}_2} = 10^{-10} - 10^{-14}\text{ МПа } 10^{-1}$ ). Реакции гидратации в метабазитах сопровождалась прогрессирующим привнесом натрия и кремния, растворенных в водном ювенильном флюиде. Эти растворы под давлением инфильтровались в нагретые метабазиты и в субизотермоизобарических условиях вызывали широкомасштабную эндербитизацию, которая завершалась образованием анатектичеко-метаморфогенной мафит-эндербитовой формации.

Гипербазиты нестабильны в обстановке оливин-пироксен-роговообманковой субфации: на границе метаультрабазитов и вмещающих метабазитов возникали химические градиенты и прослеживалась отчетливая тенденция к выравниванию их состава. Конечные продукты высокотемпературной гидратации гипербазитов представлены ультрамафитовыми амфиболитами, которые утратили петрохимические признаки первоначальных магматических пород ( $\text{Ол}+\text{Рп}\pm\text{Мп}+\text{Роg}$ ,  $\text{Ол}+\text{Шп}+\text{Рп}+\text{Роg}$ ,  $\text{Ол}+\text{Роg}$ ). Состав ультрамафитовых амфиболитов зависит от химизма предшествующего метаультрабазита, интенсивности флюидного массообмена с вмещающими метабазитами и степени завершенности метаморфо-метасоматических реакций.

Последние в наиболее мощных телах гипербазитов (до сотни метров), как правило, не протекают до конца и приостанавливаются на стадии формирования вокруг метаультрабазита или реликтового исходного гипербазита симметричной метаморфической зональности (например, "ядро" перидотита  $\rightarrow \text{Ол}+\text{Шп}\pm\text{Рп}\pm\text{Мп}\pm\text{Роg} \rightarrow \text{Ол}+\text{Рп}+\text{Мп}+\text{Роg} \rightarrow \text{Рп}+\text{Мп}+\text{Роg} \pm \text{Мп} \rightarrow \text{Рп}+\text{Мп}+\text{Роg} \pm \text{Пл} \rightarrow$  вмещающий метабазит —  $\text{Рп}+\text{Мп}+\text{Пл}+\text{Роg}$ ).

Внешние зоны разрастались из внутренних, и это сопровождалось возрастанием сопря-

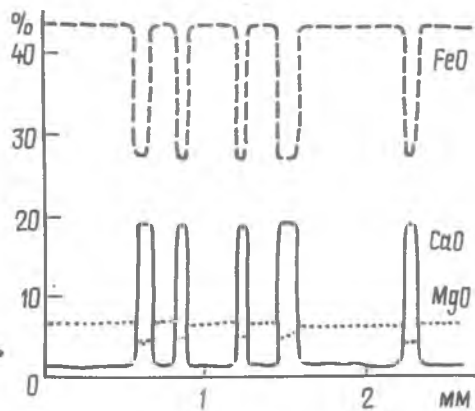


Рис. 40. Профиль сканирования, ориентированный поперек структуры распада в инвертированном ферропироксените из эвлизита (Приазовье, Сергеевский участок), снято методом РСМА, образец на фото 13

женной железистости сосуществующих железисто-магнезиальных минералов в каждой зоне (во времени — зональное строение оливина, шпинелей, пироксенов и роговой обманки; и пространстве — рост сопряженной железистости минералов в направлении метабазитов). В процессе развития зональности возрастает парциальное давление воды и изменяется скорость кристаллизации роговых обманок.

Субфации эндревитовых плаггиогнейсов и салитовых амфиболитов (продукты переработки мафит-эндревитовой формации), диопсид-антофиллит (куммингтонит)-роговообманковых амфиболитов (продукты переработки ультрамафитовых компонентов мафит-эндревитовой и ультрамафит-железистых формаций), отвечающие биотит-гиперстен-ортоклазовой фации полупелитов, определялись температурами 830–720 °С и переменным давлением (580–740 МПа). Синдеформационный кристаллобластез протекал в обстановке циклически нарастающих односторонних механических напряжений в режиме ограниченного привноса калия и возрастающего парциального давления воды, достигающего 280 МПа (Земля Мак-Робертсона, Восточно-Антарктический кратон). Минеральные равновесия субфации соответствуют нижней границе гранулитовой фации [122] и геохимической обстановке перехода от эндревитовых плаггиогнейсов к апоэндревитовым гнейсам ("серым гнейсам") тоналитового состава (типа гнейса участков Амитсок, Уйваки, Новопавловского).

Стадия формирования гнейсо-амфиболитовых комплексов завершает регрессивное преобразование пород мафит-эндревитовой формации под действием раннеархейского регионального метаморфизма. Аналогом пород ультрамафит-мафит-железистой формации, переработанных в тех же условиях, служат пространственные ассоциации двуамфиболовых ультрамафитовых обычных амфиболитов и двуамфиболовых, куммингтонитовых и роговообманковых магнетитовых кварцитов. Продукты регрессивной переработки пород высокотемпературных метаморфогенных формаций уже не содержат парагенезисов или минералов — однозначных индикаторов физико-химических условий метаморфизма. Последние определяются путем статистического подбора геотермобарометрических данных, откорректированных по результатам петрографических исследований. Становление гнейсо-амфиболитовых комплексов происходило при температуре 660–750 °С и  $P_{H_2O}/P_{общ} = 0,23–0,30$  на границе поля стабильности магнетита ( $\ln f_{O_2} = -13 \div -15$ ).

На рубеже 2800–3000 млн лет верхнеархейские вулканогенные толщи и продукты регрессивной переработки древнейших метаморфогенных формаций претерпели прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации (например, росинско-тикичская и конско-верховцевская серии УЩ или кукморская и уратминская серии фундамента Русской плиты), сопровождавшийся мигматизацией. Новообразованные гнейсо-мигматит-амфиболитовые комплексы формировались на фоне регионального привноса калия и служили субстратом для развития сингенетичных или более поздних калиево-натриевых гранитов. Конвергентность этих анатектико-метаморфических процессов существенно маскирует геолого-петрографические различия между глубоко преобразованными породами древнейшего гранулитового комплекса и верхнеархейскими вулканогенными (вулканогенно-осадочными) образованиями. *PT*-параметры минеральных равновесий нисходящей ветви тренда раннеархейского и прогрессивного позднеархейского метаморфизма амфиболитовой фации очень близки. Полигенность состава гнейсо-амфиболитовых комплексов в подвижных зонах (межблоковых пространствах) УЩ и фундамента Русской плиты распространены значительно шире, чем это предполагалось.

### Условия метаморфизма железисто-кремнистых формаций Украинского щита по изотопным данным

Изотопный анализ кислорода наряду с геологическими методами исследований позволяет получить ценную информацию относительно физико-химических условий метаморфизма железистых и карбонатных пород. Последние почти повсеместно наблюдаются в стратиграфических разрезах железорудных формаций. Они подстилают, перекрывают или чередуются с железистыми породами и участвуют в изотопно-обменных реакциях в процессе метаморфизма.

Значительный интерес представляет определение температур метаморфизма по минеральным парам изотопными геотермометрами. Непременные условия для его примене-

ния — сингенетичность минералов, большое количество растворов и достижение Изотопного равновесия в системе минерал — вода.

Нами проведены в комплексе с минералого-петрографическими изотопные исследования железисто-кремнистых пород УЩ для определения температур метаморфизма и выяснения природы минералообразующих растворов. При расчетах использованы также изотопные данные [105, 187].

Для расчета температур метаморфизма железисто-кремнистых пород по изотопному геотермометру выбрана минеральная пара кварц-магнетит из следующих соображений. Эти минералы являются сквозными для железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в разной степени. Величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кв-Мт}}$  довольно значительна, так как кварц наиболее обогащен, а магнетит обеднен изотопом  $^{18}\text{O}$  по сравнению с другими минералами. Изотопно-геохимическое равновесие в системе кварц-магнетит хорошо изучено, есть калибровочные графики в системе координат  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кв-Мт}} - T^{\circ}\text{C}$  и расчетные формулы [207 а].

Для оценки температур метаморфизма в сланцах из указанных районов применены гранат-биотитовый и гранат-кордиеритовый геотермометры Л.Л.Перчука и А.Б.Томпсона. Температуры метаморфизма железистых пород определены по изотопно-кислородному геотермометру Р.Бекера [207а]. На основании данных  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах по экспериментальным графикам вычислены температуры (табл. 27). Сравнение их с температурами, рассчитанными по гранат-биотитовому геотермометру, показало хорошее совпадение данных в области значений  $T = 600^{\circ}\text{C}$ . Для пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, по гранат-биотитовому геотермометру получены более высокие температуры, но различие составляет  $50-70^{\circ}\text{C}$ . Это дает основание использовать изотопно-кислородный геотермометр при изучении железистых кварцитов, для которых в большинстве случаев неприемлемы минеральные геотермометры. В результате выполненных комплексных исследований установлено, что в Криворожском бассейне прогрессивный метаморфизм пород саксаганской свиты проходил в условиях зеленосланцевой фации при  $P_{\text{общ}} > 450$  МПа, нижний температурный предел —  $390$ , верхний —  $550^{\circ}\text{C}$ . Ингуло-Ингулецкая зона отличается резкими изменениями  $PT$ -условий метаморфизма. Наиболее метаморфизованы породы на участках Петровский, Ореховский и Березневатский ( $760-650^{\circ}\text{C}$ ), для Овнянского, Радионовского и Желтянского участков диапазон температур  $620-540^{\circ}\text{C}$ .

В целом подтверждается вывод об увеличении степени метаморфической переработки железисто-кремнистых пород с востока на запад. На примере нескольких образцов показано хорошее совпадение температурных данных, рассчитанных разными методами (см. табл. 29).

Заниженные температуры (например, обр. 133/2) могут получаться, если изотопно-обменное равновесие между водой и совместно кристаллизующимися минералами не было достигнуто и  $\Delta \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{в}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Мт}}$  не соответствовало равновесному. Распределение межзернового флюида в метаморфизующихся толщах неравномерно, так же как непостоянен его газовой-водный состав. Переслаивающиеся с железистыми кварцитами сланцы могли играть роль экранов и способствовать установлению локальных равновесий. Другой причиной занижения температур могли быть наложенные низкотемпературные процессы, при которых происходила перекристаллизация минералов.

Температурные условия метаморфической переработки первичноосадочных пород в Криворожье и Конкско-Белозерской железорудной провинции, по данным изотопного кварц-магнетитового геотермометра, относятся к фации зеленых сланцев (см. табл. 27), что соответствует расчетным значениям температур по минеральным геотермометрам [131]. На севере Кривбасса и Белозерского железорудного района температура прогрессивного метаморфизма повышается до эпидот-амфиболитовой метаморфической фации. По нашим и литературным [235] изотопным данным, для Северного Криворожья температурный интервал  $500-550$ , на Северо-Белозерском месторождении верхний предел температуры метаморфизма составляет  $525^{\circ}\text{C}$ . По гранат-биотитовому и гранат-клинопироксеновому геотермометрам Л.Л.Перчука для железисто-кремнистых пород Конкско-Белозерской зоны получены температуры  $450-550^{\circ}\text{C}$  [66].

Большой интерес представляет применение изотопных геотермометров для определения температуры метаморфизма, месторождений Приазовской железорудной провинции, так как в оценке температур существуют разногласия. По данным Е.Б.Глевасского [49], В.Б.Коваля и других [77], на Мариупольском железорудном поле проявился прогрессивный метаморфизм гранулитовой фации ( $700-800^{\circ}\text{C}$ ) и наложенный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации ( $500-800^{\circ}\text{C}$ ). На железорудном месторождении Кук-

Т а б л и ц а 27. Расчетные значения температур метаморфизма и  $\delta^{18}\text{O}$  раствора

№	Образец	Место отбора	Порода	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰			T, °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ‰
				Мт	Кв	$\Delta_{\text{Кв}-\text{Мт}}$		
<i>Криворожский железорудный бассейн</i>								
1	7812/166	Рудник им.Ильича	Силикатно-магнетитовый кварцит	5,4	16,5	10,9	405	11,3
2	6617/320	Участок Тарапак	То же	6,5	15,1	8,6	510	12,5
3	2551	Карьер ЦГОКа	Магнетитовый кварцит	8,8	18,0	9,2	480	14,9
4	2558	Там же	" " "	8,8	18,2	9,8	470	14,8
5	119	Карьер ЮГОКа	Магнетит-сидеритовый кварцит	6,4	18,5	11,9	490	15,5
6	Ю-2119*	Там же	Сидерит-магнетитовый кварцит	4,9	15,8	10,9	410	11,5
7	Ю-2124*	" " "	То же	5,2	16,6	11,4	400	12,0
8	Ю-2121*	" " "	" " "	6,3	15,8	9,5	485	12,7
9	12530/2124	Рудник им.Ленина	Силикатно-магнетитовый кварцит	5,9	15,6	9,6	470	11,7
10	12530/2307	Рудник им.Ленина	Силикатно-магнетитовый кварцит	4,7	14,5	9,8	455	10,5
11	13-М	Там же	Гематитовый кварцит	3,0	14,3	11,3	400	9,7
12	Шл-11	" " "	Магнетитовый кварцит	4,7	15,3	10,6	420	11,1
13	Шл-13	" " "	" " "	3,0	12,8	9,8	440	9,0
14	Шл-9	" " "	" " "	6,6	15,7	9,1	480	12,7
15	Шл-5	" " "	" " "	11,1	19,3	7,8	530	16,7
16	С-4*	Карьер СевГОКа	Карбонат-магнетитовый кварцит	6,3	17,8	9,2	488	14,8
17	С-18*	Там же	Графитсодержащий сланец	8,6	17,8	9,2	488	14,8
18	А-272	Анновское месторождение	Простой железистого кварцита в сланце	3,0	14,6	11,6	395	10,0
19	А-273*	Там же	То же	3,3	16,1	12,8	359	12,6
20	А-293*	" " "	" " "	4,1	15,1	11,0	416	10,9
21	А-294*	" " "	" " "	5,1	17,6	12,5	368	12,2
22	12404/1010	Рудник Желтая река	Джеспилит	2,4	11,7	9,7	485	8,7
<i>Конкско-Белозерская железорудная провинция</i>								
23	22/12	Конкский район	Магнетитовый кварцит карбонатизированный	4,0	17,6	13,6	330	11,2
24	22/13	Там же	То же	2,3	13,9	11,6	385	10,1
25	11/15	" " "	Силикатно-магнетитовый кварцит	4,6	14,7	11,1	405	10,3
26	45/16	" " "	То же	3,2	14,7	11,5	390	10,0
27	265/445	" " "	Амфибол-карбонат-магнетитовый кварцит	5,4	15,5	10,1	440	11,8
28	709/9	Белозерский район, Переверзевское месторождение	Карбонат-магнетитовый кварцит	5,7	15,1	9,4	470	11,9
29	709/5	Белозерский район, Переверзевское месторождение	Карбонат-магнетитовая руда	5,2	15,1	9,2	450	12,1
30	758/12	Там же	Кварцит гематитовый	4,3	16,0	11,7	380	11,0
31	644/219	" " "	" " "	4,7	14,6	9,9	450	11,0
32	651/225	Белозерский район, Переверзевское месторождение	Железослюдко-магнетитовый кварцит	4,7	13,8	9,1	480	10,6
33	459/246	Там же	Карбонат-гематит-магнетитовый кварцит	5,3	14,9	9,5	460	11,5
34	265/204	Северо-Белозерское месторождение	Силикатно-магнетитовый кварцит	8,2	16,5	8,3	525	14,0
35	413/8	Западный участок	Магнетитовый кварцит	5,0	19,5	14,5	310	12,0
36	230/11	Там же	Силикатно-карбонатно-магнетитовый кварцит	5,4	15,5	10,1	440	11,3
37	395/10	" " "	Магнетитовый кварцит	2,8	14,1	11,3	400	9,6
<i>Правобережный железорудный район</i>								
38	10864/177	Желтянское рудопроявление	Силикатно-магнетитовый кварцит	6,3	14,3	8,0	540	12,1
39	12973/388	Ореховское рудопроявление	То же	6,5	12,1	5,6	690	11,4
40	11565/121	Березневатское рудопроявление	Силикатно-магнетитовый кварцит	5,6	11,9	6,3	640	11,5
41	11565/112	Там же	То же	4,7	11,0	6,3	650	10,0
42	386/55-58	Радионовское рудопроявление	Магнетитовый кварцит	2,9	10,6	7,7	560	10,0
43	133/1	Рудопроявление Червоный шахтар	То же	6,2	13,0	6,8	595	10,8

Окончание табл. 27

№	Образец	Место отбора	Порода	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰			T, °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ , ‰
				Мт	Кв	$\Delta_{\text{Кв-Мт}}$		
44	14187/245	Артемовское рудопроявление	Силикатно-магнетитовый кварцит	4,1	11,5	7,4	570	9,5
45	11697/173	Овнянское рудопроявление	Магнетитовый джеспилит	3,9	10,5	6,6	620	9,1
46	12811/134	Петровское месторождение	Гематит-магнетитовый кварцит	4,5	9,4	4,9	760	9,3
<i>Приазовская железорудная провинция</i>								
47	44/323	Мариупольское месторождение	Двупироксен-магнетитовая руда	8,0	12,2	4,2	840	11,6
48	147/345	Там же	То же	6,4	13,0	6,6	620	11,2
49	200/173	— " —	Пироксен-гематитовый кварцит	6,0	10,7	4,7	870	9,9
50	200/208	— " —	Амфибол-пироксен-магнетитовый кварцит	7,6	14,6	7,0	595	12,7
51	200/175	— " —	Пироксен-магнетитовый кварцит	6,4	10,9	4,5	800	9,9
52	6/246	Федоровское рудопроявление	Кварц-магнетит-пирротиновая порода	0,6	7,2	6,6	620	6,1
53	6/271	Там же	Пироксен-магнетитовый кварцит	1,6	11,4	9,8	450	8,0
54	6/295	Федоровское рудопроявление	Пироксен-магнетитовый кварцит	3,4	11,5	8,1	535	9,1
55	8/409	Там же	То же	2,4	11,8	9,4	470	8,6
56	94/618	Куксунгурское месторождение	— " —	5,4	8,8	3,4	950	8,7
57	94/619	Там же	— " —	4,0	8,8	4,8	770	8,0
58	8 <sup>a</sup> /339	— " —	Амфибол-магнетитовый кварцит	6,7	14,8	8,1	535	12,3
59	8 <sup>a</sup> /348	— " —	То же	7,7	16,5	8,8	500	13,7
60	159/668	— " —	— " —	4,8	14,3	9,5	465	10,5
61	159/698	— " —	— " —	5,7	10,6	4,9	752	9,7
62	159/702	— " —	— " —	5,8	10,0	4,8	840	8,9
63	159/706	— " —	— " —	5,5	10,8	5,3	720	9,7
64	159/716	— " —	— " —	6,5	13,7	7,2	580	11,7
<i>Одесско-Белоцерковская железорудная провинция</i>								
65	18375/53	Молдовское месторождение	Пироксен-магнетитовый кварцит	6,0	11,8	5,8	680	10,5
66	18500/66	Савранский участок	То же	4,9	10,8	5,9	670	9,4
67	18500/68	Там же	— " —	4,5	10,5	6,0	660	9,1
68	18379/69	Грушковский участок	— " —	5,3	10,1	4,8	750	9,2
69	54/194	Ананьевская группа	— " —	6,4	11,8	5,4	710	10,7
70	54/195	Там же	— " —	4,3	11,0	6,7	620	9,3
71	497/200	— " —	— " —	4,7	10,1	5,3	720	9,0
72	3835/1	Зозовское рудопроявление	— " —	1,5	6,6	5,1	730	5,0

Примечание: \* — изотопные данные Е.Перри и др. [235]; образцы 1, 2, 6, 10, 38–46 — из коллекции Р.Я.Белевцева, остальные из коллекции И.П.Луговой;  $\Delta_{\text{Кв-Мт}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{Кв}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Мт}}$

сунгур, по расчетным данным Г.Л.Кравченко и Б.Г.Яковлева, региональный метаморфизм проходил при температурах выше 700, на регрессивном этапе — 550–600 °С. В.И.Фонарев [178], используя те же минеральные геотермометры, пришел к иному выводу: температура метаморфизма железорудной формации Приазовья составляет  $695 \pm 17$  °С, два этапа метаморфизма существенно различаются только по парциальному давлению воды.

Мы рассчитали температуру метаморфизма железисто-кремнистых пород Мариупольского рудного поля и месторождения Куксунгур по двум независимым изотопным геотермометрам: кварц-магнетитовому и пироксен-магнетитовому. Для пары пироксен-магнетит нет калибровочных графиков, фракционирование изотопов кислорода в этой системе определялось пересчетом по равновесным ассоциациям лабрадор-магнетит и лабрадор — пироксен [231a].

Для некоторых образцов (см. табл. 27, обр. 56) из зоны тектонической брекчи получены расчетные значения температур (950 °С), не соответствующие реальной геологической обстановке, что вызвано, по всей видимости, отсутствием изотопного равновесия между кварцем и магнетитом. Но большинство пар кварц-магнетит сингенетичны, изотоп-

но-равновесны и могут быть использованы для геотермометрии. По изотопным данным (см. табл. 27), малорудные пироксен-магнетитовые кварциты метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (640–840 °С), пироксен-амфибол-магнетитовые и амфибол-магнетитовые кварциты испытали наложенный метаморфизм амфиболитовой фации (450–620 °С).

Таким образом, получено хорошее совпадение температур, вычисленных разными методами, а именно: по изотопному и минеральному геотермометрам (см. табл. 27), по соотношению параметров остаточной намагниченности [49] и по данным гомогенизации газожидких включений в минералах [77]. Не подтверждаются только представления В.И.Фонарева и других [179] о температурном режиме метаморфизма железисто-кремнистых пород Приазовья.

В Побужской железорудной провинции температура метаморфизма железисто-кремнистых пород, по данным изотопного кварц-магнетитового геотермометра, составляет 660–750 °С. Для одного образца гиперстен-магнетитового кварцита температура равна 1000 °С, такая же, как и в кристаллосланце. Явные признаки несингенетичности минералов в железистом кварците не наблюдаются, потому и не исключена ортоприрода этого образца, согласно представлениям Б.Г.Яковлева и других [192].

Все остальные значения температур находятся в диапазоне, определенном М.Я.Ярошук по диаграммам фазового соответствия Л.Л.Перчука, и близки к данным, полученным Я.Н.Белевцевым и С.И.Терещенко методом гомогенизации газожидких включений в минералах [165]

### *Метаморфические растворы*

В процессе формирования железорудных месторождений большая роль принадлежит растворам (флюидам), происхождение которых до сих пор является предметом дискуссий.

Изучение включений в минералах под микроскопом и криометрическим методом позволяет определить состав и концентрацию растворов. На основании этих данных высказываются порой субъективные суждения о генетической природе включений из-за отсутствия четких критериев различия генетических групп. Существует метод расчета  $\delta^{18}\text{O}$  воды по данным температуры минералообразования и значениям  $\delta^{18}\text{O}$  минералов, для которых есть калибровочные графики в системе  $T - 10^3 \ln \alpha_{\text{M}-\text{H}_2\text{O}}$  [207a]. Полученные таким путем изотопные данные позволяют в некоторых случаях установить источник в водной составляющей межпорового флюида или геотермального раствора. Но иногда эта задача неразрешима, так как на изотопный состав кислорода в  $\text{H}_2\text{O}$  влияют многие факторы, учет которых не всегда возможен. Кроме того, значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  несколько перекрываются для различных генетических типов растворов (табл. 28).

Одним из способов познания природы минералообразующих растворов является непосредственное изучение изотопного состава кислорода и водорода растворов, выделенных из включений в минералах или связанной (конституционной) воды минералов [164]. Водород для этой цели более информативен и надежен. Кислород водной фазы включений и группы ОН вступает в изотопный обмен с минералом-хозяином, и значение  $\delta^{18}\text{O}$  его не в полной мере отражает изотопный состав исходного раствора. При выделении конституционной воды из железистых минералов происходит частичная потеря кислорода на окисление Fe, что также искажает картину распределения изотопов кислорода в минералообразующем растворе.

Несмотря на отмеченные недостатки, каждый из перечисленных методов вносит определенный вклад в познание природы растворов, участвующих в процессах минерало- и рудообразования.

Нами рассчитаны величины  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  по калибровочному графику Р.Клейтона и других [201a] для системы кварц – вода с использованием данных для температур метаморфизма и значений  $\delta^{18}\text{O}$  кварца. Получен широкий диапазон значений изотопного состава кислорода водной составляющей межпорового флюида (5–21 ‰). На рис. 41 показано, что для железистых кварцитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, характерны  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  от 10 до 13 ‰, и выделяется группа с "тяжелым" изотопным составом кислорода (14–16 ‰). Расчет  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  этой группы проведен по изотопным данным для железистых кварцитов преимущественно карбонатно-магнетитово-

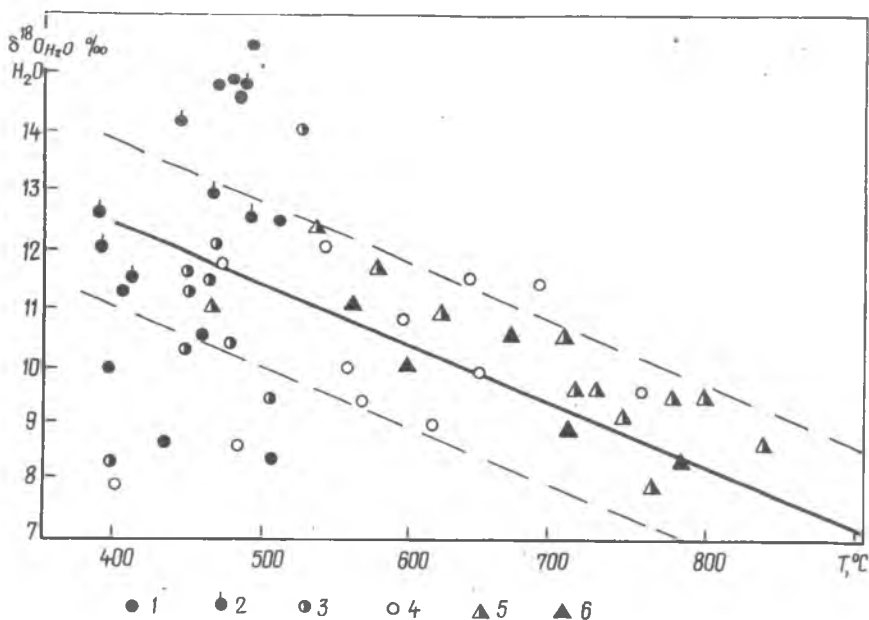


Рис. 41. Зависимость  $\delta^{18}\text{O}$  растворов от температуры метаморфизма ЖФД Ущ:  
 1 – Кривбасс; 2 – Кривбасс (по данным [235]); 3 – Конкско-Белозерский район;  
 4 – Правобережный район; 5 – Приазовье; 6 – Побужье

го состава, в которых карбонат представлен сидеритом или сидероплезитом. Для железистых пород (железистых кварцитов и кристаллосланцев), преобразованных на прогрессивном этапе метаморфизма гранулитовой фации, получены величины  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  от 8 до 12 ‰. Наиболее "легкий" изотопный состав кислорода воды (5 ‰) вычислен по данным для образца пироксен-магнетитового кварцита Зозовского месторождения (западная часть Ущ).

Железистые кварциты Мариупольского рудного поля и Кукусунгурского месторождения, испытавшие диафорез в условиях амфиболитовой фации, показали более высокие значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (13–17 ‰), чем в гранулитах (рис. 42).

Т а б л и ц а 28. Изотопный состав кислорода природных вод различного генезиса,  $\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (SMOW)

Морские	Метеорные	Магматические	Метаморфические	Формационные	Литературный источник
–	(–11) – (–8)	(+6) – (+9)	(+10) – (+14)	–	[164]
(–1) – (+1)	(–25) – (–5)	(+7) – (+9)	(+10) – (+14)	(–10) – (+5)	[164]
0	(–20) – (–4)	(+5,5) – (+10)	(+5) – (+25)	(–22) – (+8)	[25] [159]

Для группы рудопоявлений Ингуло-Ингулецкой зоны (Правобережные магнитные аномалии) и северной части Белозерского железорудного района, преобразованных при прогрессивном метаморфизме амфиболитовой фации, получен широкий диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (9,5–14 ‰).

Таким образом, в процессе прогрессивного регионального метаморфизма железисто-кремнистых пород Ущ изменялся изотопный состав кислорода межпорового флюида. С повышением температуры метаморфизма  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  уменьшается. При температуре 400–800 °C максимальное различие составляет 8 ‰ (рис. 43). Линия регрессии, проведенная без учета группы "тяжелых" значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (14–17 ‰), имеет высокий коэффициент корреляции ( $r = 0,92$ ). Надо полагать, что это указывает на близкий вещественный состав исходного железистого осадка, единый источник растворов и решающую роль температуры в эволюции изотопного состава межпорового флюида. "Тяжелые" значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  можно рассматривать как результат изотопного обмена кислорода в системе минерал –  $\text{H}_2\text{O}$  –  $\text{CO}_2$ , так как они получены для карбонат-магнетитовых или магнетитовых кварцитов из толщ, содержащих значительное количество железистых карбонатов. При температуре 470 °C и давлении 200 МПа карбонаты железа диссоциируют с образованием магнетита,  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$  или магнетита,  $\text{C}$  и  $\text{CO}_2$ , и флюид обогащается изотопом  $^{18}\text{O}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ , вычисленные для кальцит-доломитовых мраморов верхней свиты в Криво-

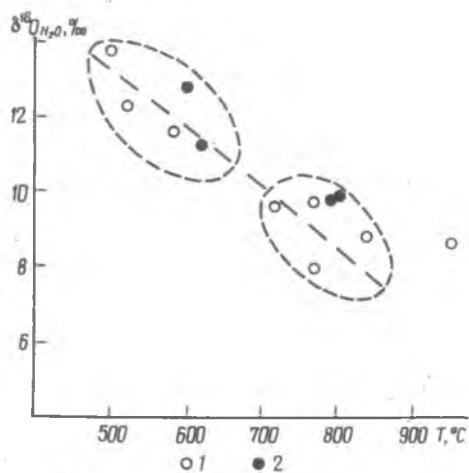
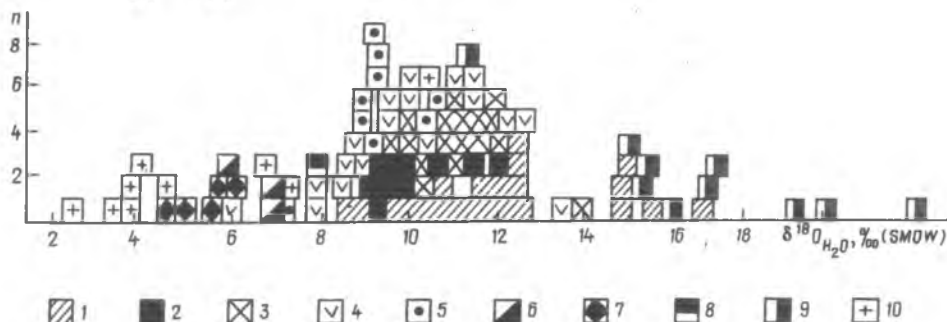


Рис. 42. Изменение  $\delta^{18}\text{O}$  растворов при диафторезе железисто-кремнистых пород Приазовья. Железорудные месторождения: 1 – Куксунгурское, 2 – Мариупольское

Рис. 43. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  межпорового раствора в породах докембрия УЩ по расчетным данным. Железисто-кремнистые породы: 1 – Кривбасс, 2 – Правобережный район, 3 – Белоозерский район, 4 – Приазовье, 5 – Побужье; 6 – пироксениты, амфиболиты (Приднепровье); 7 – эндрбиты, чарнокиты (Побужье); 8 – гнейсы (Побужье); 9 – карбонатные породы УЩ; 10 –  $\delta^{18}\text{O}$  конституционной воды по экспериментальным данным; n – частота встречаемости



рожном бассейне (см. рис. 43, табл. 29), близки к таковым, полученным по данным изотопного состава кислорода в кварце из карбонатсодержащих железистых пород. Изучение газовой-жидких включений в минералах этих пород (преимущественно в кварце) показало углекисло-водный состав растворов [165]. Следовательно, повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  указывают на наличие карбонатов железа в исходном осадке, т.е. отражают восстановительные условия в период седиментации.

Близкое расположение фигуративных точек, характеризующих  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  для различных железорудных месторождений относительно одной линии регрессии (см. рис. 41), по-видимому, указывает на единую природу минералообразующих флюидов на прогрессивном этапе метаморфизма железисто-кремнистых пород. Источником водной составляющей флюида, судя по высоким значениям  $\delta^{18}\text{O}$ , служили седиментогенные растворы. В условиях закрытой системы устанавливается изотопно-химическое равновесие между растворами (флюидами) и вмещающими породами. Осадочные породы, по сравнению с другими образованиями наиболее обогащены изотопом  $^{18}\text{O}$ , поэтому понятно, почему в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  выше, чем при гранулитовой фации метаморфизма. При температурах выше ( $>650^\circ\text{C}$ ) в метаморфическом процессе участвуют главным образом воды, освобожденные из гидроксидсодержащих минералов, так как изотопно-тяжелые седиментогенные воды покидают систему раньше. Гистограмма (см. рис. 43) показывает отсутствие резкого различия  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  для низко- и высокотемпературных железисто-кремнистых формаций. Помимо этого наблюдается постепенный переход в сторону "тяжелых" значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (карбонатные породы) и "легких" значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (изверженные породы). Рассмотрим эти породы с точки зрения источника растворов (флюидов).

Температуры минералообразования (табл. 30) определялись с использованием кварц-плаггиоклазового, кварц-магнетитового и пироксен-магнетитового изотопных геотермометров [207a]. На основании полученных температур и кислородно-изотопных данных для кварца или плаггиоклаза по уравнениям [231a] вычислены значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (см. табл. 30), которые в большинстве случаев отвечают изотопному составу кислорода вод глубинного происхождения.

Для выяснения возможных источников метаморфических вод была проведена серия экспериментов по извлечению конституционных вод из минералов метаморфических и



Т а б л и ц а 29. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  метаморфических растворов для карбонатных пород УЩ

Образец	Место отбора	Порода	$\delta^{18}\text{O}, \%$	$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}, \%$
			кальцит		$\text{H}_2\text{O}$
9629/224	Кривой Рог	Мрамор	19,0	430	16,8
9991/226	Родионовский участок	То же	18,0	539	17,2
123	Побужье с.Хошеватое	" "	23,2	517	22,1
8 <sup>а</sup> /196	Приазовье, Куксунгур	Кальцифир	15,2	640	15,3
291/175	Приазовье, участок Мраморный	Мрамор	19,9	727	20,1
44/5	Володарская магнитная аномалия	Кальцифир	13,6	434	11,4
126	Побужье, с.Хошеватое	То же	20,7	273	14,8
15018/90	Молдовское месторождение	" "	16,4	517	15,3
18507/58	" "	" "	15,7	193	19,2
26	Верхнее Побужье с.Бродецкое	" "	14,0	203	16,2

П р и м е ч а н и е: 1) Расчет температуры проведен по изотопному кальцит-доломитовому геотермометру [248].

2) расчет  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  по уравнению  $10^3 \ln \alpha = 2,78 (10^6 \cdot T^2) - 3,39$  [207a]  
 $10^3 \ln \alpha \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{кальцит}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}$

изверженных пород УЩ. Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  нанесены на гистограмму (см. рис. 43). В сланцах Криворожского и Кременчугского железорудных районов, которые подстилают или переслаиваются с железорудными толщами, величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  для гидроксилсодержащих минералов (хлорита, серицита, амфибола) составляет 6–10 ‰. На рудопроявлении Желтая река  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,8$  ‰, по-видимому, в процессе метаморфизма в подчиненном количестве участвовали метеорные воды. В изверженных и метаморфических породах западной части УЩ биотит содержит воду с  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6–8$  ‰, который близок к расчетным значениям  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  для железистых пород этого региона (см. табл. 29). Исключение составляет мусковит из пегматита, значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (3,4 ‰) которого указывает на участие метеорной воды в минералообразовании.

Т а б л и ц а 30. Расчетные значения температур и  $\delta^{18}\text{O}$  растворов для изверженных метаморфических пород Приазовья и западной части УЩ

№	Образец	Место отбора	Порода	$\delta^{18}\text{O}, \%$ (SMOW)				$T, ^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}, \%$
				Кв	Пл	Рп+Мп	Мт		
1	29872	Приднeпровье, Новопавловский участок, скв. 89	Пироксенит	–	6,4	4,4	–	650	7,6
2	15532	Там же, скв. 86	Тоналит	11,0	5,6	3,3	2,6	600	7,9
3	127/79	Западная часть УЩ, с.Голосково	Эндербит	7,5	6,6	–	5,4	800	7,3
4	91/78	пос. Гнивань	Чарнокит	8,2	6,7	–	–	530	5,8
5	28/72	г.Коростышев	Амфибол-биотитовый гнейс	10,9	–	–	2,2	500	8,1
6	40/72	пос. Литин	Двупироксеновый сланец	10,3	9,6	–	–	600	9,3
7	35/73	пос. Жежелев	Гиперстеновый сланец	6,0	5,1	–	–	800	5,8
8	87/78	пос. Гайворон	Гранит розовый	7,1	–	–	1,3	680	6,3
9	68/73	пос.Тьвров	Пегматит	6,5	–	–	–2,6	590	4,7

П р и м е ч а н и е. Авторы коллекции образцов: 1, 2 – В.Л.Бойко, 3–9 – И.М.Лесная.

Расчет  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  проведен по уравнениям:

1) плагиоклаз –  $\text{H}_2\text{O}: 10^3 \ln \alpha = (3,13 - 1,04\beta) (10^6 T^{-2}) - 3,7$  [231a];

2) кварц –  $\text{H}_2\text{O}: 10^3 \ln \alpha = 4,10 (10^6 \cdot T^{-2}) - 3,70$  [201a],  $\beta$  – мольная доля анортита в плагиоклазе.

Отметим, что изотопный состав кислорода вод, извлеченных из гидроксилсодержащих минералов, не соответствует значениям  $\delta^{18}\text{O}$  минералообразующего раствора из-за фракционирования изотопов кислорода в процессах минералообразования и дегидроксиляции. Однако полученные данные позволяют выяснить роль метеорных вод в процессе метаморфизма и ориентировочно определить  $\delta^{18}\text{O}$  конституционной воды, освобождающейся из минералов при высокотемпературном прогреве (600–1000 °C).

Сопоставление наших значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ , полученных расчетным и экспериментальным путем (см. табл. 27; рис. 43), с литературными данными для изотопного состава кислорода в водах различного происхождения (см. табл. 27) позволяет сделать следующие выводы.

Широкий диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  обусловлен неоднородностью минерального состава первично-осадочных пород, различными температурными условиями их преобразований и участием в этом процессе вод различного происхождения. При региональном метаморфизме железисто-кремнистых пород в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (Кривбасс и Белозерский район) в составе межпорового флюида преобладали воды не связанные (поровых пространств и гигроскопические). В результате изотопных обменных реакций с первично-осадочными породами эти воды обогащены изотопом  $^{18}\text{O}$ , особенно в тех случаях, когда дегидратация сопровождалась декарбонатизацией пород. В Северном Криворожье интенсивные тектонические процессы привели к образованию разломов и оперяющих их трещин, по которым поступали воды метеорного происхождения, понижающие содержание изотопа  $^{18}\text{O}$  в метаморфическом растворе.

В условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород (Правобережный, Конкский, Приазовский и Побужский железорудные районы) водная фаза межпорового флюида представляла собой преимущественно связанную (конституционную) воду, которая выделялась из большинства минералов при температуре выше  $500^\circ\text{C}$ . По значению  $\delta^{18}\text{O}$  эта вода близка к глубинным (магматическим) водам, что затрудняет оценку вклада глубинных вод в метаморфический флюид. Вариации изотопного состава кислорода растворов (флюидов) при одинаковой температуре метаморфизма обусловлены разнообразием минерального состава пород, различным соотношением газовой и водной составляющих флюида, отношением раствор/порода, а также контаминацией водами иного генезиса.

### КУРСКАЯ МАГНИТНАЯ АНОМАЛИЯ

В докембрии КМА отчетливо различаются два петрографических комплекса метаморфических горных пород — гнейсо-мигматитовый и сланцевый. Первый занимает около 70, а второй — 15–20 % площади современного эрозионного среза докембрия (рис. 44). Для названных комплексов характерно широкое развитие в их составе различных по возрасту и генезису железисто-кремнистых формаций. Согласно представлениям Н.А.Плаксенко и И.Н.Щеголева [142], в соответствии с которыми в настоящей работе приведено отождествление железорудных участков и разрезов с определенными формациями, каждая железисто-кремнистая формация занимает одно, характерное для нее стратиграфическое положение.

Разрезы гнейсо-мигматитового комплекса относятся главным образом к обоянской (метаосадочной) серии нижнего архея или михайловской (метабазитовой) серии верхнего архея. К обоянской серии приурочены образования железисто-кремнисто-гнейсовой формации, к михайловской — железисто-кремнисто-метабазитовой. Вопрос о наличии протерозойских гнейсо-мигматитовых образований и соответствующих железисто-кремнистых формаций в настоящее время не имеет однозначного ответа.

В состав сланцевого комплекса входят главным образом нижнепротерозойские отложения курской серии, железисто-кремнисто-сланцевая формация которой содержит самые значительные на КМА запасы железистых руд. В основании курской серии и по бортам структур, выполненных ее отложениями, развиты верхнеархейские сланцевые и метавулканические образования михайловской серии (железисто-кремнисто-метабазитовая формация). В некоторых местах отложения курской серии перекрыты слабометаморфизованными образованиями железисто-кремнисто-кластогенной формации оскольской серии.

Каждая последующая стратиграфическая серия отделена от предыдущей перерывом в осадконакоплении и корой выветривания. На всей территории КМА продукты выветривания архейских образований интенсивно метаморфизованы. Чаще всего они представлены мусковитовыми и двуслюдяными кристаллическими сланцами, нередко с порфиробластами ставролита и (или) граната.

