

ЖЕЛЕЗИСТО-  
КРЕМНИСТЫЕ  
ФОРМАЦИИ  
ДОКЕМБРИЯ

ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

---

---

Генезис  
железных руд

---

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

---

---

# Генезис железных руд

---

---

КИЕВ 1991

---

УДК 553:31

**Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд / Белевцев Я.Н., Кравченко В.М., Кулик Д.А. и др.; Отв. ред. Кравченко В.М., Кулик Д.А.; АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов; Мин-во геологии СССР; Мин-во черной металлургии СССР. — Киев : Наук. думка, 1991. — 216 с. — (Междунар. прогр. геол. корреляции. Проект № 247 "Докембр. руд. месторождения и тектоника"). — ISBN 5-12-001462-3.**

В монографии рассмотрены условия и причины образования сингенетических (железистых кварцитов, джеспилитов) и эпигенетических (богатых) железных руд докембрия. Используются новые данные о слоистости, биогенных структурах, изотопии серы, углерода и кислорода, геохимических особенностях железисто-кремнистых пород и богатых железных руд Криворожского, Кременчугского, Белозерского, Оскольского, Михайловского, Белгородского, Костомукшского и других железорудных районов европейской части СССР. Охарактеризованы типоморфизм рудных минералов и кварца, минеральные парагенезисы различных зон метаморфизма и флюидные включения в минералах. Приведены результаты экспериментального и численного физико-химического моделирования процессов железнанакпления и рудообразования. Описаны модели седиментации, диагенетических и метаморфогенно-тектонических преобразований железисто-кремнистых пород. Рассмотрены процессы метаморфогенного образования богатых железных руд, условия гипергенеза железистых кварцитов и генезис окисленных богатых железных руд. Анализируются полигенезис и генетическая классификация железорудных формаций докембрия.

Для специалистов по геологии докембрия, металлогении и геологии рудных месторождений, аспирантов и студентов соответствующих специальностей.

Табл. 25. Ил. 63. Библиогр.: с. 203–212 (457 назв.).

Редакция литературы о Земле

Редактор *Л.К.МЕДНИКОВА*

Ж 1804060100-059 299-90  
М 221 (04) -91

ISBN 5-12-001462-3

© Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко, Д.А.Кулик,  
Р.Я.Белевцев, В.Г.Борисенко, А.А.Дроздовская,  
Ю.М.Елатко, Б.А.Занкевич, О.А.Калиниченко,  
В.Б.Коваль, М.Н.Коржнев, В.В.Кушеев,  
В.И.Лазуренко, М.А.Литвинская, В.И.Николаенко,  
Б.И.Пирогов, Л.Г.Прожогин, Е.Ш.Пиковский,  
В.А.Самсонов, В.В.Скворцов, Л.Т.Савченко,  
Ю.М.Стебновская, С.И.Терещенко, С.И.Чайкин,  
М.А.Ярошук, 1991

## ПРЕДИСЛОВИЕ

О генезисе стратиформных железорудных формаций докембрия (ЖФД) опубликовано множество работ. Тем не менее в процессе изучения этих формаций в границах европейской части СССР возникают все новые и новые вопросы. Предлагаемая монография является восьмой в серии "Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР" [128–134]. Она посвящена исключительно железным рудам, рассматриваемым как самостоятельные геологические тела, образующие месторождения, ввиду их первостепенного промышленного значения и редкостного многообразия условий формирования.

Главная цель наших исследований — реконструкция геологических и физико-химических условий образования железных руд, связанных с ЖФД, что составляет теоретическую основу прогнозирования и поисков железорудных месторождений. В монографии приведены результаты специального изучения железорудных образований комплексом традиционных и новых методов (геохимии стабильных изотопов, термобарогеохимии, моделирования на ЭВМ, палеонтологии, физико-химических экспериментов), что позволило получить принципиально иную информацию. Комплексный методический подход к изучению описываемых руд — важнейшая особенность проведенного этапа исследований.

Основной объем материала получен в результате исследований железорудных месторождений докембрийского основания Восточно-Европейской платформы, расположенных на территории СССР. При этом изучены основные рудные районы, полностью отражающие геологические особенности всех типов руд, связанных с ЖФД. Однако для создания генетических моделей железорудных формаций на современном уровне таких данных оказалось недостаточно. Поэтому авторы использовали материалы по эталонным регионам распространения ЖФД в СССР и в других регионах мира.