Петрографический состав гнейсо-мигматитового комплекса пород в целом довольно однообразен. Доминируют и повсеместно распространены лейко- и мезократовые биотитовые, нередко с гранатом гнейсы и мигматиты. Менее развиты, но широко распространены амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты, амфиболиты. Локально распространены силлиманит-биотитовые, гранат- и биотит-кордиеритовые, а также другие раз-

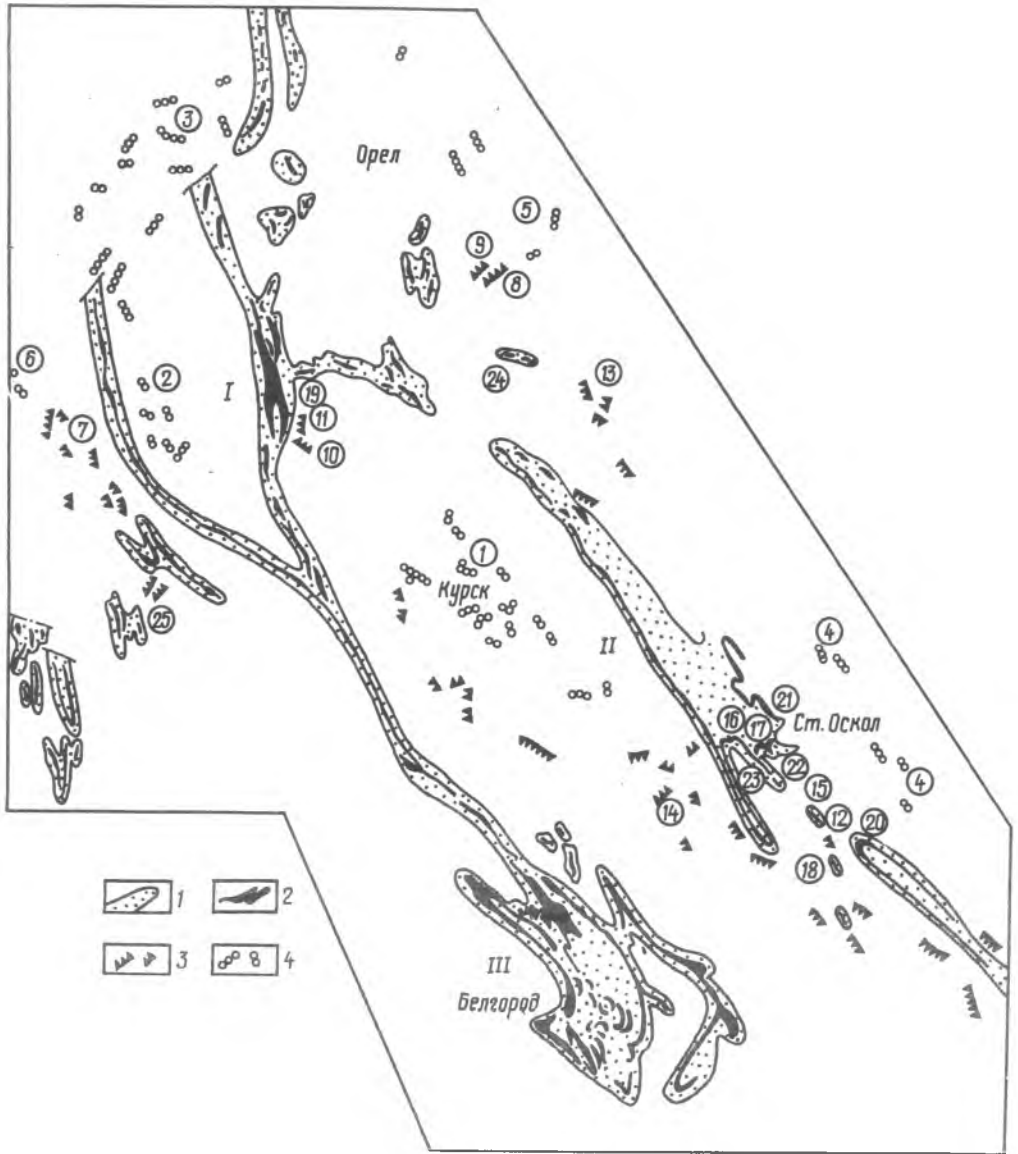


Рис. 44. Схема расположения ЖФД КМА (по [142] с упрощениями):

1 – области развития пород сланцевого комплекса, формации: 2 – железисто-кремнисто-сланцевая, 3 – железисто-кремнисто-метабазитовая, 4 – железисто-кремнисто-гнейсовая; структуры (цифры на рисунке): I – Михайловско-Новоялтинская, II – Тим-Ястребовская, III – Белгородская грабен-синклиналь; железорудные участки, месторождения (цифры в кружках): 1 – Курско-Бесединский, 2 – Комаричский, 3 – Карачевский, 4 – Шидловско-Шатилковский, 5 – Восточно-Орловский, 6 – Устарьский, 7 – Севский, 8 – Фсдоровский, 9 – Змеевский, 10 – Копенковский, 11 – Лев-Толстовский, 12 – Волотовский, 13 – Колпнянский, 14 – Коншенский, 15 – Приоскольское, 16 – Лебединское, 17 – Стойленское, 18 – Чернянское, 19 – Михайловское, 20 – Волотовский, 21 – Лукьяновский, 22 – Долгополянский, 23 – Стретехский, 24 – Мало-Архангельский, 25 – Рыльский

новидности глиноземистых гнейсов, железисто-кремнистые образования кварц, пироксен-амфибол- и гранат-пироксен-магнетитового состава.

Сланцевый комплекс объединяет чрезвычайно большое разнообразие петрографических видов пород низких и средних ступеней метаморфизма. Это группы слюдяных сланцев, карбонатных метапелитов и кристаллических известняков, кварцевых, полевошпат-кварцевых и аркозовых метапсаммитов, разнообразных по составу метавулканитов и железистых кварцитов. На всех стратиграфических уровнях сланцевого комплекса развиты весьма чувствительные к изменениям условий метаморфизма слюдяные сланцы (серицитовые, хлорит-серицитовые, хлорит-биотитовые, биотитовые, серицит-, мусковит- и гранат-биотитовые, ставролит-слюдястые и др.) класса бедных CaO метапелитов.

## Железисто-кремнисто-гнейсовая формация

Железорудные образования железисто-кремнисто-гнейсовой формации, по данным Н.А.Плаксенко и И.Н.Щеголева [142], развиты на Курско-Бесединском, Комаричском, Карачевском, Шидловско-Шатиловском, Коденцовском, Восточно-Орловском и других участках (магнитных аномалиях), главным образом в северной половине региона КМА.

На Коденцовском участке, расположенном в юго-восточной части КМА, железистые породы представлены кварц-магнетит-амфиболовыми и кварц-гранат-куммингтонитовыми разностями. В разрезах скважин они чередуются со слабомигматизированными биотит-амфиболовыми, реже биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами.

Парагенезисы минералов метapelитов Коденцовского участка (рис. 45, 1) отвечают силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации фации биотит-силлиманитовых гнейсов (здесь и далее принята терминология С.П.Кориковского [81]). В железистых породах развит парагенезис куммингтонита с альмандиновым гранатом, на основании которого можно выделить куммингтонит-гранатовую ступень регионального метаморфизма, соответствующую силлиманит-биотит-ортоклазовой субфации метаморфизма метapelитов.

В этой же субфации на Восточно-Орловском участке КМА встречены, вероятно, несколько более высокотемпературные парагенезисы минералов железистых пород. Здесь наряду с куммингтонитом в отдельных случаях обнаружен гиперстен. Отметим, что в докембрийских железистых кварцитах КМА и других регионов парагенезис гиперстена с куммингтонитом довольно распространен.

С.П.Кориковский [81] показал, что между кристаллизацией гиперстена, как такового, и образованием гранулитового парагенезиса гиперстен-ортоклаз существует большой температурный разрыв. Гиперстен уже проявляется на тех ступенях, на которых еще устойчив парагенезис биотита с мусковитом в метapelитах. С ростом температуры метаморфизма поле устойчивости гиперстена расширяется. Поле парагенезиса гиперстен-куммингтонит-гранат (см. рис. 45, 2), расширяясь, сдвигается в магнизиальную область вплоть до полного исчезновения куммингтонита. В связи с этим парагенезисы Восточно-Орловского участка относятся к куммингтонит-гиперстен-гранатовой ступени метаморфизма железистых пород.

К гранулитовой фации чаще всего принадлежат докембрийские образования Курско-Бесединского геолого-структурного участка [145]. Железистые породы здесь ассоциируют с метабазами, метаультрабазами и глиноземистыми гнейсами. Одни исследователи рассматривают эти породы в составе обоянской серии нижнего архея [184], другие [147] в составе особой "бесединской" толщи первично-эффузивно-осадочных пород проблематичного возраста. Метабазиты и метаультрабазиты рассматриваются также в составе бесединского габбро-пироксенит-перидотитового магматического комплекса [182].

Наиболее информативные для оценки условий метаморфизма глиноземистые метapelиты развиты незначительно. Они представлены мезо- и меланократовыми биотитовыми, гранат- и силлиманит-гранат-биотитовыми, реже гранат-кордиеритовыми гнейсами и мигматитами по ним. Часто развит парагенезис биотит – силлиманит-гранат (см. рис. 45, 2). Высокотемпературный парагенезис кордиерит-гранат-калишпат наблюдается очень редко. Калишпат как продукт реакции разложения биотита встречен в единичных случаях. Парагенезис его с гиперстеном не обнаружен. Калишпат повсеместно представлен решетчатым микроклинном. Эти особенности минеральных парагенезисов вполне определяют область прогрессивного регионального метаморфизма вблизи границы амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений. Наиболее высокотемпературные парагенезисы Курско-Бесединского участка относятся к биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации силлиманит-биотит-ортоклазовой (амфиболитовой) фации регионального метаморфизма умеренных давлений.

В метабазах и метаультрабазах также можно выделить парагенезисы двух температурных ступеней регионального метаморфизма (см. рис. 45, 4, 45,5): куммингтонит-роговообманковую и гиперстен-гранатовую. Характерно значительное разнообразие минеральных ассоциаций, обусловленное, вероятно, разнообразием состава исходных ортопород, нередко с реликтами первичномагматических минералов – оливина, пироксенов, плагиоклаза.

Минеральные парагенезисы куммингтонит-роговообманковой ступени распространены наиболее широко. Зачастую их развитие весьма полное, что приводит к исчезновению реликтов пироксена и оливина. Наблюдается закономерная последовательность образования

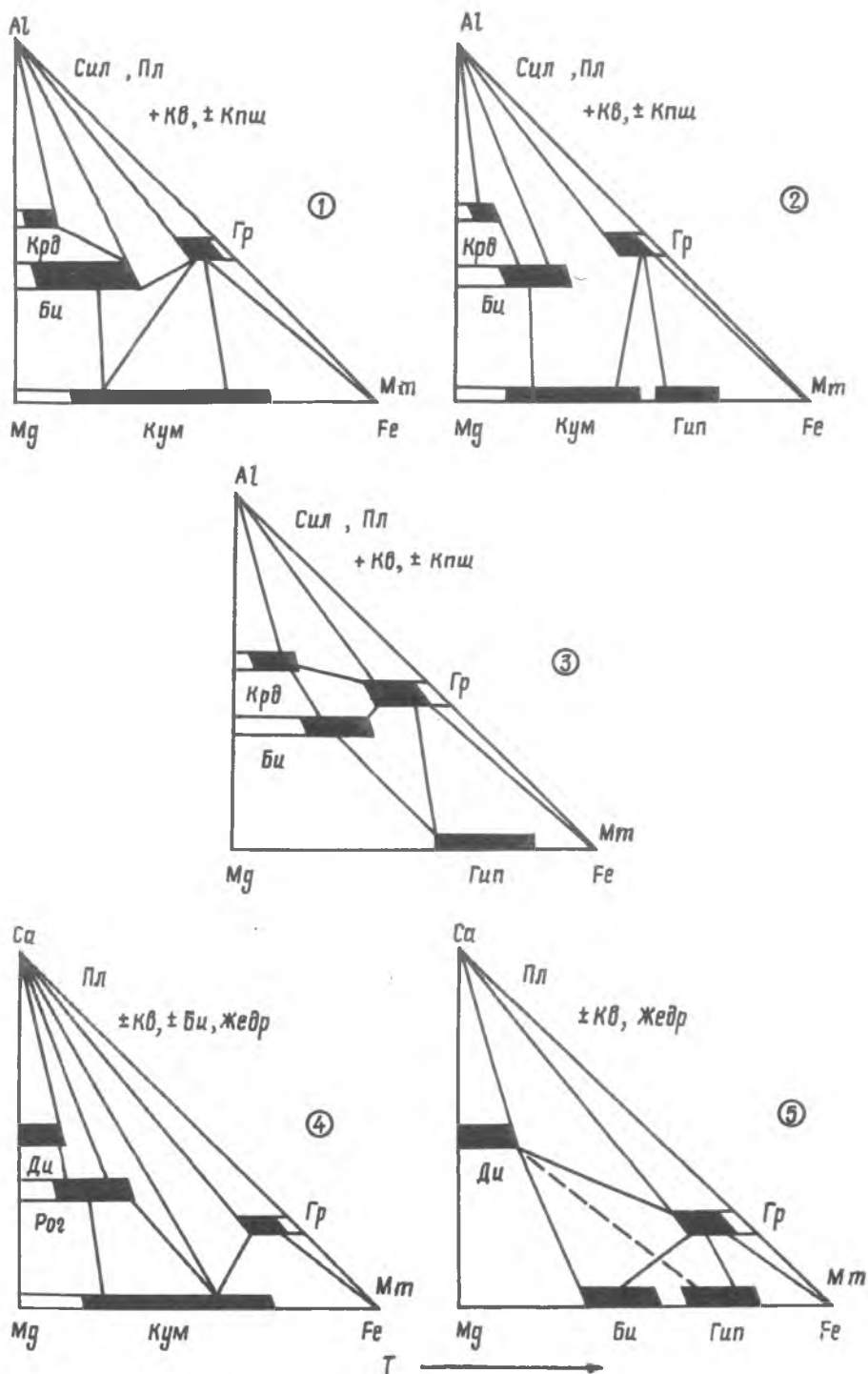


Рис. 45. Минеральные парагенезисы в метапелитах и железистых породах на различных ступенях регионального метаморфизма железисто-кремнисто-гнейсовой формации КМА. Температурные ступени: 1 – куммингтонит-альмандиновая (силлиманит-биотит-ортоклазовая субфация метапелитов), 2 – куммингтонит-гиперстен-гранатовая (гранат-кордиерит-ортоклазовая субфация метапелитов), 3 – гиперстен-гранатовая, 4 – куммингтонит-роговообманковая, 5 – гиперстен-гранатовая

темноцветных минералов: куммингтонит – роговая обманка – биотит, соответствующая последовательности смены режимов активности щелочных металлов (натрия и калия) в процессе гранитизации. В связи с этим можно полагать, что метаморфизм куммингтонит-роговообманковой ступени проходил на фоне общей гранитизации докембрийских пород и был наложен на парагенезисы гиперстен-гранатовой ступени.

Гиперстен-гранатовая ступень выделяется нами по наличию как в метабазах, так и в железистых породах (см. рис. 45,3, 45,5) парагенезиса гиперстен-гранат ( $\pm$ биотит, магнетит, плагиоклаз). В ассоциации с гиперстеном крайне редко встречается оливин лишь как явно реликтовый минерал. Гранат обычно развивается как продукт реакции между гиперстеном и плагиоклазом, занимая главным образом место плагиоклаза.

Отсутствие парагенезиса гиперстена с калишпатом и устойчивость ромбических амфиболов (см.рис. 45) — показатели более низкотемпературных условий прогрессивного метаморфизма, чем условия типичной гранулитовой фации. Можно считать, что гиперстен-гранатовая ступень соответствует гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации фации биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовая фация).

Таким образом, в железистых породах железисто-кремнисто-гнейсовой формации КМА можно выделить три группы минеральных парагенезисов, соответствующих куммингтонит-, куммингтонит-гиперстен- и гиперстен-гранатовой ступеням прогрессивного регионального метаморфизма.

Выделение гранулитовой фации метаморфизма весьма преждевременно. Вместе с тем, учитывая чрезвычайно широкие масштабы ультраметаморфизма, наложенного на прогрессивную стадию регионального метаморфизма, необходимы дальнейшие поиски проявлений гранулитового метаморфизма в КМА.

### Железисто-кремнисто-метабазитовая формация

В областях развития гнейсо-мигматитового комплекса, образования железисто-кремнисто-метабазитовой формации распространены очень широко [142], однако рудоносность их в целом незначительна, поэтому они изучены очень слабо.

Федоровский участок находится на юге Орловской области. Железорудные образования, вскрытые в разрезе скв. 2946, представлены мелко- и тонкополосчатыми железистыми кварцитами с четким обособлением полосок (0,1—0,5 см) существенно магнетитового и (0,3—1,5 см) существенно кварцевого (0,3—1,5 см) состава. В магнетитовых полосках в незначительном количестве обнаружен зеленоватый куммингтонит. Наблюдаются единичные жилы пегматитов кварц-микроклинового состава с четко секущими контактами. В приконтактной зоне магнетит перекристаллизован с образованием мономинеральных магнетитовых гнезд размером до 3 см в поперечнике.

Для железистых кварцитов характерна мигматизированность, ярко проявленная в отдельных частях разреза. Она выражена в наличии кварц-микроклиновых обособлений линзовидно-очковой формы размером до 2—3 см в поперечнике. При этом магнетитовые и кварцитовые полоски не изменяют состава и строения, а лишь огибают эти обособления.

Вниз по разрезу железистые кварциты сменяются метапироксенитами массивной, в редких случаях тонкополосчатой текстуры. По отдельным зонкам метапироксениты насыщены кварцем с небольшой примесью калишпата.

Железорудные образования и метапироксениты можно рассматривать как парагенную ассоциацию, на которую вслед за региональным метаморфизмом наложены процессы мигматизации.

Минеральные парагенезисы в описываемых породах соответствуют среднетемпературным условиям амфиболитовой фации умеренных давлений. В целом Федоровский участок по набору минеральных парагенезисов в различных породах сходен с Восточно-Орловским.

Севский участок находится в северо-западной части КМА. Скв. 5835 была пройдена в южном эпицентре Севской полосы магнитных аномалий, вытянутой в субмеридиональном направлении на 25 км (см. рис. 45).

В разрезе скважины преобладают силлиманит-биотитовые гнейсы с кордиеритом и (или) гранатом, в которых были вскрыты два тела магнетитовых кварцитов мощностью 2—2,5 м. Рудные тела крутопадающие.

В разрезах довольно широко представлены обычные для докембрия КМА биотитовые гнейсы с маломощными прослоями (до 40 см) мезократовых биотит-амфиболовых гнейсов. Все породы значительно мигматизированы.

Минеральные парагенезисы в глиноземистых гнейсах соответствуют гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Наложённые процессы ультраметаморфизма в целом протекали при более низкой температуре и значительном потенциале воды. Это доказывается наложением на парагенезисы прогрессивной

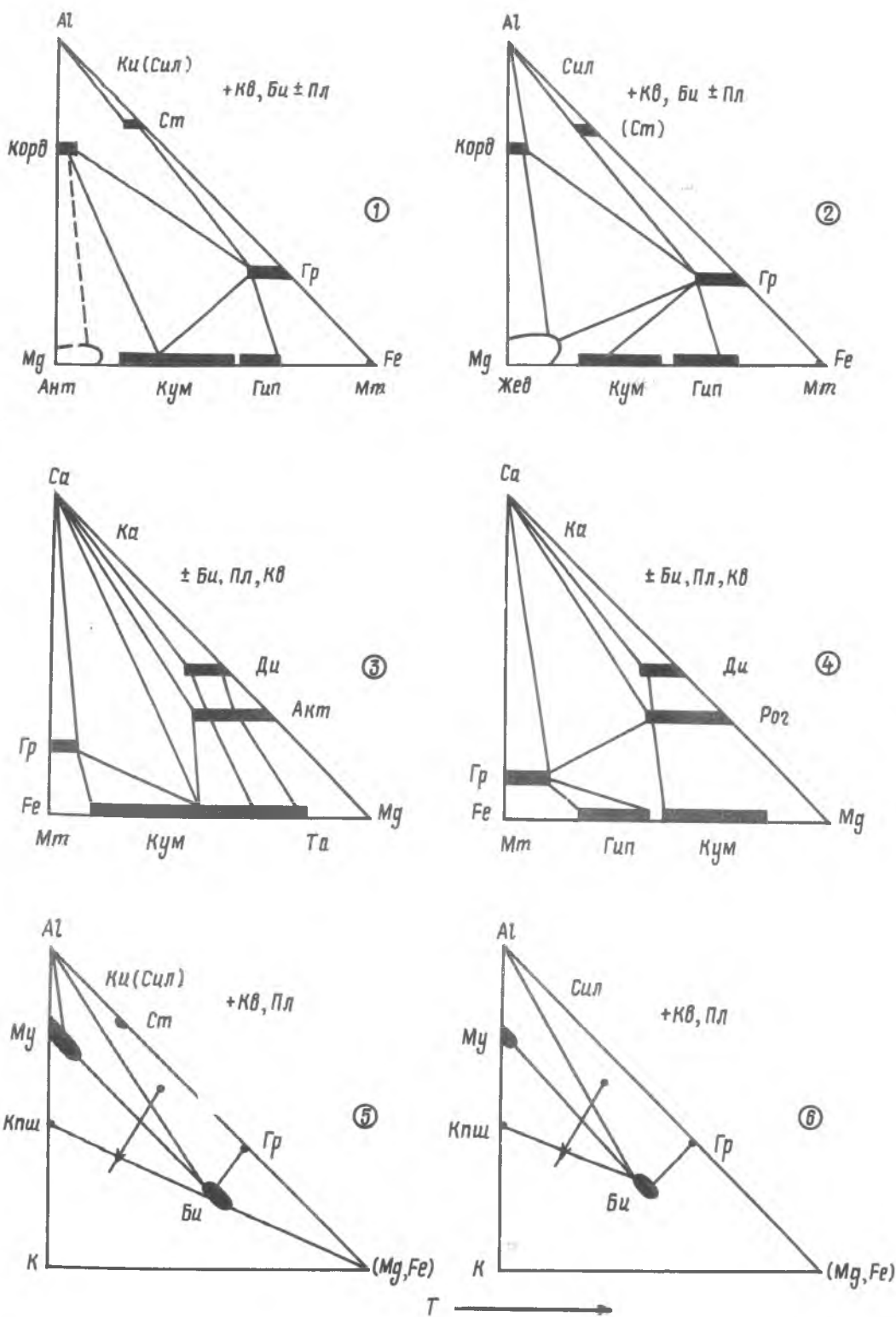


Рис. 46. Минеральные парагенезисы в породах Приоскольского месторождения КМА. Субфации: 1 – кордиерит-куммингтонитовая, 2 – жедрит-гранатовая, 2 – для железистых и бедных СаО метапелитовых пород; 3 – куммингтонит-гранатовая, 4 – куммингтонит-гиперстен-гранатовая (3, 4 – для богатых СаО железистых метапелитов и метабазитов); 5 – ставролит-гранатовая, 6 – силлиманит-мусковитовая (5, 6 – для богатых К<sub>2</sub>О метапелитов); пунктиром проведена коннода предполагаемого парагенезиса

стадии регионального метаморфизма не только микроклина, но и мусковита, эпидота, хлорита.

По условиям метаморфизма и ультраметаморфизма Севский участок весьма сходен с Курско-Бесединским.

Таким образом, железорудные образования различных формаций, залегающие в составе гнейсо-мигматитового комплекса метаморфических пород КМА, характеризуются сходными минеральными парагенезисами, свидетельствующими о близости условий прогрессивного регионального метаморфизма.

Породы сланцевого комплекса на Приоскольском месторождении испытали полный цикл регионального метаморфизма. Его можно разделить на две стадии. На первой сформировались парагенезисы с андалузитом, затем калишпатом, столбчатым силлиманитом в условиях фации мусковит-ставролитовых сланцев. Второй стадии соответствуют образования субфации биотит-мусковитовых гнейсов с силлиманитом и характерными калишпат-содержащими парагенезисами. Их формирование обусловлено процессами метасоматической гранитизации и ультраметаморфизма (рис. 46).

На завершающем этапе ультраметаморфизма проявился диафорез (хлоритизация) пород как сланцевого, так и гнейсо-магматитового комплексов, участками, например на северном фланге Приоскольского месторождения, весьма значительный.

### Минеральные парагенезисы железисто-кремнистых формаций сланцевого комплекса

Сланцевый комплекс КМА, как известно, содержит наиболее значительные запасы железных руд. Благодаря этому минеральные парагенезисы в железистых породах и метапелитах, а также их распространенность сравнительно хорошо изучены [45, 68, 146, 147] (табл. 31). Возможность различать целый ряд субфаций и температурных ступеней позволила установить наличие как вертикальной, так и горизонтальной зональности метаморфизма отложений сланцевого комплекса [146]. Кроме того, установлено, что степень метаморфизма северо-восточной полосы распространения пород сланцевого комплекса в целом несколько выше, чем юго-западной [51]. В названных полосах возрастает степень метаморфизма отложений в направлении, перпендикулярном их простиранию — с запада на восток. Так, в наиболее вскрытой буровыми скважинами Тим-Ястребовской грабен-синклинальной структуре наблюдается смена минеральных парагенезисов в метапелитах от субфации хлорит-серицитовых до субфации андалузит-биотит-мусковит-ставролитовых сланцев в направлении от западного борта структуры к восточному. Сходная ситуация в общем плане отмечается на Михайловско-Новоялтинской и Белгородской грабен-синклинальных структурах.

Т а б л и ц а 31. Важнейшие минеральные парагенезисы субфаций регионального метаморфизма метапелитов сланцевого комплекса КМА

Индекс	Субфация	Парагенезис
1.1.	Хлорит-серицитовых сланцев	Сер + Кв + Алб, Хл + Сер + Кв, Хлд + Кв
1.2.	Биотит-хлоритовых сланцев	Би + Хл + Сер + Кв, Би + Хл + Сер + Кв + Алб, Би + Хл + Хлд + Кв, Би + Хл + Кв + Алб
1.3.	Альмандин-хлорит-хлоритоидных сланцев	Би + Хл + Гр + Кв + Пл, Хл + Сер + Гр + Кв, Би + Му + Гр + Кв + Пл, Би + Гр + Кв
2.1.	Ставролит-хлорит-мусковитовых сланцев	Ст + Хл + Му + Анд + Кв + Пл, Ст + Хл + Би + Му + Кв + Пл
2.2.	Андалузит-биотит-мусковит-ставролитовых сланцев	Ст + Анд + Би + Му + Пл, Ст + Гр + Би + Му + Кв + Пл, Ст + Гр + Би + Кв, Би + Му + Кв + Пл
2.3.	Ставролит-(кианит)-силлиманитовых сланцев	Ст + (Ки) Сил + Би + Му + Кв + Пл, Би + Гр + Жед + Кор + Кв, Ст + Гр + Би + Му + Кв + Пл
3.1.	Биотит-мусковитовых гнейсов	Сил + Би + Му + Пл + Кв, Сил + Би + Гр + Пл + Кв, Сил + Му + Гр + Би + Кв

Таким образом, проявляется одна из характернейших особенностей регионального метаморфизма, протекавшего после накопления отложений сланцевого комплекса.



## Физико-химические условия регионального метаморфизма

Большая чувствительность метapelитовых равновесий к температуре и давлению позволила разработать довольно надежные петрогенетические схемы в координатах температура — давление (табл. 32).

Минеральные парагенезисы во всех разновозрастных метapelитах КМА принадлежат андалузит-силлиманитовой фациальной серии, формировавшейся в режиме умеренных давлений. Даже в наиболее высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, пограничной с гранулитовой фацией метаморфизма и установленной лишь в архейских породах, давление по гиперстен-гранатовому геобарометру составляет 550 МПа (табл. 33).

Т а б л и ц а 32. Оценка термодинамического режима регионального метаморфизма по минеральным фациям метapelитов КМА

Степень метаморфизма железистых пород	Фация метapelитов	Индекс	Субфация метapelитов	P, МПа	T, °C
Тальк-сидеритовая	I Зеленых	1.1	Хлорит-серицитовых сланцев	250–	300–
Куммингтонит-тальковая	II сланцев	1.0	1.2 Биотит-хлоритовых сланцев		
			1.3 Альмандин-хлорит-хлоритоидных сланцев	–350	–420
Куммингтонит-актинолитовая	III Мусковит-ставролитовых	2.1	Ставролит-хлорит-мусковитовых сланцев	350–	–420
	IV сланцев	2.0	2.2 Андалузит-биотит-мусковит-ставролитовых сланцев		
Куммингтонит-роговообманковая (кумингтонит-гранатовая)			2.3 Ставролит (кзианит) -силлиманитовых сланцев	–450	–550
					550–
Куммингтонит-гиперстен-гранатовая	V Биотит-силлиманитовых гнейсов	3.0	3.1 Биотит-мусковитовых гнейсов с силлиманитом	450–	
			3.2 Силлиманит-биотит-ортоклазовая		
			3.3 Гранат-кордиерит-ортоклазовая	–550	–730

Т а б л и ц а 33. Оценка температуры и давления регионального метаморфизма в докембрии КМА по данным химического состава сосуществующих минералов

№	Образец	Участок	Индекс	Парагенезис	$X_{Ti}^{Би}$	$X_{Mg}^{Би}$	$X_{Mg}^{Гр}$	T, °C по [131]
1	5502/2	Волотовский	2.1	Би+Гр+Кв	0,039	0,30	0,07	530
2	2560/1	Лебединский	2.1	Би+Гр+Кв	0,028	0,30	0,07	530
3	1560/1	Северо-Лукьяновский	2.2	Гр+Ст+Би+Му+Кв	0,030	0,29	0,06	500
4	1560/1	Там же	2.2	Гр+Ст+Би+Му+Кв	$(X^{Ст}=0,111)$		0,06	500
5	СТК-1	Стойлинский карьер	2.0	Гр+Би+Кв+Анд	0,012	0,35	0,09	550
6	2179/1	Старо-Оскольский	2.2	Гр+Ст+Би+Му+Кв	$(X^{Ст}=0,175)$		0,07	460
7	5422/1	Приоскольский	3.0	Би+Гр	0,021	0,31	0,14	660
8	1005/23	Волоконовский	2.2	Гр+Ст+Би+Му+Кв	0,063	0,40	$(X=0,17)500$	
9	1005/23	Волоконовский	2.0	Гр+Би+Му+Ст+Кв	$(X^{Би}=8,3; X^{Му}=18,3)$			550
10	309 <sup>a</sup> /728	Долгополянский	2.2	Гр+Ст+Би+Му+Кв	0,048	0,35	0,07	500
11	3387/10	Лев-Толстовский	2.0	Гр+Би+Кв	0,029	0,35	0,13	630
12	3387/21	Там же	2.0	Гр+Би+Кв+Мт	0,018	0,27	0,10	660
13	5159	Старо-Оскольский	3.2	Гр+Би+Сил+Пл+Кв	0,028	0,42	0,12	610
14	к-35/1	Шидловско-Шатиловский	3.2	Гр+Би+Пл <sub>22</sub> +Кв+КПШ	0,039	0,30	0,09	630
15	1139/5	Южно-Коньшинский	3.2	Гр+Би+Пл+Кв	0,043	0,44	0,16	630
16	6211/14	Южно-Чернянский	3.2	Гр+Би+Кв	0,016	0,20	0,16	800
17	5830/3	Севский	3.3	Гр+Би+Сил+Пл <sub>25</sub> +КПШ	0,038	0,35	0,17	690
18	5833/1	Устарьский	3.3	Гр+Би+Мт+Кв+Пл+КПШ	0,066	0,44	0,14	610
19	5833/2	"	3.3	Гр+Би+Пл <sub>27</sub> +Кв	0,082	0,45	0,19	650
20	2844/179,5*	Курско-Бесединский	3.3	Гр+Гип+Би+Мт+Кв	$(X^{Гип}=0,27)$		0,15	710
21	2844/38077*"	"	3.3	Гр+Гип+Мт+Кв	$(X^{Гип}=0,31)$		0,16	730
22	2845/327,8"	"	3.3	Гр+Би+Сил+Пл <sub>27</sub> +КПШ	0,053	0,64	0,35	680

\* Расчетное давление по этим образцам составляет 550 МПа.

Т а б л и ц а 34. Химический состав

Оксид	5830/3		5833/1		5833/2		2844/179,5		2844/38077	
	Би	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Гр	Гип	Гип	Гр
SiO <sub>2</sub>	37,55	38,29	34,46	37,24	34,88	38,44	37,58	46,50	45,34	37,13
TiO <sub>2</sub>	1,40	0,20	3,20	0,32	4,00	0,45	0,25	0,28	0,72	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,52	19,44	18,34	19,25	17,78	19,25	18,49	3,01	0,41	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	16,29	5,23	19,37	6,25	17,50	5,01	5,50	11,85	16,03
FeO	14,68	16,29	18,73	16,38	17,10	16,56	22,08	29,86	28,09	13,86
MnO	Н.о.	0,62	0,09	0,72	0,05	0,40	4,36	2,09	1,05	2,46
MgO	6,15	3,54	9,97	3,26	9,97	4,22	3,36	9,37	8,14	3,05
CaO	2,85	3,52	1,60	2,93	1,60	2,93	7,93	2,83	4,24	8,30
Na <sub>2</sub> O	1,00	0,80	0,30	0,30	0,30	0,30	0,25	0,15	0,20	0,20
K <sub>2</sub> O	6,30	0,70	6,20	0,20	6,20	0,20	0,25	0,10	0,10	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,30	0,15	0,24	0,29	0,32	0,15	0,13	0,27	0,32
S(SO <sub>3</sub> )	0,18	0,05	0,23	0,06	0,16	0,12	0,07	0,10	0,17	0,20
H <sub>2</sub> O	0,88	0,09	0,2P	Н.о.	0,26	Н.о.	0,08	0,12	0,09	0,04
П.п.п.	3,26	Нет	1,50	Н.о.	1,72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
С у м м а	100,02	100,04	100,00	100,27	100,30	100,69	96,86	99,92	100,58	100,70

Оксид	5422/1		5502/2		2566/1		1560/1		309 <sup>a</sup> /728	
	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Ст	Би	Гр
SiO <sub>2</sub>	36,34	32,62	36,26	40,90	37,42	37,80	38,68	42,90	34,84	37,24
TiO <sub>2</sub>	0,34	1,74	0,22	1,05	0,50	1,14	0,25	0,35	2,01	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,24	18,89	18,69	16,42	19,69	19,18	18,25	38,58	19,07	19,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,9	7,95	25,27	5,64	20,33	3,07	11,49	13,37	3,12	4,86
FeO	7,20	20,89	11,70	17,46	16,38	19,93	25,70	0,36	20,16	33,50
MnO	2,60	0,11	0,47	0,04	0,51	—	0,76	0,06	0,20	0,35
MgO	2,96	6,90	1,53	5,56	1,48	5,32	1,25	0,92	7,00	1,51
CaO	2,06	1,60	5,33	2,83	3,09	0,48	3,20	2,06	0,01	2,24
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,20	0,20	0,70	0,20	0,70	0,25	0,25	0,40	0,15
K <sub>2</sub> O	0,20	6,20	0,20	6,20	0,10	8,10	0,30	0,30	10,80	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,33	0,32	0,15	0,27	—	0,26	0,18	—	—
S(SO <sub>3</sub> )	(0,88)	0,11	0,06	(0,63)	(0,67)	—	0,08	0,18	—	—
H <sub>2</sub> O	Н.о.	0,38	0,12	—	0,99	—	0,24	0,16	—	—
П.п.п.	Н.о.	2,01	Н.о.	1,99	Н.о.	3,87	Н.о.	0,60	2,84	—
С у м м а	100,61	99,95	100,19	99,57	100,64	99,59	100,46	100,11	100,35	99,90

П р и м е ч а н и е. Химические анализы образцов 1139/5, 1560/1, 309<sup>a</sup>/728 заимствованы из работы государственного университета. Аналитики В.А.Дудко, М.М.Митькова.

Места взятия образцов и минеральные парагенезисы приведены в табл. 35.

Н.о. — не обнаружено.

Не решена однозначно проблема кианитсодержащих парагенезисов. По нашим наблюдениям, кианит появляется в среднетемпературной области метаморфизма на границе перехода к фации биотит-силлиманитовых гнейсов. По другим данным [146], кианит обнаружен в ассоциации с гранатом и биотитом в верхнеархейских парагенезисах Южно-Коньшинского участка, где метаморфизм определяется субфацией биотит-мусковитовых гнейсов с силлиманитом. Возможно, появление кианита обусловлено тектоническими причинами, и его местоположение контролируется древними зонами смятия.

Вместе с тем, на примере Приоскольского месторождения видно, что кианит мог образоваться не вследствие изменения режима давлений, а при повышении температуры, что сопровождалось полиморфным переходом андалузит—кианит. В этом случае давление вряд ли превышало 400 МПа.

Более определенно можно судить о температурном режиме регионального метаморфизма. В табл. 34 приведены химические составы и кристаллохимические формулы минералов из метапелитов КМА, по данным которых рассчитаны температуры их равновесного сосуществования (см. табл. 33). В целом большинство расчетов хорошо согласуется с оценками по петрогенетической *PT*-диаграмме С.П.Кориковского. (Это может служить доказательством удовлетворительного качества химических анализов минералов, не более.) В то же время завышены значения температуры минералообразования парагенезисов Волотовского (обр. 5502/2), Лебединского (обр.2566/1) и Лев-Толстовского (обр. 3387/10 и 21) участков. Возможно, это связано с тем, что указанные образцы взяты из метапелитов, непосредственно переслаивающихся с железистыми кварцитами и пото-

метаморфических минералов КМА, %

2845/327,8		к-35/2		1139/5		5159/1		6211/14		5422/1
Гр	Би	Би	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Би
38,39	35,85	35,34	41,36	36,52	40,28	32,74	39,02	33,66	35,66	32,74
0,59	2,54	1,68	0,62	1,94	1,50	1,15	0,30	0,65	0,30	0,90
20,18	16,49	18,91	18,90	16,71	19,52	22,44	18,44	16,11	19,56	19,98
9,64	2,94	7,70	5,22	5,01	5,51	3,54	8,70	8,68	23,11	6,68
19,09	12,24	19,09	24,43	16,97	25,21	16,92	27,19	25,21	10,26	19,99
0,61	0,10	0,14	2,75	0,29	0,27	0,07	0,33	0,20	1,55	0,07
8,51	14,69	6,30	1,85	9,52	3,33	8,34	2,78	4,60	2,68	6,67
2,82	2,99	1,80	3,61	0,53	4,34	2,06	2,06	1,60	6,94	1,28
0,20	0,60	0,55	0,40	0,34	0,50	0,40	0,50	0,30	0,10	0,40
0,30	6,80	7,80	0,30	8,44	0,40	7,30	0,40	6,20	0,10	9,00
0,19	0,10	0,15	0,25	—	0,13	0,13	0,20	0,27	0,24	0,06
0,19	Нет	0,09	0,71	—	0,47	(0,45)	0,59	0,19	0,12	(0,56)
0,09	0,51	0,22	0,13	—	0,37	0,37	0,12	0,38	Н.о.	0,32
Н.о.	3,36	2,04	Н.о.	3,93	Н.о.	3,75	Н.о.	1,70	Н.о.	2,15
100,71	98,70	99,79	100,40	100,12	100,46	99,29	100,51	99,37	100,72	100,48

2179/1		3387/10		3387/21		СТК-1		1005/23		
Гр	Ст	Би	Гр	Би	Гр	Би	Гр	Би	Ст	Му
37,58	44,64	35,28	36,22	33,46	35,42	34,48	35,62	35,24	34,08	51,64
0,30	0,45	1,19	0,29	0,85	0,22	0,63	0,37	2,38	0,55	0,34
18,90	35,45	20,59	18,82	15,38	17,71	14,82	18,22	22,94	45,04	29,30
19,15	12,07	13,80	29,53	17,26	33,81	18,09	30,80	2,91	14,22	2,49
17,10	1,62	11,16	7,20	16,02	6,12	14,58	9,18	16,38	0,54	0,18
0,52	0,07	Нет	2,58	0,05	0,32	0,04	0,21	0,12	0,21	Нет
1,48	1,48	7,04	2,78	6,49	2,22	9,27	2,04	7,23	0,74	1,29
3,60	2,06	1,03	2,06	1,03	2,58	1,28	2,83	2,57	2,07	1,28
0,40	0,40	0,30	0,10	0,20	0,10	0,30	0,10	0,40	0,40	1,10
0,20	0,30	8,10	0,20	7,80	0,20	3,30	0,10	6,20	0,20	7,50
0,32	0,15	0,12	0,21	0,24	0,41	0,20	0,16	0,27	0,26	0,10
0,08	(1,02)	Н.о.	(0,40)	0,36	(1,14)	0,28	(0,76)	(0,52)	(0,52)	0,39
0,14	0,08	0,06	Н.о.	0,10	Н.о.	0,16	0,06	1,18	1,12	0,08
Н.о.	0,90	1,94	Н.о.	1,34	Н.о.	3,36		1,75	1,63	4,22
99,53	100,61	100,55	100,39	100,48	100,25	100,63	100,39	98,91	100,66	100,33

[147], остальные выполнены в химической лаборатории геологического факультета Воронежского

му обладающих существенной железистостью, тогда как биотит-гранатовый геотермометр разработан для пород средней железистости [131]. Высокая железистость пород могла препятствовать идеальному характеру распределения магния между сосуществующими минералами.

Несколько занижена по сравнению с гиперстен-гранатовым геотермометром температура биотит-гранатового равновесия из наиболее высокотемпературной гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации. Очевидно, это связано с частичным изменением состава минералов в результате наложения процессов ультраметаморфизма и гранитизации.

Неожиданно высокой получилась температура биотит-гранатового равновесия в образце 6211/14, взятом из разреза мигматизированных биотитовых гнейсов и metabазитов амфиболитовой фации. Не исключено, что относительно высокая магnezиальность граната наряду с очень высокой железистостью биотита — отражение доультраметаморфического высокотемпературного (гранулитового?) метаморфизма.

О точности определения температур можно судить по замерам в одной скважине или в одном образце. Из приведенных данных видно, что разница в полученных величинах существенна — до 50 °С.

Следует признать, что при наличии хорошо разработанных петрогенетических диаграмм минеральных равновесий тщательный анализ минеральных парагенезисов может дать больше, чем минералогическая термометрия по данным химического анализа мономинеральных фракций, нередко представляющих собой смесь различных температурных генераций.

## Флюидный режим метаморфизма

Большое значение состава метаморфического флюида как фактора минералообразования в настоящее время признается всеми исследователями, однако аналитических данных, особенно относящихся к железистым породам, крайне мало.

Важнейший источник информации о составе метаморфического флюида — микровключения в метаморфогенных минералах. Для изучения состава микровключений нами предварительно проводился декрепитационный анализ на усовершенствованной В.П.Чистяковым установке, работающей в газодинамическом режиме [180].

Т а б л и ц а 35. Декрепитационная характеристика минералов железистых пород ЖФД КМА

№	Участок (метаморфизм)	Номер скважины	Глубина, м	Минерал	Показатели декрепитации			
					$mV \cdot 10^2$	$T_{нач}^{\circ}C$	$T_{кон}^{\circ}C$	
<i>Железисто-кремнисто-сланцевая формация</i>								
1	Михайловский карьер (фация зеленых сланцев)	Пр-28965		Магнетит	-40	375	500	
2		Пр-28641		"	-40	365	490	
3		Пр-28641		"	-30	620	780	
4		Пр-27964		"	-30	405	540	
5		Пр-27964		"	-40	650	750	
6	Стретенский участок (фация мусковит-ставролитовых сланцев)	5320	248,0	"	-65	250	400	
7		5320	248,0	"	-15	600	770	
8		5122	439,5	"	-40	270	395	
9		5122	439,5	"	-30	580	670	
10		5131	256,0	"	-90	250	380	
11		5131	256,0	"	-20	580	690	
12		5324	260,5	"	-50	285	390	
13		5324	260,5	"	-90	600	690	
14		5122	439,5	Кварц	-210	560	720	
15		5324	260,5	"	-50	500	520	
16		5324	260,5	"	-260	600	720	
17		5320	248,0	"	-33	500	520	
18		5320	248,0	"	-300	600	720	
<i>Железисто-кремнисто-метабазитовая формация</i>								
19	Федоровский (фация биотит-силлиманитовых гнейсов)	2946	384,4	Магнетит	+40	280	310	
20		2946	384,4	"	-320	600	715	
21			392,5	"	+90	410	600	
22			392,5	"	-50	780	860	
23			406,5	"	+30	415	550	
24			410,5	"	+140	420	570	
25			433,0	"	+10	660	700	
26			433,0	"	+75	820	890	
27			384,4	Кварц	-240	450	530	
28			384,4	"	-80	680	720	
29			392,5	"	-100	490	530	
30			392,5	"	-30	675	700	
31			420,5	"	+5	350	410	
32			420,5	"	-90	585	710	
33		Севский (субфация 3.3)	5835	535,5	Магнетит	-120	420	520
34			5835	535,5	"	-90	650	720
35					Кварц	-40	250	450
36					"	-80	640	715
<i>Железисто-кремнисто-гнейсовая формация</i>								
37	Восточно-Орловский (фация биотит-силлиманитовых гнейсов)	2924	346,5	Магнетит	-15	630	740	
38		2918	425,0	"	+50	525	600	
39		2918	425,0	"	-260	610	710	
40		2924	339,0	Кварц	+10	295	320	
41		2924	339,0	"	-130	450	510	
42			344,5	"	+55	270	300	
43			344,5	"	-50	625	700	
44			346,5	"	+20	410	490	
45			346,5	"	-30	585	-	
46		Коденцовский (фация биотит-силлиманитовых гнейсов)	к-231	133,1	Магнетит	-52	500	550
47			к-139	143,1	"	+30	475	600
48			к-277	143,1	"	-60	290	450
49			к-277	143,1	"	-68	575	755
50		Комаричский (субфация 3.3)	3536	225,0	"	-10	315	390
51			3536	225,0	"	-20	530	800

Окончание табл. 35

№	Участок (метаморфизм)	Номер скважины	Глубина, м	Минерал	Показатели декрепитации		
					$mV \cdot 10^2$	$T_{нач.}^{\circ}C$	$T_{кон.}^{\circ}C$
52		4401	470,0	Кварц	+50	260	295
53		4401	470,0	"	+30	425	500
54	Курско-Бессединский (субфация 3.3 – гранат-кордиерит-ортоклазо-вая)	2844	185,0	Магнетит	-18	480	540
55		2844	185,0	"	-15	635	700
56			196,5	"	-16	480	550
57			196,5	"	+55	550	650
58			299,4	"	-36	480	540
59			299,4	"	-34	620	725
60			301,5	"	-44	475	520
61			301,5	"	-42	650	725
62			185,0	Кварц	-13	600	680
63			299,4	"	-30	480	530
64			301,5	"	-7	500	525
65			301,5	"	-8	610	700

Примечание. Анализы выполнил аналитик В.П.Чистяков (Воронежский государственный университет).