К сожалению, эпигенетическим богатым рудам в последние 10–15 лет не уделялось должного внимания, тем не менее о них накопилось много разрозненной информации; ее обобщение позволило существенно продвинуться вперед по сравнению с данными, приведенными в классической, но устаревшей монографии "Генезис железных руд Криворожского бассейна" [57].

Необходимо отметить, что генетические выводы соавторов предлагаемой монографии не всегда согласуются, а иногда и противоречат друг другу. Редколлегия сочла целесообразным не исключать разные точки зрения, поскольку это способствует развитию представлений о генезисе руд. Такой подход дает возможность читателю самостоятельно судить о взглядах авторов и достоверности генетических моделей, которые составлены ограниченным кругом ученых и поэтому не лишены субъективного подхода.

В монографии подводятся также итоги генетического изучения ЖФД Восточно-Европейской платформы, приведена их генетическая классификация, сформулированы и обоснованы понятия полигенезиса железорудных формаций, охарактеризованы важнейшие рудоконтролирующие факторы, которые могут служить поисковыми критериями на докембрийские железные руды.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам ИГФМ АН УССР Н.В.Гализовой, А.Г.Ивановой, Е.Э.Игнатченко, И.Н.Кулик, Т.Н.Оверчук, взявшим на себя большой труд по подготовке монографии к изданию.

# ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

## ТИПЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

### И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

#### ГЛАВА 1

#### КЛАССИФИКАЦИЯ И ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФОРМАЦИЙ

Необходимость предварительного обсуждения систематики ЖФД вызвана отсутствием совместной классификации месторождений богатых и бедных руд, а также недоразумениями в использовании таких принципиально различных понятий общепринятой металлогенической терминологии, как "железоносные" и "железорудные" формации, "формационный тип железных руд". Эти обстоятельства побуждают предложить классификацию главных типов стратиформных ЖФД, которая выражает взаимоотношения отмеченных понятий (табл. 1, 2).

**Железорудная формация** по аналогии с рудной объединяет месторождения железных руд однотипного состава, с одинаковой морфологией, близкими размерами и внутренним строением рудных тел, постоянными парагенезисами руд и сопутствующих им пород, повторяющиеся в разных районах, т.е. месторождения, возникшие в сходных геологических условиях. Название формации придается по наиболее устойчивому признаку — главным химическим компонентам или минеральному типу руд, обычно с указанием преобладающего типа сопутствующих пород (табл. 1). Для сокращения сложных названий допустимо называть формации по эталонным районам или месторождениям (табл. 2).

**Железоносные геологические формации** названы по аналогии с рудоносными и рудовмещающими парагенетическими сообществами мощных толщ разных по составу и генезису пород, объединенных единством геотектонических условий образования. Железорудные формации обычно являются рядовым членом сообщества и занимают в нем незначительную по объему часть. Большинство рудоносных формаций получает основное название по эталонным районам, но с определением генетической группы пород, резко преобладающей в их составе (вулканогенная, терригенно- или хемогенно-осадочная и т.п.), как это принято в табл. 8 и 9 в книге [130].

Состав руд и масштабы железорудных месторождений в значительной мере зависят от соотношения типов пород в железоносных геологических подформациях или субформациях. Они также получают собственное наименование, но с обязательным указанием конкретной петрохимической или литологической группы пород, играющих ведущую роль (метабазитовая, сланцево-доломитовая, гнейсовая).

**Формационный тип железных руд** — понятие вспомогательное, оно объединяет группу разновидностей железных руд с общим составом главных минералов и текстурно-структурными особенностями, а следовательно, и с близкими технологическими свойствами. Определенный формационный тип руд обычно резко преобладает в одной из железорудных формаций, но может присутствовать и одновременно в нескольких формациях, что особенно характерно для главных докембрийских руд — железистых кварцитов (табл. 1). Поэтому данное понятие можно использовать как в геологическом, так и в экономическом значении.

Основой предлагаемой классификации является разделение стратиформных ЖФД на две неравноценные группы: сингенетических формаций бедных руд и эпигенетических формаций богатых руд. Они резко отличаются геологическими особенностями, качеством и генезисом руд.