Декрепитационному анализу подвергались безводные минералы, главным образом магнетит и кварц, так как они встречаются во всех разновидностях железистых пород независимо от степени их метаморфизма. Чистота проб определялась под микроскопом в иммерсионной среде. Количество примеси, как правило, в виде вrostков в зернах минерала допускалось не более 3–5 %. Размер зерен в анализируемой пробе составлял 0,063–0,16, в отдельных случаях – 0,1–0,2 мм. Выбор такой размерности зерен обусловлен структурными особенностями метаморфических пород – железистых кварцитов. Размерность 0,006 мм предельно допустима, так при более тонком измельчении почти все газожидкие включения вскрываются и декрепитограммы становятся практически термоиндифферентными [180].

Декрепитационная активность минерала определялась значениями напряжения тока детектора в милливольтгах, характеризующими интенсивность пиков газовой выделений из равнообъемных проб (табл. 35).

Хроматографический анализ декрепитированных микровключений (табл. 36) также свидетельствует о существенно углекислом составе метаморфогенного флюида в железистых кварцитах. Причем наиболее высокое содержание  $CO_2$  фиксируется главным образом в наименее метаморфизованных железистых кварцитах железисто-кремнисто-сланцевой формации. По мере повышения степени метаморфизма количество  $H_2O$  возрастает. Вместе с тем существенно углекислый состав микровключений наблюдается в минералах любой фации регионального метаморфизма.

Минералы железисто-кремнисто-гнейсовой и железисто-кремнисто-метабазитовой формаций совершенно не различаются. В большинстве проб из этих формаций  $H_2O$  заметно преобладает над  $CO_2$ . Очевидно, этот факт нельзя относить к категории формационных признаков. Скорее всего, состав метаморфогенного флюида в железистых отложениях эволюционировал по мере повышения температуры от преимущественно углекислого до углекисло-водного за счет смешения с флюидом, формировавшимся в слоях метапелитов, бедных  $CaO$ . О преимущественно водном составе флюида последних свидетельствуют результаты анализа микровключений в кварце, ставролите и гранате (см. табл.36) слюдяных сланцев.

На рис. 47 приведены результаты хроматографического анализа микровключений в минералах железистых пород сланцевого и гнейсового комплексов, а также продуктах их щелочного (натриевого) метасоматоза и гранитизации. Очевидно, процессы щелочного метасоматоза и низкотемпературного регионального метаморфизма железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации протекали при одинаковом режиме флюидов, характеризовавшихся главным образом углекислым составом. Процессы гранитизации происходили при участии преимущественно водного флюида. Следовательно, процессы регионального метаморфизма, щелочного метасоматоза и гранитизации – следствие воздействия на железистые породы исходно различных флюидов как по составу, так, вероятно, по источнику и времени их проявления.

Существенно углекислый состав метаморфического флюида – характерная черта метаморфизма железистых пород железисто-кремнисто-сланцевой формации. Такой состав

Таблица 36. Состав газов микровключений в минералах – продуктах регионального

№	Месторождение, участок	Формация	Фация, субфация метаморфизма	Парагенезис	Номер скважины		
1	Михайловское	Железисто-кремнисто-сланцевая	Зеленых сланцев	Мт+Кв+Гем+Карб	Пр-27876		
2	(карьер)			Мт+Кв+Гем+Карб	Пр-28965		
3				Мт+Кв+Стил+Гем	Пр-27964		
4				Мт+Кв+Эг	МК-7		
5	Лебединское	Железисто-кремнисто-метабазитовая	Мусковит-ставролитовых сланцев	Би+Кум+Мт+Кв	КЛ-9		
6	(карьер)			Мт+Кв+Кум+Карб	КЛ-12		
7				Мт+Кв+Кум+Карб	КЛ-12		
8				Щ, Амф+Мт+Кв	КЛ-13		
9				Та+Мт+Кв+Гем	КЛ-14		
10				Та+Мт+Кв+Гем	К-14		
11	Стретенское				Мт+Кв	5320	
12					Мт+Кв	5103	
13				Железисто-кремнисто-сланцевая	Мт+Кв+Карб	5132	
14					Мт+Кв+Карб	5126	
15			Мт+Гем+Кв	5122			
16			Щ, Амф+Мт+Кв	919			
17	Волоконовский	Железисто-кремнисто-метабазитовая	Био тит-силлиманитовых гнейсов	Би+Гр+Му+Кв	1005		
18				Би+Ст+Му+Кв	1005		
19				Гр+Би+Ст+Му+Кв	1005		
20				Гр+Би+Ст+Му+Кв	1005		
21				Би+Ст+Му+Кв	1005		
22	Лев-Толстовский				Мт+Гем+Кв	3381	
23					Амф+Мт+Кв	3381	
24					Гр+Би+Кв+Мт	3373	
25					Гр+Би+Кв	3387	
26					Гр+Амф+Кв+Мт	3387	
27					Гр+Би+Кв+Мт	3387	
28	Приоскольское	(Транзитная)		Мт+Мт+Кв	5263		
29				Амф+Мт+Кв	5430		
30	Копенковский	Железисто-кремнисто-метабазитовая	Био тит-силлиманитовых гнейсов	Амф+Мт+Кв	3366		
31	Малоархангельский				Амф+Мт+Кв	1183	
32	Колпнянский				Амф+Мт+Кв	2988	
33	Федоровский				Мт+Кв	2946	
34	— ” —				Мп+Амф+Мт+Кв	2946	
35	— ” —				(Мп)+Амф+Гр+Кв+Мт	2946	
36	— ” —				Мп+Амф+Мт	2946	
37	— ” —				Мп+Амф+Мт	2946	
38	— ” —				Мп+Амф+Мт	2946	
39	Змеевский				Мп+Амф+Мт+Кв	2934	
40	— ” —				Мп+Амф+Мт+Кв	2934	
41	Севский				Рп+Мт+Кв	5835	
42	— ” —		Рп+Мт+Кв	5835			
43	— ” —		3.3	Гип+Мт+Кв (Кум)	5835		
44	Восточно-	Железисто-кремнисто-гнейсовая	3.0	Амф+Мт+Кв	2924		
45	Орловский				Амф+Мт+Кв	2924	
46					Амф+Мт+Кв	2924	
47	Восточно-			То же		Амф+Мт+Кв	2924
48	Орловский				3.0	Амф+Мт+Кв	2924
49	Коденцовский					Рог+Пл+Кв+Мт	к-217
50						Гр+Амф+Мт+Кв	к-231
51						Би+Пл+Кв+Мт	к-277
52	Курско-Беседин-					Мп+Пл+Мт	3550
53	ский					Рп+Мт+Кв	2844
54		То же	3.3	Мт+Кв	2844		
55				Мт+Кв	2844		
56				(Мп)+Рог+Кв+Мт	2844		
57				Рп+Мп+Мт+Кв	2844		
58				Рп+Мт+Кв	2844		
59				Рп+Мт+Кв	2844		
60	Карачевский			Амф+Мт+Кв	4404		
61	участок			Амф+Мт+Кв	4404		
62				Рп+Гр+Кв+Мт	5833		
63				Би+Сил+Пл+Кв+Мт	5821		

Глубина, м	Минерал	Содержание газов, %		
		CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	прочие
	Магнетит	83,6	14,5	1,8
	"	78,5	18,8	2,6
	"	29,4	68,3	2,3
	"	81,6	5,6	12,8
	"	66,7	25,6	7,7
	"	70,7	20,7	8,6
	Кварц	59,6	2,4	38,0
	Магнетит	65,1	30,2	4,7
	"	65,1	29,1	5,8
	Кварц	74,5	5,4	20,1
248,0	Магнетит	37,5	50,0	12,5
470,0	"	59,4	33,0	7,6
272,0	"	83,6	3,9	12,1
130,8	"	64,9	13,5	21,6
388,0	"	44,6	47,5	7,9
630,0	"	63,3	30,0	6,7
253,8	Кварц	21,6	54,5	23,9
267,2	"	17,9	62,5	19,6
493,3	"	14,7	70,1	15,2
350,7	Ставролит	12,1	78,2	5,3
353,7	"	8,9	82,7	8,4
444,0	Магнетит	30,6	64,6	4,8
602,0	"	41,5	53,6	4,9
570,0	Гранат	15,9	70,3	13,8
435,7	"	18,9	70,0	11,2
576,0	"	22,8	72,2	5,0
646,5	"	25,9	70,0	4,1
173,0	Клинопироксен	86,4	9,8	3,8
359,0	Магнетит	51,5	33,3	15,2
588,0	"	32,1	46,5	21,4
261,0	"	27,5	59,3	13,2
276,5	"	49,5	47,4	3,1
384,4	"	44,9	52,9	2,2
425,0	"	24,4	45,8	20,8
430,0	"	23,6	42,7	33,7
433,0	"	29,1	48,3	22,6
433,0	Клинопироксен	15,1	72,3	12,6
433,0	Амфибол	38,9	38,9	22,2
421,1	Клинопироксен	9,3	80,4	10,3
421,1	Магнетит	43,0	52,8	4,2
521,5	"	66,0	31,2	2,8
521,5	Ортопироксен	45,7	43,6	10,7
535,5	Магнетит	56,6	38,3	5,1
339,0	"	58,8	39,4	1,8
346,5	"	54,2	42,1	3,7
362,0	"	47,1	48,3	4,6
362,0	Амфибол	32,0	54,7	13,3
368,0	Магнетит	65,8	31,0	3,2
175,0	"	30,7	56,9	12,4
133,1	"	38,9	58,9	2,2
143,5	"	69,2	20,8	10,0
165,0	"	39,3	36,2	24,5
239,4	"	29,4	51,5	19,1
301,8	"	27,3	61,8	10,9
301,8	Кварц	14,1	53,5	32,4
301,5	"	19,0	74,2	6,8
196,5	"	37,4	45,2	17,4
294,2	"	43,2	35,8	21,0
294,2	Магнетит	33,3	38,9	27,8
470,0	"	45,7	51,4	2,9
470,0	Кварц	38,4	37,5	24,1
337,7	Магнетит	39,3	13,6	47,1
500,0	"	38,7	56,3	5,0

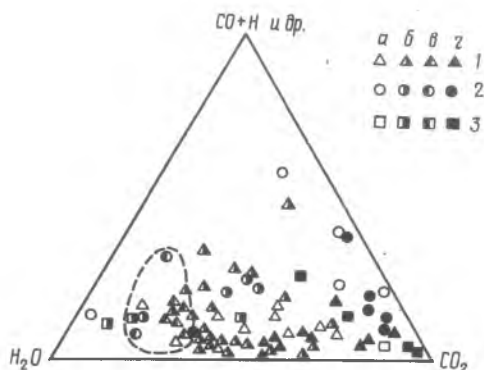


Рис. 47. Состав газов декрепитированных микровключений в минералах железистых пород КМА:

1 — магнетит, 2 — кварц, 3 — пироксен; а — минералы из пород сланцевого комплекса; б — из пород гнейсо-мигматитового комплекса; в — из продуктов гранитизации; г — продуктов щелочного метасоматоза железистых кварцитов; оконтурено поле составов микровключений в минералах — продуктах гранитизации

флюида обусловил образование безводных минералов — гиперстена и эгирина — на низкотемпературных ступенях регионального метаморфизма.

### Эволюция и геодинамика метаморфизма

Синтезируя изложенные выше материалы по метаморфизму в совокупности с имеющимися данными о геологическом строении региона и распределении в нем минеральных фаций и субфаций, отметим главные черты эволюции регионального метаморфизма в докембрии КМА.

Отчетливо выделяются два главных цикла формирования региональной метаморфической зональности — архейский и протерозойский. Каждый цикл начинался стадией прогрессивного метаморфизма, а заканчивался ультраметаморфизмом и гранитизацией.

Архейский региональный метаморфизм можно отнести к стратозональному типу [90]. Для него характерна согласованность зон метаморфизма со стратификацией первичных отложений. Поэтому наиболее высокотемпературные образования наблюдаются в наиболее поднятых блоках кристаллического фундамента региона (рис. 48). Продукты этого цикла регионального метаморфизма представлены гнейсо-мигматитовыми образованиями обоянской серии (нижний архей), включающими железисто-

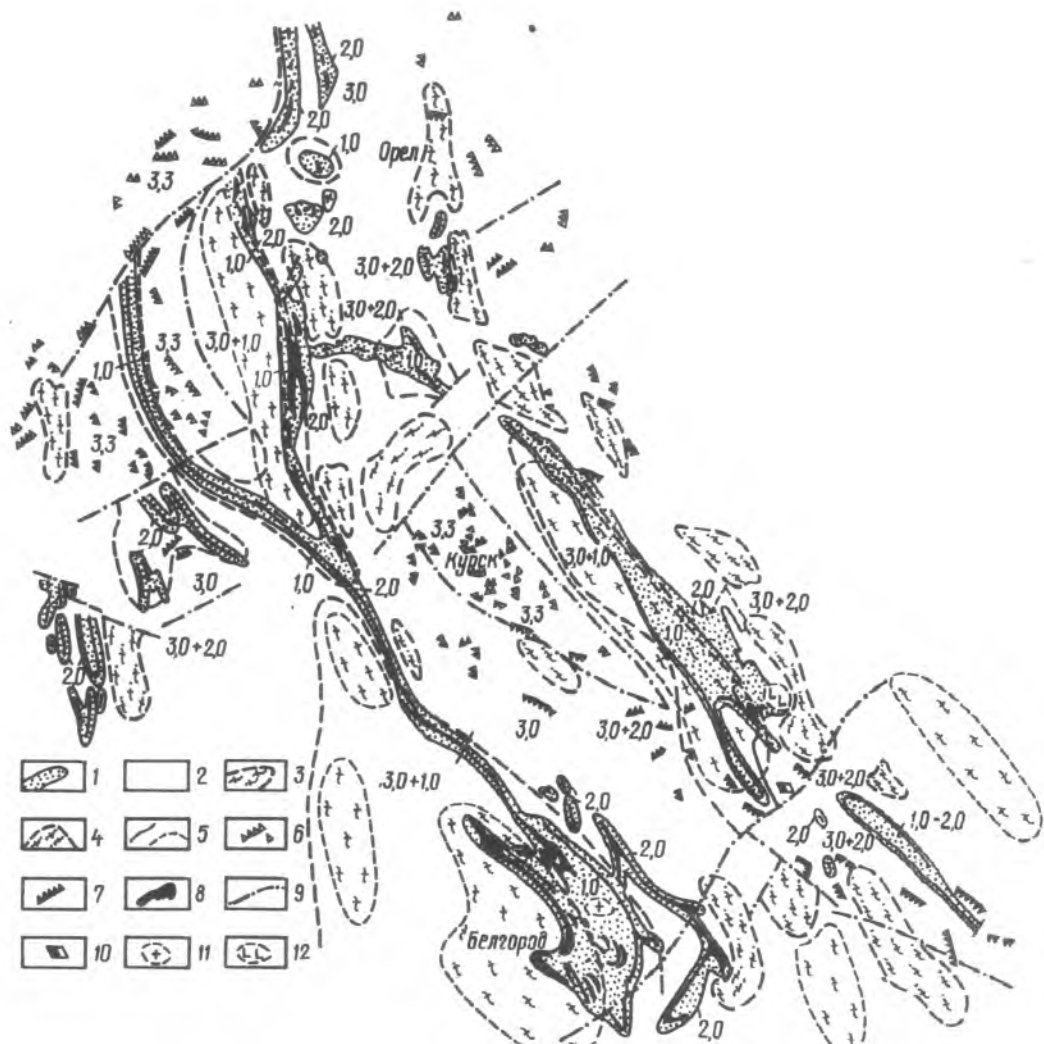


Рис. 48. Схема региональной метаморфической зональности КМА. Составил И.П.Лебедев по материалам предыдущих исследований [6, 15, 16] и личным наблюдениям. В качестве основы использована карта ЖФД КМА [13] (с упрощениями):

1 – области распространения протерозойских метаморфических пород; 2 – архейские метаморфические образования; 3 – области наиболее интенсивного ультраметаморфизма и гранитообразования архейского метаморфического цикла (выделены по геофизическим данным); 4 – области наиболее интенсивного ультраметаморфизма и гранитообразования протерозойского метаморфического цикла (выделены по геофизическим данным); 5 – границы зон (фаций) регионального метаморфизма: а) установленные, б) предполагаемые; 6 – железорудные образования железисто-кремнисто-гнейсовой формации; 7 – железорудные образования железисто-кремнисто-метабазитовой формации; 8 – железорудные образования железисто-кремнисто-сланцевой формации; 9 – тектонические нарушения; 10 – участки проявления кианитсодержащих парагенезисов; 11, 12 – магматические породы, прорывающие протерозойские образования. Цифрами на карте обозначены нерасчлененные фации: 1,0 – зеленых сланцев, 2,0 – ставролит-мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовая), 3,0 – биотит-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовая); 3,3 – субфация гранат-кордиерит-ортоклазовая (амфиболитовая)

кремнисто-гнейсовую железорудную формацию [141]. На современном уровне эрозионного среза докембрия фиксируются минеральные парагенезисы средне- и высоко температурных субфаций (силлиманит-биотит и гранат-кордиерит-ортоклазовой субфаций метapelитов, куммингтонит-гиперстен и гиперстен-гранатовой ступеней железистых пород) амфиболитовой фации умеренных давлений – андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Температура прогрессивной стадии архейского цикла регионального метаморфизма по данным анализа минеральных парагенезисов и минералогическим геотермобарометрам составляла 600–730 °С, давление около 550 МПа. Такие условия были весьма благоприят-



ны для широкого развития на следующей стадии процессов анатексиса и палингенно-метасоматического гранитообразования, что способствовало формированию грандиозных зон ультраметаморфизма, преимущественно субмеридионального простирания. Отметим, что на территории КМА подобные зоны наиболее интенсивного ультраметаморфизма шириной 25–40 км пространственно совпадают с областями современного распространения наиболее мощных отложений нижнего протерозоя, проявляясь в гравитационном поле отрицательными значениями остаточных аномалий силы тяжести на фоне положительных аномалий, вызванных менее переработанными ультраметаморфизмом архейскими породами. Вероятно, до консолидации зон интенсивного ультраметаморфизма происходило их воздымание (формирование гнейсо-мигматитовых валов), а после консолидации произошла инверсия движений, сопровождавшаяся позднеархейским вулканизмом и образованием комплекса пород михайловской серии.

Наиболее сложная зональность сформирована протерозойским циклом регионального метаморфизма, которому были подвержены как протерозойские, так и архейские образования. В метapelитах проявлены: хлорит-серицитовая, биотит-хлоритовая, альмандин-хлорит-хлоритоидная субфации фации зеленых сланцев; ставролит-хлорит-мусковитовая, андалузит-биотит-мусковит-ставролитовая, ставролит (кианит)-силлиманитовая субфации фации мусковит-ставролитовых сланцев (эпидотовых амфиболитов); биотит-мусковит-силлиманитовая субфация амфиболитовой фации.

Заметным отличием от архейского цикла является наличие кианитсодержащих парагенезисов в среднетемпературной зоне метаморфизма метapelитов.

В протерозойских субмеридиональных грабен-синклиналих структурах метаморфизм отложений возрастает с запада на восток (см. рис. 48) от условий хлорит-серицитовой субфации фации зеленых сланцев до андалузит-биотит-мусковит-ставролитовой субфации (участками выше). Такой характер распределения метаморфических зон обусловлен формированием по периферии восточных бортов этих структур протерозойских гнейсо-мигматитовых куполов (см. рис. 48) в результате переработки на стадии ультраметаморфизма архейских супракрустальных комплексов пород. Положение гнейсо-мигматитовых куполов определяется ареалами довольно интенсивных отрицательных аномалий гравитационного поля. Размеры протерозойских гнейсо-мигматитовых куполов заметно уступают размерам архейских зон ультраметаморфизма и гранитизации. Кроме того, для протерозойского ультраметаморфизма характерны проявления на заключительном этапе процессов кислотного выщелачивания и диафореза, наложенных как на архейские, так и протерозойские породы.

Правомочность изложенных выше представлений подтверждают данные по Старооскольскому железорудному району, метаморфическая зональность в котором закартирована наиболее надежно благодаря тому, что в этом районе буровыми работами освещены достаточно полно не только протерозойские, но и архейские образования. Бурением вскрыт и гнейсо-мигматитовый купол, в ядре которого обнаружены гранитоиды атаманского комплекса. Купол окаймляется зоной развития парагенезисов андалузит-биотит-мусковит-ставролитовой и ставролит (кианит)-силлиманитовой субфации. По мере удаления от центральной части купола интенсивность метаморфизма уменьшается, что хорошо видно на примере Приоскольского железорудного месторождения. Вблизи купола появляются признаки гранитизации — калишпатизации железистых и других пород. Достаточно мощно проявлены постультраметаморфические процессы кислотного выщелачивания (мусковитизация) и диафореза (хлоритизация).

### *Влияние метаморфизма и метасоматоза на состав и качество железных руд кварцитов*

В настоящее время можно считать общепризнанным, что с повышением степени метаморфизма технологические свойства железистых кварцитов в общем случае улучшаются. Однако в конкретных случаях влияние наложенных процессов метаморфизма на качество железных руд оценивается по-разному.

В процессе метаморфической перекристаллизации с повышением температуры метаморфизма, как правило, увеличиваются размеры зерен важнейшего рудного минерала — магнетита, что является важным фактором улучшения качества руд.

При этом наблюдается следующая зависимость:

Максимальная температура метаморфизма, °С	Размер зерен магнетита, мкм
375	20–150
450	50–370
580	100–900

В одной зоне регионального метаморфизма гранулометрия магнетита определяется литолого-петрографическим типом железистых кварцитов. По данным С.И.Чайкина, наибольший размер зерен магнетита характерен для карбонат-магнетитовых, щелочно-амфибол-магнетитовых кварцитов, наименьший — для магнетит-гематитовых, биотит-магнетитовых разностей.

Сложнее решается вопрос о характере изменения соотношения гематита и магнетита в рудах в процессе метаморфизма. Сторонники точки зрения о решающей роли литологического фактора полагают, что в процессе метаморфизма это соотношение остается практически неизменным. Это означает, что парциальное давление кислорода во всех литологически различных слоях должно было сохраняться постоянным и в каждом слое различным на всех уровнях метаморфизма исходных осадков. Недавние исследования В.И.Фонарева [173] подтверждают представления об инертности кислорода и высокой устойчивости магнетит-гематитового буфера на всех ступенях метаморфизма железистых пород.

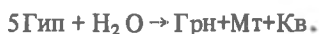
Вместе с тем сопоставление многочисленных данных о характере изменчивости минерального состава руд с распределением метаморфических зон позволяет убедиться в том, что, как и гранулометрия, минералогия руд, в том числе и соотношение магнетита и гематита, определяются как первичнолитологическим, так и метаморфическим факторами. В одной зоне метаморфизма разные литолого-петрографические типы руд характеризуются различным соотношением этих минералов. В целом по мере перехода от низко- к высокотемпературным ступеням метаморфизма несколько увеличивается количество магнетита, что указывает на восстановительный характер метаморфогенного флюида. Вероятно, это обусловлено влиянием ультраметаморфогенных флюидов.

Вполне возможно образование значительного количества магнетита в процессе метаморфизма, например при перекристаллизации архейских стратифицированных пород базит-ультрабазитового состава. Такой магнетит обнаружен нами в составе железисто-кремнисто-гнейсовой формации в пределах Курско-Бесединского участка КМА.

Судя по взаимоотношению реликтовых и вновь образованных минералов, в условиях гранат-гиперстеновой ступени метаморфизма метаультрабазитов протекала реакция



При полном ее завершении образуются 45 % магнетита и 23 % кварца. В условиях куммингтонит-роговообманковой ступени (на стадии ультраметаморфизма) происходило замещение пироксенов амфиболами по схеме



По этой реакции за счет мономинерального гиперстена образуется не менее 11 % магнетита и 12 % кварца.

В приведенных примерах содержание магнетита и кварца рассчитано при допущении парагенезиса магнетита с предельно железистыми пироксенами и амфиболами, что позволяет считать полученные оценки минимально возможными.

Метаморфогенный магнетит в отличие от совершенно однородной микроструктуры магнетита первично-осадочных железистых пород характеризуется наличием закономерно расположенных микровключений веретенообразной формы, хорошо видимых в растровом электронном микроскопе в режиме отраженных электронов при увеличениях более чем 900 раз. Содержание микровключений не более 3–5 %. Чаще всего они расположены относительно друг друга под прямым углом. Рентгеноструктурный анализ тонко растертого порошка монофракции магнетита, содержащего эти микровключения, показал, что они представлены глиноземистой шпинелью (характерные линии 2,452; 2,022; 1,420; 1,230). Химическим анализом в этом магнетите обнаружен 1–2 % оксида алюминия (проанализировано четыре образца), тогда как в магнетите других генераций не установлено ни алюминия, ни микровключений других минеральных фаз.

Определить масштабы развития подобных метаморфогенных руд в архейских толщах и их промышленное значение пока невозможно.

Влияние щелочного метасоматоза (метаморфизма) на состав и качество железистых кварцитов нельзя доказать однозначно. Щелочно-амфиболовые разности железистых кварцитов обладают хорошими технологическими свойствами, потому что в них, как правило, отсутствует гематит и заметно повышена размерность зерен магнетита. Развитие эгирина, наоборот, ухудшает технологические свойства руд, так как разубоживает их и способствует образованию за счет магнетита сидерита и гематита.

Таким образом, не отрицая решающей роли первично-литологических факторов в образовании высоких концентраций железа в докембрии, следует учитывать очень большое влияние на образование наблюдаемых структурно-текстурных и петрографических типов руд ЖФД КМА наложенных процессов метаморфизма (регионального, щелочного и др.). Отсюда вытекает практическая необходимость детального картирования метаморфических зон и петрографических типов железистых пород для прогнозирования технологических свойств и качества железных руд.

## БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКИЙ РЕГИОН

Установление распространенности фаций регионального метаморфизма на территории Белоруссии и Прибалтики впервые для отдельных частей этого региона было выполнено в период 1968–1979 гг. для Белоруссии А.М.Папом, Литвы – Р.П.Гайлюсом, Латвии – А.П.Биркисом и Эстонии – Х.Я.Коппельмаа, В.М.Клейном и В.А.Пуурой [110]. В целом метаморфизм железорудных формаций Русской плиты рассматривался в работах Л.П.Бондаренко и других, опубликованных в 1976 и 1978 гг. Это нашло отражение при составлении "Карты метаморфических поясов СССР" масштаба 1:5 000 000 под редакцией К.О.Кратца и В.А.Глебовицкого [70]. В последующие годы была составлена первая карта метаморфических фаций в масштабе 1:1 000 000 [124] (рис. 49). При проведении тематических исследований проблеме метаморфизма посвящались отдельные работы, главным образом А.М.Папа, И.В.Найденова, В.Е.Островского и др. Некоторые данные, позволяющие судить о характере метаморфизма суперкрупных, в том числе и железорудных формаций, есть в статьях А.М.Папа, Г.Г.Доминиковского, И.В.Найденова, В.М.Борковской, А.А.Архиповой, Н.В.Аксаментовой, В.Е.Островского, Л.Л.Шатрубова, Ю.С.Булкина (по Белоруссии), Р.П.Гайлюса, Г.Б.Мотузы, Т.С.Скрыпкиной, С.С.Марфина (по Литве), А.П.Биркиса и В.В.Ветренникова (по Латвии), В.А.Пуура, В.М.Клейна, Х.Я.Копельмаа, В.Х.Петерселля (по Эстонии).

### Белорусский район

Позднеархейский региональный метаморфизм в наиболее высокотемпературной фации представлен в реликтах основных гранулитов, которые сохранились в виде пачек или отдельных пластов среди амфиболитов и плагиогнейсов заборской (средней) толщи шучинской серии. Пласты этих пород представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами и пироксенсодержащими, иногда пироксенизированными амфиболитами. В целом это породы с полосчатой или пятнистой текстурой, средне- и крупнозернистые, гранобластовой структуры, иногда с крупными (до 5 см) бластическими зернами гиперстена, указывающими на прогрессивную направленность метаморфизма в условиях гранулитовой фации. Минеральный состав пород непостоянный, что в значительной мере объяснимо различной степенью проявления регрессивного метаморфизма. Они обычно сложены андезином-лабрадором (5-60 %), роговой обманкой промежуточного между паргасит-гастингситом и феррочермакитом состава (до 80 %), клинопироксеном типа авгита или салита (0–40 %) и ортопироксеном (преимущественно гиперстеном в кальциевых разностях и алюмогиперстеном в породах повышенной глиноземистости) до 30 %. В зависимости от количественных соотношений минералов можно выделить двупироксеновые, роговообманко-двупироксеновые, клино- или ортопироксеновые и существенно роговообманковые разности кристаллических сланцев.

Наиболее характерные парагенезисы этих разностей кристаллосланцев следующие. В двупироксеновых кристаллических сланцах:

$\text{Рог}_{41+50} + \text{Пл}_{66-70} \pm \text{Рп}_{39}, \text{Мп}, \text{Би}, \text{руд}; \text{Мп}_{45} + \text{Пл} \pm \text{Рп}, \text{Би}, \text{Кв}, \text{руд.};$

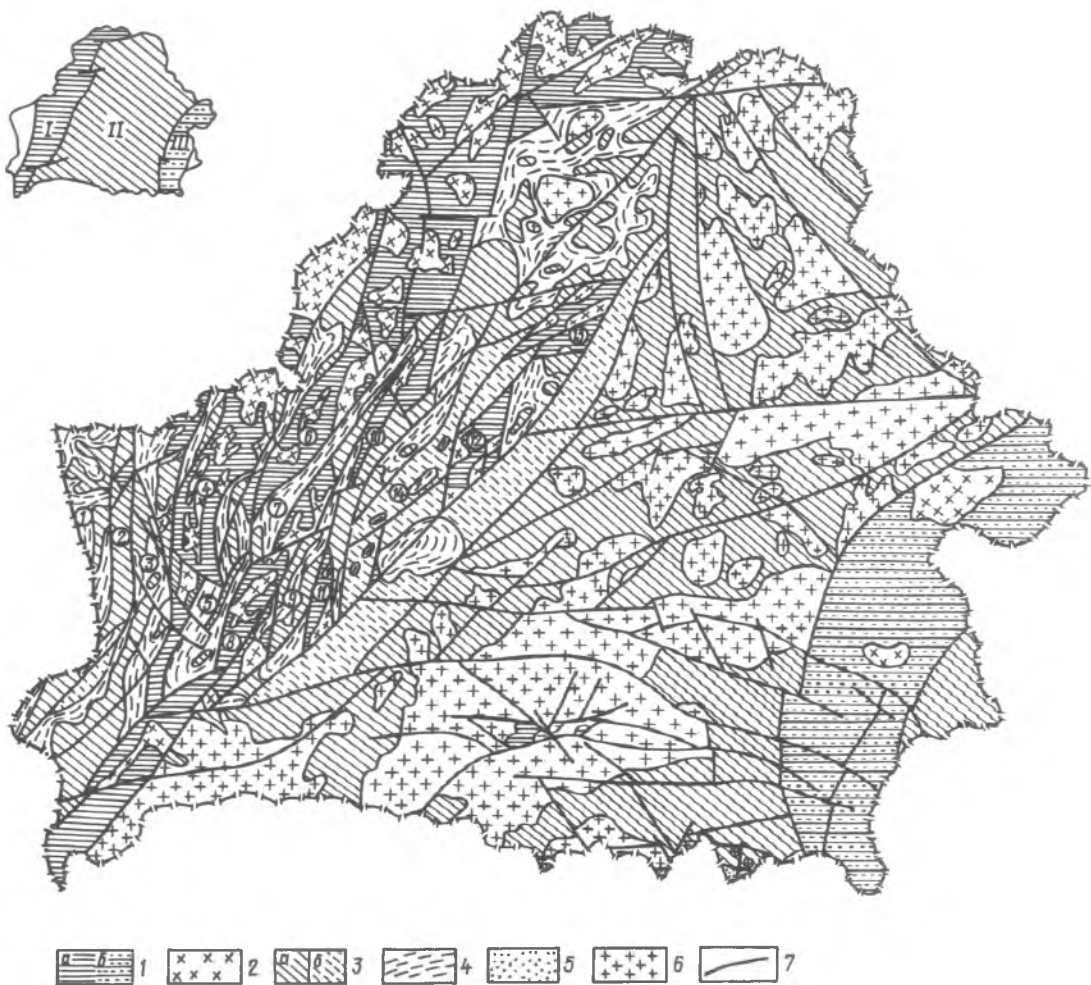


Рис. 49. Схематическая карта метаморфических фаций кристаллического фундамента Белоруссии  
 1 – гранулитовая фация умеренных давлений, кианит-силлиманитовая фашиальная серия (а – метабазит, б – метапелит-гранулитовый подкомплексы гранулитового комплекса); 2 – мигматиты гранулитовой фации (эндербит-чарнокитовый комплекс) и гранитоиды калиевого ряда, связанные с поздними этапами метаморфизма этой фации; 3 – амфиболитовые фации: а – альмандиновых амфиболитов, кианит-силлиманитовая фашиальная серия (амфиболито-гнейсовый комплекс); б – куммингтонитовых амфиболитов (ставролитовая субфация) и эпидотовых амфиболитов, нерасчлененные, андалузит-силлиманитовая фашиальная серия (сланцево-амфиболито-плаггиогнейсовый комплекс); 4 – бластомилониты, гранито-гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации (бластомилонитовый и мигматит-гнейсовый комплексы, нерасчлененные) и гранитоиды поздних этапов метаморфизма этой фации; 5 – фация зеленых сланцев, хлорит-мусковитовая субфация; 6 – породы диорит-гранодиорит-гранитной серии, связанной с метаморфизмом фации эпидотовых амфиболитов; 7 – тектонические нарушения. Цифры на карте и врезке: I – Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, II – Центрально-Белорусский прогиб, III – Брагинский гранулитовый массив; главные структурные единицы кристаллического фундамента западной части БССР.

Зоны гранитизации и бластомилонитизации: 1 – Беловежская, 3 – Волковская, 5 – Шарская, 7 – Дятловская, 9 – Ивацевичская; тектонические блоки, сложенные породами гранулитовой и частично высокотемпературной амфиболитовой фаций: 2 – Свислоский, 4 – Шучинский, 6 – Ивьевский, 8 – Слонимский, 10 – Кореличский, 11 – Барановичский, 12 – Минский, 13 – Плещеницкий, 14 – Околовская грабен-синклиналь

Рог<sub>43-56</sub> + Мп<sub>23-25</sub> + Пл ± Рп<sub>52</sub>, Би<sub>33-50</sub>, Кв, рудн; Пл<sub>61-66</sub> + Мп<sub>37-38</sub> + Рп<sub>47-53</sub> ± Би, руд;  
 Пл<sub>50-64</sub> + Рог<sub>45-60</sub> + Мп<sub>32-47</sub> + Рп<sub>46-58</sub> ± Би<sub>52</sub>, рудн.

В амфиболитах:

Пл<sub>38-41</sub> + Рог<sub>46-60</sub> ± Би<sub>53</sub>, рудн; Пл<sub>40-70</sub> + Рог<sub>42-58</sub> ± Мп<sub>36-39</sub> + Рп<sub>38-52</sub>, Би<sub>56-63</sub>, рудн.

Изредка встречаются эклогитоподобные гранатсодержащие породы, обычно гранат-клинопироксеновые, мелкозернистые, гранобластовые. Их состав: гранат альмандинового ряда с повышенной кальциевостью (25–70%), ферроавгит (10–30%) и плаггиоклаз

(андезин № 30—40 — 10—40%), амфибол (до 15%), ортопироксен (до 7%) и кварц. Парагенезисы:  $\text{Гр}_{90-94} + \text{Мп}_{62-64} + \text{Пл}_{48} + \text{Рог}_{72-75} + \text{Рп}_{74} \pm \text{Би, Кв, Ка, рудн.}$

В верхней дитвинской толще щучинской серии с несколько повышенной глиноземистостью преобладают гнейсы, в которых помимо главных минералов, таких, как средний, редко основной плагиоклаз, калишпат, кварц и биотит, встречаются пироп-альмандиновый гранат и силлиманит. Иногда, по-видимому, в реликтовых пластах обнаружены клино- и ортопироксены (алюмогиперстен). Общий более кислый состав этих гнейсов связан в известной мере с процессом гранитизации и заменой парагенезисов гранулитовой фации на парагенезисы амфиболитовой. Главным парагенезисом этой толщи является  $\text{Пл}_{26-45} + \text{Кв} + \text{Би}_{33-58} + \text{Гр}_{62-79} + \text{Рп}_{43-45} \pm \text{КПШ, Сил или Кор} + \text{Гр} + \text{Сил} + \text{Пл}_{31} + \text{Кв}$ . Близкий состав имеют плагио- и микроклиновые гнейсы самой нижней — остринской толщи, которую мы рассматриваем [126] как реликтовую, являющуюся основанием для средней гранулитовой заборской толщи. Некоторые авторы выделяют эту толщу под названием мигматит-гранато-гнейсового комплекса. В ней парагенезисы гранулитовой фации, характерные для заборской толщи, в процессе гранитизации замещены новым парагенезисом, характерным для плагиогнейсов:  $\text{Рог}_{70} + \text{Мп}_{58} + \text{Пл}_{40}$ ;  $\text{Рог}_{63} + \text{Пл}_{32}$ ;  $\text{Рог}_{74} + \text{Пл} + \text{Би}_{67} + \text{Кв}$ ;  $\text{Рог}_{85} + \text{Пл}_{33} + \text{Би}_{81} + \text{КПШ} + \text{Кв}$  и т.л.

В последнее время в составе верхней дитвинской толщи у пос. Рудьма вскрыта (скв. 24, 25, 26ж) толща основных кристаллических сланцев с прослоями кальцифиров и пироксенолитов, которую некоторые геологи выделяют в рудьянскую толщу. К этой толще приурочены прослой пироксен-магнетитовых пород, участками являющиеся железными рудами (зулизиты). Парагенезисы, характеризующие толщу этих пород, следующие:  $\text{Ка} + \text{Гр}_{76-94} + \text{Рог}_{43}$  ( $\rightarrow \text{Рог}_{9-19}$ ) +  $\text{Мп, Ол}$ ;  $\text{Рп}_{77-88} + \text{Мп}_{81-87} \pm \text{Рог}_{82-83, \text{Гр}_{94-96, \text{Ол, Пл, Кв}}$  рудн.

Условия метаморфизма пород щучинской серии в целом достигают пограничной области между роговообманко- и пироксено-гранулитовой субфациями. Прогрессивная ветвь метаморфизма отмечается симплектитамы клинопироксена и плагиоклаза по роговой обманке, пойкилобластическими новообразованиями гиперстена по амфиболу с включениями в гиперстен других минералов породы (полевого шпата и кварца), а также по наличию в гиперстене следов косоугольной спайности амфибола [123]. Метаморфизм гранулитовой фации в догранитизационный период проявился во всей толще пород щучинской серии, поскольку в отдельных ее частях отмечаются парагенетические ассоциации гранулитовой фации или их реликты (табл. 37). Они в большей мере сохранились в средней заборской толще, в меньшей — в верхней дитвинской, где преимущественно характерны ассоциации амфиболитовой фации, и в остринской толще почти полностью замещены ассоциациями последней фации в условиях региональной гранитизации в связи с формированием гранито-гнейсового слоя (табл. 38—40). Существовавшие здесь условия гранулитовой фации устанавливаются по нередко встречающимся в протоlochках зернам гиперстена, рутила и кианита, а также по наличию фазовых соответствий между химическими компонентами, соответствующих гранулитовой фации в таких минералах, как амфибол, биотит и гранат [124—126]. Аналогичные явления "памяти" сохранения фазовых соответствий между химическими компонентами от гранулитовой к амфиболитовой и более низкотемпературным фациям описаны в работе [79], в которой указано также на реликты минералов (гиперстена, биотита) в породах амфиболитовой фации.

Позднеархейский (лопий) или раннепротерозойский региональный метаморфизм отмечается прежде всего в характерных парагенетических ассоциациях суперкрупных отложений, относящихся к данной эпохе. Есть также следы наложения специфических парагенезисов или отдельных минералов со специфическими свойствами, характерными для лопийских пород, на толщи пород щучинской серии. В свое время нами отмечалось, что в породах щучинской серии (Столбцовский район, скв. 84) встречаются прожилки зеленого клинопироксена типа диопсид-геденбергита, характерные для пород лопийско-протерозойской околоской серии. Аналогичные находки буровато-оранжевого андрадита, характерного для железорудных пластов околоской серии, были встречены также среди пород щучинской серии.

Характерной особенностью лопийско-протерозойского этапа регионального метаморфизма является в общем его локальный характер, выражающийся в развитии соответствующих метаморфических минеральных парагенезисов в суперкрупных толщах преимущественно в околоской железорудной серии и вмещающих ее безрудных породах

Т а б л и ц а 37. Химический состав орто- и клинопироксенов из кристаллических пород докембрия Белоруссии, %

Оксид	Ортопироксен					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,85	49,30	46,79	45,98	46,42	48,44
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,14	—	—	0,09	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,20	0,56	0,66	0,36	2,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	0,60	3,67	1,25	3,70	1,95
FeO	23,71	26,86	38,62	47,96	40,61	32,90
MnO	0,73	0,60	1,11	0,38	0,56	0,85
MgO	17,95	18,60	8,68	3,60	7,66	11,65
CaO	1,15	0,90	0,59	0,18	0,60	1,01
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,18	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,12	0,04	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Н.о.	0,76	—	—	—	0,25
С у м м а	100,57	99,18	100,02	100,01	100,00	100,57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,40	—	—	—	—

Оксид	Клинопироксен					
	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	49,44	51,00	47,26	47,96	52,08	50,09
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,34	0,19	—	0,22	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	2,00	1,06	0,35	2,41	1,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	0,66	7,25	3,76	4,56	1,65
FeO	10,85	10,34	15,23	23,97	3,63	14,50
MnO	0,33	0,28	0,28	0,41	0,52	0,32
MgO	12,12	13,16	6,30	3,55	13,00	8,22
CaO	20,54	21,03	21,63	19,71	22,77	22,89
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,50	0,26	0,30	0,97	0,61
K <sub>2</sub> O	0,08	0,04	0,04	—	—	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,70	—	—	—	—
С у м м а	100,30	100,05	100,00	100,02	100,16	100,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	—	—	—	—	—

Примечание к табл. 37–43: 1, 7, 13 – двупироксеновый кристаллический сланец, Лидский район, скв. Л-37, гл. 150,0 м; 2, 8, 14 – то же, там же, скв. Л-25п, гл. 140,0 м; 3, 9, 15, 40 – экзогитоподобная порода, Мостовский участок, скв. М-130, гл. 256,6 м; 16, 31, 41 – плагиогнейс, там же, скв. М-118, гл. 315 м; 32, 42 – то же, Припятская впадина, Омельковшинская площадь, скв. 4, гл. 2473 м; 33, 43 – то же, там же, Стреличевская площадь, скв. 4, гл. 2457 м; 4, 10, 17, 44 – пироксенолит, Столбцовский район, скв. Ст-25ж, гл. 232,5 м; 5, 18, 45 – то же, там же, гл. 355,0 м; 6, 19, 46 – двупироксеновый кристаллический сланец, Лидский район, Ивьевский участок, скв. И-129, гл. 183,6 м; 20, 47 – амфиболит полевошпатовый, чарнокитизированный, Слонимский район, скв. Сл-47, гл. 396,5 м; 21, 34 – плагиогнейс амфиболовый, Столбцовский район, скв. 96, гл. 330,6 м; 11, 22 – клинопироксеновая порода, г. Скидель Гродненской области, скв. Пр-1, гл. 217,8 м; 23, 35 – гранитогнейс, Лидский район, скв. Л-49, гл. 180,0 м; 24, 48 – плагиогнейс, Столбцовский район, скв. Ст-25, гл. 251,0 м; 36, 49 – то же, там же, скв. 26, гл. 293,3 м; 25, 26, 17, 50 – силикатно-магнетитовая порода, там же, скв. 95, гл. 334,2 м; 12, 27 – карбонатная порода, там же, скв. 101, гл. 628,0 м; 28, 51 – плагиогнейс амфиболовый, там же, скв. 108, гл. 121,5 м; 29, 38, 52 – гранат-амфиболовая порода, там же, скв. 279, гл. 250,0 м; 30, 39 – амфиболит биотитсодержащий, Лидский район, с. Медвиничи, скв. Пр-2, гл. 633 м.

Н.о. – компонент не определялся.

той же серии, имеющих ограниченное распространение. Отложения серии выполняют Околовскую грабен-синклинальную структуру, прослеженную по простираению более чем на 45 км при ширине в 5–6 км. Мощность выполняющих впадину отложений примерно 10 тыс. м.

Суперкрупальная толща, выделяемая в околовскую серию, имеет довольно пестрый состав. По проведенным подсчетам частоты встречаемости тех или иных типов пород в разрезах скважин оказалось, что основу серии представляют плагиогнейсы с отчетливо сохранившимися метапелитовой и метасаммитовой структурами. Они составляют 33,8 % всех пород, вскрываемых бурением в пределах Околовской грабен-синклинали. Плагиогнейсы биотит-роговообманковые, биотитовые, биотитовые с гранатом, куммингтонитовые, биотитовые бластопорфировые и диоритоподобные плагиогнейсы и плагиогнейсы с мусковитом, первичная природа которых не поддается четкому восстановлению, а также гранитизиро-

Т а б л и ц а 38. Химический состав амфиболов из кристаллических пород докембрия Белоруссии, %

Оксид	13	14	15*	16*	17*	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	39,95	40,76	39,14	45,04	48,71	39,62	39,84	39,48	43,22	42,27
TiO <sub>2</sub>	4,76	2,48	2,60	0,96	0,09	2,33	2,46	5,2	1,05	1,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,14	11,80	11,46	11,77	0,37	11,29	12,99	9,89	11,53	10,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	4,34	9,24	16,10	—	11,47	4,10	4,34	6,25	7,85
FeO	13,90	14,08	17,48	—	30,52	17,87	17,77	21,45	10,75	8,57
MnO	0,22	0,14	0,20	0,31	0,58	0,30	0,21	0,22	0,44	0,45
MgO	10,86	10,78	4,96	13,05	3,48	3,42	5,84	5,47	11,02	14,36
CaO	10,97	11,24	10,11	8,68	14,93	8,87	11,42	10,22	11,42	11,83
Na <sub>2</sub> O	1,88	1,64	1,28	1,57	0,23	1,84	1,44	1,54	1,33	1,24
K <sub>2</sub> O	0,58	1,26	1,5	0,25	0,05	1,06	1,89	1,58	1,28	1,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,75	1,54	—	—	—	—	1,40	0,31	1,75	0,63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,22	—	—	—	—	—	0,15	—	—
F	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—
С у м м а	100,36	100,28	98,06	97,73	99,05	98,07	99,79	99,85	100,34	100,23

Оксид	23*	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	40,35	48,77	41,10	49,83	42,69	43,38	41,61	47,48
TiO <sub>2</sub>	1,89	0,42	4,10	0,12	0,89	1,16	0,61	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,57	10,04	11,74	1,07	13,52	14,26	11,53	8,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,10	4,44	5,23	3,11	5,14	3,79	6,28	3,53
FeO	10,68	13,69	23,53	33,90	15,77	14,80	18,51	11,51
MnO	0,24	1,22	0,18	0,44	0,23	0,25	0,35	0,22
MgO	10,71	15,80	3,64	7,76	6,36	8,53	7,88	14,88
CaO	11,91	1,00	9,63	2,82	11,40	10,89	9,49	10,48
Na <sub>2</sub> O	1,98	1,20	1,28	0,30	1,33	1,27	1,36	1,18
K <sub>2</sub> O	0,50	0,26	1,31	0,10	1,44	0,55	0,61	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	2,88	1,10	0,94	1,09	0,85	1,44	1,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,21	0,19	0,14	—	—	—	—
F	0,21	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	97,99	99,93	100,03	100,53	99,76	99,73	99,67	100,19

\* Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе в лаборатории ВСЕГЕИ (аналитик В.В.Северин).

Т а б л и ц а 39. Химический состав биотитов из кристаллических пород докембрия Белоруссии, %

Оксид	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO <sub>2</sub>	36,80	37,81	35,77	37,00	36,15	36,53	35,39	32,59	37,44
TiO <sub>2</sub>	4,60	2,77	2,94	2,73	1,70	1,47	3,01	2,06	2,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,33	18,71	19,34	15,76	15,70	17,85	13,59	15,14	15,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	2,91	2,13	4,70	6,17	4,93	2,29	11,65	1,61
FeO	17,33	11,51	14,29	12,82	17,12	9,44	25,67	17,24	14,14
MnO	0,03	0,03	0,02	0,26	0,67	0,11	0,07	0,13	0,08
MgO	11,36	13,94	12,12	12,80	8,44	17,07	7,26	8,29	15,18
CaO	0,35	0,39	0,16	0,56	0,10	0,16	0,65	0,41	0,22
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,25	0,70	0,23	0,08	0,51	0,75	0,29	0,47
K <sub>2</sub> O	8,76	9,37	9,66	9,03	9,22	7,62	8,76	7,37	8,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,50	1,62	2,56	3,50	3,75	4,28	1,86	4,32	3,80
С у м м а	99,74	99,31	99,69	99,92	100,37	99,97	99,30	99,49	99,49
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,40	0,45	—	—	—	0,40
F	0,69	—	—	0,21	1,41	—	—	—	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	0,30	0,79	—	—

ванные гнейсы составляют 33,1 %. Амфиболиты орторяда (7 %) и жилы габбро-диабазов (4,9 %) в сумме составляют 11,9 %. Спорадически встречающиеся в ядрах скважин такие породы, как известняки (кальцифиры), скарноиды, пироксенолиты, кварциты, милониты, жильный кварц, сланцы слюдястые — 3,9 %. Остальное приходится на жильные

Т а б л и ц а 40. Химический состав гранатов из кристаллических пород докембрия Белоруссии, %

Оксид	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO <sub>2</sub>	36,98	37,30	40,01	40,64	37,11	39,45	37,24	40,94	40,10
TiO <sub>2</sub>	Н.о.	0,03	0,05	0,03	н.о.	0,12	0,10	0,09	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	24,07	22,06	21,37	20,59	20,26	21,37	19,41	20,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	0,40	2,86	1,08	н.о.	4,35	1,10	1,52	6,96
FeO	30,74	28,12	25,63	28,56	35,77	24,86	28,04	26,49	16,38
MnO	1,65	1,22	0,57	0,64	0,73	1,73	1,77	1,56	6,88
MgO	1,80	5,54	6,38	5,99	0,86	1,09	2,71	1,91	5,91
CaO	6,71	2,32	1,74	1,32	4,94	6,98	4,76	6,76	2,53
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,20	Сл.	—	0,41	—	0,76	0,18
K <sub>2</sub> O	—	—	0,20	0,10	—	0,27	—	0,40	0,20
H <sub>2</sub> O*	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,00	99,60	99,70	99,73	100,00	99,52	99,79	99,84	100,11
H <sub>2</sub> O**	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,03

Оксид	49	50	51	52
SiO <sub>2</sub>	42,16	40,66	40,17	38,28
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,22	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,90	18,30	20,69	20,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,15	0,82	1,17	1,96
FeO	22,14	31,10	28,29	27,74
MnO	6,89	1,01	1,08	2,62
MgO	4,20	1,06	4,93	2,33
CaO	2,47	5,14	3,08	5,82
Na <sub>2</sub> O	—	0,77	0,16	0,18
K <sub>2</sub> O	—	0,24	0,22	0,16
H <sub>2</sub> O*	—	0,35	—	—
С у м м а	99,98	99,67	99,90	100,12
H <sub>2</sub> O**	—	0,11	—	—

П р и м е ч а н и е. Н.о. — компонент не определяется.

сы, в том числе и с куммингтонитом, антофиллит-жедритом, слагают межрудные слои (шашковская свита). Лейкократовые плагиоклаз-микроклиновые, биотитовые гнейсы представляют верхнюю (яченскую) свиту, в которой присутствуют пласты кислых и средних эффузивов, переработанных в blastoporphiroвые гнейсы. В последних, кроме антофиллита, наблюдаются также гранат и ставролит [129].

Парагенетические ассоциации минералов, характеризующие региональный метаморфизм пород околоской серии, указывают на метаморфизм в пограничной области подфации куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов.

Наиболее характерны для околоской серии следующие минеральные парагенезисы: для амфиболитов и амфиболовых сланцев — Пл<sub>35-45</sub> + Ро<sub>г</sub><sub>37-52</sub> + Би<sub>37-60</sub> ± Кв, Эп, рудн; Пл+Ро<sub>г</sub>+Кум+Кв; Пл+Ро<sub>г</sub>+Мп+Кв; Пл<sub>39-40</sub>+Ро<sub>г</sub><sub>73</sub>+Гр<sub>95</sub>+Кв;

для амфиболовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов — Пл<sub>32</sub>+Ро<sub>г</sub><sub>45-61</sub>+Би<sub>40-62</sub>+Кв±Гр<sub>78</sub>, Кум, Эп, рудн; Пл+Ро<sub>г</sub><sub>46</sub>+Кум+Би<sub>40</sub>+Кв; Пл+Кум+Би+Кв; Пл<sub>28-42</sub>+Ро<sub>г</sub><sub>21-59</sub>+Кв±Кум, Эп; Пл+Жед<sub>43</sub>+Ро<sub>г</sub>±Кв, Би; Пл+Ро<sub>г</sub><sub>55-73</sub>+Гр<sub>78-94</sub>±Кум, Би, Кв;

для биотитовых плагиогнейсов — Пл+Би+Кв+Эп; Пл+Би+Му+Кв±Тур;

для гранат-биотитовых и других глиноземистых плагиогнейсов — Пл<sub>31-36</sub>+Би<sub>32-60</sub>+Кв+Гр<sub>76-89</sub>±Кум, Ст, Тур, рудн., Хл; Пл<sub>38-40</sub>+Кв+Би<sub>31</sub>+Гр<sub>68-74</sub>±Жед<sub>40</sub>, Ст, Кор, Сил, Му, КПШ;

для силикатно-магнетитовых кварцитов — Кв+Мт+Ро<sub>г</sub><sub>73-81</sub>+Кум<sub>73</sub>+Би<sub>68</sub>+Гр<sub>95</sub>±Мп; Кв+Мт+Мп+Ро<sub>г</sub>, Кум, Гр;

для скарноидов — Мп<sub>61</sub>+Гр<sub>99-100</sub>+Кв±Ро<sub>г</sub>, Кум, Би<sub>53</sub>, Ка, рудн.;

для кальцифиров — Ка+Мп<sub>50-79</sub>+Ро<sub>г</sub><sub>55-65</sub>±Кв, Гр, рудн.;

для пироксенолитов — Мп<sub>79</sub>+Ро<sub>г</sub><sub>25</sub>±Кв, Ал, рудн; Мп+Ка±Кв, Гр, рудн.; Мп±Ро<sub>г</sub>, Ка, Кв, Гр, рудн.;

для метасоматитов гранат-амфиболовых, клинопироксен-амфиболовых и др. — Ро<sub>г</sub><sub>60-81</sub>+Гр<sub>88-95</sub>+Би<sub>55-68</sub>±Мп, Кум<sub>73</sub>, Пл, Кв, рудн.

На основании приведенных выше материалов твердо устанавливается, что в кристаллическом фундаменте Белоруссии проявлен региональный метаморфизм гранулитовой и

граниты и пегматиты (17,3 %). По составу пород околоская серия относится к железисто-кремнисто-плагиогнейсовой формации. Наблюдаются некоторые различия в распространенности отдельных типов пород на изученной площади в пределах центральной части Околоской структурно-металлогенической зоны. В границах самого Околоского железорудного месторождения пласты железисто-кремнистых пород составляют доли процента от общего вскрытого разреза. В нижней части последнего преобладают плагиогнейсы амфиболового состава с гранатом, биотитом (гуменовщинская толща или свита). Аналогичные амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы



Т а б л и ц а 41. Величина магnezиальности и кальциевости сосуществующих минералов и температуры в метаморфических породах Белоовссии

Скважина	Глубина, м	Порода	Парагенезис	Mg (Mg+Fe <sup>2</sup> +Fe <sup>3</sup> +Mn)					T, °C по графикам Л.Л.Перчука	
				Амф	Мп	Рп	Би	Гр		
<i>Заборская толща (гранулитовый комплекс)</i>										
Л-37	150	Двупироксеновый кристаллосланец	Пл <sub>60</sub> +Амф <sub>63</sub> +Мп <sub>89</sub> +Гип <sub>46</sub> +рудн	0,412	—	0,521	—	—	800	
				0,412	0,621	—	—	—	770	
Л-25п	140	То же	Пл+Амф <sub>48</sub> +Мп <sub>32</sub> +Гип <sub>48</sub>	—	0,621	0,521	—	—	800	
				0,514	0,674	—	—	—	750	
				0,514	—	0,542	—	—	750	
М-130	256,6	Эклогитоподобная порода	Пл+Мп <sub>68</sub> +Гр <sub>91</sub> +Рог <sub>78</sub> +Гип <sub>74</sub>	—	0,674	0,542	—	—	680	
				0,621	0,355	—	—	—	475	
				0,621	—	0,264	—	—	—	
				—	0,355	0,264	—	—	0,087	380
М-118	315	Плаггиогнейс	Пл+Гр <sub>96</sub> +Би <sub>48</sub> +Амф <sub>39</sub> +Кв	—	—	—	—	—	800	
				0,611	0,524	—	—	—	0,249	580
				0,611	—	—	—	—	0,249	600
4	2473	— " —	Пл+Гр <sub>74</sub> +Би <sub>36-42</sub>	—	—	—	0,637	0,283	550	
				—	—	—	—	—	—	620
4	2457	— " —	Пл+Гр <sub>74</sub> +Би <sub>36-42</sub>	—	—	—	—	0,571	—	
				—	—	—	—	—	0,267	650
Ст-25ж	232,5	Пироксенолит	Мп <sub>82</sub> +Гр <sub>96</sub> +Амф <sub>83</sub> +Кв	0,166	0,185	—	—	—	—	500
				0,166	—	0,114	—	—	—	500
				0,166	—	—	—	—	0,040	500
				—	0,185	0,114	—	—	—	750
				—	—	0,114	—	—	0,040	600
				—	0,185	—	—	—	0,040	720
Ст-25ж	232,5	Пироксенолит	0,176	0,176	0,237	—	—	—	500	
				0,176	—	—	—	—	0,059	650
				—	0,237	—	—	—	0,059	700
<i>Эндербит-чарнокитовая формация (комплекс)</i>										
И-129	183,6	Двупироксеновый сланец с гранатом, чарнокитизированный	Мп+Гип <sub>63</sub> +Амф <sub>68</sub> +Пл+Гр <sub>85</sub> +Кв	0,324	—	0,368	—	—	700	
				0,324	—	—	—	—	0,135	650
				—	—	0,368	—	—	0,135	680
Сл-47	396,5	Амфиболит левощпатовый, чарнокитизированный	Пл+Амф <sub>72</sub> +Гр <sub>89</sub>	0,275	—	—	—	0,112	680	
<i>Остринская толща (амфиболито-гнейсовый комплекс)</i>										
Ст-96	330	Плаггиогнейс биотит-амфиболовый	Пл+Амф <sub>46</sub> +Гр+Би <sub>43</sub> +Кв	0,538	—	—	0,568	—	660	
Пр-1		Клинопироксеновая	Мп <sub>26</sub> +Амф <sub>39</sub>	0,580	0,737	—	—	—	850	
Л-49	180	Гранитогнейс	Пл+Кв+Би+Амф	6517	—	—	—	0,391	900	
<i>Околовская серия (железисто-кремнисто-гнейсовая формация)</i>										
Ст-25	251	Плаггиогнейс амфиболовый	Пл+Амф+Кв+Би+Гр <sub>73</sub> +Ант <sub>40</sub>	0,620	—	—	—	—	0,262	
Ст-25	293,3	Плаггиогнейс	Пл+Амф+Кв+Би <sub>22</sub> +Гр <sub>80</sub> +Ант	—	—	—	0,684	0,198	630	
Ст-95	334,2	Силикатно-магнетитовая	Мп+Гр <sub>94</sub> +Амф <sub>81</sub> +Кум <sub>73</sub> +Кв+Би <sub>88</sub>	0,229	—	—	0,317	—	550	
				0,272	—	—	0,317	—	580	
				0,0229	—	—	—	0,054	600	
				—	—	—	0,317	0,054	500	
Ст-101	121,5	Карбонатная	Кц+Амф <sub>64</sub> +Мп <sub>53</sub>	0,368	0,473	—	—	—	650	
Ст-108	121,5	Плаггиогнейс амфиболовый	Пл+Амф <sub>55</sub> +Кум+Би±Кв±Гр <sub>78</sub>	0,451	—	—	—	—	0,224	
				0,451	—	—	—	—	0,224	500
Ст-279	259	Гранат-амфиболовая (матасоматит)	Амф <sub>64</sub> +Би <sub>64</sub> +Гр <sub>86</sub> +Пл+Кв	0,364	—	—	0,346	—	660	
				0,364	—	—	—	—	0,114	640
Пр-2	633	Амфиболит номинеральный биотитсодержащий	Амф <sub>40</sub> +Би <sub>28</sub> +Кв	—	—	—	0,346	0,114	630	
				0,631	—	—	0,633	—	670	

Т а б л и ц а 42. Химический состав минералов из кристаллических пород различных формации докембрия Латвии, %

Оксид	Метабазит-липаритовая марганценовая					Гипогенных богатых руд				
	Мт	Мп	Би	Гр	Мт	Рог	Рог	Рог	Би	Би
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	3,8	51,54	38,08	40,2	1,8	49,03	42,45	40,98	40,44	38,08
TiO <sub>2</sub>	0,26	—	—	0,1	0,15	0,73	0,8	1,5	0,78	2,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,18	9,36	27,32	1,3	4,46	12,37	11,28	13,55	14,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64,00	—	—	4,58	69,43	0,12	10,35	6,68	0,11	3,2
FeO	23,76	10,42	12,73	14,08	26,64	10,8	9,54	14,0	10,76	20,16
MnO	5,08	10,35	1,05	10,75	0,01	—	0,75	0,56	—	0,33
MgO	1,9	9,64	15,52	0,63	1,0	16,66	8,76	8,54	21,29	8,54
CaO	0,3	17,96	3,91	1,57	—	10,9	11,69	11,11	0,34	0,46
Na <sub>2</sub> O	—	—	16,01	0,14	—	0,65	1,17	1,6	—	0,72
K <sub>2</sub> O	—	—	0,32	0,1	—	0,56	0,78	1,5	9,73	7,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	—	1,86	2,34	—	3,68
С у м м а	99,8	100,1	97,01	99,47	100,32	93,96	100,5	100,09	96,24	99,6

Оксид	Метабазит-андезитовая									
	Рог	Рог	Би	Би	Би	Би	Би	Би	Гр	Гр
	11	12	13	14	15	16	17*	18*	19	20
SiO <sub>2</sub>	42,88	41,04	35,27	35,90	36,08	35,44	37,01	36,88	36,06	35,70
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,63	2,48	2,3	0,92	1,05	3,97	2,17	0,10	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,16	13,29	16,37	18,4	17,98	19,35	16,15	16,57	23,26	20,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	5,53	4,74	0,6	3,17	3,08	0,18	Н.о.	1,33	0,51
FeO	15,05	12,57	16,75	15,84	18,57	15,54	17,34	20,15	28,75	35,54
MnO	0,1	0,07	0,19	—	0,07	0,05	0,10	0,21	4,74	2,39
MgO	9,62	11,16	11,27	13,13	10,81	12,63	12,40	11,02	2,96	4,39
CaO	10,03	11,35	0,46	0,83	0,81	0,83	0,42	0,38	3,28	1,73
Na <sub>2</sub> O	1,5	1,20	0,17	0,55	1,02	0,91	0,06	Н.о.	—	—
K <sub>2</sub> O	0,86	1,34	8,53	7,84	8,07	8,02	9,44	8,99	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,72	1,83	3,30	4,8	2,65	2,63	1,83	Н.о.	—	—
С у м м а	100,11	100,01	99,43	100,19	100,15	99,73	97,12	97,04	100,48	100,19

П р и м е ч а н и е. 1 — магнетит, пос. Стайцеле, скв. 1, гл. 757,8 м, Мт+Кв+Гр+Гем; 2 — салит, пос. Стайцеле, скв. 1, гл. 990,5 м, Мт+Кв+Сал+Гр+Карб; 3 — биотит, пос. Стайцеле, скв. 1, гл. 889,5 м, Гип+Пл+Кв+Би+КПШ+Ди; 4 — гранат, пос. Стайцеле, скв. 1, гл. 990,6 м, Мт+Кв+Сал+Гр+Карб; 5 — магнетит, пос. Гарсене, скв. 2А, гл. 976,7 м, Мт+Кв+Мп; 6 — роговая обманка, пос. Гарсене, скв. 2А, гл. 1092,3 м, Пл+Кв+Би+Рог; 7 — роговая обманка, пос. Нитауре, скв. 58, Рог+Би+Пл+Кв; 8 — роговая обманка, пос. Дзербене, обн. 100, Рог+Пл; 9 — биотит, пос. Гарсене, скв. 2А, гл. 1027,0 м, Алб+Кв+Би; 10 — биотит, пос. Скривери, обн. 102, Би+Рог+Ди+Пл+Кв; 11 — роговая обманка, пос. Инчукалнс, обн. 5р, Рог+Би+Пл+Кв; 12 — роговая обманка, пос. Инчукалнс, обн. 18р, Рог+Би+Ди+Пл+Кв; 13 — биотит, пос. Инчукалнс, обн. 1р, Гр+Би+Рог+Пл+Кв; 14 — биотит, пос. Инчукалнс, обн. 12р, Би+Гр+Кор+Сил+Грф+Пл+Кв; 15 — биотит, пос. Инчукалнс, обн. 5р, Рог+Би+Пл+Кв; 16 — биотит, пос. Инчукалнс, обн. 18р, Рог+Би+Ди+Пл+Кв; 17 — биотит, пос. Инчукалнс, скв. 2п, гл. 1051,8 м, Пл+Кв+Мт, Рог+Гр+Би; 18 — биотит, пос. Бирини, гл. 915 м, Пл+Корд+Би+Рог+Кв; 19 — гранат, пос. Инчукалнс, обн. 1р, Гр+Би+Рог+Пл+Кв; 20 — гранат, пос. Инчукалнс, обн. 12р, Би+Гр+Кор+Сил+Грф+Пл+Кв.

Анализы 1 и 5 выполнены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР; 2—4, 6, 9, 17 и 18 по данным Н.К. Самбургс; 7, 8, 10—19 по данным А.П. Биркиса (3).

\* — микронзондовый анализ. Проверк — не обнаружено, Н.о. — компонент не определялся.

амфиболитовой фации, развитый в раннеархейском суперкрупном комплексе, и метаморфизм амфиболитовой фации, связанный с лопским комплексом пород околоской серии. На поля развития тех и других упомянутых фаций наложены следы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Каждому этапу высокотемпературного метаморфизма соответствует его регрессивная ветвь в условиях более низкотемпературных фаций (табл. 41, 42).

### Литовский район

По геофизическим данным геологические формации суперкрупных пород Белоруссии в западной части республики простираются в северо-восточном направлении и переходят в пределы соседней Литовской ССР. Территориальная близость обоих регионов и общее гео-

логическое строение их кристаллического фундамента позволяют распространить основные, выявленные в белорусской части, особенности регионального метаморфизма пород фундамента на территорию Литовской ССР. По геологическим данным, в кристаллическом фундаменте Литвы выделяются нижнеархейский ашвашский гранулитовый комплекс, слагающий Западно-Литовский блок и его склоны, и бальнинкайский комплекс суперкрупных пород протерозоя. Из интрузивных образований известны габбро архейского возраста, рандамонский комплекс основных пород протерозоя и послераннепротерозойский жильный базальтоидный комплекс. Среди гранитоидов выделяется архейский шюпарский комплекс и протерозойские — мяркинский, марцинконский и варенский, а также гранитоиды Западной Литвы.

Ашвашский архейский гранулитовый комплекс, по данным Р.П.Гайлюса, Г.Б.Мотузы, С.С.Марфина и других, представлен основными кристаллическими сланцами, пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами, являющимися изначально вулканитами основного состава. Глиноземистые породы представлены метапелитами, превращенными в гнейсы. По основным породам развиты чарнокиты. Породы комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и позже заметно переработаны гранитизацией.

Бальнинкайский нижнепротерозойский комплекс представлен амфиболитами, силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами, кварцитами, породами типа лептитов (иногда с амфиболом) относительно слабее метаморфизованными от зеленосланцевой до высокотемпературной ступени амфиболитовой фации, отчего сохраняют иногда признаки первичной природы.

Архейские габброиды сложены основным плагиоклазом и двумя пироксенами; иногда сохраняют структуру субэффузивных пород. Рандамонский комплекс представлен габбро, жильными диоритами и микродиабазам. Он отнесен к нижнему протерозою. Более поздний комплекс базальтоидов представлен мелкими, иногда мощностью до 1–2 мм жилками и более крупными дайками, секущими породы бальнинкайского комплекса, цементирует брекчию зон дробления.

Гранитоиды архейского шюпарского комплекса включают в себя ультраметагенные образования чарнокитов и гранитогнейсов северо-западной части Литвы. Мяркинский комплекс представлен плагиогранитами; мяркинский — плагиоклаз-микроклиновыми и микроклиновыми гранитами пестрого состава и структуры; варенский сложен микроклиновыми гранитами, метасоматитами и скарнами, приуроченными к разломам. Отдельно выделяются граниты Западной Литвы, катаклазиты и импактиты.

По сравнению со стратиграфической схемой Белоруссии [156] ашвашский комплекс Литвы удовлетворительно сопоставляется с гранулитами заборской свиты шучинской серии северо-западной части Белоруссии, дальше на север — с гранулитами Южно-Эстонского блока Северо-Восточной Латвии, Юго-Восточной Эстонии и северо-западной части гранулитового пояса Эстонии. На Украине им синхронны гранулиты Побужья. Бальнинкайский комплекс, с одной стороны, — вероятный аналог околоской серии Белоруссии, а с другой — инчукалнского комплекса Латвии, ягаласского и алутагузесского комплексов Эстонии.

Фрагментарные материалы о метаморфизме суперкрупных толщ Литвы приводятся в работах [23, 35]. По ним устанавливается, что в фундаменте Литвы проявляется архейская гранулитовая и связанная с ней регрессивная амфиболитовая и раннепротерозойская амфиболитовая фации. Эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации, как и в Белоруссии, проявлены повсеместно как диафторические и сохранились фрагментарно.

Гранулитовая фация развита преимущественно в толще пород ашвашского комплекса. Она определяется как фация умеренного давления на основании парагенетических ассоциаций минералов, характеризующих фацию. Основные кристаллические сланцы выделяются в родукскую толщу (по-видимому, аналог заборской толщи БССР). Характерный парагенезис этих сланцев: Гип+Мп+Пл (Лаб). Л.П.Бондаренко и другие [24] описывают в Западной Литве в скв. Гаргждай-3 парагенезис двупироксеновых кристаллических сланцев гранулитовой фации умеренных давлений по такой схеме: Гип<sub>1</sub>+Ди+Пл (ранняя стадия) Гр<sub>1</sub>+Гип<sub>2</sub>+Кор+Пл±Би (стадия повышенного давления) Кор+Гип<sub>3</sub>+Шп (симплектит)+Гр<sub>2</sub> (венцовые оторочки по Гип<sub>2</sub>)+Би+Кв+КПШ+Пл+Кор<sub>2</sub> (гранитизация). Порода гранитизирована с образованием эндербит-чарнокитовых гранитоидов и мигматитов, объединяемых в шюпарский ультраметагенный комплекс, а затем — плагиоклаз-микроклиновых мигматитов и гранитов. Среди мигматитов встречаются разности, содержащие гранат и кордиерит.

Предполагается, что стратиграфически выше ашвашского комплекса залегают толщи бальнинкайского, представленного амфиболитами и биотитовыми плагиогнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации низкого давления.

В остальной части Литвы (Восточно-Литовская зона) фундамент имеет сложное строение. По геофизическим данным, предположительно устанавливается, что в центральной части республики есть широкая полоса меридиональных разломов, разделяющая Западно- и Восточно-Литовскую зоны. По представлению литовских геологов, родукская толща основных кристаллосланцев приурочена к ядрам антиклиналей, а синклинальные зоны сложены толщами бальнинкайского комплекса.

Железорудные образования Литвы не являются стратифицированными и не относятся к ЖФД. Так, наиболее изученные и крупные по масштабам руды Варенского месторождения залегают среди останцов пород бальнинкайского комплекса – биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов, в разной степени гранитизированных под влиянием марцинконских и варенских гранитоидов. Биотитовые гнейсы сложены плагиоклазом, кварцем и биотитом. Амфиболиты состоят из обыкновенной роговой обманки, андезина, реже олигоклаза или лабрадора. Спорадически встречается клинопироксен и иногда гиперстен, возможно, реликтовый. Предполагается магматическая природа амфиболитов. Варенская железорудная зона расположена на северо-восточной окраине Марцинконского гранитоидного массива [25].

По минеральному составу железорудные образования Варенского месторождения пока не имеют аналогов в Белорусско-Прибалтийском регионе. В них преобладает магнетит. Вмещающие породы – биотитовые (флогопитовые) плагио-гранито-гнейсы, сложенные альбитом, олигоклазом, микроклином, кварцем, биотитом, тремолит-актинолитовым амфиболом с редкими акцессорными магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, монацитом, рутилом, ортитом, эгрином, гранатом, эпидотом, пиритом. Широко развиты процессы окварцевания и карбонатизации. Между этими породами и рудой находится зона скарноподобных пород амфиболового, скаполит-геденбергитового, серпентино-флогопитового (?) состава общей мощностью 2,6 м.

Рудное тело состоит из полнокристаллического агрегата магнетита с реликтами и пропластками пустой породы, сложенной амфиболом или агрегатом его с пироксеном, плагиоклазом и скаполитом. Руды серпентин-магнетитовые панидиоморфнозернистой и сидеритовой структуры, иногда полосчатые в участках с большим содержанием серпентина. В единичных зернах, реже в виде скоплений, встречаются шпинель, пирит и халькопирит, серпентин по оливину, флогопит, кремнезем, кальцит, хлорит. Амфибол развит по моноклинному пироксену, а скаполит по плагиоклазу. Реликты наиболее ранних минералов (оливин и пироксен) свидетельствуют о проявлениях скарнообразующего процесса с регрессивной направленностью, выраженной замещением высокотемпературных минералов низкотемпературными.

Мелкие проявления ЖФД в фундаменте Литвы редки и детально не изучались.

Таким образом, в региональном плане в кристаллическом фундаменте на территории Литовской ССР отмечаются парагенезисы гранулитовой фации, приуроченные к толщам основных кристаллических сланцев Западно- и Восточно-Литовского жестких блоков, и амфиболитовой фации, отчасти как регрессивной ветви гранулитового метаморфизма в результате ультраметагенной гранитизации. Более поздняя амфиболитовая фация связана с региональным метаморфизмом протерозойского (лопийского?) времени и затронула породы бальнинкайского комплекса. Формирование железных руд Варенского месторождения связано, вероятнее всего, с условиями именно этой фации и интрузиями гранитоидных комплексов (мяркинского, марцинконского и варенского).

### Латвийский район

Для кристаллического фундамента Белоруссии и Литвы, как и для аналогичного фундамента Латвийской ССР, в тектоническом плане характерны жесткие его участки или массивы, относящиеся по времени формирования к архею, и связующие их более пластичные толщи верхнего архея (лопия) и нижнего протерозоя. К первым относятся северная часть Западно-Литовского массива на западе республики, Латгальский гранито-гнейсовый массив и Южно-Эстонский гранулитовый блок на востоке и северо-востоке Латвийской ССР. Южно-Эстонский, или Латвийско-Эстонский блок заходит на территорию Латвии юго-

восточным краем. Между этими жесткими структурами располагаются более молодые и податливые тектоническим давлению толщи амфиболитов и гнейсов, относящиеся к инчукалнской и другим сериям. Важно отметить развитие архейского гранулитового метаморфизма в жестких блоках с последующей чарнокитизацией и ультраметагенной гранитизацией основных суперкрупных и магматических пород в условиях регрессивной амфиболитовой фации [18].

Области гранулитового метаморфизма сложены породами, в которых преобладают гиперстеновые, двупироксеновые, диопсидовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы с черно- и буровато-зеленой феррогастингситовой роговой обманкой, красно-коричневым биотитом, в меньшей степени гранатом [18] с прослоями, обогащенными магнетитом. Реже встречаются глиноземистые ортоклаз-плагиоклазовые гнейсы: гиперстен-, двупироксен-, силлиманит- и гранат-биотитовые с кордиеритом, гранатом и ассоциацией гиперстена с силлиманитом. Ультраметагенные образования представлены обособлениями эндрбитов в субстрате основных пород. Наблюдаются мелкие интрузивные тела ультрабазитов и габброидов. Широко развиты явления диафтореза, особенно в Западно-Литовском массиве.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные формации прогрессивно метаморфизованы в условиях высокотемпературной части альмандиновых амфиболитов с широким проявлением процессов ультраметаморфизма. Богатые кальцием породы представлены амфиболитами, роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Бедные кальцием породы состоят из существенно биотит-плагиоклазовых гнейсов с примесью граната, силлиманита и кордиерита. Характерно развитие в них порфиробластового калишната и граната. Породы участками превращены в мигматиты гранитного и плагиогранитного состава. Гранитоиды интрузивного происхождения среди них встречаются редко. Они интенсивно бластомилонитизированы, перекристаллизованы и окварцованы.

Железорудные образования Латвии приурочены к двум стратиграфическим уровням: к отложениям верхнего архея (лопия) и нижнего протерозоя. Они представлены тремя ЖФД: марганценовой метабазит-липаритовой (точнее, железисто-кремнисто-гнейсовой марганценовой, по А.М.Папу), метабазит-андезитовой и гипогенных богатых руд. Установлена приуроченность этих формаций к стайцельской и инчукалнской сериям соответственно, относящимся к лопию, а третьей формации — к гарсенской серии примерно того же возраста, что и две предыдущие.

Марганценовая железисто-кремнистая метабазит-липаритовая формация вскрыта на Стайцельском месторождении и Восточностайцельском рудопроявлении. Формация представлена гранат- и салит-гранат-магнетитовыми кварцитами, ассоциирующими с безрудными гиперстен-, гранат-биотитовыми лептитовидными гнейсами и редкими пластами амфиболитов. Строение формации многопластовое, и она "вложена" в толщу гнейсов и амфиболитов стайцельской серии.

Железисто-кремнистая метабазит-андезитовая формация распространена в центральной Латвии и вскрыта скважинами на Инчукалнском, Викинском и Исинском рудопроявлениях. Формация развита внутри инчукалнской серии верхнего архея. Она состоит из гранат-диопсид-, гранат-двупироксен-, гранат-скаполит-, гранат-гастингсит-магнетитовых кварцитов и двупироксен-магнетитовых железистых гранулитов и ассоциирующих с ними безрудных амфиболитов, гранат- и гиперстен-биотитовых, гиперстен-кордиерит-биотитовых кристаллических сланцев. Внутреннее строение формации характеризуется чередованием рудных и безрудных слоев.

Формация гипогенных богатых руд развита также в центральной части Латвии и вскрыта в прослоях Гарсенского прогиба (Гарсенский и Аннаский участки). Она характеризуется переслаиванием рудных и безрудных пород. Железные руды представлены богатыми магнетитовыми, сульфидно-магнетитовыми разностями и сопряженными с ними обогащенными магнетитовыми, амфибол- и биотит- амфибол-магнетитовыми кварцитами. Безрудные слои сложены мелкозернистыми биотитовыми, роговообманко-биотитовыми плагиогнейсами и амфиболитами. Среди них преобладают первично-осадочные породы.

Минеральные парагенезисы главных разновидностей пород, слагающих перечисленные выше формации, следующие.

Марганценовая метабазит-липаритовая формация:

гранат-магнетитовые кварциты —  $Mt_1 + Kв + Гр + Гем$  ( $Mt + Хл + Кв + Родх$ ) (скв. 1-Стайцеле);

салиит-гранат-магнетитовые кварциты —  $Mt_2 + Kв + Сал + Gr_1 + Gr_2 + Карб (Маг + Хл + Сп + Акт + Родх + Пир)$  (скв. 1-Стайцелле, скв. 4-Стайцелле, скв. ГК-1 кс);

карбонат-гранат-магнетитовые кварциты —  $Mt_1 + Kв + Карб + Gr + Би (Маг + Дол)$  (скв. 1-Стайцелле);

магнетит-гранатовые —  $Mt_2 + КПШ + Kв + Би + Gr; Mt_2 + Орт + Kв; Mt_2 + Пл + Kв + Му + Орт; Mt_2 + КПШ + Kв + Gr + Пл$  (скв. 1-Стайцелле, ГК-7п);

гранат-биотитовые лептито-гнейсы —  $Пл_{10-40} + Kв + Gr + Би \pm Ди + КПШ + Мт$  (скв. 1-Стайцелле, скв. ГК-1кс, скв. ГК-7п);

граниты, мигматит-граниты —  $Пл + Ми + Kв + Би; Kв + Пл + Орт + Gr + Ди \pm Би; Пл + Kв + Ми + Би + Му + Мт$  (скв. 1-Стайцелле, скв. ГК-1кс, скв. ГК-7п);

биотит-гиперстеновые гнейсы —  $Ги + Пл_{32} + Kв + Би \pm КПШ \pm Ди$  (скв. 1-Стайцелле, скв. ГК-1кс, скв. ГК-7п);

амфиболиты —  $Рог + Пл + Ди + Гип + Би; Рог + Пл + Гип + Би; Рог + Пл \pm Би \pm Ди \pm Kв; Рог + Пл_{10-40} (Акт + Хл + Карб)$  (скв. 1-Стайцелле, скв. ГК-1кс, скв. ГК-7п).

Метабазит-андезитовая формация:

гранат-диопсид-магнетитовые кварциты —  $Mt_1 + Kв + Gr + Ди \pm Mt_2 + Гип (\rightarrow Сп \pm Хл)$  (скв. 2п-Инчукалнс, скв. ГК-16п Исини, скв. ГК-2п Вики, скв. 21-Инч.);

гранат-скаполит-магнетитовые кварциты —  $Mt_1 + Kв + Ск + Gr + Ди + Пл (\rightarrow Эп)$  (скв. 2п-Инчукалнс);

диопсид-магнетитовые кварциты —  $Mt_2 + Kв + Ди \pm Рог \pm Би$  (скв. ГК-2п Вики);

двупироксен-магнетитовые гранулиты —  $Mt_1 + Ди + Гип + Пл_{28-30} + Kв \pm КПШ (Амф + Би)$  (скв. ГК-2п Вики);

магнетитовые сланцы —  $Mт + Kв + Пл + Би + Рог + Gr$  (скв. 2п-Инчукалнс);

вкрапленные магнетитовые руды —  $Mт + Kв + Пл + Гип + Би + Рог + Gr \pm Карб$  (скв. ГК-1п Исини);

амфиболиты —  $Рог + Gr \pm Пл + Kв; Рог + Пл + Би; Рог + Би + Пл + Гип (Амф + Хл); Пл + Рог (Ур + Хл + Kв + Сф); Пл + Амф + Эп + Ми$  (скв. 2п-Инч, скв. Н-43, скв. ГК-2п, скв. 10р-Инч, скв. ГК-16п);

гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы —  $Пл + Kв + Би + Гип + Gr (Акт)$  (скв. 2п-Инч, скв. Н-43);

амфибол-биотит-двупироксеновые гнейсы —  $Пл_{34-40} + Гип \pm Ди + Рог \pm Kв + Би + Хл$  (скв. 2п-Инч, скв. ГК-16п, скв. ГК-2п);

биотит-гранат-кордиеритовые кристаллосланцы —  $Пл + Кор + Kв + Би \pm Gr_1; Би + Gr + Кор \pm Сил + Gr + Пл + Kв; Ст + Акт + Gr_2 Kв_2; Gr_2 + Ст + Би_2 + Фибр + Kв_2$  (скв. 2п, скв. 12р-Инч);

биотит-гранатовые гнейсы —  $Gr + Би \pm Рог + Пл + Kв$  (скв. 1р-Инч).

Формация гипогенных богатых железных руд:

богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды —  $Mт_1 + Mт_2 + Kв + Пир; Mт_1 + Mт_2 + Kв + Пир + Рог \pm Рг \pm Би (Хл); Mт_1 + Mт_2 + Би + Мп$  (скв. 2А-Гарсене);

обогащенные магнетитовые кварциты —  $Mт_1 + Kв \pm Рог + Mт_2 \pm Би (Хл)$  (скв. 2А-Гарсене);

силикат-магнетитовые кварциты —  $Mт_1 (Гем) + Kв + Рог; Mт_1 (Гем) + Kв + Би + Рог + Пл \pm Ап$  (скв. 2А-Гарсене);

вкрапленные магнетитовые руды —  $Mт_2 + Kв + Гип + Пл \pm Би; Mт_2 + Kв + Ми + Гип + Би + Пл$  (скв. ГК-15п Аннас);

биотитовые плагиогнейсы —  $Алб + Kв + Би (Хл + Эп + Карб); Пл_{32} + Kв + Би + КПШ (Му)$  (скв. 2А-Гарсене, скв. 2-Гарсене, скв. ГК-15п Аннас);

амфибол-биотитовые плагиогнейсы —  $Пл_{13-32} + Kв + Би_1 + Рог (Би_2 + Хл)$  (скв. 2А-Гарсене, скв. 2-Гарсене, скв. ГК-15п-Аннас);

амфиболиты —  $Пл_{35-59} + Рог (Би_2 + Хл + Карб) + Kв + Би_1; Амф (Кум) + Пл; Гаст + Пл + Би + Kв$  (скв. 2А-Гарсене, скв. 57-Нитауре, скв. Личи);

*Марганценовая метабазит-липаритовая формация.* Минеральные парагенезисы железных руд этой формации по соотношениям минералов образуют три группы. Первая (ранняя) представлена ассоциациями:  $Mт_1 + Kв + Gr_1; Mт_1 + Kв + Gr_1 + Карб + Би; Gr_1 + Mт_1 + Kв \pm Карб \pm Пл$ . Они слагают гранат- и карбонат-гранат-магнетитовые кварциты. Характерно полное отсутствие амфиболов. Вторая группа минеральных ассоциаций:  $Mт_2 + Kв + Сал + Gr_2 + Гем; Mт_2 + Kв + КПШ + Пл \pm Gr \pm Би; Mт_2 + Kв + Пл + Му + Орт$  связана с процессами гранитизации, формированием вторичных салиит-гранат-магнетитовых руд и рудных мигматит-гранитов. Характерно развитие второй генерации магнетита в виде секущих прожилков, струй, пятен, развивающихся предположительно по пироксену и

гранату, и второй генерации граната в виде венцовых каемок вокруг клинопироксена и магнетита. Третья, наиболее поздняя, группа представлена ассоциациями: Мт+Хл+Карб+Акт; Мт+Хл+Карб+Акт+Кв. Для них характерно наличие низкотемпературного продукта окисления магнетита — маггемита.