Т а б л и ц а 1. Главные типы железоносных геологических и сингенетических железорудных формаций\*

Железосносные образования		Подформа-ция	Типичные по-роды	Железосносная форма-ция	Формационный тип руд	Эталонный район
Формация						
Название	Генезис					
Алгоман-ская	Существенно вулканогенная	Киватинская (метаультра-базит-базитовая), осадочно-вулканогенная	Основные метавулкани-ты	Железисто-кремнистая метабазитовая	Железистые кварциты	Мичипикотен и Среднее Приднпровье
		Кируна (металпорфир-лептитовая), вулканогенная	Кислые щелочные метавулкани-ты	Малокремнистая апатит-магнетитовая	Апатит-гематит-магнетитовые	Кируна
		Алданская (кальцифир-гнейс-метабазитовая), хемогенно-вулканогенная	Доломитовые мраморы, гнейсы основные метавулкани-ты	Карбонатная щелочноземельно-железистая	Сульфидно-магнетитовые магнезиально-силикатные	Южно-Алданский
Белозер-ская	Вулканогенно-осадочная	Метакератофир-туффит-сланцевая (лептитосланцевая) и метакератофир-сланцево-метабазитовая (лептит-метабазитовая)	Кислые метавулкани-ты, сланцы (метапелиты), метапесчаники	Железисто-кремнистая лептит-сланцевая	Железистые кварциты	Белозерский, Костомукшский, Примандровский, Чаро-Токкинский
Криворож-ская (Сьюпер-риор)	Осадочная хемогенная	Не выделяется	Кварцито-сланцы, сланцы, метапесчаники	Железисто-кремнистая сланцевая	То же	Криворожский, Минас-Жерайс
Гданцев-ская (оскольская, итабиритовая)	Существенно осадочная	Доломит-метапесчанико-сланцевая и метаконгломерат-песчаниковая, вулканогенно-хемогенно-терригенная	Доломитовые мраморы, сланцы с графитом, метапесчаники, метабази-ты	Железисто-кремнистая метабазит-сланцево-доломитовая	То же	Кременчугский Минас-Жерайс
Бушвельд-ская (оолитовая)	То же	Не выделяются, хемогенно-терригенная	Сланцеватые аргиллиты, песчаники, известняки	Оолитовая кремнисто-гематитовая	Оолитовые кремнисто-гематитовые	Бушвельдский, Ангаро-Питский

\*Учтены классификации и терминология Н.И.Голивкина, Н.А.Плаксенко, Н.П.Семененко, Л.Н.Формозовой и других авторов.

Сингенетические железорудные формации (табл. 1) содержат подавляющую часть ресурсов железных руд, в том числе все бедные и небольшую часть богатых руд. Они сложены четырьмя формационными типами: железистыми кварцитами, апатит-гематит-магнетитовыми, оолитовыми кремнисто-гематитовыми и сульфидно-магнетитовыми магнезиально-силикатными рудами. Главное место занимают железистые кварциты.

Именно в сингенетических железорудных формациях воплощены все особенности стратиформных ЖФД: согласное многоярусное залегание в виде сближенных пластов, пласто- и линзообразных залежей среди слоистых, в разной степени метаморфизованных толщ подводно-вулканических и осадочных пород; переслаивание руд с безрудными породами в продуктивных горизонтах и рудоносных свитах; прямая или косвенная связь с метавулканитами; уникальные скопления железных руд в месторождениях (1—

Т а б л и ц а 2. Главные типы эпигенетических формаций богатых железных руд

Ярус	Железорудная формация		Форма залежей	Глубина погружения залежей, м	Формационный тип руд	Вмещающие породы	Эталонное месторождение
	Название	Генезис					
Приповерхностный	Бурых железняков	Гипергенный	Плаще- и карманообразная	До 200	Бесструктурные бурые железняки	Лимонитизированные железистые кварциты, сланцы	Рудники им. Ильича, (Кривбасс)
То же	Дисперсно-гематит-мартитовая (белгородский тип)	То же	Плаще и лентообразная	До 300—500	Дисперсно-гематит-мартитовые пористые полурыхлые	Мартитовые (мартиризованные) и дисперсно-гематит-мартитовые железистые кварциты, каолинит-дисперсно-гематитовые (окисленные) сланцы и кварцито-сланцы	Гостищевское, Михайловское (КМА)
Глубинный	Дисперсно-гематит-мартитовая (саксаганский тип)	Метаморфогенно-гипергенный	Столбообразная	Более 2600	То же	То же	Рудников им. Ленина и им. С.М.Кирова (Кривбасс)
То же	Эгирин-рибекит-магнетитовая (первомайский тип)	Метаморфический	То же	Более 1700	Эгирин- и рибекит-магнетитовые	Эгиринизированные железистые кварциты (эгириниты), рибекитизированные сланцы	Рудника им. Первого Мая (Кривбасс)
" "	Кварц-магнетитовая (ингулецкий тип)	Метаморфогенный	Линзо- и пластообразная	Более 1600	Кварц- и доломит-магнетитовые	Магнетитовые и доломитизированные железистые кварциты	Рудника "Ингулец" (Кривбасс)

10 млрд т и более); устойчивая концентрация железа в бедных рудах (25—40%); большая мощность рудовмещающих геологических формаций (2—13 км).

Основные различия между сингенетическими рудными формациями заключаются в минеральном составе и структуре руд, антагонизме их формационных типов (совместно встречаются редко), неодинаковом составе пород, вмещающих продуктивные горизонты и переслаивающихся с рудами, в различном стратиграфическом положении формаций среди докембрийских образований.

В зависимости от исходного парагенезиса пород и характера первоначальной тектоники районов их развития можно выделить четыре типа относительно контрастных железоносных геологических формаций: алгоманскую, белозерскую, криворожскую (Сьюперриор), гданцевскую (оскольскую, итабиритовую) и бушвельдскую (оолитовую). Эти формации широко известны и подробно описаны в [130, 135]. Любая из них достигает максимального развития и наибольшей представительности только на определенном для нее стратиграфическом уровне, но в эмбриональном или угнетенном виде может соседствовать с основной формацией и на других стратиграфических уровнях. Остальные подразделения докембрийских железоносных комплексов, учитывающие их многообразие, следует отнести к рангу рудовмещающих геологических подформаций, или субформаций, как это показано в табл. 1 для алгоманской формации. Остановимся на двух типах промежуточных отношений между контрастными формациями и подформациями — переходном и совмещенном.

*Переходные геологические формации* содержат только один формационный тип желез-

ных руд, но в сочетании с вмещающими породами, характерными для разных рудоносных формаций. Это обстоятельство оказывает огромное влияние на масштабы проявления железорудной формации.

Ярким примером служит переходная формация белозерского типа в одноименном районе Украинского щита. В ней парагенетически связаны кислые метавулканиды, распространенные и в алгоманской формации, и сланцы, кварцито-сланцы, типичные для криворожской формации [301]. В результате развита здесь железисто-кремнистая формация (при поразительном сходстве с такой же по составу рудной формацией криворожского типа) имеет явно угнетенный характер. Она сложена практически одним продуктивным горизонтом мощностью 80–300 м (в отличие от саксаганской свиты Кривбасса, которая имеет мощность 300–1200 м и состоит из пяти – семи железистых горизонтов).

Относительно крупные масштабы развития белозерской железорудной формации, ее стратиграфическое положение (верхний архей), распространенность во многих регионах и даже металлогеническая специализация на золото [197] побуждают нас считать ее самостоятельной единицей, равноценной другим формациям (табл. 1).

Переходные геологические подформации особенно широко распространены в алгоманской железоносной формации. Они представлены множеством вариантов сочетания одинаковой доли железистых кварцитов с необычайно изменчивым количественным соотношением вулканических, хемогенно- и теригенно-осадочных пород. На примере этих подформаций демонстрируются эмбриональные формы более поздних эталонных формаций. Наиболее четким примером таких форм можно считать киватинскую и приазовскую (мариупольскую) подформации. Первая представляет суть всей алгоманской формации, а вторая является прообразом гданцевской формации.

При анализе подразделений алгоманской формации важно подчеркнуть не обилие вариантов ее проявления, а общность геотектонических условий образования всех ее разновидностей, которой объясняются самые важные обстоятельства: одинаковые масштабы, морфология залежей и структура месторождений железных руд, не зависящая от изменчивых парагенезисов с вмещающими породами.