Приведенные минеральные парагенезисы формации в целом позволяют предположить проявление по крайней мере трех этапов метаморфизма. Первый отражает ранние парагенезисы руд и синхронных с ними безрудных пород. В безрудных породах он отмечен развитием гиперстена, который указывает на условия гранулитовой фации. По схеме фаций, субфаций и фациальных серий В.А.Глебовицкого [111], парагенезисы глиноземистых пород соответствуют гранат-гиперстен-силлиманитовой субфации повышенных давлений. О повышенном давлении свидетельствует также отсутствие кордиеритсодержащих ассоциаций. В ранних парагенезисах руд и внутрирудных гнейсов гиперстена нет, и они отвечают, по-видимому, низкотемпературной части гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фациям: силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовым субфациям [111]. Второй представлен минеральными парагенезисами гранат-салит-магнетитовых кварцитов, рудных и безрудных мигматит-гранитов (вторая группа минеральных ассоциаций), связанных с процессами гранитизации. Минеральные парагенезисы указывают на условия высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов. Можно предполагать о существовании на этом этапе повышенных давлений, о чем свидетельствует типоморфная ассоциация Мп+Гр и наличие венцового граната в рудах. На этом основании А.П.Биркис [18] считает эти породы эклогитоподобными. Третий этап связан с процессом низкотемпературного диафореза. Он проявлен в железистых кварцитах и выражен развитием в них наиболее поздних минеральных ассоциаций с хлоритом, актинолитом, карбонатом и кварцем. Эти минералы составляют кристаллический парагенезис фации зеленых сланцев.

*Метабазит-андезитовая формация.* Из приведенных выше парагенезисов видно, что формацию представляет сложный полиметаморфический комплекс, характеризующийся парагенезисами разных фаций метаморфизма: прогрессивными — гранулитовой и амфиболитовой, регрессивными — пограничной между гранулитовой и амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой.

Прогрессивная гранулитовая фация отражена в парагенезисах с гиперстеном, плагиоклазом и роговой обманкой в богатых кальцием породах и в парагенезисах с гиперстеном, плагиоклазом, гранатом в глиноземистых гнейсах. Гиперстен отмечается также в пироксен-магнетитовых гранулитах. Парагенезис глиноземистых гнейсов отвечает на схеме гранат-гиперстен-силлиманитовой субфации повышенных давлений.

Прогрессивная амфиболитовая фация представлена равновесными парагенезисами, наблюдаемыми в железистых кварцитах, магнетитовых сланцах: Мт+Кв+Ск+Гр+Ди+Пл; Мт+Кв+Гр+Ди; Мт+Кв+Пл+Би+Рог+Гр; и в безрудных породах: Рог+Пл+Кв+Гр; Рог+Пл; Пл+Кв+Мп+Би. Эти ассоциации указывают на условия высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов.

Регрессивный метаморфизм пограничной зоны между гранулитовой и амфиболитовой фациями связан с процессами чарнокитизации и эндербитизации, сопровождающимися гранулитовый метаморфизм. Он запечатлен в минеральных парагенезисах мигматит-чарнокитов, эндербитов, вкрапленных руд и гранат-диопсид-магнетитовых кварцитов. Регрессивный амфиболитовый метаморфизм выражен в перекристаллизации, которая сопровождалась возникновением наложенных минеральных парагенезисов:  $Gr_2 + St + Bi_2 + Фиб + Kв_2$ ,  $St + Акт + Gr_2 + Kв_2$  (биотит-гранат-кордиеритовые кристаллосланцы),  $Пл + Кв + Ми + Би + Gr + Рог + Мт$  (мигматит-граниты). Процессы перекристаллизации в них связаны с проявлением гранитовой мигматизации. Возникшие при этом парагенезисы соответствуют фации альмандиновых амфиболитов, ставролит-гранат-кордиерит-биотитовой субфации умеренных давлений. Регрессивный эпидот-амфиболитовый метаморфизм был проявлен в локальных зонах и представлен поздними наложенными минеральными парагенезисами, развитыми в эпидотсодержащих амфиболитах и гранатовых эпидозитах:  $Пл + Амф + Эп + Мп$ ,  $Gr + Эп + Сф + Ур$ . Регрессивный зеленосланцевый метаморфизм выражен в развитии наиболее поздней минеральной ассоциации  $Хл + Акт + Кв$ , наблюдаемой частично в амфиболитах, амфибол-биотит-гиперстеновых и гранат-гиперстен-биотитовых плагиогнейсах. Эта ассоциация характерна для зеленосланцевой фации метаморфизма.

*Формация гипогенных богатых руд.* Основные минеральные парагенезисы формации представлены: в железных рудах  $Мт_1 + Мт_2 + Кв + Мп$ ,  $Мт + Кв \pm Рог + Би$ ,  $Мт + Кв + Рог + Би + Пл$ , в безрудных породах  $Пл + Кв + Би + Рог$ ,  $Алб + Кв + Би$ ,  $Алб + Пл + Кв + Би + Ми + Рог$ ,  $Амф$  (Кум) +

+Пл. Они свидетельствуют об амфиболитовом типе метаморфизма. Появление куммингтонита и отсутствие гранатсодержащих парагенезисов в богатых кальцием породах указывают на условия, соответствующие фации куммингтонитовых амфиболитов, для которой характерно пониженное давление. Обращает на себя внимание наличие в железных рудах реликтового гиперстена. Это свидетельствует о наложенном характере амфиболитового метаморфизма и существовании более древних минеральных парагенезисов, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма. Но интенсивность более поздних наложенных процессов была настолько велика, что ранние парагенезисы в основной массе пород были уничтожены и сохранились лишь в виде редких реликтов гиперстена в железных рудах. Формация, по сути, полностью преобразована в условиях высокотемпературного диафтореза амфиболитовой фации. Наиболее поздние минеральные парагенезисы  $\text{Bi}_2 + \text{Хл} + \text{Эп} + \text{Карб}$ ;  $\text{Хл} + \text{Пир} + \text{Карб}$  соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма.

Условия метаморфизма определялись на основе применения схемы минеральных фаций, субфаций и фациальных серий В.А.Глебовицкого [111]. На небольшом фактическом материале была сделана попытка определить значения температуры по химизму сосуществующих минералов (см. табл. 42), используя данные А.П.Биркиса [18] и Р.Я.Белевцева [7], применявших для оценки геотермометры, предложенные Л.Л.Перчуком [137].

Особенностью температурного режима верхнеархейских ЖФД является то, что прогрессивный этап метаморфизма проходил в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, о чем свидетельствует сонахождение в единичных разрезах минеральных парагенезисов с гиперстеном и парагенезисов амфиболитового метаморфизма. По температурным условиям гранулиты относятся к низкотемпературной части гранат-гиперстен-силлиманитовой и роговообманко-гранулитовой субфациям. Рассчитанная Р.Я.Белевцевым [9] по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермометрам температура метаморфизма лептитогнейса (скв. 1-Стайцелле), с учетом содержания марганца в гранатах, составляет 650–700 °С. Локально развитые парагенезисы алмаздин-амфиболитовой фации метаморфизма, приуроченные в основном к железным рудам и безрудным породам внутри рудоносных толщ, соответствуют силлиманит-биотит-гранат-ортотлазовой субфации. Об этом свидетельствуют также расчеты температур для пород прогрессивного этапа амфиболитового метаморфизма инчукалнской серии [18], по диаграммам фазового соответствия между сосуществующими Fe–Mg минералами по методике Л.Л.Перчука и достигающие 640–660 °С.

В связи с этим предполагается существование относительно низкотемпературных условий внутри железорудных толщ за счет пониженной теплопроводности кремнистой составляющей железистых кварцитов.

Значения температур регрессивного амфиболитового метаморфизма, связанного с процессом гранитизации, определенные по гранат-биотитовому геотермометру и метаморфическому индексу Фроста в мигматизированных глиноземистых породах инчукалнской серии, составляют 550 °С, но составы граната и биотита отвечают более высоким температурам [18].

Процесс зеленосланцевого диафтореза руд верхнеархейских формаций протекал, по-видимому, в условиях низкотемпературной части фации зеленых сланцев (наличие маггемита, устойчивого при низких температурах около 300 °С).

По условиям давления минеральные ассоциации пород верхнеархейских ЖФД принадлежат преимущественно парагенезисам повышенных давлений.

Сравнивая эти данные по температурам и давлению со схемой из работы [111], можно заключить, что термодинамический режим глубинного петрогенезиса верхнеархейских ЖФД Латвии соответствовал режиму кианит-силлиманитовой фациальной серии ( $B_1, B_2$ ).

Полиметаморфизм пород нижнепротерозойской формации гипогенных богатых руд, в отличие от полиметаморфизма верхнеархейских формаций, характеризуется мощным проявлением диафторических преобразований гранулитов прогрессивного этапа в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов. Эти процессы практически полностью уничтожили следы раннего гранулитового метаморфизма и выражены настолько сильно, что позволяют определить преобладающий метаморфический профиль формации как амфиболитовый. По температурным условиям минеральные парагенезисы пород нижнепротерозойской железорудной формации отвечают условиям фации куммингтонитовых амфиболитов, а по давлению — парагенезисам пониженных давлений. Исходя из этого термодинамический режим глубинного петрогенезиса формации гипогенных богатых руд на схеме [111] соответствует андалузит-силлиманитовой группе фациальных серий.



## Северо-Эстонский район

Известные в кристаллическом фундаменте Эстонии железистые кварциты и другие силикатно-железистые породы Йыхвиского месторождения и Сакусаарского рудопроявления расположены в Северной Эстонии на восточном и юго-восточном продолжении пород и структур свекофенид Балтийского щита. Они относятся к марганценовой железисто-кремнисто-метабазитовой (метабазит-лептитовой) формации [32, 83] и прослеживаются в суперкрупных породах ягальской и вайварской толщ (Таллиннская и Йыхвиская зоны) [91, 137]. Последние наряду с породами алутагузской толщи одноименной зоны и Тапаского блока [91, 137] образуют Таллинн-Новгородскую структурно-фациальную область свекофенско-карельской (свекофенской) геосинклинали с возрастными границами 2500–1800 млн лет [190]. Распространенность главных типов пород в этих зонах приводится в табл. 43, а площадное распространение показано на рис. 50.

Раннепротерозойский возраст пород ягальской и алутагузской толщ, а также условно архейский возраст пород Тапаского блока не вызывает особых сомнений. Возраст же пород вайварской толщи однозначно не установлен. Одни исследователи считают их архейскими [80, 91], другие протерозойскими [137, 231]. Наличие в этой толще пород гранулитовой фации, с одной стороны, и положение генетически однотипных пород ЖФД совместно с вмещающими в Таллиннской зоне и на островах юго-запада Финляндии [203, 226], а также менее убедительные признаки не исключают возможность двухъярусного строения Йыхвиской зоны (рис. 50, 51). ЖФД и непосредственно вмещающие их породы слагают в таком случае верхнюю нижнепротерозойскую часть разреза.

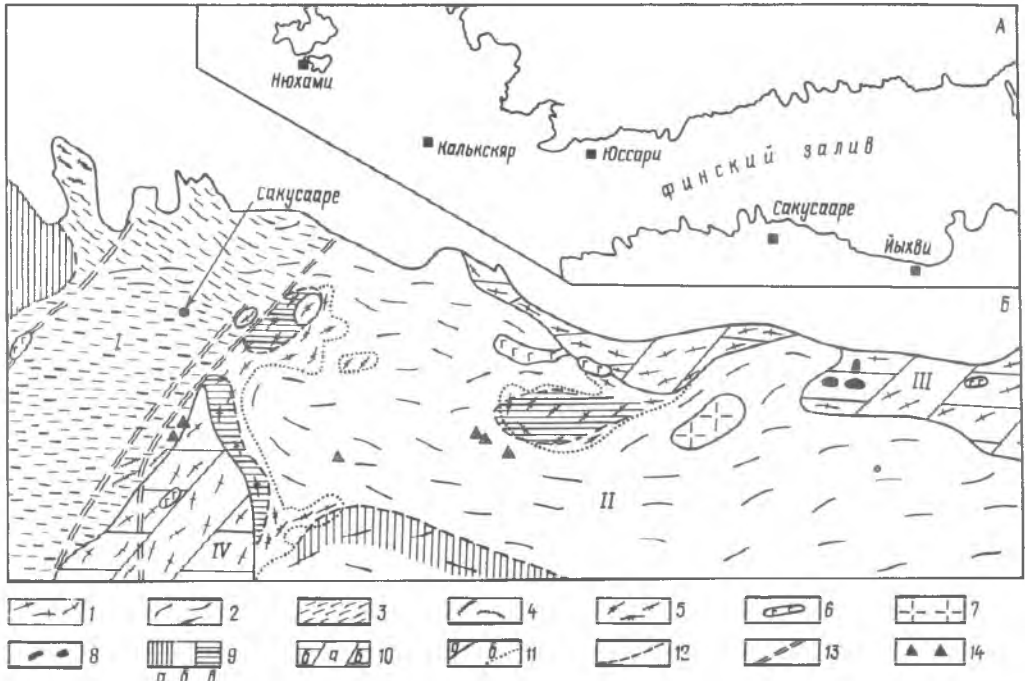


Рис. 50. Расположение выходов железисто-кремнистых пород на южном склоне Балтийского щита (А), геологическое строение и зональность регионального метаморфизма фундамента Северной Эстонии (Б):

1 – породы предполагаемого досвекофенского основания, преимущественно биотит-амфибол-пироксен-содержащие гнейсы; метаморфизованные породы нижнего протерозоя; 2 – глиноземистые и слюдяные гнейсы, 3 – переслаивание кварц-полевошпатовых (лептитовых), биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, 4 – графитосодержащие "черные гнейсы" в Таллиннской зоне, 5 – графитсульфидсодержащие гнейсы, кварциты, силикатные мраморы, пироксеновые породы и биотит-амфиболовые гнейсы (ульяновская пачка) в Алутагузской зоне; интрузивные породы: 6 – метагаббро и габбро-нориты, 7 – порфировидные калиевые граниты формации анортозит-рапакиви; 8 – железные руды (железистые кварциты, силикатно-железистые кварциты и сланцы), 9 – субфации низко-среднетемпературной (а) и высокотемпературной (б) амфиболитовой фации, переходной в гранулитовую (а), 10 – предполагаемое наложение раннепротерозойского (а) метаморфизма на архейский (б), 11 – геологические границы между структурными зонами и массивами (а) и между пачками алутагузской толщи (б), 12 – границы между субфациями метаморфизма, 13 – главные зоны разломов, 14 – повышенное содержание в породах магнетита (4–10%); Структурные зоны и блоки: I – Таллиннская, II – Алутагузская, III – Йыхвиская, IV – Тапаский

Т а б л и ц а 43. Наиболее распространенные парагенезисы в главных типах пород ЖФД Таллиннской и Йыхвиской зон

Порода	Таллиннская зона (ягальская толща)	Йыхвиская зона (вайварская толща)
Глиноземистые гнейсы	Кв+Пл+Би+Кор+Сил±Гр, Му (1)	Кв+Пл+КПШ+Би+Гр (4)
	Кв+Пл+Ми+Би+Сил+Му±Кор (2)	Кв+Пл+КПШ+Би+Кор±Сил, Гр, Анд (5)
Богатые кальцием	Кв+Пл+Ми+Би+Кор+Сил+Гр (3)	Кв+Пл+КПШ+Би+Гр+Рп (6)
	Пл+Кв±Ми+Би+Рог±Кум (7)	Пл±Кв±Ми+Би+Рог+Рп±Мп (9)
Железисто-кремнистые	Пл+Рог±Би (8)	Пл+Кв+Би+Рп (10)
	Кв+Ми±Пл+Рог±Гр+Мт±Эп, Мп (11)	Кв±КПШ+Пл+Мп+Гр+Мт±Рп, Рог (12)
		Кв+КПШ+Пл+Гр+Рп+Мт (13)
		Кв+КПШ±Пл+Рп+Гр+Рог+Мп+Мт (14)
	Кв±Пл+Рог+Гр+Мт±Рп, Би (15)	

Породы ЖФД Северной Эстонии имеют относительно пестрые минеральный и химический составы [283, 91, 137]. Для них характерно высокое содержание Мп, нередко также сульфидов железа, меди, полиметаллов и других микроэлементов. Мп преимущественно связан с наличием в железистых кварцитах граната. Последние данные спектрального анализа мономинералов показывают, что Мп также содержится в пироксенах и магнетите.

Поскольку метapelиты и metabазиты наиболее чувствительны к изменениям условий метаморфизма, то параллельно с парагенезисами в самих породах ЖФД рассматриваются и минеральные парагенезисы во вмещающих их глиноземистых и амфибол-пироксенсодержащих гнейсах Таллиннской и Йыхвиской структурных зон. Они в целом равновесные, о чем свидетельствует совпадение теоретических (расчетных) минеральных парагенезисов с действительно наблюдаемыми в породах. Приведенные в табл. 43 минеральные парагенезисы глиноземистых пород Таллиннской зоны указывают на условия Кор+Анд+Му или Анд+Гр+Му+Би субфации (1) до уровня Сил+Би+Гр+Орт или Сил+Гр+Кор+Орт субфации амфиболитовой фации (3) по фациальной схеме В.А.Глебовицкого [47]. Парагенезис (2) переходный, так как в нем начинает появляться микроклин и исчезает мусковит.

Повсеместное развитие силлиманита и отсутствие кианита (и ставролита) позволяют отнести метаморфизм к андалузит-силлиманитовому типу.

В глиноземистых породах Йыхвиской зоны (парагенезисы 4–6, табл. 43) появляется парагенезис гиперстена с биотитом и гранатом, позволяющий отнести эти породы к гранулитовой фации метаморфизма. В большинстве случаев парагенезисы все же безгиперстеновые, Сил+Гр+Кор+Орт субфации гранулитовой фации. Отсутствие гиперстена именно в ассоциации с силлиманитом указывает также на андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма.

Характер минеральных парагенезисов в богатых кальцием породах (metabазитах) и железисто-кремнистых породах: также является дополнительным подтверждением выводов, сделанных на основании парагенезисов глиноземистых пород. Таллиннская зона характеризуется исключительно ассоциациями, свойственными амфиболитовой фации метаморфизма, в породах Йыхвиской зоны обнаружен гиперстен – минерал-индикатор гранулитовой фации.

Если по глиноземистым парагенезисам йыхвиские породы можно было отнести к силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, то metabазиты следует отнести к роговообманко-гиперстен-диопсид-плаггиоклаз-кварцевой субфации гранулитовой фации из фациальной серии А<sub>2</sub> андалузит-силлиманитовой группы [47].

Минеральный состав пород ЖФД Северной Эстонии (парагенезисы 11–15, табл. 43) хорошо соответствует приведенным Я.Н.Белевцевым [3] для характеристики различия между амфиболитовой и гранулитовой фациями метаморфизма. Большинство из них следует называть не железистыми кварцитами, а кварцито-сланцами или силикатно-железистыми кварцитами. Последнее подтверждается и использованием классификационной диаграммы А.А.Маракушева и др. [100], где большинство анализов железисто-кремнистых пород попадают в поля магнетитовых или магнетитсодержащих сланцев (см. рис. 52).

Все разновидности пород сильно мигматизированы плаггио-микроклиновыми гранитами. Особенно легко поддались мигматизации породы глиноземистого ряда, наименее мигматизированы амфиболиты и биотит-амфиболовые пироксенсодержащие гнейсы.

Окончательно не выяснена природа вторичных изменений в породах. Большинство из них связаны с зонами тектонического дробления и гидротермальными процессами.

Но выявлены и такие изменения в минеральных ассоциациях, которые якобы позволяют говорить о слабом регрессивном метаморфизме. Так, в породах Таллинской зоны обнаружен мусковит двух генераций. Одна из них как будто относится к кордиерит-андалузит-мусковитовой субфации прогрессивного этапа, другая — к более поздней. Допускается протекание обратной реакции  $\text{Сил} + \text{КПШ} \rightarrow \text{Му} + \text{Кв}$ , хотя по соотношениям минералов часто неясно, в каком направлении шло замещение. Прохождение описанной выше реакции косвенно подтверждает обстоятельство, что там, где образовался мусковит, обычно нет микроклина. Кроме мусковита встречаются еще биотит и силлиманит. Иногда кордиерит включает в себя остатки биотита, в то же время второй биотит явно развивается по этому же кордиериту.

Более четкие признаки диафореза отмечаются в метаморфических породах Йыхвиской зоны. В железистых кварцитах участками развивается куммингтонит по ромбическому пироксену, в metabазитах гиперстен частично замещен агрегатом амфибола и биотита, в глиноземистых гнейсах редко появляется парагенезис биотита с андалузитом [80].

По биотит-гранатовому [46, 132, 246] (табл. 44, 45), амфибол-плаггиоклазовому, амфибол-биотитовому и биотит-гиперстеновому [201] термобарометрам определены температура и давление метаморфизма для комплексов пород Северной Эстонии. Хотя температуры по магнетитовому и амфибол-плаггиоклазовому термометрам систематически занижены, в целом полученные величины удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми минеральными парагенезисами и определенными по ним субфациями. Общеизвестно, что высокая степень мигматизации повышает железистость минералов и по термометрам получаем несколько заниженные значения температуры. Это в какой-то мере можно отнести ко всем определениям  $PT$ -условий по породам Северной Эстонии, так как практически везде наблюдается умеренная или высокая степень мигматизации.

Небольшое количество аналитического материала не позволяет достаточно глубоко охарактеризовать условия регионального метаморфизма в Йыхвиской зоне. По одной паре гранат-биотит получена температура метаморфизма  $640^\circ\text{C}$  (см. табл. 45), но поскольку в этом парагенезисе есть ромбический пироксен, то, скорее, всего, эта температура отвечает регрессивной стадии метаморфизма. Две пары минералов Би+Гип из Йыхвиской зоны (табл. 47) дают температуру  $730\text{--}760^\circ\text{C}$ , но даже она занижена для таких минеральных парагенезисов. В качестве вспомогательных термометров нами использованы амфибол-биотитовый и амфибол-плаггиоклазовый термометры Л.Л.Перчука [131]. Полученные по ним данные также несколько занижены, однако удовлетворительно сходятся и помогают дополнить картину распределения фаций метаморфизма, особенно в Таллиннской зоне.

По минеральным парагенезисам, приведенным выше термобарометрам и нескольким другим методам, тип метаморфизма пород Северной Эстонии определяется как умеренный, андалузит-силлиманитовый.

По совокупности полученных данных в Северной Эстонии отмечается метаморфическая зональность [73]. Выделены области низко- и высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации и зоны с переходными минеральными парагенезисами гранулитовой фации. Метаморфическая зональность пород Северной Эстонии проявляется от андалузит-гранат-мусковит-биотитовой субфации амфиболитовой фации до низких ступеней гранулитовой фации: критические минералы последней появляются в metabазитах. При этом высокотемпературная субфация амфиболитовой фации совпадает с предполагаемыми структурами антиклинорного типа, в которых расположены Тапаский блок и Йыхвиская зона.

Слабая метаморфическая зональность в свекофенском метаморфическом поясе Северной Эстонии, первоначально установленная по распространению индекса минералов метаморфических фаций и количественно охарактеризованная термобарометрическими иссле-

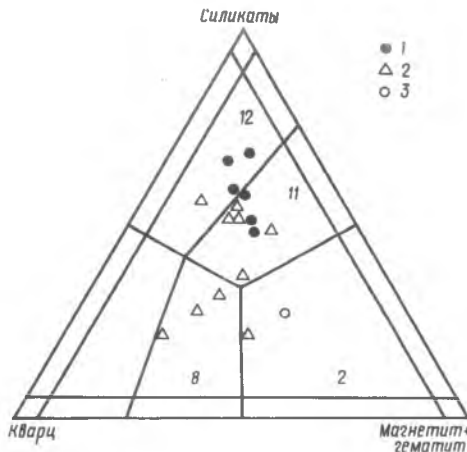


Рис. 51. Минеральный состав пород ЖФД на классификационной диаграмме А.А. Маракушева и др. [12]. Поля (цифры на диаграмме) кварц-силикатно-железистых руд (2), силикатно-железистых кварцитов (8), магнетитовых (11) и магнетитосодержащих (12) сланцев. Минеральный состав пород: Таллинской (1) и Йыхвиской (2) зон и о-ва Юссарэ, Ю. Финляндия (3)

Т а б л и ц а 44. Химический состав граната и биотита из пород глиноземистого ряда Таллиннской и Йыхвиской зон, %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма
<i>Таллиннская зона</i>												
1	36,88	0,03	21,19	0,39	36,70	1,25	3,16	0,80	—	—	—	100,37
2	34,18	3,44	20,32	2,05	19,82	0,05	7,41	0,45	0,15	9,36	3,10	100,33
3	36,94	0,03	21,40	0,20	35,60	1,30	3,94	1,02	—	—	—	100,40
4	35,24	2,58	20,23	2,38	17,25	0,06	8,83	0,17	0,15	9,18	3,75	99,82
5	37,04	—	21,41	1,00	33,91	2,15	3,52	1,40	—	—	—	100,43
6	35,64	1,92	19,71	2,63	16,95	0,10	8,84	0,53	0,13	9,28	3,97	99,70
7	37,41	0,04	21,02	1,94	28,96	1,20	4,26	1,05	—	—	—	99,48
8	36,46	2,55	19,18	1,68	17,07	0,06	9,10	0,40	0,16	9,35	3,49	99,90
9	37,46	0,04	20,74	1,22	34,47	1,06	3,89	1,05	—	—	—	99,93
10	36,20	2,80	18,99	2,07	17,31	0,06	8,96	0,48	0,16	9,45	3,74	100,22
11	36,76	—	20,42	0,64	33,98	4,34	2,04	1,23	—	—	—	99,41
12	35,42	2,10	21,12	1,20	19,44	0,12	7,82	—	0,27	8,19	4,42	100,10
13	36,04	0,07	20,56	2,58	32,83	1,46	4,49	1,33	—	—	—	99,36
14	35,36	3,02	18,00	2,85	17,53	0,20	9,68	0,36	0,20	8,52	3,67	99,59
15	36,62	0,10	20,73	1,04	34,28	1,70	3,45	1,61	—	—	—	99,43
16	35,24	2,80	19,90	2,87	18,54	0,12	7,83	0,69	0,20	7,90	3,94	100,03
17	36,76	0,05	20,24	1,55	31,96	3,45	2,07	3,31	—	—	—	99,53
18	33,64	3,12	16,98	8,92	17,02	0,16	6,77	1,51	0,20	6,30	5,07	99,69
19	36,72	0,01	20,40	1,19	33,06	4,35	1,88	2,01	—	—	—	99,65
20	35,24	2,45	17,47	3,27	21,41	0,19	6,94	0,69	0,15	9,12	3,54	100,47
21	37,10	0,04	20,45	2,40	29,61	2,36	2,69	1,20	—	—	—	99,85
22	34,30	1,92	19,27	6,88	19,32	0,12	6,90	0,63	0,15	8,60	5,03	100,12
23	36,86	0,13	20,50	1,25	30,53	5,45	2,87	1,80	—	—	—	99,39
24	35,74	2,28	17,33	2,51	20,13	0,25	8,42	0,40	0,12	9,52	3,56	100,26
25	37,66	0,13	20,93	1,40	26,50	5,47	5,09	2,54	—	—	—	99,72
26	37,18	2,75	17,66	1,35	15,55	0,23	11,68	0,87	0,13	9,13	3,28	99,81
27	37,92	0,05	20,59	1,49	29,92	3,04	3,71	3,49	—	—	—	100,21
28	35,12	1,84	15,89	2,52	18,69	0,12	11,28	0,74	0,25	8,56	4,67	99,68
<i>Йыхвиская зона</i>												
29	39,10	0,12	22,08	1,53	26,18	0,81	5,16	4,58	—	—	—	99,56
30	38,42	3,05	16,01	2,26	15,80	0,08	11,44	1,12	0,32	8,75	2,82	100,07
31	36,86	0,06	20,78	1,61	29,31	1,25	5,84	3,29	—	—	—	99,00
32	37,72	0,02	21,20	2,70	29,31	0,83	5,61	2,86	—	—	—	100,25
33	37,46	0,03	20,91	3,47	29,10	1,07	4,51	3,31	—	—	—	99,86
34	37,64	0,03	21,16	1,57	18,20	13,64	3,30	4,88	—	—	—	100,39

Примечание. 1 — 1132612, гранат, Кв+Пл<sub>24</sub>+Ми+Би<sub>68</sub>+Кор+Гр<sub>87</sub>+Сил; 2 — биотит, то же; 3 — 1211667, гранат, Кв+Пл<sub>25</sub>+Ми+Би<sub>55</sub>+Кор+Сил+Гр<sub>84</sub>+Му; 4 — биотит, то же; 5 — 1211840, гранат, Кв+Пл<sub>27</sub>+Ми+Би<sub>55</sub>+Сил+Гр<sub>86</sub>+Кор; 6 — биотит, то же; 7 — 1331946, гранат, Кв+Пл<sub>22</sub>+Ми+Би<sub>53</sub>+Кор+Сил+Гр<sub>82</sub>; 8 — то же; 9 — 1332191, гранат, Кв+Пл<sub>24</sub>+Ми+Би<sub>54</sub>+Кор+Сил+Гр<sub>84</sub>; 10 — биотит, то же; 11 — 1104330, гранат, Кв+Пл<sub>25</sub>+Би<sub>40</sub>+Сил+Гр<sub>81</sub>+Кор+Гр<sub>87</sub>; 12 — биотит, то же; 13 — 1122895, гранат, Кв+Пл<sub>26</sub>+Ми+Би<sub>54</sub>+Гр<sub>82</sub>; 14 — биотит, то же; 15 — 1261890, гранат, Кв+Пл+Ми+Гр<sub>86</sub>+Би<sub>60</sub>+Му; 16 — биотит, то же; 17 — 1142470, гранат, Кв+Пл<sub>22</sub>+Ми+Би<sub>57</sub>+Гр<sub>81</sub>; 18 — биотит, то же; 19 — 141712, гранат, Кв+Пл<sub>26</sub>+Ми+Би<sub>46</sub>+Гр<sub>82</sub>; 20 — биотит, то же; 21 — 151643, гранат, Кв+Пл<sub>24</sub>+Ми+Би<sub>54</sub>+Гр<sub>80</sub>+Му; 22 — биотит, то же; 23 — 1341793, гранат, Кв+Пл+Би<sub>60</sub>+Гр<sub>88</sub>; 24 — биотит, то же; 25 — 1394343, гранат, Кв+Пл<sub>21</sub>+Би<sub>46</sub>+Гр<sub>82</sub>; 26 — биотит, то же; 27 — 1413658, гранат, Кв+Пл<sub>22</sub>+Би<sub>51</sub>+Гр<sub>82</sub>+Му; 28 — биотит, то же; 29 — 1692197, гранат, Кв+Пл+Би<sub>46</sub>+Гр<sub>71</sub>+Рп; 30 — биотит, то же; 31 — 1692358, гранат, то же; 32 — 1692293, гранат, Кв+Пл+Ми+Би+Гр<sub>76</sub>; 33 — 1692446, гранат, Кв+Гр<sub>80</sub>; 34 — Й-1-150, гранат, Кв+Гр<sub>88</sub>+Рп+Рог+Мт.

Анализы выполнены в лаборатории УГ ЭССР, аналитики А.И.Озерова и М.Л.Калкун.

Т а б л и ц а 45. Температура и давление метаморфизма пород фундамента Северной Эстонии по биотит-гранатовому термобарометру

Структурная зона, блок	Количество образцов	lnK <sup>Гр-Би</sup>	T, °C		P, МПа	
			по А.Б.Томп-сону [246]	по В.А.Глебовицкому и др. [46]	по Л.Л.Перчуку [132]	по В.А.Глебовицкому и др. [46]
Таллиннская, I	14	2,01–1,27	500–700	550–710	230–520	250–630
Алутагузевская, II	44	1,72–1,02	560–800	605–840	250–730	230–660
Па	22	1,48–1,02	640–800	670–840	470–730	440–660
Йыхвиская, III	1	1,58	610	640	600	800
Тапасский, IV	2	2,03–1,46	500–640	550–675	340–420	610–620

Примечание. Па — подзона с гранулитовыми парагенезисами в метабазах.

дованиями на основе изучения химического состава метаморфических минералов, отражается также в закономерных постепенных пространственных изменениях минерального состава пород [75].

В настоящее время большинство исследователей поддерживают точку зрения, что железисто-кремнистые породы Северной Прибалтики имеют осадочно-вулканогенный генезис [32, 91, 137]. Как показывает изучение химизма пород (см. рис. 67), во время осадконакопления глинисто-карбонатного материала осуществлялся и явный привнос вулканогенного вещества и глубинной серы [137]. Крайне интересно, что, если из состава самих силикатно-железистых кварцитов или сланцев вычитать общее железо, связанное с магнетитом, они попадают однозначно на глинистое (осадочное) поле (рис. 52). Отсюда следует вывод, что оруденение следовало альгомской модели, при которой главная масса железа в силикатно-магнетитовых породах имеет вулканогенное происхождение [232]. Концентрация и образование рудной минерализации, видимо, непосредственно связаны с дифференциацией материала в процессе как прогрессивной, так и регрессивной стадий регионального метаморфизма. Метаморфическая дифференциация и перекристаллизация обычно усиливают контрастность первичного разреза [3], что и наблюдается, особенно в породах Йыхвиской зоны, где переходы от рудного интервала к безрудному иногда очень четкие.

Наряду с изучением влияния процесса прогрессивного метаморфизма в породах ЖФД следует обратить внимание на признаки регрессивной стадии. Некоторое несоответствие минерального и химического состава силикатно-железистых кварцитов и сланцев Йыхвиской зоны наводит на мысль, что в крайнем случае часть магнетита в породе имеет регрессивное происхождение.

## КАРЕЛО-КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

### Карельский район

Все железорудные районы Карелии располагаются в Западно-Карельской структурно-фациальной зоне [88], протягивающейся от Костомукши в южно-юго-западном направлении на расстояние около 400 км (рис. 53). ЖФД — часть разреза верхнеархейского лопийского комплекса, образующего прерывистый ряд локальных сложнопостроенных синклинальных структур среди обширных полей гнейсо-гранитоидов ранне и позднеархейского возраста.

Стратиграфический разрез толщ лопия этого района, по данным В.Я.Горьковца и М.Б.Раевской [40], имеет трехчленное строение. Нижняя — ньюкозерская серия — сложена метатерригенными отложениями аркозового типа — биотитовыми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, иногда с высокоглиноземистыми минералами, редкими прослоями кварцитов. Средняя — контокская серия — представлена осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями — metabазальтами в нижней части разреза (ниэмиярвинская свита), метавулканитами риодацитового состава в средней (шурловаарская свита) и metabазальтами и метакоматиитами в верхней (рувинваарская свита). С вулканитами ассоциируют магнетитовые кварциты и углеродсодержащие сланцы. В основании верхней — гимольской серии — залегают метаморфизованные полимиктовые конгломераты, гравелиты и граувакки (суккозерская свита), которые выше по разрезу сменяются породами продуктивной на железо костомукшской свиты, представленной разнообразными железистыми кварцитами, а также углеродсодержащими и слюдястыми сланцами. Разрез гимольской серии завершают ритмично-слоистые сланцы флишевого типа (сурлампинская свита). Выделяемые в Гимольской и Суккозерской структурах между суккозерской и

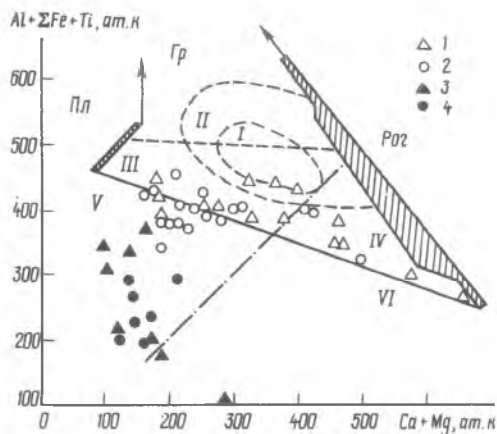


Рис. 52. Положение составов амфиболсодержащих пород ЖФД Северной Эстонии на диаграмме А.А.Кременецкого [89].

Поля изверженных пород основного состава: I — усредненные составы, II — с учетом все возможных разновидностей; поле изверженных средних пород и основные вулканогенные граувакки, туффы и туфы с примесью глинистого (III) и карбонатного (IV) материала; V — поле глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников; VI — поле глинистых, доломитовых и известковых мергелей; вмещающие и силикатно-железистые породы Йыхвиской (1–3) и Таллинской (2, 4) зон; ат.к. — атомное количество



Рис. 53. Метаморфизм пород лопия Западной Карелии:

1 – породы протерозоя, лопийский комплекс;  
 2 – зеленосланцевая, 3 – эпидот-амфиболитовая, 4 – амфиболитовая фации, 5 – нижнеархейские и верхнеархейские гнейсо-гранитоиды; железорудные районы: I, II – Костомукшский, III – оз.Хедо, IV – Межозерский, V – Гимольский, VI – Совдозерский

о наличии в глиноземистых породах таких минералов, как ставролит, хлоритоид, кианит, андалузит, силлиманит и кордиерит, их ассоциации в породах комплекса нельзя определить как достаточно информативные и благоприятные для восстановления *PT*-условий метаморфизма. Андалузит в настоящее время установлен (по определениям К.А.Ининой) только в порфиробластическом сланце в скв. 206 Костомукшского месторождения. В других случаях за андалузит и кордиерит предположительно принимались "пятнистые" обособления, которые по форме, характеру выделения и минеральному составу выполняющего их агрегата рассматривались как возможные псевдоморфозы по этим минералам [40, 181]. Другие указанные выше минералы встречаются спорадически и бывают приурочены к различным по времени проявлениям метаморфизма.

Наиболее информативными оказались составы гранатов, биотитов и плагиоклазов в метапелитах (гимольская серия) и амфиболов, плагиоклазов и гранатов в амфиболитах (контокская серия), при обязательном условии равновесности этих минералов, которая доступными нам методами устанавливается иногда недостаточно определенно. Некоторую информацию качественного характера о степени метаморфизма несут и парагенезисы в железистых кварцитах.

Гранаты из метапелитов лопия Западной Карелии по химическому составу (табл.46) на диаграмме Д.А.Великославинского [26] соответствуют зонам граната, ставролита и кианита, кианита и силлиманита (рис. 54), которые с определенными коррективами можно сопоставить с зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями. "Зона граната" в настоящее время – проблема в отношении принадлежности ее к традиционно выделяемым зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Одни исследователи, особенно в областях проявления метаморфизма низкого давления [27, 171], относят ее к эпидот-амфиболитовой фации. В.А.Глебовицкий [47] выделяет гранатовую субфацию в зеленосланцевой фации при режиме повышенных давлений, а для области низких давлений считает, что гранатсодержащие парагенезисы принадлежат к гранат-хлорит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации. Ф.Гернер и Дж.Ферхуген [167], а также Г.Винклер [33] подобные ассоциации с гранатом рассматривают в составе самостоятельной субфации зеленосланцевой фации, но не выделяя при этом эпидот-амфиболитовой. С.П.Коржковский [81] на основании конкретного парагенетического анализа показывает

костомукшской свитами метавулканыты риодацитового и андезит-дацитового составов (межозерская свита) [54], по нашему мнению, могут быть пластовыми интрузивными телами. Подобные образования широко распространены в районе Костомукшского месторождения. Кроме них, интрузивные породы представлены ультрабазитами, габбро-диабазами, разнообразными гранитами.

Тектонический анализ показывает сложноскладчатое строение района, обусловленное неоднократным проявлением деформаций [73, 97], среди которых весьма характерны, судя по формирующейся крутой в-линейности [97], деформации сдвигового характера. Другой особенностью является резко асимметричное строение крыльев синклиналей, проявляющееся как в директивных субмеридиональных структурах, так и в межкупольных структурах Костомукшского железорудного района.

Сопровождаемые метаморфизмом неоднократно проявленные деформации определяют полиметаморфический характер пород лопийского комплекса. Закономерности его эволюции, отражающиеся, главным образом, в изменении давления, пока не выявлены. Сложность здесь определяется, в первую очередь, тем, что несмотря на приводимые в некоторых работах [40, 163, 181] данные

Т а б л и ц а 46. Химический состав биотита, амфибола и пироксена из биотит-амфиболовых и пироксеносодержащих гнейсов Таллинской и Йыхвиской зон, %

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	С у м м а
Таллинская зона												
1	43,04	1,86	10,65	2,51	17,52	0,30	8,76	10,00	0,86	1,77	2,31	99,78
2	36,46	2,64	15,24	3,28	19,25	0,17	10,03	0,74	0,14	9,20	3,20	100,35
3	40,00	1,18	12,41	6,57	16,90	0,42	7,13	11,00	1,01	1,61	2,20	100,33
4	36,00	3,30	15,01	3,99	20,62	0,27	8,56	0,23	0,15	9,29	2,45	99,87
5	45,88	1,13	10,12	2,48	12,93	0,34	11,95	9,42	0,76	2,40	2,07	99,48
6	37,10	2,60	15,13	2,85	16,09	0,23	12,15	0,95	0,25	9,29	3,07	99,71
7	42,96	0,94	10,60	6,10	12,13	0,37	8,99	11,89	1,04	1,50	1,85	99,17
8	37,56	1,60	15,03	4,86	15,19	0,30	11,24	2,33	0,35	8,00	3,42	99,88
9	42,06	1,00	11,18	4,70	13,19	0,38	11,56	11,09	1,00	1,80	2,34	100,80
10	37,36	1,94	13,79	4,43	16,23	0,29	12,20	1,06	0,20	9,20	3,31	100,00
11	44,48	1,20	10,56	4,13	14,51	0,34	10,26	10,00	0,94	1,37	2,28	100,07
12	38,25	2,20	15,04	4,21	15,28	0,20	11,38	0,94	0,31	8,30	3,30	99,42
13	42,10	1,24	11,02	5,46	13,86	0,40	9,34	11,02	1,23	2,09	2,01	99,77
14	36,52	2,56	13,84	4,31	15,52	0,28	12,67	1,44	0,17	8,33	3,94	99,58
15	41,76	1,07	11,91	4,98	14,51	0,42	8,72	11,14	1,09	1,58	1,97	99,15
16	36,66	2,72	15,04	4,15	15,80	0,26	11,01	2,13	0,32	8,22	3,43	99,74
17	42,26	0,82	11,81	5,92	13,94	0,41	8,49	11,53	1,14	1,29	1,87	99,48
18	35,96	2,88	15,33	4,21	15,95	0,27	11,05	1,01	0,18	9,32	3,51	99,67
19	51,40	0,50	5,88	0,56	10,73	0,30	15,95	11,37	0,38	0,48	2,35	99,83
20	38,40	2,40	15,62	1,46	13,93	0,17	14,80	1,37	0,15	8,25	3,60	99,79
Йыхвиская зона												
21	49,28	0,12	1,13	1,19	30,89	0,58	13,81	2,54	0,10	0,10	0,34	100,08
22	35,92	4,46	12,76	5,11	18,14	0,09	9,59	0,95	0,23	8,66	3,90	99,81
23	50,50	0,15	1,72	1,92	26,94	0,47	16,49	1,37	-	0,16	0,44	100,16
24	37,28	3,35	14,03	3,57	16,80	0,11	12,43	0,59	0,10	8,66	2,93	99,75

П р и м е ч а н и е. 1 — роговая обманка, 2 — биотит (141442, Кв+Пл<sub>46</sub>+Ро<sub>56</sub>+Би<sub>55</sub>); 3 — роговая обманка, 4 — биотит (1093605, Кв+Пл<sub>41</sub>+Ми+Би<sub>41</sub>+Ро<sub>69</sub>); 5 — роговая обманка, 6 — биотит (1163860, Кв+Пл<sub>86</sub>+Би<sub>46</sub>+Ро<sub>42</sub>); 7 — роговая обманка, 8 — биотит (1172345, Кв+Пл<sub>39</sub>+Ро<sub>33</sub>+Би<sub>40</sub>); 9 — роговая обманка, 10 — биотит (1272125, Пл<sub>44</sub>+Ро<sub>46</sub>+Би<sub>48</sub>); 11 — роговая обманка, 12 — биотит (1302216, Кв+Пл<sub>49</sub>+Ро<sub>50</sub>+Би<sub>49</sub>); 13 — роговая обманка, 14 — биотит (2782965, Пл<sub>37</sub>+Ро<sub>34</sub>+Би<sub>46</sub>); 15 — роговая обманка, 16 — биотит (2853235, Кв+Пл<sub>47</sub>+Ро<sub>56</sub>+Би<sub>50</sub>); 17 — роговая обманка, 18 — биотит (2853430, Кв+Пл<sub>45</sub>+Ро<sub>56</sub>+Би<sub>55</sub>); 19 — роговая обманка, 20 — биотит (1413680, Пл<sub>3</sub>+Ро<sub>29</sub>+Би<sub>37</sub>); 21 — ромбический пироксен, 22 — биотит (1652538, Кв+Пл<sub>43</sub>+КПШ<sub>37</sub>+Би<sub>37</sub>+Мп<sub>2</sub>); 23 — ромбический пироксен, 24 — биотит (1953104, Пл+Би<sub>48</sub>+Ро<sub>50</sub>).

Анализы выполнены в лаборатории УГ ЭССР, аналитики А.И.Озерова и М.Л.Калкун.

правомерность выделения субфации с гранатом (альмандин-хлорит-хлоритоидной) в составе зеленосланцевой фации как в кианитовых (предпочтительно), так и андалузитовых комплексах глубинности, которая частично или полностью соответствует картируемой в ряде метаморфических комплексов "зоне граната". Альмандиновую субфацию в составе зеленосланцевой фации выделяет и Р.Я.Белевцев [7] при описании регионального метаморфизма пород УЩ, в том числе в районах развития ЖФД.

По С.П.Кориковскому [81], к альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации зеленосланцевой фации могут быть отнесены гранаты с F не ниже 91—93 % при сумме спессартина и гроссуляра не более 15 % и F = 85—90 % при большем содержании этих компонентов. Принимая такое подразделение зеленосланцевой фации, мы к ней в породах лопия относим парагенезисы с гранатом (F = 93—95 %), в породах с F не более 70 % и содержащие кислый плагиоклаз — альбит.

Таким образом, для зеленосланцевой фации характерен парагенезис Гр<sub>93-95</sub>+Би<sub>64</sub>+Хл+Алб+Кв (пробы 6, 8, 9, 18, см. табл. 47). Гранаты содержат 3,8—6,0 % пироба, 66,4—77,9 альмандина, 2,9—10,6 спессартина и 9,5—14,7 % кальциевого граната. Сосуществующий биотит удалось проанализировать только в одном образце, он имеет F = 64 % при содержании TiO<sub>2</sub> — 1,35 %.

Такие парагенезисы отмечались в породах гимольской серии Костомукшского и Гимольского месторождений. В первом из них гранат-хлорит-биотитовые сланцы, ассоциирующие с хлорит-биотитовыми, вероятно, достаточно широко распространены в составе сурлампинской свиты гимольской серии. На Совдозерском месторождении зеленосланцевая фация представлена парагенезисами Хл+Би+Му+Кв, Хл+Ка+Кв, Би+Му+Кв с альбитом или без него.

На всех участках железорудных месторождений наиболее распространена, исключая Совдозерское, эпидот-амфиболитовая фация, соответствующая преимущественно усло-

виям гранат-хлорит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации [47] или ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации [81].

Для пород глиноземистого ряда с железистостью до 70 % характерны парагенезисы  $\text{Гр}_{85-91} + \text{Би}_{51-63} \pm \text{Хл}_{58} + \text{Пл}_{23-28} + \text{Кв} \pm \text{Ст}$ ,  $\text{Му}$ ,  $\text{Рог}$ . Гранат в них содержит 6,6–13,4 % пирропа, 61,3–83,2 альмандина, 0,6–10,0 до 16,7 спессартина, 2,5–12,5 % кальциевого граната. Более высокое его содержание (22,1 %, проба 19, см. табл. 48) отмечается в гранате из цемента конгломератов Костомукшского месторождения. Эта порода из-за высокого содержания  $\text{CaO}$  (4,27 %) отнесена к этой группе условно. Биотиты имеют истонит-сидерофиллитовый состав с варьирующей железистостью в пределах 51–63 % при содержании  $\text{TiO}_2$  1,32–1,92 %. Ставролит обнаружен в породах Костомукшского месторождения и в районе оз. Хедо.

Петрографически среди рассматриваемых пород с подобными парагенезисами можно выделить две группы. В одном случае это тонкозернистые биотитовые и хлорит-биотитовые сланцы с новообразованными гранатом, кварцем, хлоритом, часто биотитом. Образование наложенного парагенезиса обычно связано с хорошо проявленной секущей сланцеватостью. В этих породах, как правило, сохраняются минералы зеленосланцевой фации. Другая разновидность – мелко- и среднезернистые гранат-биотитовые сланцы с равновесным хлоритом, иногда мусковитом, не несущие признаков полифациальности. Они содержат довольно основной для этих условий плагиоклаз (до 38 %  $\text{An}$ ).

Породы этой субфации широко развиты на Костомукшском месторождении, Корпангском участке, в районе Мутаярвинской аномалии, на Гимольском и Межозерском месторождении и в районе оз. Хедо.

Для пород с железистостью более 70 % (76–80 %), встречаемых, в частности, на Корпангском участке (образцы 14, 15, см. табл. 47), характерны парагенезисы с более железистыми гранатами и биотитами, сопоставимыми по составу с минералами зеленосланцевой фации; плагиоклаз при этом соответствует олигоклазу-андезину;  $\text{Гр}_{93} + \text{Би}_{64-65} + \text{Хл} + \text{Пл}_{27-34} + \text{Кв} \pm \text{Рог}$ .

Изученный в глиноземистом сланце района оз. Хедо парагенезис  $\text{Гр}_{84} + \text{Би}_{49} + \text{Ст}_{76} + \text{Хл}_{45} + \text{Пл}_{27-29} + \text{Кв}$  (проба 17, см. табл. 49) соответствует более высокотемпературной ставролит-хлорит-андалузитовой [47] или ставролит-хлоритовой [81] субфациям эпидот-амфиболитовой (ставролитовой) фации. По железистости граната и хлорита этот парагенезис очень близок описанному С.П.Кориковским [81] в породах Патомского нагорья. Гранат в этом парагенезисе из района оз.Хедо отличается высоким содержанием спессартина, возможно, указывающим на более низкие барические условия метаморфизма. К этой субфации, очевидно, относится упоминавшийся ранее андалузитсодержащий сланец Костомукшского месторождения. В этих условиях в высокоглиноземистых сланцах сурлампинской свиты можно ожидать более широкое распространение андалузита и кордиерита.

Следующая ступень метаморфизма в породах лопия железорудных месторождений соответствует амфиболитовой фации, устанавливаемой по сосуществующим гранатам и биотитам в глиноземистых гнейсах восточного крыла Костомукшского месторождения (образцы 4, 5, см. табл. 47):  $\text{Гр}_{81} + \text{Би}_{61-63} + \text{Пл}_{23-26} + \text{Кв}$ . В составе гранатов 17–18 % пирропа, 70–71 альмандина, 2,8–9,3 спессартина и 3,8–6,0 % кальциевого граната. Биотиты для этой температурной группы имеют относительно повышенную железистость ( $F = 61–63\%$ ) и низкое содержание  $\text{TiO}_2$  (1,72–1,88 %). Установить принадлежность данного парагенезиса к какой-либо субфации пока невозможно.

Для пород основного состава при отсутствии пород глиноземистого ряда (конттокская серия) фациальная принадлежность определялась на основании изучения сосуществующих амфиболов и плагиоклазов или амфиболов, плагиоклазов и гранатов. Данные химического

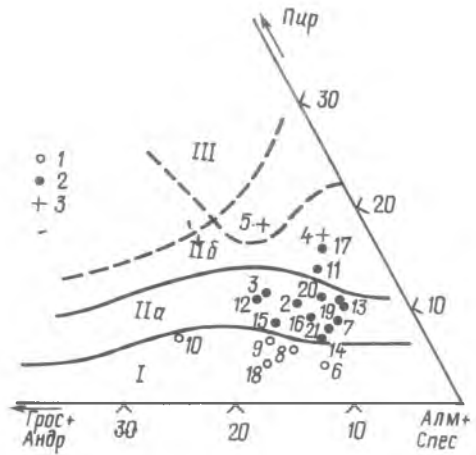


Рис. 54. Компонентный состав гранатов из лопийских пород района железорудных месторождений Карелии на диаграмме Д.А.Великославинского [26].

Зона: I – граната, II – ставролита и кианита, III – кианита и силлиманита, IV – гиперстена; I – гранаты зеленосланцевой, 2 – эпидот-амфиболитовой фаций



Т а б л и ц а 47. Химический состав гранат-биотитовых сланцев, гнейсов и минералов из них района железорудных месторождений Карелии, %

Оксид	1			2			3			4
	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода
SiO <sub>2</sub>	63,90	39,78	34,71	59,26	38,76	33,34	63,72	38,98	35,18	67,13
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,12	1,55	0,61	0,12	1,32	0,52	0,10	1,39	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	19,54	19,21	15,05	19,54	19,30	14,88	16,74	19,50	15,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	2,75	2,41	1,60	1,93	3,70	1,51	1,16	3,32	0,38
FeO	6,79	29,02	19,97	9,36	31,20	20,97	6,56	31,71	19,15	4,88
MnO	0,084	2,80	0,064	0,084	2,60	0,053	0,092	3,75	0,06	0,065
MgO	1,72	1,80	9,16	3,88	2,20	8,20	2,87	3,25	8,66	1,83
CaO	2,66	3,86	0,14	2,10	3,36	0,35	2,39	3,71	0,42	1,96
Na <sub>2</sub> O	3,59	0,15	0,17	2,68	0,14	0,19	1,95	0,07	0,22	4,50
K <sub>2</sub> O	2,52	0,10	8,62	3,37	0,10	8,75	2,67	0,07	7,89	2,24
H <sub>2</sub> O	0,11	0,14	0,20	0,25	0,18	0,28	0,13	0,10	0,41	0,10
П.п.п.	1,52	—	3,36	2,02	—	3,63	1,22	—	4,03	0,88
С у м м а	100,02	100,06	99,56	100,26	100,13	100,08	99,55	99,64	100,31	99,88
F	61	91	58	61	89	63	60	85	59	62

Оксид	4		5			6			7	
	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат
SiO <sub>2</sub>	38,94	34,36	66,10	39,16	33,56	57,98	44,47	33,60	62,73	46,12
TiO <sub>2</sub>	0,05	1,88	0,52	0,18	1,72	0,73	0,13	1,35	0,60	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,79	17,68	15,41	19,51	17,76	17,38	16,32	18,80	16,67	17,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	4,64	0,45	2,27	6,64	5,10	1,93	4,50	1,20	0,47
FeO	32,30	18,86	5,89	30,53	17,60	5,32	29,22	20,43	5,20	25,50
MnO	4,16	0,122	0,068	1,20	0,058	0,075	4,00	0,078	0,083	6,17
MgO	4,45	7,70	2,30	4,40	8,32	3,85	0,84	7,81	3,40	1,72
CaO	1,40	0,70	1,96	2,73	1,05	1,75	2,78	0,49	2,80	2,24
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,10	3,90	0,10	0,14	2,00	0,14	0,22	3,41	0,14
K <sub>2</sub> O	0,14	8,85	2,29	0,12	9,01	3,00	0,14	8,72	2,50	0,13
H <sub>2</sub> O	—	0,48	0,12	0,10	0,48	0,14	0,06	0,18	0,14	0,05
П.п.п.	—	4,69	0,98	—	3,66	2,41	—	3,61	1,28	—
С у м м а	100,21	100,17	99,98	100,30	100,00	99,73	100,05	99,79	100,01	100,37
F	81	63	61	81	61	59	95	64	51	89

Оксид	7	8		9		10			11	
	Биотит	Порода	Гранат	Порода	Гранат	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат
SiO <sub>2</sub>	33,86	62,34	39,70	62,50	41,02	60,61	36,70	35,03	61,08	37,03
TiO <sub>2</sub>	1,36	0,62	0,23	0,56	0,15	0,55	0,05	1,47	0,67	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,19	15,55	18,70	13,24	18,22	14,60	21,88	18,14	18,10	21,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,07	1,26	3,27	0,93	2,47	0,92	1,41	3,37	1,22	1,35
FeO	16,85	7,06	29,63	10,32	31,25	8,17	26,27	20,36	7,90	33,25
MnO	0,134	0,058	3,40	0,156	1,14	0,13	4,28	0,146	0,122	0,870
MgO	10,68	3,00	1,30	3,33	1,40	2,75	1,57	8,77	3,53	3,23
CaO	0,77	3,06	3,64	2,29	4,00	4,77	7,39	0,28	3,36	2,52
Na <sub>2</sub> O	0,15	3,32	0,08	1,92	0,10	2,75	0,03	0,15	2,55	0,03
K <sub>2</sub> O	8,24	2,13	0,09	2,35	0,12	2,27	0,04	8,80	2,00	0,04
H <sub>2</sub> O	0,24	0,08	—	0,14	—	0,07	0,06	0,22	0,11	0,13
П.п.п.	3,64	1,84	—	1,95	—	2,26	—	3,21	1,73	—
С у м м а	100,18	100,32	100,04	99,69	99,87	99,85	99,68	100,02	100,06	99,76
F	54	61	93	65	93	65	91	60	59	86

Оксид	11	12		13			14			
	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит
SiO <sub>2</sub>	35,60	61,78	37,22	33,80	62,52	38,50	35,22	61,30	39,70	33,61
TiO <sub>2</sub>	2,06	0,43	0,08	1,27	0,59	0,03	1,92	0,43	0,05	1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,79	14,65	19,64	17,50	16,68	20,42	20,00	10,29	21,40	19,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	1,18	1,82	4,08	1,61	0,58	3,84	1,63	1,67	2,45
FeO	16,52	8,84	31,84	20,80	5,75	32,23	16,70	18,15	32,69	23,00
MnO	0,036	0,099	2,24	0,065	0,083	3,11	0,090	0,108	0,33	0,023
MgO	10,95	3,04	2,60	8,25	2,97	2,58	9,32	2,66	1,50	7,40

Оксид	11			12			13			14		
	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит		
CaO	0,42	2,38	4,60	0,84	3,09	2,10	0,28	1,54	2,80	He обн.		
Na <sub>2</sub> O	0,22	2,81	0,08	0,11	3,03	0,18	0,15	0,14	0,03	0,17		
K <sub>2</sub> O	8,62	2,79	0,07	8,96	2,69	0,14	8,85	2,25	0,07	8,20		
H <sub>2</sub> O	0,19	0,32	0,10	0,36	0,1	0,05	0,14	0,19	0,08	0,31		
П.п.п.	2,95	1,52	—	4,00	0,96	—	3,16	1,48	He обн.	4,04		
С у м м а	99,67	99,84	100,29	100,11	100,07	99,92	99,74	100,17	100,24	99,71		
F	51	65	88	62	57	88	55	80	93	65		

Оксид	15			16			17				
	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Хлорит	Ставролит
SiO <sub>2</sub>	57,50	38,30	33,80	65,44	38,64	34,63	69,26	39,34	35,68	23,90	27,66
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,08	1,67	0,52	0,18	1,80	0,52	0,07	1,45	0,32	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,68	21,40	19,06	15,89	20,00	20,00	14,60	19,80	19,22	23,45	51,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	2,40	3,05	0,65	0,50	1,21	1,19	6,14	3,47	2,75	13,21
FeO	17,37	31,60	21,55	4,81	32,54	18,86	3,52	24,75	15,23	20,47	3,23
MnO	0,198	0,57	0,028	0,063	3,11	0,08	0,040	3,93	0,075	0,170	0,22
MgO	3,52	1,40	7,85	2,42	2,23	10,04	2,57	3,29	10,70	16,70	2,49
CaO	1,68	3,73	He обн.	2,59	2,80	He обн.	1,82	1,24	0,42	0,17	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,07	0,26	4,26	0,08	0,19	3,73	0,13	0,28	0,02	0,02
K <sub>2</sub> O	2,77	0,08	8,32	2,10	0,07	8,90	1,23	0,09	8,97	0,04	0,04
H <sub>2</sub> O	0,21	0,08	0,40	0,13	0,03	0,10	0,12	—	0,24	He обн.	0,12
П.п.п.	1,51	He обн.	3,93	0,92	He обн.	3,60	1,29	0,82	3,99	11,70	0,84
С у м м а	99,93	100,21	99,98	99,79	100,21	99,54	99,89	99,60	99,73	99,69	100,01
F	76	93	64	56	89	53	49	84	49	45	76

Оксид	18		19			20			21		
	Порода	Гранат	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит	Порода	Гранат	Биотит
SiO <sub>2</sub>	57,80	37,24	65,96	40,30	33,95	56,92	37,08	34,66	53,18	37,78	34,90
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,09	0,66	0,23	1,68	0,55	0,12	1,52	0,31	0,12	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,53	20,90	13,62	18,20	19,50	16,96	19,58	18,65	16,99	19,46	18,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	1,68	1,02	2,47	3,40	1,35	2,86	4,84	3,55	1,54	4,26
FeO	11,73	32,40	7,18	32,33	18,86	12,06	34,66	19,94	15,30	36,23	20,11
MnO	0,040	1,72	0,106	2,00	0,046	0,133	0,733	0,023	0,084	0,261	0,018
MgO	3,28	0,78	2,77	2,37	9,05	3,10	2,64	9,35	3,30	1,76	9,15
CaO	2,10	4,82	2,10	1,82	0,42	2,52	2,31	0,49	2,52	2,80	0,35
Na <sub>2</sub> O	1,71	0,05	2,50	0,09	0,21	1,82	0,05	0,18	1,16	0,05	0,20
K <sub>2</sub> O	3,17	0,04	2,16	0,06	7,86	2,63	0,04	7,95	1,68	0,04	7,60
H <sub>2</sub> O	0,24	He обн.	0,07	0,02	0,47	0,22	0,12	0,28	0,03	0,14	0,44
П.п.п.	2,73	He обн.	1,49	—	4,28	1,60	—	2,24	1,75	—	2,40
С у м м а	100,11	99,72	99,64	99,79	99,80	99,86	100,21	100,12	99,85	100,18	99,56
F	70	95	62	89	58	71	91	60	76	92	59

Примечание. Район Костомуковского месторождения: 1—514-29, гранат-биотитовый сланец (Кв+Пл<sub>18-20</sub>+Би±Хл); 2—514-54, биотитовый сланец с гранатом (Кв+Пл (Олг)+Би±Гр±Хл); 3—518, гранат-биотитовый сланец (Кв+Пл (Олг)+Би+Гр); 4—2316-37, гранат-биотитовый гнейс (Кв+Пл<sub>23-26</sub> Гр+Би); 5—2316-42, то же (Кв+Пл<sub>44-45</sub>—Гр—Би); 6—2319, гранат-биотитовый сланец (Кв+Пл (Аб)+Гр+—Би—Хл); 7—2319-1, то же (Кв+Пл (Олг)+Гр+Би+Хл); 8—2312-2, гранат-хлорит-биотитовый сланец (Кв+Пл (Аб)+Гр+Би+Хл+Гур); 9—2312-3, то же (Кв+Пл (Аб)+Гр+Би+Хл); 10—531-1, гранат-амфибол-карбонат-биотитовый сланец (Кв+Пл (Олг)+Гр+Би+Ка+Ро+Хл), цемент конгломератов; 11—201, гранат-биотитовый гнейс (Кв+Пл<sub>28-30</sub>+Гр+Би), участок Корпангский; 12—548-15 (Кв+Пл (Олг)+Гр+Би+Хл) — там же; 13—559, то же (Кв+Пл (30)+Гр+Би), там же; 14—184-35, гранат-биотитовый сланец (Кв+Пл (Олг)+Би+Гр±Хл), там же; 15—184-33, гранат-биотитовый гнейс с роговой обманкой (Кв+Пл<sub>30</sub>+Би+Гр+Ро+Хл), там же; 16—291, гранат-двуслюдяной сланец со ставролитом (Кв+Пл<sub>23-25</sub>+Гр+Би+Му+Тур±Ст)<sub>оз. Хедо</sub>; 17—297, гранат-ставролит-биотитовый гнейс (Кв+Пл<sub>28</sub>+Би+Ст+Гр+Хл+Тур); там же; 18—717-2, гранат-биотитовый углеродсодержащий сланец (Кв+Пл (Аб)+Гр+Би±Хл), Гимольское месторождение; 19—219-3, гранат-хлорит-биотитовый сланец (Кв+Пл (Олг)+Гр+Би+Хл±Му), там же; 20—657-49, гранат-биотитовый сланец (Кв+Пл<sub>34-35</sub>+Гр+Би±Хл), Межозерское месторождение; 21—657-52, гранат-биотитовый сланец с роговой обманкой (Кв+Пл<sub>36</sub>+Гр+Би+Ро+Хл), там же.

и оптического изучения амфиболов (табл. 48, рис. 55) показали, что они относятся к группе обыкновенных роговых обманок, как правило, обогащенных чермакитовым миналом. Они распространены в метабазах Костомукшского месторождения. С ними ассоциируют андезин (35–40 % An), в зонах мигматизации амфиболитов — олигоклаз, в породах с реликтами офитовой структуры может сохраниться андезин-лабрадор (48–52 % An). Парагенезисы  $\text{Gr}_{92-97} + \text{Rog}_{57-69} + \text{Pl}_{39-40} + \text{Эп} + \text{Кв}$  в амфиболитах контоксской серии (табл. 50) характеризуют наложенные процессы метаморфизма, по-видимому, метасоматического характера, о чем могут свидетельствовать относительно высокая железистость гранатовых амфиболитов и аномально высокие содержания в них  $\text{MnO}$  (0,520–0,668 %), что отражено в составе гранатов. Значительно чаще наблюдаются проявления магний-железо-кальциевого метасоматоза, который фиксируется отчетливее в виде секущих зон. В них по породам различного состава от начальной стадии наложенного порфиробластеза образуются породы с парагенезисами  $\text{Gr}_{92-99} + \text{Rog}_{69-80} \pm \text{Би}_{64-76}$  и  $\text{Gr}_{97-98} + \text{Грн}_{67-65} \pm \text{Rog}_{73}$ . Роговая обманка в них обогащена гастингситовым миналом.

Приведенные выше парагенезисы соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям с недостаточно определенной границей между ними. В западной части Костомукшского месторождения, по данным В.Н.Кожевникова [78], в метабазах отмечается парагенезис  $\text{Акт} + \text{Алб}$ , соответствующий зеленосланцевой фации.

В железистых кварцитах индикаторами степени метаморфизма являются преимущественно силикатные минералы. В зеленосланцевой фации, в чистом виде распространенной только на Совдозерском месторождении, для них характерны парагенезисы  $\text{Мт} + \text{Кв} + \text{Карб} \pm \text{Хл} \pm \text{Би} \pm \text{Эп}$ . Карбонат представлен анкеритом, реже кальцитом [181].

Для эпидот-амфиболитовой фации наиболее типичны разнообразные амфиболсодержащие магнетитовые кварциты — грюнеритовые, рибекитовые (Костомукшское месторождение), роговообманковые и грюнерит-роговообманковые (Межозерское и Гимольское месторождения, оз.Хедо), хотя содержащиеся в них амфиболы бывают распространены в породах амфиболитовой и, возможно (грюнерит, рибекит), зеленосланцевой фации [47]. Грюнериты имеют железистость 83–89 % (табл. 49), рибекиты представлены в основном магнизирибекитами [102] ( $F = 49–60\%$ ). Ю.И.Лазарев [97] называет их родуситами, выделяя при этом оксиродуситы — разновидности, содержащие  $\text{Fe}^{3+} > 2$  ф.ед. Роговые обманки в магнетитовых кварцитах имеют максимальную железистость из фиксируемых в породах данного района. В целом отмечается тенденция снижения железистости всех амфиболов при повышении степени метаморфизма [97, 181]. Это относится и к биотиту, постоянному сопутствующему минералу в амфиболсодержащих магнетитовых кварцитах и главному — в биотит-магнетитовых кварцитах.

Среди грюнеритовых и рибекитовых магнетитовых кварцитов центральной части Костомукшского месторождения выделяются полифациальные разновидности, содержащие наряду с минералами эпидот-амфиболитовой фации реликтовые парагенезисы зеленосланцевой:  $\text{Кв} + \text{Мт} \pm \text{Карб}$ ,  $\text{Кв} + \text{Мт} + \text{Би} \pm \text{Карб} \pm \text{Грн}$  (?),  $\text{Кв} + \text{Мт} \pm \text{Гем} + \text{Алб} + \text{КПШ} \pm \text{Би} + \text{Риб}$  (?), минералы которых имеют более мелкозернистое строение.

Главный признак амфиболитовой фации метаморфизма в железистых кварцитах — наличие в щелочно-амфиболитовых разновидностях пироксена, представленного эгиринном, эгирин-диопсидом, реже диопсид-авгитом. Другим минералом, не характерным для эпидот-амфиболитовой фации и появляющимся в зоне амфиболитовой фации раньше или одновременно с пироксеном, является кроссит. Иногда его образование связано с проявленными в этой зоне процессами мигматизации. В аналогичной ситуации в грюнеритовых кварцитах образуется сине-зеленая роговая обманка по грюнериту.

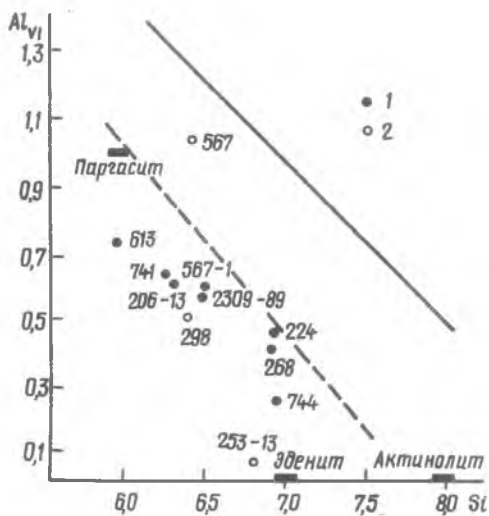


Рис. 55. Состав амфиболов из лопийских пород Костомукшского и Совдозерского месторождений на диаграмме Б.Лика [228], %: 1 — из амфиболитов, 2 — из грюнерит-роговообманковых магнетитовых кварцитов

Т а б л и ц а 48. Химический состав амфиболитов и минералов из них

Оксид	1			2			3		4	
	Порода	Роговая обманка	Гранат	Порода	Роговая обманка	Гранат	Роговая обманка	Гранат	Порода	Роговая обманка
SiO <sub>2</sub>	46,18	41,78	38,48	57,54	39,54	38,56	43,80	43,75	57,79	43,18
TiO <sub>2</sub>	0,88	0,58	0,06	1,19	0,58	0,20	0,42	0,26	0,88	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,74	12,98	20,99	12,89	15,31	19,86	10,95	18,92	15,18	15,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,23	4,17	0,09	4,12	6,37	2,30	3,06	0,95	1,02	3,11
FeO	15,45	17,84	24,40	9,07	16,76	21,69	16,86	16,04	9,34	15,55
MnO	0,668	0,260	5,75	0,52	0,376	8,08	0,44	7,45	0,20	0,320
MgO	3,40	6,95	0,34	2,84	5,65	1,20	8,25	0,70	3,91	7,00
CaO	11,20	11,55	9,53	9,13	11,41	7,70	11,97	10,80	8,14	10,92
Na <sub>2</sub> O	0,94	1,23	0,09	0,58	1,32	He обн.	1,06	0,20	2,17	1,33
K <sub>2</sub> O	0,33	0,42	0,08	0,24	0,52	0,01	0,61	0,20	0,11	0,25
H <sub>2</sub> O	0,12	0,16	0,11	0,03	0,08	0,10	0,20	0,77	0,05	0,06
П.п.п.	1,98	2,11	—	2,04	1,99	—	2,48	—	1,11	2,00
Сумма	100,12	100,03	99,92	100,19	99,91	99,69	100,10	100,09	99,90	100,00
F	77	64	97	72	69	92	57	93	59	60

Примечание. Гранат-эпидотовые амфиболиты Костомукшского месторождения: 1—206-13; месторождения: 6—741; 7—268; 8—744; биотитизированный амфиболит Гимольского месторождения:

Т а б л и ц а 49. Химический состав минералов из железистых кварцитов месторождений Карелии, %

Оксид	Грюнерит		Рибекит				Биотит	Эгирин	Роговая обманка	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	48,16	49,03	54,92	54,62	53,95	54,63	32,87	51,67	43,96	41,22
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,02	0,05	0,05	0,18	0,02	0,54	0,13	0,10	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,22	0,53	0,53	0,67	0,92	14,06	0,44	7,31	11,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	0,52	17,89	17,02	13,38	16,10	3,41	32,99	6,45	5,32
FeO	44,24	42,37	4,78	6,46	8,03	5,32	31,40	0,91	24,43	24,07
MnO	0,220	0,435	0,021	0,025	0,072	0,040	0,037	0,009	0,122	0,187
MgO	3,08	4,89	11,85	10,80	11,78	11,60	4,00	0,020	4,53	3,40
CaO	0,49	0,56	0,63	1,12	2,94	0,70	0,92	1,19	10,22	9,70
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,06	6,72	6,53	5,72	6,62	0,08	11,16	0,75	1,11
K <sub>2</sub> O	0,07	0,08	0,14	0,16	0,46	0,15	7,24	0,03	0,45	0,60
H <sub>2</sub> O	0,06	0,19	0,16	0,16	0,26	0,32	0,13	0,18	0,06	0,07
П.п.п.	2,49	1,96	2,42	2,52	1,67	3,15	5,18	0,40	1,72	2,63
Сумма	100,35	100,33	100,11	100,00	99,61	99,57	99,96	99,63	100,10	99,82
F	89	83	56	60	50	49	83	100	79	83

Примечание. 1 — 538<sup>a</sup> — биотит-грюнеритовая порода, Костомукшское месторождение; 2 — 540<sup>a</sup> — то же, там же; 3 — 526 — биотит-рибекитовый магнетитовый кварцит, там же; 4 — 526-2 — то же, там же; 5 — 552-27 — биотит-рибекит-магнетит-кварц полевошпатовая порода, Корпангский участок; 6 — 594 — рибекит-магнетит-эгирин-кварцевая жила в рибекитовом магнетитовом кварците, Костомукшское месторождение; 7 — 592 — биотит-магнетитовый кварцит, там же; 8 — 594 — роговообманко-грюнеритовый магнетитовый кварцит, Межозерское месторождение; 9 — 253-13 — то же, там же; 10 — 298 — роговообманко-грюнеритовый магнетитовый кварцит, оз.Хехо.

Изучение сложных и неоднократных стадий метаморфизма в железистых кварцитах центральной части Костомукшского месторождения показало, что наибольшую роль в их формировании сыграл процесс изохимической перекристаллизации разных парагенезисов — Кв+Мт±Гем±Карб с образованием силикатных минералов — грюнерита в породах с преобладающей восстановленной формой железа и рибекита — в окисленных рудных горизонтах. Метасоматические процессы, связанные, главным образом, с мигматизацией и сопутствующим кальций магнией железистым метасоматозом, развиты в основном в краевых частях месторождения в зоне амфиболитовой фации, в более низкотемпературных зонах они имеют подчиненное значение. При этом проявления щелочного метасоматоза, подобно наблюдаемому на месторождениях Кривого Рога [113] и КМА [45], на Костомукшском месторождении [97] (за исключением редких рибекит-эгирин-магнетит-кварцевых жил) не развивались.

Для установления термодинамического режима метаморфизма пород ЖФД (табл.50) Западной Карелии использовались гранат-биотитовые геотермометры Л.Л.Перчука [131] и А.Б.Томпсона [246]. Завышение температур в некоторых образцах, вероятно, может быть обусловлено неравновесностью сосуществующих минералов. Для определения *PT*-условий образования эпидотсодержащих амфиболитов был использован плагиоклаз-рого-

## района железорудных месторождений Карелии, %

5		6			7		8		9	
Порода	Роговая обманка	Порода	Роговая обманка	Плагиоклаз	Порода	Роговая обманка	Порода	Роговая обманка	Порода	Роговая обманка
48,19	44,96	48,60	41,77	66,86	51,32	47,34	49,08	48,06	53,52	47,60
0,88	0,63	1,28	0,78	0,40	0,62	0,40	0,48	0,49	0,50	0,58
15,97	12,46	13,40	13,00	20,36	12,70	8,07	14,89	7,86	13,30	8,56
2,32	3,51	4,07	5,16	0,30	2,25	4,43	2,43	2,47	4,31	3,21
9,97	13,40	11,73	16,52	—	9,22	12,57	7,89	10,87	6,47	12,23
0,196	0,230	0,182	0,267	0,005	0,164	0,256	0,190	0,310	0,212	0,44
8,56	10,60	6,00	7,16	Сл.	8,70	11,35	10,20	4,38	7,33	12,02
10,53	11,28	10,08	11,33	3,20	9,52	12,32	8,12	12,43	9,03	12,03
1,95	1,16	2,56	1,35	8,54	2,66	0,94	2,50	0,78	1,29	0,82
0,11	0,16	0,24	0,41	0,09	0,76	0,32	1,16	0,31	2,00	0,50
0,06	0,12	0,12	0,09	0,07	0,20	0,18	0,22	0,20	0,14	0,11
1,37	1,67	1,74	2,12	0,03	1,74	1,74	2,48	1,96	1,76	1,70
100,11	100,18	100,00	99,95	99,84	99,85	99,92	99,64	100,12	99,86	99,80
44	47	59	62		42	45	36	34	44	41

2 — 613; 3 — 2309-89; полевшпатовые амфиболиты: 4 — 567, 5 — 567-1; амфиболиты Совдозерского  
9 — 244.

Т а б л и ц а 50. Результаты определения палеотемператур гранат-биотитовым геотермометром

№	T, °C		Парагенезис
	по Л.Л.Перчуку [131]	по А.Б.Томпсону [246]	
<i>Костомукшское месторождение</i>			
1	300	390	Гр+Би+Хл+Пл (Алб)+Кв
2	500	440	Гр+Би+Хл+Пл (Алб-Ол)+Кв
3	500	500	Гр+Би+Хл+Кв
4	500	500	Гр+Би+Пл+Кв+Рог
5	550	550	Гр+Би+Хл+Пл+Кв
6	600	530	Гр+Би+Пл+Кв
7	630	630	Гр+Би+Пл+Кв
8	680	720	Гр+Би+Пл+Кв
9	680	750	Гр+Би+Пл+Кв
<i>Участок Корпангский</i>			
10	500	485	Гр+Би+Хл+Рог+Пл+Кв
11	500	500	Гр+Би+Хл+Кв
12	550	510	Гр+Би+Пл+Кв
13	575	600	Гр+Би+Хл+Пл+Кв+КПШ
<i>Участок оз.Хедо</i>			
14	475	490	Гр+Би+Му+Пл+Кв+Ст
15	550	550	Гр+Би+Ст+Хл+Пл+Кв
<i>Гимольское месторождение</i>			
16	550	530	Гр+Би+Хл+Пл+Кв
<i>Межозерское месторождение</i>			
17	500	470	Гр+Би+Рог+Хл+Пл+Кв
18	600	500	Гр+Би+Пл+Кв

Примечание. 1 — 2319; 2 — 2319-1; 3 — 514-29; 4 — 531-1; 5 — 514-54; 6 — 201; 7 — 518; 8 — 2316-37; 9 — 2316-42; 10 — 180-33; 11 — 184-35; 12 — 559; 13 — 548-15; 14 — 291; 15 — 297; 16 — 219-3; 17 — 657-52; 18 — 657-52.

вообманковый геотермометр Л.Л.Плюсниной [144]. Для амфиболитов контоксской серии района Костомукшского месторождения (см. табл. 49), содержащих амфиболы (с Al = 2,12 и 2,16 ф.ед. соответственно) и плагиоклазы (39–40 % An), были получены близкие данные, соответствующие температуре 580–600 °C и давлению 400 МПа. Эти параметры, а также положение составов амфиболов на диаграмме П.Рааса [237] в области пониженных давлений, наличие в глиноземистых гнейсах андалузита [181] и в кварцитах района Костомукшского месторождения парагенезиса ставролита с силлиманитом [73] —

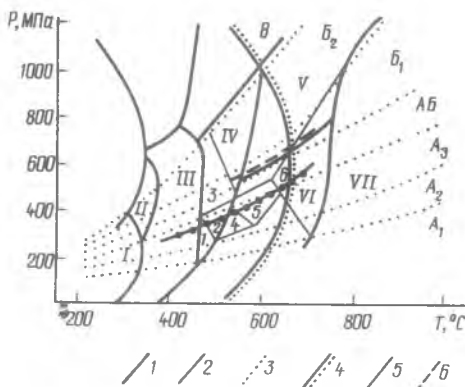


Рис. 56. *P-T*-условия метаморфизма пород ЖФД Западной Карелии на схеме фаций, субфаций и фациальных серий В.А.Глебовицкого [47].

Границы: 1 – фаций, 2 – субфаций, 3 – фациальных серий; 4 – линия дегидратации чисто калиевого мусковита; 5 – эволюция метаморфизма пород лопия Западной Карелии на ранних этапах, 6 – на поздних; фации: I – цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая, II – пумпеллиит-актинолитовая, III – зеленых сланцев, IV – эпидотовых амфиболитов, V – альмандиновых амфиболитов, VI – кумингтонитовых амфиболитов, VII – гранулитовая; субфации: 1 – гранат-хлорит-мусковитовая, 2 – ставролит-хлорит-андалузитовая, 3 – ставролит-хлорит-мусковитовая, 4 – ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая, 5 – биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая, 6 – силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая

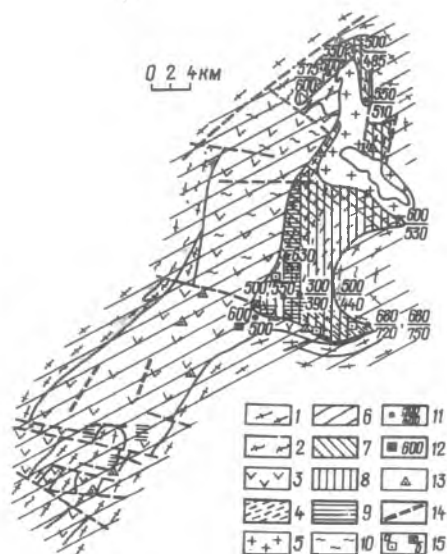


Рис. 57. Распространение метаморфических фаций на площади Костомукшского рудного поля (геологическая основа дана по В.Я.Горьковцу и М.Б.Раевской [407]):

1 – гнейсо-гранитоиды; 2 – гнейсовая толща; 3 – контокская серия; 4 – гимольская серия; 5 – граниты; метаморфические фации: 6 – нерасчлененная эпидот-амфиболитовая, 7 – амфиболитовая, 8 – эпидот-амфиболитовая; 9 – зеленосланцевая; 10 – мигматизация, 11 – данные определения палеотемператур по гранат-биотитовым геотермометрам Л.Л.Перчука (числитель) и А.Б.Томпсона (знаменатель), при совпадающих значениях приведено одно; 12 – данные определения палеотемператур по роговообманко-плагиоклазовому термометру Л.П.Плюснинной [144]; 13 – проявление процессов Са–Mg–Fe метасоматоза, 14 – то же в узких линейных зонах, по В.Н.Кожевникову [78]; 15 – проявление процессов эгиринизации (а) и альбитизации (б)

признаки, свидетельствующие о режиме пониженных давлений при метаморфизме, который соответствует андалузит-силлиманитовому типу, вероятно, в области, близкой к инверсии андалузит – кианит (серия АБ–А<sub>3</sub> по В.А.Глебовицкому, рис. 56). Парагенезисы с кианитом в районе Межозерского месторождения отмечались в зонах поздних деформаций. Возможно, к этому же времени относится образование пород с кианитом, описанных М.М.Стенарем в зоне оз. Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро [163] и Л.П.Свириденко [160] в районе оз. Нюк. Условия их метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фациям кианит-силлиманитового типа метаморфизма (рис.57). Однако вопросы эволюции режимов метаморфизма пород лопия Западной Карелии слабо изучены и в определенной мере проблематичны, хотя современное состояние изученности позволяет считать более вероятным смену андалузит-силлиманитового типа метаморфизма на ранних этапах кианит-силлиманитовым на поздних.

Таким образом, железорудные месторождения Карелии – типичные представители железорудных формаций, метаморфизованных в низко- и среднетемпературных условиях. Породы Костомукшского месторождения претерпели неоднократный и неравномерный метаморфизм, условия которого менялись от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В процессе его эволюции, носящей в целом прогрессивный характер, сформировалась метаморфическая зональность [181] с эпидот-амфиболитовой фацией, содержащей реликты ранней зеленосланцевой в центральной части месторождения и с увеличением степени метаморфизма до амфиболитовой фации к краевым зонам и к Корпангскому участку, а также в западном юго-западном направлении (см. рис. 57). В зоне амфиболитовой фации обнаружены проявления мигматизации и гранитизации.

На Корпангском участке, несмотря на интенсивную мигматизацию, среди пород амфиболитовой фации хорошо сохранились парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации. На участке оз. Хедо — оз. Карниз степень метаморфизма увеличивается с запада на восток от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации с нарастанием на восточном фланге структуры процессов мигматизации [52]. На Гимольском и Межозерском месторождениях устанавливается прогрессивная направленность развития процессов метаморфизма от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой (наиболее типичной) и амфиболитовой фациям. Широко проявлены поздние наложенные процессы магний-железо-кальциевого метасоматоза, возможно, протерозойского возраста. Синхронно с ними, вероятно, образование кианита, фиксирующегося иногда в породах гранито-гнейсового комплекса в зонах поздних деформаций.

Для Совдозерского месторождения характерна контрастность метаморфизма — амфиболитовая фация в нижней толще, сопоставимая с контоксской серией Костомукшского месторождения [154], и зеленосланцевая фация в верхней сланцевой рудовмещающей толще, появление в которой редких зерен хлоритоида свидетельствует о локальном достижении граничных условий эпидот-амфиболитовой фации.

О связи процессов метаморфизма и рудопроявления отметим следующее: в основном, железные руды Карелии сформировались в результате экзогенных процессов — при накоплении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Самые ранние из них — низкотемпературные метаморфические образования, имеющие наиболее мелкозернистое строение — состоят из магнетита, кварца, иногда гематита с варьирующим содержанием карбонатов, в том числе железистого или железо-магниевого состава, а также альбита и калиевого полевого шпата. При прогрессивном метаморфизме в условиях, близких к изохимическим, происходила перекристаллизация рудных минералов, ведущая не только к улучшению технологического качества руд, но и к их разубоживанию при образовании силикатных минералов за счет рудных. Аналогичную роль играли процессы метасоматоза, проявившиеся главным образом в зонах развития амфиболитовой фации метаморфизма в связи с процессами мигматизации и гранитизации.

## Кольский район

В регионе ЖФД метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [108, 171]. По степени метаморфизма выделяются три совокупности ЖФД.

### *Ставролит-андалузитовая зона (низкотемпературная амфиболитовая фация)*

ЖФД, метаморфизованные в условиях ставролит-андалузитовой зоны, установлены в Колмозеро-Вороньинской шовной структуре, а именно в полосе от оз. Кядельяр на северо-западе до оз. Лявозеро на юго-востоке. Верхнеархейские образования этой структуры подразделяются на четыре свиты [39]: лявозерскую (терригенную), полмостундровскую (джеспилитовую вулканогенную), воронье-тундровскую (осадочно-вулканогенную) и червуртскую (терригенную). Проявления железистых кварцитов приурочены к амфиболитам и подчиненным им сланцам полмостундровской свиты.

Составы разновидностей пород и слагающих их минералов приведены в табл. 51. В метабазитах типоморфными парагенезисами являются: Амф<sub>35-65</sub>+Пл<sub>33-35</sub>+Кв; Амф<sub>31-49</sub>+Би<sub>29-42</sub>+Пл<sub>42</sub>+Кв; Амф<sub>69</sub>+Мп+Пл<sub>35-50</sub>±Кв±Эп; Амф<sub>47-59</sub>+Кум<sub>47-55</sub>+Пл<sub>26</sub>+Кв±Гр<sub>86-93</sub>; Амф<sub>56-64</sub>+Гр<sub>80-92</sub>+Пл<sub>35</sub>+Кв±Би<sub>55-58</sub>. Наиболее распространены парагенезисы сине-зеленой роговой обманки (Амф) с олигоклаз-андезином. Реже отмечается клинопироксен (Мп), несущий признаки прогрессивного развития по роговой обманке. Куммингтонит парагенетичен с роговой обманкой, часто образует с нею гомоосевые сростания. Гранат отмечается в наиболее железистых разновидностях метабазитов (железистость выше 57%), содержит 7–16% пирропа и 12–13% гроссуляра. Для граната характерно зональное строение зерен, типичное для прогрессивного этапа среднетемпературного метаморфизма: от центра зерна к перифе-

Т а б л и ц а 51. Химический состав пород и минералов северо-западной части Колмозеро-Вороньинской

Оксид	1			2 *				3			
	Би*	Гр*		Порода	Би	Гр*		Порода	Би	Гр*	
		Ц	К			Ц	К			Ц	К
SiO <sub>2</sub>	37,66	38,58	38,85	77,03	36,29	35,97	37,60	61,18	36,84	37,12	37,12
TiO <sub>2</sub>	1,80	—	—	0,37	1,97	—	—	0,69	1,85	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,39	20,24	20,20	10,20	19,30	20,32	21,40	17,93	19,58	21,10	20,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,80	1,38	—	—	1,11	1,28	—	—
FeO	21,54	32,53	33,20	3,18	20,20	35,65	31,55	6,16	17,58	34,52	34,23
MnO	0,14	3,36	3,76	0,06	0,19	3,86	5,32	0,006	0,42	2,63	4,01
MgO	9,35	3,24	2,59	1,20	8,40	3,72	2,59	3,49	9,08	3,44	1,63
CaO	—	1,27	1,37	1,45	0,06	0,61	1,56	1,59	0,12	1,73	1,68
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	3,02	0,21	—	—	2,06	0,42	—	—
K <sub>2</sub> O	9,64	—	—	1,31	8,26	—	—	3,19	8,63	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,00	0,00	—	—	0,11	0,00	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	0,86	3,63	—	—	1,97	3,82	—	—
Сумма	98,52	99,22	99,77	99,12	99,79	100,13	100,02	99,52	99,52	100,54	98,99
F	56	85	88	64	59	84	87	53	54	92	85

Оксид	6				7			8			Порода
	Порода	Би	Гр	Ст	Порода	Би	Гр	Порода	Би	Гр	
SiO <sub>2</sub>	58,14	35,88	37,20	31,70	64,64	35,16	37,74	62,76	34,64	38,44	62,15
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,55	0,28	0,65	0,26	1,57	0,56	0,35	1,57	0,40	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,96	19,28	22,05	52,79	16,72	19,88	20,50	20,27	20,23	21,01	14,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	3,10	0,24	0,62	0,87	1,35	0,20	3,56	2,15	0,40	1,65
FeO	5,93	15,02	33,85	11,50	4,90	17,71	23,39	4,97	19,10	33,62	7,76
MnO	0,10	0,03	1,43	0,09	0,06	0,04	2,48	0,07	0,03	1,77	0,09
MgO	2,86	11,79	3,51	0,54	3,11	10,58	3,10	2,20	8,99	2,68	2,20
CaO	2,57	0,23	1,63	0,22	3,00	—	1,84	1,09	—	1,34	4,94
Na <sub>2</sub> O	3,19	0,57	—	—	2,53	0,32	—	1,22	0,33	—	2,08
K <sub>2</sub> O	0,78	8,22	—	—	2,07	9,03	—	1,50	8,63	—	1,54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	—	—	1,70	0,10	4,05	—	0,12	3,70	—	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,36	4,10	—	—	1,49	—	—	1,41	—	—	1,21
Сумма	100,24	99,76	100,19	99,81	99,75	99,69	99,81	99,52	99,40	99,66	99,43
F	55	46	84	93	51	50	81	67	57	88	70

рии резко снижается количество марганца и повышается — кальция и магния; содержание железа или не изменяется, или слабо возрастает в том же направлении. В ультрабазитах отмечены парагенезисы: Ол+Амф+Кум+Карб+Сп и Тр+Сп+Хл+Карб+Та. Оливин в них реликтовый магматический, замещается серпентином; пироксены нацело замещены амфиболами, хлоритом, карбонатом. Парагенезисы железистых кварцитов из силикатов включают синезеленую роговую обманку, куммингтонит, реже клинопироксен, эпизодически гранат. Наиболее разнообразные ассоциации метapelитов и метаэффузивов дацит-андезитового состава: Би<sub>50-61</sub>+Пл<sub>21-33</sub>+Кв±Му+КПШ; Гр<sub>82-92</sub>+Би<sub>44-66</sub>+Пл<sub>22-45</sub>+Кв±Му; Ст<sub>93</sub>+Гр<sub>84-88</sub>+Би<sub>46-54</sub>+Пл<sub>25-32</sub>+Кв; Ст<sub>81</sub>+Анд+Гр<sub>84-90</sub>+Би<sub>54-58</sub>+Пл<sub>27-37</sub>+Кв+Му; Анд+Би<sub>41-52</sub>+Пл+Кв ± Кор<sub>29</sub>; Кор<sub>32</sub>+Гр<sub>81-88</sub>+Би<sub>45-50</sub>+Пл<sub>26</sub>+Кв; Кор<sub>27-32</sub>+Ст<sub>82</sub>+Гр<sub>83-88</sub>+Би<sub>46-57</sub>+Пл<sub>27-31</sub>+Кв. Установленная последовательность минералообразования: Би→Гр→Ст→Анд→Кор<sup>1</sup>→Кор<sup>2</sup> или Би→Гр→Анд→Кор [139]. Основные особенности состава биотита и граната метapelитов приведены в табл. 52 и на рис. 58. Нужно отметить, что содержание TiO<sub>2</sub> в биотите не превышает 1,9–2 %; в гранате количество пироба составляет 11–16, гроссуляра — 3–7 %. Гранат недифторированных сланцев имеет прямую малоградиентную зональность по марганцу и обратную — по железу и магнию (рис. 59). В дифторированных слюдяных сланцах по краям зерен граната содержание марганца (резко), железа и кальция (менее отчетливо) повышается при сопряженном снижении магния (см. рис. 59) [14]. С дифторезом связано и развитие более низкотемпературных минералов — хлоритоида, бедного титаном биотита, хлорита, мусковита.



структурной зоны (ставролит-андалузит-биотит-мусковитовая субфация), %

Ст*	4						5					
	Порода	Би	Гр*		Кор*	Ст*	Порода	Би*	Гр*		Кор*	
			Ц	К					Ц	К		
28,59	60,07	35,16	36,71	36,87	52,78	28,94	59,27	33,64	38,64	38,72	47,62	
0,58	0,84	1,85	—	—	—	0,00	0,97	1,52	—	—	—	
55,36	17,47	19,50	20,38	20,49	29,68	54,48	19,35	18,59	21,51	21,58	34,45	
—	1,13	1,69	—	—	—	—	2,47	—	—	—	—	
13,20	6,06	16,00	33,76	35,13	6,11	14,00	6,33	18,85	35,85	35,21	6,84	
0,00	0,10	0,06	2,77	2,15	0,11	0,00	0,13	0,05	1,61	0,70	0,04	
1,76	3,65	11,00	3,94	4,01	9,39	1,71	3,72	15,03	3,19	3,20	9,27	
0,00	2,57	0,07	1,84	1,79	0,06	0,00	2,91	—	1,03	1,32	—	
0,00	3,14	0,30	—	—	—	0,00	2,08	—	—	—	—	
0,00	2,41	8,61	—	—	—	0,00	1,37	10,12	—	—	0,27	
—	0,27	0,00	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—	
—	1,84	5,49	—	—	—	—	1,34	—	—	—	—	
99,49	99,55	99,61	99,40	100,44	98,12	99,13	100,08	97,80	99,83	100,73	98,49	
81	52	47	83	83	27	82	56	41	86	86	29	

9			10		
Би	Гр	Амф	Порода	Гр*	Амф*
36,03	43,12	47,31	53,08	37,59	46,19
1,84	0,24	0,59	1,84	—	0,70
18,92	18,90	15,33	11,81	21,15	9,15
3,23	1,23	2,94	2,42	—	—
18,63	29,01	14,70	14,73	32,73	22,61
0,02	1,36	0,09	0,21	1,08	0,17
8,60	1,58	5,36	4,43	3,00	8,86
0,39	4,03	10,01	7,69	4,02	9,74
0,22	0,08	1,27	2,29	—	0,95
8,65	0,09	0,51	0,17	—	0,06
0,07	0,07	0,26	0,08	—	—
3,09	0,02	1,50	0,96	—	—
99,69	99,73	99,87	99,67	99,57	98,43
58	91	41	68	86	59

Примечание к табл. 51 и 52. Правобережье р.Ура, нижнее течение: 1 – 640 – Гр+Би+Му+Пл+Кв; 2 – 3158-II – Гр+Би+Му+Пл+Кв; 3 – 3163 – Ст+Анд+Гр+Би+Му+Пл+Кв; 4 – (3165) – Гр+Ст+Кор+Би+Пл+Кв. Правобережье р.Воронье: 5 – II-I – Ст+Анд+Кор+Гр+Би+Пл+Кв, г.Пэллапахк; 6 – Д-33 – Гр+Ст+Би+Пл+Кв, там же; 7 – Д-704<sup>а</sup> – Гр+Кор+Би+Пл+Кв, оз.Грибное; 8 – Д-717<sup>б</sup> – Гр+Ст+Кор+Би+Пл+Кв, там же; 9 – Б-1464 – Гр+Амф+Би+Пл–Кв, г.Пэллапахк. Левобережье р.Воронье; 10 – 3337<sup>б</sup> – Гр+Амф+Кум+Пл+Кв, в 15 км к востоку от оз. Репьявр. Здесь и далее образцы с индексом Б – из колл. А.П.Беллипецкого, БД – Л.П.Бондаренко, В.Б.Давгелайского [20], Д – Г.М.Друговой и др. [62], П – В.П.Петрова и др. [189];

\* – микронзондовый анализ: Ц – центр зерна граната, К – его край; Х – химический анализ минерала.

Т а б л и ц а 52. Особенности состава граната и биотита слюдяных сланцев и гнейсов железорудной формации Кольского п-ва и PT-условия их метаморфизма

Образец	Гранат							Биотит			T <sub>1</sub> , °C [234]	T <sub>2</sub> , °C [246]	P, Мпа [212]
	Зона	Пир	Спес	Альм	Грос	X <sub>Mg</sub>	Mg/Fe	TiO <sub>2</sub> , %	X <sub>Mg</sub>	Mg/Fe			
<b>Прогрессивный метаморфизм</b>													
<i>Зона ставролита и андалузита</i>													
640	Ц	13,5	7,8	75,1	3,7	0,139	0,179	1,80	0,434	0,773	620	640	—
3158-II	Ц	14,1	8,3	75,9	1,2	0,143	0,185	1,97	0,408	0,696	640	680	470
3163	Ц	13,4	5,8	75,8	4,9	0,141	0,177	1,85	0,457	0,862	605	605	450
3165	II	15,3	6,1	73,4	5,2	0,162	0,209	1,85	0,526	1,114	600	580	460
	К	15,3	4,6	75,2	4,9	0,160	0,203	1,85	0,526	1,114	600	570	—
II-1	Ц	13,4	3,9	79,7	3,0	0,138	0,168	1,52	0,586	1,424	500	475	—
	К	13,1	1,7	81,2	4,0	0,136	0,161	1,52	0,586	1,424	500	470	—
Д-33	Х	14,3	3,3	77,7	4,7	0,150	0,184	1,55	0,542	1,186	550	535	—
Д-404 <sup>а</sup>	Х	16,3	7,4	69,3	7,0	0,175	0,236	1,57	0,498	1,000	620	645	—
Д-717 <sup>б</sup>	Х	11,5	4,3	80,1	4,1	0,118	0,142	1,57	0,431	0,761	600	580	—
<i>Зона силлиманита</i>													
1108/2	Х	17,01	3,0	74,5	5,5	0,181	0,229	2,50	0,474	0,902	645	665	610
425	Х	20,4	2,1	74,2	3,3	0,211	0,275	2,17	0,511	1,045	650	675	480

Образец	Гранат							Биотит			T <sub>г</sub> , °C [234]	T <sub>б</sub> , °C [246]	P, Мпа [212]
	Зона	Пир	Спес	Альм	Грос	X <sub>Mg</sub>	Mg/Fe	TiO <sub>2</sub> , %	X <sub>Mg</sub>	Mg/Fe			
1007	X	21,6	1,7	71,5	5,2	0,228	0,303	2,77	0,493	0,974	675	730	—
1404	Ц	22,3	3,5	72,1	2,1	0,228	0,379	2,0	0,577	1,373	630	690	—
3128	X	21,2	2,6	72,3	3,8	0,220	0,291	3,64	0,539	1,173	640	660	530
3128 <sup>a</sup>	Ц	21,7	1,4	73,5	3,4	0,225	0,295	3,74	0,498	0,992	665	715	540

Зона гиперстена

3214	X	29,4	2,0	65,5	3,1	0,303	0,488	4,10	0,579	1,382	685	780	550
3217 <sup>a</sup>	X	35,1	1,3	60,7	2,9	0,361	0,578	4,54	0,552	1,237	800	900	620
3217 <sup>б</sup>	X	27,8	1,8	68,1	2,3	0,285	0,409	3,54	0,513	1,058	725	820	—
БД-179	X	29,2	1,7	65,3	3,8	0,303	0,447	4,12	0,552	1,231	700	790	—
Е-447	X	35,3	1,5	58,6	4,6	0,370	0,602	4,78	0,596	1,478	760	840	—
3313	Ц	27,2	1,6	66,6	4,6	0,285	0,409	3,89	0,554	1,240	690	750	—

Процессы регрессивного и наложенного метаморфизма

640	К	10,8	8,8	76,5	3,9	0,112	0,146	1,80	0,434	0,773	570	580	—
3158-II	К	12,8	10,3	74,9	2,0	0,130	0,170	1,97	0,408	0,696	615	650	620
3163	К	6,6	9,5	78,9	5,0	0,069	0,084	1,85	0,457	0,862	430	440	600
1404	К	17,8	4,3	74,8	3,2	0,184	0,239	1,97	0,474	0,906	640	675	—
3128 <sup>a</sup>	К	16,2	1,8	78,7	3,3	0,168	0,207	3,74	0,498	0,992	615	610	—
3313	К	23,9	1,6	70,5	4,0	0,249	0,339	1,54	0,561	1,282	655	680	—

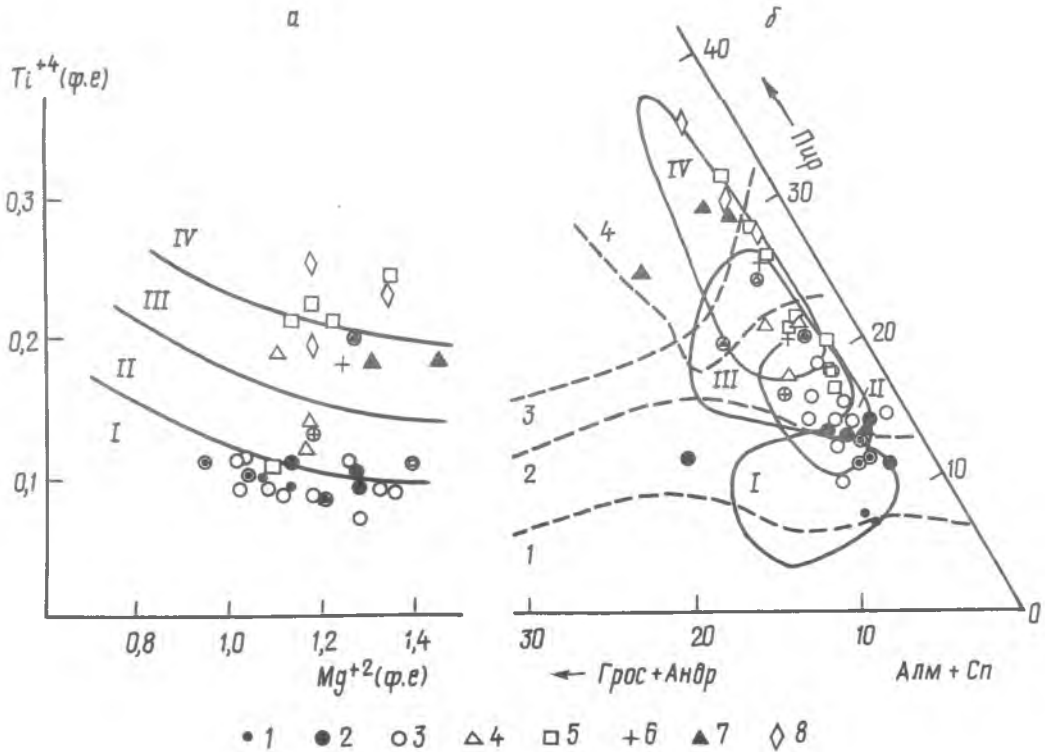


Рис. 58. Фациальная принадлежность биотитов (а) и гранатов (б) слюдяных сланцев и гнейсов ЖФД Кольского региона, для сравнения нанесены и оригинальные анализы минералов из аналогичных пород Костомукшской структуры.

Костомукшская структура, участки: 1 – центральный, 2 – северный и восточный; 3 – зона Колмозеро-Воронье; участки: 4 – Аллареченско-Аннамский, 5 – Кядельярский, 6 – Чудзьёкский, 7 – Пинкельярский, 8 – Западно-Чудзьярский; кружком обведены диафорированные разности. Поля биотитов и гранатов метapelитов зон: I – ставролита и андалузита, II – силлиманита и мусковита, III – силлиманита и калишпата, IV – гиперстена андалузитового типа метаморфизма; соответственно на рис. 6 пунктирной линией разделены поля гранатов метapelитов кианитового типа из зон: 1 – граната, 2 – ставролита и кианита, 3 – кианита и силлиманита, 4 – гиперстена

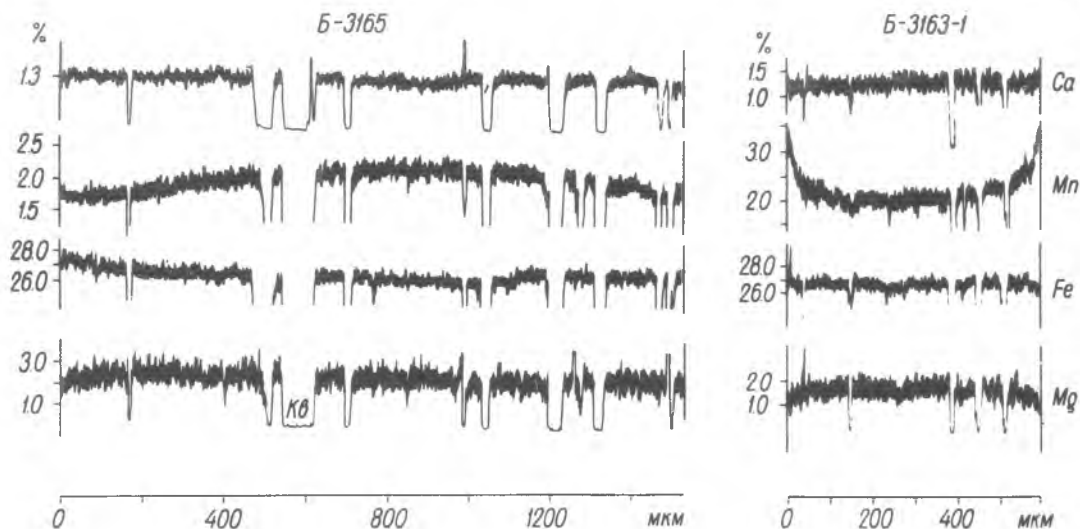


Рис. 59. Зональность в гранате из слюдяных сланцев зоны ставролита и андалузита: Б-3165 — неизменный сланец (Ст+Кор+Гр+Пл+Кв) Б-3163-1 — диафорированный сланец (Ст+Анд+Гр+Би+Му+Пл+Кв)

### Силлиманитовая зона (высокотемпературная амфиболитовая фация)

Метаморфизованные в условиях силлиманитовой зоны железорудные формации изучены в Кольско-Норвежском мегаблоке на следующих участках: Аллареченско-Аннамском (к югу от Печенгской структуры), Кядельяврском (Тиговский блок), Печегубском, Кировогорском и Оленегорском (Примандровский район). Формации входят в состав кольского комплекса верхнего архея; при этом тела железистых кварцитов преимущественно отмечают границу нижнего амфиболито-гнейсового (осадочно-вулканогенного) и среднего (терригенно-флишоидного) отделов [108].

Анализы пород и минералов зоны представлены в табл. 53. В метабазитах преобладают парагенезисы: Амф<sub>43-52</sub>+Пл<sub>26-47</sub>±Кв; Амф<sub>34-43</sub>+Би<sub>37</sub>+Пл<sub>30-45</sub>+Кв; Амф<sub>46</sub>+Кум<sub>47</sub>+Пл; Амф<sub>42-59</sub>+Мп<sub>27-40</sub>+Пл<sub>28-52</sub>±Кв; Гр<sub>69-81</sub>+Амф<sub>46-50</sub>+Пл<sub>26-32</sub>+Кв±Би; Гр<sub>77-80</sub>+Амф<sub>50</sub>+Мп<sub>29-35</sub>+Пл+Кв. Амфибол (роговая обманка) вследствие более высокой титанистости приобретает буровато-зеленую окраску; в составе его повышается также количество щелочей, но снижается содержание октаэдрического алюминия. Развитие биотита в большинстве случаев тесно связано с процессами мигматизации и гранитизации метабазитов. Гранат появляется в амфиболитах с железистостью от 50 % и выше. Он содержит до 16–20 % пирона и 19–23 % гроссуляра. В подзоне силлиманита и мусковита в гранате сохраняется отчетливая зональность прогрессивного типа; в поле устойчивости силлиманита и калишпата зональность становится малоградиентной или совсем исчезает. Ассоциации Амф<sub>30-34</sub>±Би<sub>33</sub> и Мп<sub>28</sub>+Амф±Би обычны для метаяультрабазитов. В железистых кварцитах широко развиты парагенезисы, включающие клинопироксен; в наиболее высокотемпературной части зоны появляется и ортопироксен. Типоморфными парагенезисами кварцитов являются: Амф<sub>72-83</sub>+Кум<sub>74-86</sub>+Мт+Кв; Мп+Мт+Кв±Кум; Мп+Амф+Кум+Мт+Кв; Мп+Рп+Амф+Мт+Кв; Акт+Гем+Мт+Кв; Мп+Акт+Гем+Мт+Кв. Гематит довольно широко распространен в более низкотемпературной части зоны, в высокотемпературной — практически исчезает. Гранат может входить в состав большей части приведенных парагенезисов кварцитов, однако он обычно несет признаки наложенного развития за счет биметасоматических процессов на контакте рудных кварцитов с лейкократовыми гнейсами и гранитоидами. Ассоциации метатерригенных пород преимущественно представлены Би<sub>47-57</sub>+Пл<sub>18-36</sub>+Кв, Би<sub>41-57</sub>+Гр<sub>70-86</sub>+Пл<sub>20-38</sub>+Кв±Сил; Би<sub>36-57</sub>+Гр<sub>70-84</sub>+Кор<sub>12-27</sub>+Сил+Пл<sub>22-42</sub>±КПш+Кв. Основные особенности биотита и граната отражены в табл. 53 и на рис. 59. Биотит бурый или красновато-бурый, с содержанием TiO<sub>2</sub> от 2 до 4 %. Кордиерит образует крупные зерна и порфиробласты неправильной или вытянутой по гнейсоватости формы; он включает в себя биотит, силлиманит, кварц. Часто образует келифитовые реакционные оторочки вокруг граната и симплектитовые сростания с кварцем, реже биотитом.

Т а б л и ц а 53. Химический состав пород и минералов ЖФД Кольско-Норвежского мегаблока (силлиманитовая зона), %

Оксид	1			2			3			4	
	Порода	Би	Гр	Порода	Би	Гр	Порода	Би	Гр	Би* в Гр	Би*
SiO <sub>2</sub>	49,22	36,37	41,85	55,24	36,07	41,84	60,73	35,84	41,70	38,90	39,29
TiO <sub>2</sub>	1,17	2,50	0,02	1,05	2,17	0,04	1,71	2,77	0,07	2,00	1,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,68	17,47	19,63	20,21	20,63	19,65	13,86	18,65	19,60	18,43	18,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	2,08	2,59	1,16	1,04	1,82	2,67	3,15	1,30	—	—
FeO	9,38	18,65	28,14	8,29	16,74	29,01	8,31	16,18	29,27	16,56	19,26
MnO	0,07	0,04	1,22	0,08	0,05	0,84	0,014	0,02	0,70	0,09	0,10
MgO	4,81	10,36	3,90	4,12	10,38	4,73	3,48	10,36	5,13	12,75	9,75
CaO	3,00	0,14	1,77	1,39	0,11	1,04	2,30	0,35	1,81	—	—
Na <sub>2</sub> O	4,36	0,23	0,25	3,08	0,32	0,29	2,79	0,37	0,03	—	—
K <sub>2</sub> O	3,70	8,63	0,35	3,12	8,14	0,33	2,60	9,78	0,42	9,34	9,49
H <sub>2</sub> O*	0,06	0,29	0,36	0,20	0,16	0,11	0,04	0,05	0,06	—	—
H <sub>2</sub> O*	1,52	2,88	0,44	1,97	3,91	0,60	1,10	2,46	0,00	—	—
С у м м а	99,19	99,54	100,52	99,91	99,56	100,30	99,46	99,92	100,09	98,07	98,12
F	56	53	81	56	49	78	63	51	77	42	52

Оксид	4		5			6				7	
	Гр*		Порода	Би	Гр	Порода	Б	Гр*		Порода	Амф
	Ц	К						Ц	К		
SiO <sub>2</sub>	36,61	36,34	64,52	36,71	41,33	60,15	37,13	39,05	39,06	48,54	43,39
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,63	3,64	0,06	0,73	3,74	—	—	1,12	1,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,89	20,81	16,08	18,64	20,24	17,36	18,55	19,94	19,87	13,56	11,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1,11	1,31	0,97	1,27	1,47	—	—	2,35	3,74
FeO	34,13	34,92	4,55	15,11	28,82	6,02	16,82	34,13	34,72	11,06	14,85
MnO	1,62	1,90	0,07	0,04	1,10	0,08	0,04	0,64	0,77	0,25	0,29
MgO	5,93	4,68	2,53	10,72	4,90	2,56	10,12	5,64	4,05	6,52	8,76
CaO	0,95	1,16	2,79	0,23	1,26	2,21	0,06	1,22	1,14	12,14	11,79
Na <sub>2</sub> O	—	—	2,65	0,17	0,25	2,97	0,16	—	—	2,62	1,37
K <sub>2</sub> O	—	—	2,40	9,01	0,29	3,21	8,99	—	—	0,64	0,63
H <sub>2</sub> O*	—	—	0,58	0,12	0,20	0,74	0,00	—	—	1,54	0,10
H <sub>2</sub> O*	—	—	1,80	4,02	0,46	2,10	3,11	—	—	0,04	1,79
С у м м а	100,13	99,81	99,67	99,87	99,88	99,40	100,01	100,62	99,61	100,20	99,44
F	76	81	55	46	77	61	50	77	83	52	54

П р и м е ч а н и е. 1 — 1108/2 — Гр+Би+Пл+Кв, южное обрамление Печенгской структуры; 2 — 425 — Сил+Гр+Би+Пл+Кв, там же; 3 — 1007 — Гр+Би+Пл+Кв, там же; 4 — 1404 — Км+Гр+Би+Пл+Кв, пос. Печегуба; 5 — 3128 и 6 — 3128<sup>a</sup> — Сил+Кор+Гр+Би+Пл+Кв+КПШ, район оз. Кядельявр; 7 — 508 — Мп+Амф+Пл+Кв, оз. Копос.

\* — микрозондовый анализ: Ц — центр зерна, К — его край.

Парагенный с силлиманитом и биотитом мусковит отмечается в низкотемпературной части зоны. Здесь же нередко находится реликтовый ставролит ( $F_{Ст} = 79\%$ ) в виде мелких зерен, "бронированных" плагиоклазом, реже кордиеритом. В высокотемпературной части зоны с силлиманитом ассоциирует неяснорешетчатый калишпат — промежуточный микроклин с отрицательным углом  $2V = 68-70^\circ$ . Гранаты метатерригенных пород зоны выдержаны по составу (гомогенны), с содержанием пироба 17-27%, гроссуляра 3,1-5,2%.

### Зона гиперстена (гранулитовая фация)

ЖФД, преобразованные в условиях гранулитовой фации, преимущественно развиты в Центрально-Кольском блоке. Парагенетический анализ пород проведен на Западно-Чудзьяврском участке (тундры Кинтпахк, Шошенкурбаш, Рамозеро) и в районе оз. Пинкельявр. Составы пород и минералов приведены в табл. 54. Статиграфическое положение ЖФД, как и основной уровень развития тел железистых кварцитов, аналогичны таковым из зоны силлиманита. Отметим тесную парагенетическую связь магнетитовых кварцитов с прослоями метабазитов (метавулканитов основного состава): кварциты часто залегают на контакте кровли маломощных прослоев амфиболитов и слюдяных гнейсов (мета-

Т а б л и ц а 54. Химический состав пород и минералов железорудной формации Центрально-Кольского блока (гранулитовая фация), %

Оксид	1			2				3		
	Порода	Би	Гр	Порода	Би*	Гр*	Кор*	Порода	Би*	Гр*
SiO <sub>2</sub>	70,60	37,31	40,59	52,40	37,10	39,17	51,87	56,10	38,01	39,09
TiO <sub>2</sub>	0,52	4,10	0,03	0,98	4,54	—	—	0,85	3,54	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,68	17,35	20,28	19,42	19,94	22,34	32,08	15,34	17,96	21,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	1,68	1,19	4,08	—	—	—	1,50	—	—
FeO	6,39	13,66	26,69	11,18	16,15	27,24	4,08	14,41	18,48	29,37
MnO	0,08	0,03	0,83	0,12	0,06	0,57	—	0,16	0,10	0,78
MgO	2,02	11,79	6,99	4,02	11,17	8,83	11,58	3,54	10,97	6,73
CaO	1,73	0,06	1,02	1,04	—	1,03	—	1,69	—	0,78
Na <sub>2</sub> O	2,86	0,14	0,23	1,87	—	—	—	1,94	—	—
K <sub>2</sub> O	1,45	9,68	1,53	3,33	9,67	—	—	2,30	10,21	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,33	0,17	0,04	0,19	—	—	—	0,05	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,76	3,68	0,65	1,57	—	—	—	1,38	—	—
С у м м а	99,45	99,44	100,07	100,16	98,67	99,18	99,61	99,02	99,27	98,51
F	64	42	69	67	45	63	17	71	49	71

Оксид	4			5			6				
	Порода	Би	Гр	Порода	Би	Гр	Порода	Би	Би*	Гр*	
										Ц	К
SiO <sub>2</sub>	59,90	35,64	37,60	61,81	40,38	41,83	60,42	37,29	38,60	38,33	38,21
TiO <sub>2</sub>	0,91	4,12	0,38	0,98	4,78	0,20	0,89	3,89	1,54	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,31	16,02	21,85	17,02	15,14	20,29	17,52	18,09	20,34	21,60	21,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,81	2,85	—	0,37	2,41	1,05	0,62	3,46	—	—	—
FeO	4,31	15,44	30,86	9,20	13,46	24,38	6,60	13,09	15,57	29,89	31,31
MnO	0,02	0,03	0,80	0,16	0,01	0,64	0,08	0,00	0,07	0,69	0,75
MgO	3,56	12,44	7,74	3,18	12,95	8,56	3,15	11,26	11,18	6,83	5,97
CaO	2,94	0,60	1,38	4,78	0,96	1,55	2,00	0,00	—	1,61	1,42
Na <sub>2</sub> O	2,58	0,18	—	1,73	0,19	0,15	3,83	0,19	—	—	—
K <sub>2</sub> O	1,86	9,18	—	0,40	7,63	0,26	3,85	9,56	10,36	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,14	3,50	—	0,04	0,00	0,00	0,14	0,14	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,14	3,50	—	0,85	2,20	0,38	0,95	2,63	—	—	—
С у м м а	100,34	100,00	100,61	100,10	100,11	99,29	100,24	99,60	97,66	98,95	99,17
F	58	44,8	69	63	40	63	56	45	44	71	75

Оксид	7			
	Порода	Рп	Мп	Амф
SiO <sub>2</sub>	53,53	51,09	52,15	44,45
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,09	0,22	1,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	1,00	1,80	10,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	4,73	1,28	4,20
FeO	8,06	23,34	9,03	11,99
MnO	0,23	0,90	0,41	0,26
MgO	6,97	17,83	12,33	11,02
CaO	9,82	0,49	21,08	11,16
Na <sub>2</sub> O	3,31	0,05	0,56	1,58
K <sub>2</sub> O	0,50	0,03	0,04	0,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,32	0,20	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,39	0,00	1,29	1,87
С у м м а	100,05	99,87	100,39	100,05
F	45	41	30	45

Примечание. 1 — 3214, Сил+Гр+Би+Пл+Кв, г. Кинтпахк; 2 — 3217<sup>а</sup>, Кор+Сил+Гр+Би+Пл+Кв+КПШ, г. Шошенкурбаш; 3 — 3217<sup>б</sup>, Гр+Би+Пл+Кв, там же; 4 — БД-179, Кор+Сил+Гр+Би+Пл+Кв, оз. Репьявр; 5 — Е-447, Гр+Би+Пл+Кв, г. Шошенкурбаш; 6 — 3313, Сил+Гр+Би+Пл+Кв+КПШ, оз. Пинкельяр; 7 — 3317, Рп+Мп+Амф, Пл, там же. Ц — центр зерна; К — край зерна.

граувакк, метаморфизованных кислых вулканитов), которые преобладают на этом уровне разреза кольского комплекса.

В составе метабазитов широко распространены парагенезисы с бурой роговой обманкой (Амф), клино- и ортопироксеном: Амф<sub>36-52</sub>+Рп<sub>41-50</sub>+Мп<sub>29-40</sub>+Пл<sub>31-60</sub>±Кв; Рп<sub>35-47</sub>+Мп<sub>25-36</sub>+Би<sub>28-49</sub>+Пл<sub>25-31</sub>+Кв±КПШ; Рп+Мп+Пл; Амф<sub>49</sub>+Рп<sub>53</sub>+Мп<sub>44</sub>+Гр<sub>81</sub>+Пл<sub>52-65</sub>±Кв; Би<sub>33-53</sub>+Рп<sub>52</sub>+Пл<sub>27-55</sub>+Кв±Гр<sub>76</sub>; Гр<sub>72</sub>+Рп<sub>41</sub>+Амф<sub>45</sub>+Пл<sub>40</sub>±Кв; Мп<sub>38</sub>+Амф<sub>50</sub>+Пл<sub>42-44</sub>; Амф+Рп+Би+Пл; Гр<sub>78-79</sub>+Амф<sub>57-59</sub>+Пл+Кв. Буровая роговая обманка характеризуется наиболее высокой титанистостью и содержанием гастингитовой молекулы (по сравнению с амфиболами низкотемпературных зон) за счет снижения актинолитового и чермакитового компонентов. Клинопироксен содержит 0,3–0,7% Na<sub>2</sub>O, глинозема в ортопироксене не более 1,0–1,5%. В железистых разностях метабазитов (F > 50%) развит гранат, в котором количество пирропа составляет 17–24, гроссуляра — 19–27%; в ортопироксен-биотитовых кристаллосланцах

соответственно 20–27 и 10–13 %. В метапироксенитах устойчив парагенезис  $Rp_{29} + Mp_{22} \pm \pm Амф_{28}$ . В минеральных парагенезисах железистых кварцитов в разных соотношениях представлены орто- и клинопироксен, в небольших количествах отмечены буро-зеленая роговая обманка и куммингтонит:  $Mp_{64-79} + Rp_{64-65} + Мт + Кв$ ;  $Rp_{68-82} + Мт + Кв \pm Кум$ ;  $Mп + Мт + Кв$ ;  $Mп + Rp + Кум + Мт + Кв$ . В эулизитах наблюдалась ассоциация  $Ol_{96} + Rp_{85} + Mp_{87} + Кв \pm Gr$  [20]. Гранат присутствует во многих разновидностях кварцитов, развиваясь преимущественно в эндоконтакте их с кислыми гнейсами, гранитными и пегматоидными жилами, мигматитовым материалом. При этом гранат отчетливо обростает ортопироксен и магнетит, развиваясь за счет этих минералов; состав его по данным микрозонда Пир<sub>10-11</sub> Грос<sub>16-20</sub> Спес<sub>13-16</sub> Алм<sub>67-71</sub>, железистость 84–87 %. В качестве вторичных минералов развиты сине-зеленый амфибол и куммингтонит-2. Парагенезисы метатерригенных пород включают в разных сочетаниях красно-бурый биотит, высокомагнезиальный гранат, силлиманит, кордиерит, калишпат. Типоморфные ассоциации представлены  $Gr_{56-72} + Би_{34-55} + Пл_{20-34} + Кв + КПШ$ ;  $Сил + Gr_{57-74} + Би_{32-45} + Пл_{21-40} + КПШ$ ;  $Сил + Кор_{35-42} + Gr_{58-68} + Би_{36-48} + Пл_{26-42} + Кв \pm КПШ$ ;  $Кор + Gr_{67-70} + Би_{39-42} + Пл_{28-40} + Кв + КПШ$ . Основные особенности состава биотита и граната отражены в табл. 54. Содержание  $TiO_2$  в биотите составляет 3,5–6 %, пироба в гранате 27–43, гроссуляра – 2,2–4,6 %. Состав граната из метапелитов зоны гиперстена обычно хорошо выдержан практически во всем объеме зерна, поэтому микрозондовые профили содержания его компонентов представлены прямыми линиями. Воздействие ультраметаморфических процессов на гранат ведет к нарушению гомогенности его состава [15]. Оно проявляется в обеднении узких (десятки микрон) зон по краю зерна магнием при сопряженном их обогащении сначала только марганцем (см. рис. 61, 32176), а позднее и железом (см. рис. 80, 3313). При более интенсивном (длительном?) проявлении ультраметаморфических процессов дегомогенизация состава распространяется на более глубокие, внутренние зоны, постепенно снижая разницу между составом центральных и внешних зон. Изменение их в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации можно представить в виде ряда переменного минерального состава: Пир<sub>35,1</sub> Спес<sub>1,3</sub> Алм<sub>60,7</sub> Грос<sub>2,9</sub> → Пир<sub>27,8</sub> Спес<sub>1,8</sub> Алм<sub>68,1</sub> Грос<sub>2,3</sub> → Пир<sub>22,3</sub> Спес<sub>2,3</sub> Алм<sub>71,7</sub> Грос<sub>3,7</sub>.

### Эволюция метаморфизма железисто-кремнистых формаций Кольского региона

В образованиях ЖФД Кольского региона устанавливаются два цикла регионального метаморфизма. Ранний характеризуется развитием зонального синскладчатого метаморфизма от низкотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации ультраметаморфизма, ко-

Т а б л и ц а 55. Термодинамические параметры метаморфизма железисто-кремнистых формаций верхнего архея Кольского региона

Зона метаморфизма	$T, ^\circ C$	$P_{общ}, MPa$	$P_{H_2O}, MPa$	$P_{CO_2}, MPa$
Ставролита и андалузита	520–630	420–480	240–290	110–150
	560	450	265	130
Силлиманита	620–700	500–570	270–300	160–200
	650	540	285	180
Гиперстена	680–800	560–620	260–280	200–220
	740	580	270	210

П р и м е ч а н и е. Температура определена по гранат-биотитовому геотермометру [234];  $P_{общ}$  – по гранат-биотитовому геобарометру [212];  $P_{H_2O}$  и  $P_{CO_2}$  – по водно-углекислотному барометру [132].

В числителе значения температур и давления, в знаменателе – среднее.

торые на позднеорогенных этапах сменяются регрессивно-метаморфическими и метасоматическими процессами. По петрологическим особенностям [108, 171] и термодинамическим параметрам (табл. 55) метаморфизм раннего цикла принадлежит андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Возраст его 2700–2800 млн лет.

Метаморфизм второго цикла рассматривается как наложенный, генетически связанный с прогрессивным метаморфизмом карельских нижнепротерозойских образований. В ЖФД региона он осуществлялся в широком диапазоне  $PT$ -условий. Кульминационные этапы характеризуются температурой 560–620 °C и давлением 580–650 МПа [171] (кианит-силлиманитовый фациальный тип). Проявления второго цикла (1860–2150 млн лет) отвечают условиям эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Железисто-кремнистые формации докембрия (ЖФД) Восточно-Европейской платформы весьма разнообразны по возрасту, составу, геологическому положению и условиям регионального метаморфизма. Геологическая позиция некоторых рудопоявлений и даже месторождений железистых кварцитов до сих пор остается не выясненной. По геолого-петрографическим данным достаточно определенно выделяются несколько главных типов ЖФД: 1) нижнеархейские среди гранулитов мафит-эндербитовой формации, подвергнутые полиметаморфизму — мангушко-оленегорский тип; 2) гранулитовые, видимо, верхнеархейские в узких синклиналих структурах вместе с осадочно-вулканогенными породами — побужский тип; 3) зональные низкотемпературные в зеленокаменных верхнеархейских поясах — конкско-верховцевский тип; 4) зональные низкотемпературные ЖФД среди нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ — криворожский тип; 5) зональные высокотемпературные амфиболитовой фации среди маломощных нижнепротерозойских осадочно-метаморфических толщ — западно-ингулецкий тип.

Нижнеархейские ЖФД мангушко-оленегорского типа находятся в фундаменте более молодых подвижных зон и почти повсеместно подвержены наложенному метаморфизму, т.е. являются полиметаморфическими. В связи с этим их минеральные парагенезисы в основном сформированы в условиях наложенной амфиболитовой или реже эпидот-амфиболитовой фации. Температура наложенной переработки нижнеархейских ЖФД зависит от глубинной гидратации пород фундамента в период осадконакопления верхнеархейских или нижнепротерозойских толщ. Эта гидратация достигает глубины 5–10 км и более.

Нижнеархейские ЖФД прослеживаются на Восточно-Европейской платформе в виде широких полос. На Ущ — это Приднестровье, Побужье, Белоцерковский район в западной части щита, Западно-Ингулецкая зона, Западное и Центральное Приазовье. Эти субмеридиональные полосы разделены большими областями (Кировоградский блок, Среднее Приднестровье), где практически отсутствуют пласты железистых пород среди плагиомигматитов нижнего архея. В других регионах Восточно-Европейской платформы большие полосы мангушко-оленегорского типа ЖФД отмечаются в КМА (Курско-Бесединский район), в меридиональной полосе, проходящей через Белоруссию, Прибалтику и уходящей в Западную Карелию. Такая же полоса проходит через Кольский п-ов. Точное положение этих полос пока еще не откартировано, хотя это очень важно для реконструкции геодинамического режима нижнеархейской подвижной области.

Условия метаморфизма железистых пород мангушко-оленегорского типа характеризуются весьма высокими температурами (800–900 °С) и широко проявленной эндербитизацией метабазитов, преобладающих среди нижнеархейских метаморфитов. Общее давление невелико — чаще всего 300–400 МПа, что, видимо, свидетельствует о малой мощности первичной мафит-эндербитовой континентальной земной коры в раннем архее. Условия наложенного метаморфизма определяются геотектоническими особенностями молодых подвижных зон.

*Побужский тип ЖФД* отмечен лишь в Среднем Побужье и, возможно, в Приазовье. Он отличается высокой температурой метаморфизма (700–900 °С), слабой эндербитизацией метабазитов, участием осадочно-метаморфических пород (графитовые гнейсы, мраморы, кварциты). Общее давление — 400–600 МПа.

*Конкско-верховцевский тип ЖФД* приурочен к верхнеархейским зеленокаменным поясам, которые отмечаются в Среднем Приднепровье, западной части КМА, Карело-Кольском регионе. Характерны мощные толщи метабазитов, относительно маломощные железистые породы. Метаморфизм прогрессивный зональный низкотемпературный — чаще всего зеленосланцевый, менее развита эпидот-амфиболитовая фация. Возраст метаморфизма — поздний архей. — ранний протерозой. Полиметаморфизм гидратированных пород фундамента также низкотемпературный.

*Западно-ингулецкий* и криворожский типы ЖФД связаны в генетическом и возрастном отношении. Криворожский тип приурочен к подвижным зонам, обрамляющим верхнеархейские зеленокаменные пояса. Эти зоны можно рассматривать как зоны поддвига (субдукции).

*Криворожский тип ЖФД* характеризуется прогрессивным зональным низкотемпературным раннепротерозойским метаморфизмом зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Общее давление 350—400 МПа. Устанавливается общая метаморфическая зональность с зеленокаменным поясом, а также с областью распространения ЖФД западно-ингулецкого типа с максимальной температурой метаморфизма в последней.

На прогрессивном этапе метаморфизма по химической зональности гранатов из сланцев ЖФД обнаруживается неоднократная смена статистических и динамических условий кристаллизации минералов, которые, видимо, отражают неоднородность процесса поддвига в Криворожской зоне. С динамическими фазами связана деформация пород и увеличение общего давления. Фаза значительных деформаций пород приурочена также к началу регрессивного этапа метаморфизма, который характеризуется уменьшением температуры и давления.

Температура максимального прогрессивного метаморфизма и характер метаморфической зональности зависят от суммарного энтальпийного эффекта метаморфических реакций дегидратации, декарбонатизации и восстановления в осадочно-вулканогенных толщах и гидратированных гранитоидах фундамента. Тепловой поток был в подвижных зонах раннего протерозоя примерно постоянен и составлял, например в Криворожской зоне, около 800 Дж/г. В метаморфической зоне зеленосланцевой фации суммарный положительный энтальпийный эффект метаморфических реакций в породах 300—400, а в зоне эпидот-амфиболитовой фации — 200—250 Дж/г.

ЖФД западно-ингулецкого типа обрамляет ЖФД криворожского типа со стороны субконтинентальной плиты. Они представлены мелкими синклиналями с маломощными толщами железистых пород. Условия метаморфизма отвечают преимущественно амфиболитовой фации, реже эпидот-амфиболитовой и гранулитовой. ЖФД западно-ингулецкого типа развиты в Западно-Ингулецкой полосе, встречаются в Среднем Побужье, Приазовье, КМА, Западной Карелии, на Кольском п-ове.

Степень метаморфизма пород фундамента сильно зависит от его эпигенетической гидратации. Для криворожского типа гидратация пород фундамента максимальна. Характерны плагиомигматиты с биотитом, мусковитом, эпидотом, сине-зеленой роговой обманкой, иногда с хлоритом. ореол пород гидратированного фундамента вокруг крупных синклиниров составляет до 20 км в поперечнике.

Таким образом, в эволюции *PT*-условий метаморфизма ЖФД намечаются общее падение максимальной температуры метаморфизма и уменьшение площадей развития ЖФД. В то же время наряду с общим снижением температуры метаморфизма наблюдаются максимумы в зональных комплексах с высоким метаморфизмом (до гранулитовой фации) архейского или раннепротерозойского возраста (побужский, западно-ингулецкий типы). Позднеархейский и раннепротерозойский метаморфизм ЖФД обычно имеет зональный характер. Намечается значительная обратная корреляция между температурой метаморфизма и мощностью толщ ЖФД, а также увеличение общего давления метаморфизма ЖФД при уменьшении его возраста. Наложенный гранулитовый метаморфизм часто сопровождается развитием чарнокитов.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авченко О.В.* Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. — М. : Наука, 1982. — 104 с.
2. *Аранович Л.Я., Подлесский К.К.* Экспериментальное изучение равновесия гранат + силлиманит + кварц = кордиерит // Докл. АН СССР. — 1981. — 259, № 6. — С. 252–263.
3. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. — М. : Недра, 1979. — 274 с.
4. *Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. — Киев : Наук. думка, 1981. — 48 с.
5. *Белевцев Я.Н., Бура Г.Г., Епатко Ю.М. и др.* Генезис железистых руд Криворожского железорудного бассейна. — М. : Госгеолтехиздат, 1959. — 305 с.
6. *Белевцев Р.Я.* О тектонике Криворожского бассейна // Геол. журн. — 1974. — 34, вып. 2. — С. 121–126.
7. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. — Киев : Наук. думка, 1975. — 230 с.
8. *Белевцев Р.Я.* Процессы метаморфизма // Минералогия Криворожского бассейна. — Киев, 1977. — С. 430–442.
9. *Белевцев Р.Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1982. — 150 с.
10. *Белевцев Р.Я.* Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм, метаморфическая зональность // Геологические основы метаморфогенного рудообразования. — Киев, 1985. — С. 34–42.
11. *Белевцев Р.Я., Яковлев Б.Г.* Эволюция метаморфизма и гранитообразование в гранулитовых комплексах // 27-й международный геол. конгресс. Секция 08, 09 (геофизика, петрология) : Тез. докл. — М., 1984. — 4. — С. 259–260.
12. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, перераб. — М. : Геолтехиздат, 1962. — 608 с.
13. *Беляев О.А.* Прогрессивный зональный метаморфизм раннего протерозоя северо-запада Кольского полуострова // Метаморфизм докембрийских комплексов. — Апатиты, 1976. — С. 31–49.
14. *Беляев О.А.* Петрологические аспекты полиметаморфизма раннего докембрия (на примере северо-запада Кольского полуострова) // Проблемы метаморфизма докембрия. — Апатиты, 1979. — С. 17–29.
15. *Беляев О.А.* Гранаты как индикаторы *PT*-условий прогрессивного и регрессивного метаморфизма (Центрально-Кольский район) // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. — Апатиты, 1987. — С. 16–23.
16. *Берзенин Б.З.* Новые данные о составе архейских образований Среднего Приднепровья // Геохимия и рудообразование. — 1974. — № 4. — С. 97–101.
17. *Берзенин Б.З., Сироштан Р.И., Шербакова Т.Г.* Ставролит-кордиеритовая ассоциация как отражение метаморфической зональности Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1978. — № 1. — С. 195–198.
18. *Биркис А.П.* Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Латвии // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л., 1978. — С. 77–94.
19. *Бойко В.Л.* Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района // Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. — Киев, 1967. — 380 с.
20. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Геология и метаморфизм пород архей центральной части Кольского полуострова. — Л. : Наука, 1968. — 168 с.
21. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н.* Железорудные образования раннего докембрия фундамента Русской плиты // Проблемы геологии раннего докембрия. — Л., 1976. — С. 117–129.
22. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н.* Железорудные формации фундамента Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л., 1978. — С. 216–218.
23. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Кристаллические образования раннего докембрия юго-восточных склонов Балтийского щита и центральных районов Русской плиты // Там же. — С. 15–42.
24. *Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н.* Эволюция метаморфических процессов в фундаменте Русской плиты // Там же. — С. 199–215.
25. *Борщевский Ю.А.* Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. — 1980. — № 11. — С. 1650–1662.
26. *Великославинский Д.А.* Влияние состава вмещающих пород на состав пиральспитовых гранатов // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. — М.; Л., 1965. — С. 21–32.
27. *Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Л. : Наука, 1972. — 189 с.
28. *Венидиктов В.М.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1978. — 162 с.
29. *Венидиктов В.М.* Эффективность структурно-метаморфического анализа при решении геологических и петрологических задач // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. — 1983. — Вып. 10. — С. 83–92.

30. *Венидиктов В.М.* Цикличность геологических формаций и стратиграфия Украинского щита по структурно-метаморфическим данным // Геол. журн. — 1986. — 46, № 1. — С. 45–50.
31. *Ветренников В.В., Мисанс Я.П.* Железные руды докембрия Латвийской ССР // Сов. геология. — 1984. — № 6. — С. 12–17.
32. *Ветренников В.В., Петерсэль В.Х., Пыльдьере А.Л.* Марганцевая железорудная формация докембрия Северной Прибалтики // Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики. — Минск, 1986. — С. 86–97.
33. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. — М., 1969. — 247 с.
34. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. — М.: Недра, 1979. — 327 с.
35. *Гайлус Р.П.* Магматические и метаморфические комплексы докембрия Литвы: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук // Вильнюс, 1970. — 30 с.
36. *Гегузин Я.Е.* Очерки о диффузии в кристаллах. — М.: Наука, 1974. — 253 с.
37. *Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Я.Н.Белевцев, Н.М.Акименко, Б.И.Горошников и др.* // М., 1957. — 250 с.
38. *Геология железисто-кремнистых формаций Украины / Н.П.Семенов, Н.И.Половко, Я.Л.Грицков и др.* — Киев: Изд-во АН УССР, 1959. — 688 с.
39. *Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова.* — Л., Наука, 1980. — 240 с.
40. *Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения / В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская, Е.Ф.Белоусов, К.А.Инина.* — Петрозаводск: Карелия, 1981. — 143 с.
41. *Геология Криворожских железорудных месторождений / Я.Н.Белевцев, Г.В.Тохтуев, А.И.Стрыгин и др.* — Киев: Изд-во АН УССР, 1962. — 1. — 484 с; 2. — 566 с.
42. *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита / Н.П.Семенов, В.Л.Бойко, И.Н.Бордунов и др.* — Киев: Наук. думка, 1967. — 380 с.
43. *Главные черты геологического строения и развития докембрийского фундамента Прибалтики / В.А.Пуура, Т.И.Кууспалу, А.П.Биркис и др.* // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Русской платформы. — М.: Наука, 1976. — С. 75.
44. *Глаголев А.А.* Щелочной метаморфизм железистой формации Курской магнитной аномалии и его температурные фазы // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. — Кн. 1. — М., 1961. — С. 283–307.
45. *Глаголев А.А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. — М.: Наука, 1966. — 158 с.
46. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л.: Наука, 1973. — 128 с.
47. *Глебовицкий В.А.* Термодинамический режим и эволюция метаморфизма в подвижных областях: Автореф. дис.... докт. геол.-минерал. наук // Новосибирск, 1973. — 59 с.
48. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М.* Границы фазий и субфазий пород бедных СаО по данным барометрии // Проблемы физико-химической петрологии. — М., 1979. — 1. — С. 34–46.
49. *Глевасский Е.Б.* Восточно-Приазовская провинция // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. — Киев, 1978. — 1. — С. 305–325.
50. *Голивкин Н.И.* Метаморфизм железисто-кремнистых формаций // Железорудные формации докембрия КМА. — М., 1982. — С. 5–57.
51. *Голивкин Н.И., Леоенко И.Н., Белых В.И. и др.* Метаморфические формации раннего докембрия Воронежского кристаллического массива и их рудоносность // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. — Л., 1982. — С. 129–138.
52. *Голованова Л.С., Семенов А.С.* Метаморфизм пород оз. Хедо — Карниз — Ровкульское (Западная Карелия) // Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии (Оперативно-информационные материалы за 1983 г.). — Петрозаводск. 1983. — С. 43–46.
53. *Горошников Б.И.* Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. — Киев: Наук. думка, 1971. — 210 с.
54. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Железные руды Карелии (железисто-кремнистые формации). — Петрозаводск: Карелия, 1986. — 55 с.
55. *Горяинов П.М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1976. — 147 с.
56. *Гранулитовая фашия Украинского щита.* — Киев: Наук. думка, 1985. — 218 с.
57. *Гузенок Г.Ф., Скаржинская Т.А.* О железистых породах гданцевской свиты Кременчугского района // Геол. журн. — 1982. — 42, № 1. — С. 35–38.
58. *Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Цепочные силикаты. — М.: Мир, 1965. — Т. 2.
59. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А.* Породообразующие пироксены. — М.: Наука, 1971. — 454 с.
60. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В.* Фашии регионального метаморфизма умеренных давлений. — М.: Недра, 1972. — 286 с.
61. *Додатко А.Д., Кухарева Н.И., Семергеева Е.А.* Метаморфизованная кора выветривания амфиболитов криворожской серии // Литология и полезные ископаемые. — М.: Наука, 1975. — С. 44–55.
62. *Другова Г.М., Савельева Т.Е., Дук В.Л.* Полмос-поросозерский зеленокаменный пояс // Высокоградные режимы метаморфизма в развитии земной коры. — Л.: Наука, 1982. — С. 24–51.
63. *Дудко В.С., Белевцев Р.Я.* О "тенях давления" в гранатсодержащих сланцах зеленосланцевой фашии Криворожского бассейна // Минерал. журн. — 1986. — № 6. — С. 71–78.
64. *Есипчук К.Е., Глывасский Е.Б.* Гранитизация основных и железистых пород Приазовья // Геохимия и рудообразование. — Киев, 1974. — Вып. 4. — С. 3–16.
65. *Жданов В.В., Малкова Т.П.* Железорудные месторождения зон региональной базификации (петрология и вопросы генезиса). — Л.: Недра, 1974. — 168 с.
66. *Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Семенов.* — Киев: Наук. думка, 1978. — 1. — 326 с.
67. *Жуков Г.В., Андрущенко И.Л., Кривонос В.В.* Корсак-Стульчевская железорудная провинция // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. — Киев, 1978. — 1. — С. 272–304.
68. *Илларионов А.А.* Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. — М.: Наука, 1965. — 163 с.
69. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. — М.: Мир, 1955. — 248 с.
69. *Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев: Наук. думка, 1984. — 239 с.

70. *Карта метаморфических поясов СССР* / Ред. К.О.Кратц, В.А.Глебовицкий. 1 : 5 000 000. — М.; Л. : Изд-во ИГГД АН СССР и ГУГК, 1974.
71. *Каукин Б.В.* Геология и метаморфизм докембрийской железистой формации Чернянского месторождения Курской магнитной аномалии: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. — Л., 1967. — 25 с.
72. *Кежежинскас К.Б., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В.* Оценка длительности метаморфических процессов по минералогическим данным // Термодинамический режим метаморфизма. — Л. : Наука, 1976. — С. 231—240.
73. *Клейн В.М.* Метаморфический комплекс свекофеннского пояса в Северной Эстонии: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. — Л. : Изд-во Ленинград. ун-та, 1986. — 22 с.
74. *Клейн В.М., Пуура В.А., Крылова М., Орловская К.* Особенности распределения микрокомпонентов в магнетитах пород кристаллического фундамента Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геология. — 1984. — 33, № 2. — С. 37—45.
75. *Клейн В.М., Пуура В.А.* Изменение состава пород в метаморфической зональности свекофеннского пояса (фундамент Северной Эстонии) // Вещественный состав и происхождение горных пород кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики. — Минск, 1986. — С. 98—105.
76. *Коваленко Н.Г.* Петрология железистых и вмещающих пород конкской серии Конкско-Белозерской зоны: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1976. — 23 с.
77. *Коваль В.Б., Глевацкий Е.Б., Терещенко С.И.* Термодинамический режим метаморфизма в железорудных месторождениях Приазовья // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. — Киев, 1978. — С. 52.
78. *Кожевников В.Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. — Л., 1982. — 183 с.
79. *Кольская* свежглубокая. — М. : Недра, 1984. — 490 с.
80. *Коппельмаа Х.Я., Клейн В.М., Пуура В.А.* Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Эстонии // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л. : Наука, 1978. — С. 43—76.
81. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. — М. : Наука, 1979. — 263 с.
82. *Кориковский С.П., Перчук Л.Л.* Закономерности изменения  $PT$ -параметров регионального метаморфизма на основе микронзондовых исследований минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1983. — № 5. — С. 76—90.
83. *Корнилов Н.А., Ветренников В.В., Мотуза Г.Б., Петерсэль В.Х.* Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Прибалтийского региона. Препринт АН УССР. ИГФМ. — Киев, 1982. — 52 с.
84. *Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.* Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. — М., 1981. — С. 5—17.
85. *Костюк Е.А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. — М. : Наука, 1970. — 312 с.
86. *Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И., Русаков Н.Ф.* Новые данные о проявлении золота в Сорокинской тектонической зоне (Приазовье) // Геол. журн. — 1985. — 45, № 5. — С. 134—138.
87. *Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г.* Об условиях метаморфизма Кукусунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье) // Геол. журн. — 1976. — 36, № 2. — С. 21—38.
88. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. — 1963. — Вып. 16. — 210 с.
89. *Кременецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. — М. : Наука, 1979. — 112 с.
- 89а. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.П.* Геохимия глубинных пород. — М. : Недра, 1986. — 262.
90. *Кременецкий А.А., Дмитренко Н.К.* Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования // Геохимия магматизма. — М., 1982. — С. 7—48.
91. *Кристаллический фундамент Эстонии* / В.А.Пуура, Р.М.Вахер, В.М.Клейн и др. — М. : Наука, 1983. — 208 с.
92. *Курепин В.А.* К методике термодинамического анализа минеральных равновесий с участием фаз переменного состава // Геохимия. — 1976. — № 2. — С. 289—298.
93. *Курепин В.А.* Термодинамика водосодержащего кордиерита и минеральных равновесий с его участием // Геохимия. — 1979. — № 1. — С. 49—60.
94. *Курепин В.А.* Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксенсодержащих горных породах // Породообразующие пироксены Украинского щита. — Киев, 1979. — С. 115—127.
95. *Лаврентьева Н.В., Перчук Л.Л.* Кордиерит-гранатовый термометр // Докл. АН СССР. — 1981. — 253, № 3. — С. 697—700.
96. *Лаврентьева Н.В., Перчук Л.Л.* Фазовое соответствие в системе биотит — гранат: экспериментальные данные // Докл. АН СССР. — 1981. — 260, № 3. — С. 731—734.
97. *Лазарев Ю.И.* Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. — Л. : Наука, 1971. — 192 с.
98. *Лепезин Г.Г., Королюк В.Н.* Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах // Геология и геофизика. — 1984. — № 12. — С. 116—126.
99. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. — М. : Наука, 1965. — 315 с.
100. *Маракушев А.А., Фельман В.И., Филогенов А.Н.* Систематика метаморфических пород по фациям и количественному минеральному составу // Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. — 1987. — 62, № 1. — С. 63—78.
101. *Мельник Ю.П.* Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. — Киев : Наук. думка, 1972. — 195 с.
102. *Мельник Ю.П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. — Киев : Наук. думка, 1973. — 287 с.
103. *Мельник Ю.П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. — Киев : Наук. думка, 1978. — 149 с.
104. *Мельник Ю.П.* Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций // АН УССР, Ин-т геохимии и физики минералов, Укр. минерал. об-во. — Киев, 1986. — 233 с.
105. *Мельник Ю.П., Луговая И.П.* О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода // Геохимия. — 1972. — № 10. — С. 1215—1225.

106. Мельник Ю.П., Сироштан Р.И., Радчук В.В. и др. Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород докембрия. — Киев : Наук. думка, 1984. — 256 с.
107. Метабазитовые и кератофировые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1982. — 369 с.
108. Метаморфизм супракратальных комплексов раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). — Л. : Наука, 1986. — 272 с.
109. Метаморфизм Украинского щита / И.С.Усенко, И.Б.Щербаков, Р.И.Сироштан и др. — Киев : Наук. думка, 1982. — 306 с.
110. Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л. : Наука, 1978. — 222 с.
111. Метаморфические пояса СССР. — Л. : Наука, 1975. — 56 с.
112. Метасоматические железистые кварциты // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. — 1979. — Вып. 142. — С. 4—111.
113. Минералогия Криворожского бассейна / Е.К.Лазаренко, Ю.Г.Гершойг, Н.И.Бучинская и др. — Киев : Наук. думка, 1977. — 543 с.
114. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. — М. : Мир, 1976. — 356 с.
115. Мотуза Г., Гайлюс Р., Гасюнене В. и др. Варенская железорудная площадь на юге Литвы // Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых БССР. — Минск, 1976. — С. 27—35.
116. Нагайцев Ю.В. О некоторых типах реакций прогрессивного метаморфизма в метапелитовых породах (на примере ладожской формации) // Докл. АН СССР. — 1972. — 206, № 6. — С. 1437—1441.
117. Наумов В.П. Метаморфизм пород железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии (КМА): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Л., 1971. — 25 с.
118. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. — М. : Атомиздат, 1971. — 240 с.
119. Никулина Э.А. Петрологическая реконструкция субстрата эндрбитов Среднего Побужья (Украинский щит). Препринт / АН УССР. ИГФМ. — Киев, 1983. — 53 с.
120. Оровецкий Ю.П. Кировоградская область глубинного магматического диапиризма // Геол. журн. — 1983. — 43, № 5. — С. 13—20.
121. Орса В.И., Скобелев В.М., Елисеева Г.Д. и др. Новые данные о верхнем возрастном пределе железистых кварцитов Ингулецкого вала // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадконакопления. — Киев, 1982. — С. 43.
122. Остапенко Г.Т., Яковлев Б.Г., Горогоцкая Л.И. и др. Физико-химические условия метаморфизма глиноземистых пород докембрия. — Киев : Наук. думка, 1984. — 236 с.
123. Пап А.М. Температурные ступени равновесия минералов и метаморфические фации в кристаллических породах докембрия Белоруссии // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. — 1975. — № 9. — С. 39—44.
124. Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. — М. : Недра, 1977. — 127 с.
125. Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л., 1978. — С. 95—107.
126. Пап А.М. К проблеме формирования континентальной земной коры // Геология, петрография и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии. — Минск : Наука и техника, 1983. — С. 4—35.
127. Пап А.М. Вещественный состав и некоторые черты химизма суперкратальных пород и руд околдовской серии // Изучение осадочной толщи и кристаллического фундамента территории Белоруссии. — Минск, 1984. — С. 72—94.
128. Пап А.М., Борковская В.М. Минералогическая характеристика скарнированных пород района Шучинской магнитной аномалии // Бюл. НТИ / Геология и полезные ископаемые. Сер. "Геология месторождений полезных ископаемых. Региональная геология : ВНИИЭНГ. — 1968. — № 8. — С. 34—39.
129. Пап А.М., Борковская В.М. Парагенезис граната, ставролита, силлиманита и кордиерита в глиноземистых парагенезисах БССР // Вопросы геологии твердых полезных ископаемых. — Минск, 1975. — С. 78—85.
130. Пейдж Р.У., Мак-Каллох М.Т., Блэк Л.П. Изотопные данные об основных событиях в докембрии Австралии // Геология докембрия. 27 МКГ. — М., 1984. — 5. — С. 14—35.
131. Перчук Л.Л. Равновесия породобразующих минералов. — М. : Наука, 1970. — 391 с.
132. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. — М. : Наука, 1973. — 318 с.
133. Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. — М. : Наука, 1983. — 198 с.
134. Перчук Л.Л., Мишкин М.Л., Котельников А.Р. и др. Термодинамические условия метаморфизма пород Ханкийского массива // Очерки физико-химической петрологии. — М., 1980. — С. 139—167.
135. Перчук Л.Л., Подлесский К.К., Аранович Л.Я. Расчет термодинамических свойств природных минералов на основе принципа фазового соответствия // Минерал. журн. — 1980. — 2, № 3. — С. 3—16.
136. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. — М. : Наука, 1976. — 230 с.
137. Петерсэль В.Х. Основные черты геологии и рудоносности кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук // Таллин, 1976. — 28 с.
138. Петерсэль В.Х., Клейн В.М. О содержании малых элементов в мономинеральном магнетите из докембрия южного склона Балтийского щита // Опыт и методика изучения форм нахождения элементов в горных породах и ореолах рассеяния. Материалы семинара. — Таллин, 1976. — С. 17—19.
139. Петров В.П., Гарифулин Л.Л., Реженова С.А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронье (Кольский полуостров) // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. — Апатиты, 1984. — С. 46—55.
140. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР / Н.П.Семененко, Н.И.Половко, Я.Л.Грицков и др. — Киев : Изд-во АН УССР, 1956. — 536 с.
141. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. — Воронеж : Изд-во Воронежск. ун-та, 1966. — 263 с.
142. Плаксенко Н.А., Шеголев И.Н. Основные черты металлогении супракратальных комплексов докембрия КМА // Вопросы геологии КМА. — Воронеж, 1977. — С. 3—11.
143. Плаксенко Н.А., Шеголев И.Н. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА // Литогенез в докембрии и фанерозе Воронежской антеклизы. — Воронеж, 1977. — С. 3—25.

144. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. — М., 1983. — 159 с.
145. Полищук В.Д., Полищук В.И. Пироксеновые гранулиты в докембрии КМА и некоторые вопросы его геологии // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. — 1970. — Вып. 6. — С. 26–30.
146. Полищук В.Д., Полищук В.И. Метаморфизм пород докембрия КМА // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. — М., 1976. — 2. — С. 164–172.
147. Полищук В.Д., Полищук В.И. Метаморфические комплексы фундамента бассейна Курской магнитной аномалии (КМА) // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. — Л., 1978. — С. 131–156.
148. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия, тектоника и мигматизм украинского докембрия // Труды Лаборатории геологии докембрия. — 1953. — Вып. 2. — С. 5–15.
149. Половинкина Ю.Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение // Петрограф. сб. — 1955. — Вып. 4, № 1. — С. 5–37.
150. Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. — Л. : Гостоптехиздат, 1959. — 136 с.
151. Половко Н.И., Сироштан Р.И., Рябоконь С.М. Характеристика деяких мінералів металеультрабазитів залізисто-кремністих формацій України // Геол. журн. — 1960. — 20, вип. 3. — С. 13–26.
152. Пороодообразующие гранаты Украинского щита / И.С.Усенко, Р.Я.Белевцев, Т.Г.Шербакова и др. Киев : Наук. думка, 1980. — 176 с.
153. Пороодообразующие пироксены Украинского щита / В.М.Венидиктов, Е.Б.Глевасский, Е.Н.Голуб и др. — Киев : Наук. думка, 1979. — 227 с.
154. Раевская М.Б., Горьковец В.Я. Ультраосновные эффузивы лопия района оз. Совдозеро // Геология и магматизм (оперативно-информационные материалы за 1983 г.). — Петрозаводск, 1984. — С. 18–21.
155. Региональный метаморфизм и его роль в образовании и размещении железных руд Белорусско-Прибалтийского региона / Н.А.Корнилов, В.В.Ветренников, Г.Б.Мотуза, В.Х.Петерсель // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. — Киев, 1984. — С. 232–240.
156. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии 1981 г. — Л., 1983. — 133 с.
157. Решитко В.А. Метасоматоз в межглыбовых мобильных поясах и зонах глубинных разломов Украинского щита // Метаморфизм Украинского щита (материалы I республиканского совещания). — Киев, 1976. — С. 121–124.
158. Саксена С.К. Кристаллические растворы пироксена и граната // Проблемы физико-химической петрологии. — М. : Наука, 1979. — С. 131–146.
159. Салье М.Е., Виноградов Д.П., Гаврилова Л.М. Фракционирование изотопов кислорода в минералах полиметаморфических комплексов докембрия. — Л. : Наука, 1983. — 150 с.
160. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. — Л., 1974. — 155 с.
161. Сироштан Р.И., Половко Н.И., Шаркин О.П. Проявления зонального строения гранатов в железистых породах Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1980. — № 4. — С. 28–32.
162. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. — М. : Наука, 1964. — 218 с.
163. Стенарь М.М. Геология карельских образований зоны Хедозеро — Большозеро — Климасозеро (Западная Карелия) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Петрозаводск, 1964. — 24 с.
- 163а. Такеноучи С., Кеннеди Дж.К. Бинарная система  $H_2O - CO_2$  при высоких температурах и давлениях // Термодинамика постмагматических процессов. — М., 1968. — С. 110–136.
164. Тейлор Г.П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М. : Мир, 1970. — С. 101–128.
165. Терещенко С.И. Физико-химические условия формирования железорудных месторождений докембрия Украинского щита (по газово-жидким включениям) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1980. — 22 с.
166. Термо- и барометрия метаморфических пород / В.А.Глебовицкий, Г.М.Другова, С.П.Екимов и др. — Л. : Наука, 1971. — 207 с.
167. Тернер Д., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. — М. : Инстр. лит-ра, 1961. — 592 с.
168. Ушакова Е.Н. Биотиты метаморфических пород. — М. : Наука, 1971. — 375 с.
169. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. — М. : Мир, 1981. — 436 с.
170. Фаши метаморфизма / Н.А.Добрецов, В.В.Ревердатто, В.В.Хлестов, В.С.Соболев, Н.В.Соболев. — М. : Недра, 1970. — 332 с.
171. Фаши регионального метаморфизма Кольского полуострова. — Л., 1977. — 88 с.
172. Фонарев В.И. Экспериментальные исследования минеральных равновесий железистых формаций докембрия и их термодинамическая и петрологическая интерпретация : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1984. — 42 с.
173. Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные). — М. : Наука, 1987. — 295 с.
174. Фонарев В.И., Богатырев В.Ф., Ван К.В. Железистые кварциты Среднего Побужья (физико-химические условия метаморфизма) // Геохимия. — 1983. — № 10. — С. 1413–1424.
175. Фонарев В.И., Ван К.В., Корольков Г.Я. Железистые кварциты Мариупольского рудного поля и Среднего Побужья (составы ортопироксенов, куммингтонитов и актинолитов). — 1983. — 35 с. — Деп. ВВИНИТИ, № 831–83.
176. Фонарев В.И., Грабшиков А.А. Двупироксеновый геотермометр // Минерал. журн. — 1982. — Вып. 2, № 5. — С. 3–12.
177. Фонарев В.И., Корольков Г.Я., Докина Т.Н. Экспериментальное изучение стабильности ассоциации ромбический пироксен + магнетит + кварц // Геохимия. — 1976. — № 10. — С. 1499–1511.
178. Фонарев В.И., Корольков Г.Я. Оливин-ортопироксен-кварцевый геобарометр (экспериментальные данные) // Докл. АН СССР. — 1978. — 238, № 3. — С. 687–690.
179. Фонарев В.И., Полуновский Р.М., Корольков Г.Я. Железистые кварциты Мариупольского рудного поля (физико-химические условия метаморфизма) // Геохимия. — 1983. — № 8. — С. 1184–1202.
180. Хотеев А.Д. Методы и аппаратура для декрепитационных исследований // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М., 1982. — С. 76–85.

181. Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. — Петрозаводск, 1970. — 285 с.
182. Чернышов Н.М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности // Изв. АН СССР. Сер. геологич. наук. — 1972. — № 4. — С. 35–47.
183. Шеголев И.Н. Железисто-кремнистые образования докембрия Курско-Бесединского участка Курской магнитной аномалии // Геологический сборник. — Воронеж, 1972. — С. 42–49.
184. Шеголев И.Н. Региональная метаморфическая зональность железорудных формаций раннего докембрия Курской магнитной аномалии // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: Тез. докл. — Киев, 1982. — С. 39–40.
185. Шербак Н.П. Возрастная корреляция метаморфических и метасоматических событий в докембрии Украинского щита // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. — М., 1985. — С. 22.
186. Шербак Н.П., Бибикова Е.В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия: 27-й Междунар. геол. конгр. — М., 1984. — 5. — С. 3–14.
187. Шербак Н.П., Бортницкий Р.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. — Киев: Наук. думка, 1981. — 246 с.
188. Шербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 280 с.
189. Эйнон О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. — Киев: Изд-во Киевск. ун-та, 1971. — 183 с.
190. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов / К.О.Кратц, В.Я.Хильтова, А.Б.Вревский и др. — Л.: Наука, 1980. — 164 с.
191. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Степченко С.Б. Условия формирования пироксенов по данным исследования равновесного распределения магния и железа между сосуществующими орто- и клинопироксенами // Породообразующие пироксены Украинского щита. — Киев, 1979. — С. 128–139.
192. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л. Метаморфизм и металлогения мафит-ультрамафитовых комплексов докембрия Украинского щита // Металлогения докембрия: 2-е Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия: Тез. докл. — Иркутск, 1981. — С. 34–37.
193. Яковлев Б.Г., Литвин А.Л. Структурные особенности кальциевых амфиболов — индикаторов глубинного петрогенеза // Минерал. журн. — 1984. — 6, № 3. — С. 36–47.
194. Яковлев Б.Г., Литвин А.Л., Шаркин О.П. Гетерогенность изоморфизма роговых обманок как отражение геохимической эволюции раннеархейского метаморфизма // Там же. — 6, № 5. — С. 3–16.
195. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Термодинамические свойства геденбергита // Там же. — 1980. — № 2. — С. 70–73.
196. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. — Киев: Наук. думка, 1985. — 224 с.
197. Ярощук М.А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1966. — 12 с.
198. Ярощук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев: Наук. думка, 1983. — 224 с.
199. Anderson D.E., Olimpio J.C. Progressive homogenisation of metamorphic Garnet, South Morar, Scotland: evidence for volume diffusion // Canad. Miner. — 1977. — 15, N 2. — P. 205–216.
200. Atherton M.P. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Palradium, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet // Contrib. Mineral. Petrol. — 1968. — 18, N 4. — P. 347–371.
201. Buddington A.F., Faney J., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite // Amer.J.Sci. — 1955. — 253, N 9. — P. 497–532.
- 201a. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Jour. Geophys. Research. — 1972. — 77, N 17. — P. 3057–3067.
202. Dempster T.J. Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian Type Area, Scotland // Contrib. Mineral. Petrol. — 1985. — 89, N 1. — P. 30–38.
203. Edelman N., Jaanus-Jaarkkala N. A plate tectonic interpretation of the Precambrian of the Archipelago of southwestern Finland // Geol. Survey of Finland. — 1983. — Bull. 325. — P. 33.
204. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. — N 1. — P. 13–22.
205. Elphic S.C., Ganguly J., Loomis T.R. Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnets. I. Experimental methods and interdiffusion data // Contrib. Mineral. Petrol. — 1985. — 90, N 1. — P. 36–44.
206. Evans B.W. Application of the reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite-quartz // Amer.J.Sci. — 1965. — 263, N 8. — P. 647–667.
207. Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contrib. Mineral. Petrol. — 1978. — 66, N 2. — P. 113–117.
- 207a. Friedman J., O'Neil J. Data of geochemistry sixth edition Chapter K.K. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // US government printing office. — Washington, 1977. — 61 p.
- 207b. Flowers G.C., Helgeson H.C. Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites // Amer.J.Sci. — 1983. — 283, N 3. — P. 230–286.
208. Freer R.D. Diffusion in silicate minerals and Guide to the literature // Contrib. Mineral. Petrol. — 1981. — 76, N 4. — P. 440–455.
209. Ganguly J., Sakena S. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constrain from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry // Amer. Miner. — 69, N 1–2. — P. 88–97.
210. Ganguly J., Kennedy G.C. Energetics of natural garnet solid solution. I. Mixing of aluminosilicate end-members // Contrib. Mineral. Petrol. — 1974. — 43, N 2. — P. 137–148.
211. Gasparic T. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO–MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. — 1984. — 87, N 1. — P. 87–97.
212. Ghent E.D. Plagioclase-garnet-AL<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz: a potential geobarometer-geothermometer // Amer. Miner. — 1976. — 61, N 78. — P. 710–714.
213. Ghent E.D., Miris Z.S. Geobarometry and geothermometry of Plagioclase-Biotite-Garnet-Muscovite Assemblages // Contrib. Mineral. Petrol. — 76, N 1. — P. 92–97.
214. Ghose., Ganguly J. Mg-Fe order-disorder in ferromagnesian silicates // Sakena SK-ed — Advances in Physical Geochemistry. — 1982. — P. 23–100.

215. *Grower J. et al.* Pyroxenes // Chelsea, Michigan : Book Grafters. – 1982. – 7. – 418 p.
216. *Harte B., Henley K.J.* Occurrence of compositionally zoned almandinic garnets in regionally metamorphized rocks // *Nature*. – 1966. – 210, N 5037. – P. 689–692.
217. *Helgeson H.G., Delany J.M., Nesbitt R.W.* Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer.J.Sci.* – 1978. – 278. – P. 1–229.
218. *Hensen B.J., Green D.H.* Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis and temperatures Experimental data and geological applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1973. – 38, N 2. – P. 148–151.
219. *Hensen B.J., Schmid R., Wood B.J.* Activity – composition relationships for pyrope-grossular garnet // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1975. – 51, N 3. – P. 161–166.
220. *Holdaway M.J.* Stability of andalusite and aluminium silicate phase diagram // *Amer.J.Sci.* – 1971. – 271. – P. 97–131.
221. *Hollister L.S.* Garnet zoning and interpretation, based on Rayleigh fraction model // *Science*. – 1966. – 154, N 3757. – P. 1647–1651.
222. *HSU J.C.* Selected phase relationships in the system Al–Mn–Fe–Si–O–H: A model for garnet equilibria // *S.Petrol.* – 1968. – 9, N 1. – P. 40–83.
223. *Iron-formation: Facts and problems.* Trendall A.F. and Morris R.C. (editors) // Amsterdam – Oxford – New York – Tokyo. Elsevier, 1983. – 558 p.
224. *Jahhannes W., Schreger W.* Verteilung von H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> zwischen Mg-coordierite und fluid phase // *Fortschz. Miner.* – 1977. – 55, N 1. – P. 64–65.
225. *Kennedy J.C.* Pyrophyllite-mullite equilibrium relations to 20000 bars and 800 °C // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – 1955. – 66, N 12. – P. 1855.
226. *Laajoki K., Saikkonen R.* On the geology and geochemistry of the Precambrian iron formation in Vayrylankyla, South Puolanka area, Finland // *Bull. Geol. Surv. Finl.* – 1977. – N 292. – P. 137.
227. *Lasada A.C.* Multicomponent exchange and diffusion in silicates // *Geochimica et cosmochimica acta*. – 1979. – 43, N 4. – P. 131–133.
228. *Leak B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Miner. Mag.* – 1978. – 42, N 323. – P. 533–553.
229. *Loomis T.P., Ganguly J., Elphick S.C.* Experimental determination of action diffusivities in aluminosilicate garnets. II. Multicomponent simulation and tracer diffusion coefficients // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1985. – 90, N 1. – P. 45–51.
230. *Loomis T.P.* Metamorphism of metapelites; calculations of equilibrium, assemblages and numerical simulations of crystallisations of garnet // *J. Metamorphic Geol.* – 1986. – 4, N 2. – P. 201–219.
231. *Luha A.* Eesti NSV maard // *Taalin.* – 1946. – 178 lk.
- 231a. *Matsulnisa J., Goldsmit J.R., Clayton R.N.* Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anortite-water // *Geochim. et Cosmochim. acta*. – 1979. – 43, N 3. – P. 1131–1140.
232. *Mineral deposit models* // U.S. Geol. Survey Bull. – 1693. – 1986. – P. 228–230.
233. *Mori T., Green D.H.* Laboratory duplication of the phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // *J. Geol.* – 1979. – 86. – P. 83–97.
234. *Perchuk L.L.* Thermodynamic control of metamorphic processes. Energetics of geological Process // New York, 1977. – P. 285–325.
235. *Perry E.C., Ahmad S.N.* Oxygen isotope determinations of quartz and magnetic from Krivoy Rog, USSR // *Тез. докл. VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии*. – М., 1978. – С. 325–326.
236. *Pyroxenes.* – Reviews in mineralogy // Michigan : Book-grafters, Inc. Chelsea, 48118. – 525 p.
237. *Raase P.* Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism // *Contrib. Mineral. and Petrol.* – 1974. – 45, N 3. – P. 231–236.
238. *Rahein A., Green D.H.* Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe–Mg partition coexisting garnet and clinopyroxenes // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1974. – 48, N 2. – P. 179–203.
239. *Ramberg G.* Titanic-iron ore formed by dissolution of silicates in granulite facies // *Econ. Geol.* – 1948. – 43. – P. 553–570.
240. *Robie R., Waldheim D.* Thermodynamic properties of minerals and related substances // Washington : U.S. Gov. print. off. – 1968. – 258 p.
241. *Sack R.O.* Some constraints on the thermodynamic mixing properties of the Fe–Mg orthopyroxenes and olivines // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1980. – 71, N 2. – P. 257–269.
242. *Sahena S.* Garnet-clinopyroxene geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1979. – 70, N 2. – P. 229–235.
243. *Sen S., Bhattachacharya A.* An Orthopyroxene-garnet thermometry and its application to the Madras charcoites // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1984. – 88, N 1–2. – P. 64–71.
244. *Smith D.* Stability of the assemblage iron-rich orthopyroxene–olivine–quartz // *Amer.J.Sci.* – 1971. – 271, N 4. – P. 370–382.
245. *Stephen C., Elphick, Ganguly J. et al.* Experimental determination of cation diffusivities in aluminosilicate garnet. 1. Experimental methods and interdiffusion data // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1985. – 90, N 1. – P. 36–44.
246. *Thompson A.B.* Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations // *Amer.J.Sci.* – 1976. – 276, N 4. – P. 425–454.
247. *Trzcinski J.R.* Garnet zoning – product of a continuous reaction // *The Canadian Mineralogist*. – 1977. – 15. – P. 20.
248. *Wada Hideki, Suzuki Kazuhiro.* Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures // *Geoch. et cosmochim. acta*. – 1983. – 47, N 4. – P. 697–706.
249. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1977. – 62, N 2. – P. 129–139.
250. *Woodworth G.J.* Homogenisation of zoned garnets from pelitic schist // *Canad Miner.* – 1977. – 15, N 2. – P. 230–242.
251. *Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1974. – 46, N 2. – P. 1–15.
252. *Zen E.* Thermochemical paramestry of minerals from oxygen-buffered hydrothermal equilibrium data: method, application to annite and almandine // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 39, N 1. – P. 65–80.

# ОГЛАВЛЕНИЕ



ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ . . . . .	6
<b>Глава 1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ</b> . . . . .	8
Основные типы метаморфических ЖФД (Р.Я.Белевцев) . . . . .	8
Геодинамическая модель ЖФД криворожского типа (Р.Я.Белевцев, В.В.Решетняк, Н.С.Курлов)	10
Выделение основных структурных подразделений Кривбасса . . . . .	11
История геологического развития Кривбасса . . . . .	16
<b>Глава 2. ПЕТРОХИМИЯ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ИЗМЕНЕНИЯ (ВЫВЕТРИВАНИЯ, ЭПИГЕНЕЗА) ПОРОД ФУНДАМЕНТА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ</b> (Р.Я.Белевцев, Г.В.Скорбун) . . . . .	25
<b>Глава 3. ЭНЕРГЕТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПОРОДАХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ</b> (Р.Я.Белевцев) . . . . .	32
<b>Глава 4. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И РТ-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ</b> . . . . .	40
Украинский щит . . . . .	40
Зональные гранаты из сланцев железорудной толщи Кривбасса (Р.Я.Белевцев, С.Б.Степченко, В.С.Дудко, О.П.Шаркин, С.Д.Спивак, В.М.Чубаров) . . . . .	40
Минералого-петрографические данные по КСГС (Р.Я.Белевцев, Н.С.Курлов, С.Д.Спивак, Г.В.Скорбун) . . . . .	50
РТ-условия метаморфизма пород ЖФД центральной части Украинского щита (Р.Я.Белевцев, В.С.Дудко) . . . . .	53
Минеральные парагенезисы железорудных формаций Приазовья (Б.Г.Яковлев, Г.Л.Кравченко, В.М.Чубаров) . . . . .	61
Термодинамические параметры высокотемпературных минеральных равновесий (Б.Г.Яковлев) . . . . .	71
Условия метаморфизма железисто-кремнистых формаций Украинского щита по изотопным данным (И.П.Луговая) . . . . .	78
Курская магнитная аномалия (И.П.Лебедев) . . . . .	86
Железисто-кремнисто-гнейсовая формация . . . . .	88
Железисто-кремнисто-метабазитовая формация . . . . .	90
Минеральные парагенезисы железисто-кремнистых формаций сланцевого комплекса . . . . .	92
Физико-химические условия регионального метаморфизма . . . . .	93
Эволюция и геодинамика метаморфизма . . . . .	99
Белорусско-Прибалтийский регион (А.М.Пап, И.В.Найденов, В.В.Ветренников, В.Х.Петерсель, В.М.Клейн) . . . . .	103
Белорусский район . . . . .	103
Литовский район . . . . .	110
Латвийский район (В.В.Ветренников) . . . . .	112
Северо-Эстонский район (В.М.Клейн, В.Х.Петерсель) . . . . .	117
Карело-Кольский регион . . . . .	121
Карельский район (О.И.Володичев, Л.С.Голованова) . . . . .	121
Кольский район (О.Я.Беляев, Л.П.Кортикова) . . . . .	131
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> (Р.Я.Белевцев, Б.Г.Яковлев, И.П.Лебедев, А.М.Пап, В.В.Ветренников, В.Х.Петерсель, О.И.Володичев, О.Я.Беляев) . . . . .	139
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> . . . . .	141

28870