Подчеркнем еще одну особенность алгоманской формации – развитие в ней одновременно трех самостоятельных формационных типов руд: железистых кварцитов, апатит-гематит-магнетитовых руд подформации Кируна и сульфидно-магнетитовых магнезиально-силикатных руд алданской подформации; им соответствуют самостоятельные рудные формации (табл. 1). Именно эта особенность обусловила появление в ней комбинированных (точнее, совмещенных) геологических и железорудных подформаций.

*Совмещенные формации* (и подформации) выделяются переслаиванием внутри продуктивных горизонтов и даже залежей разных формационных типов руд при столь же изменчивых парагенетических взаимоотношениях пород, как и в подформациях переходного типа. Ярче всего это видно на Молдовском и других месторождениях Среднего Побужья, где, по сути, совмещены две разные железорудные формации: железисто-кремнисто-метабазитовая (киватинская) и карбонатная щелочноземельно-железистая (алданская). В меньшей мере аналогичное совмещение отмечается на Володарском, Харченковском и Корсакском месторождениях железистых кварцитов Украинского щита, а также на Ималыкском месторождении Алданского щита. Заметим, что и в этом случае масштабы сопряженных рудных формаций одинаковы с эталонными и обусловлены особенностями объединяющей их алгоманской формации.

**Эпигенетические железорудные формации богатых руд** (табл. 2) сопряжены только с железистыми кварцитами, содержат подавляющую часть богатых руд и представлены четырьмя формационными типами: бурыми железняками, дисперсногематит-мартированными, тигрин-рибекит-магнетитовыми и кварц-магнетитовыми реликтово-полосчатыми рудами. Они обособляются в пять рудных формаций. Формации залегают либо в форме концентрированных или морфологических рудных столбов внутри пластов железистых кварцитов и погружаются вместе с ними на глубину свыше 3 км (саксаганский, первомайский, ингулецкий типы), либо образуют ленто- и плащеобразные залежи на поверхности эрозионного среза свит пластов железистых кварцитов (белгородский тип и формация бурых железняков). Все формации разделяются на две разные по условиям залегания группы, образующие два структурных яруса: приповерхностный и глубинный [185].

К эпигенетическим такие формации отнесены потому, что все богатые руды в них образовались при обогащении железистых кварцитов в условиях более поздних процессов метаморфизма, гипергенеза. Названы эпигенетические формации по эталонным рудным полям и районам Кривбасса и КМА.

## ГЛАВА 2 ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

История промышленного использования и научного познания ЖФД охватывает 140 лет и разделяется на два этапа. Первый — это изучение геологии и генезиса месторождений богатых руд. Ему постоянно сопутствовало исследование формаций бедных железных руд. Особенно активно они стали изучаться с 1950—1960 гг., когда началось их бурное промышленное освоение, по-сути, — второй этап. Первичная роль железистых кварцитов в формировании богатых руд побуждает нас начать обзор генетических представлений о полосчатых железисто-кремнистых формаций (ПЖФ).

### Развитие и состояние представлений о генезисе железистых кварцитов

Обширная литература о генезисе железистых кварцитов обобщена в обзорах Е.А.Александрова [4], Ю.П.Мельника [230, 231], Дж.Эйхлера [409], Л.Я.Ходюш и Д.А.Кулика [344]. Существующие представления можно разбить на три группы.

1. Гипотезы первично-осадочного происхождения, рассматривающие железистые кварциты как метаморфизованные, преимущественно хемогенные осадочные породы в составе железисто-кремнистых формаций. Они имеют наибольшее число сторонников, поскольку подтверждаются огромным фактическим материалом. Существуют три основных варианта первично-осадочной гипотезы: терригенно-осадочная, вулканогенно-осадочная и аккумуляционная.

2. Гипотезы первично-магматогенного и вулканогенного генезиса железистых кварцитов [94, 312, 321], базирующиеся на предположении, что железистые кварциты были продуктами дифференциации и переотложения железистой магмы. Эти гипотезы непопулярны, физико-химически не обоснованы, их обстоятельный критический разбор был дан в работе [27].

3. Гипотезы метаморфогенно-гидротермально-метасоматического происхождения железистых кварцитов, как правило, выдвигались исследователями небольших высокометаморфизованных железистых формаций докембрия [126, 164, 238, 249]. Для этих авторов характерно преувеличение роли метасоматических процессов (иногда весьма интенсивно проявленных в железистых кварцитах), а также методологически неправильные попытки распространить выводы, полученные при изучении мелких высокометаморфизованных месторождений, на крупные бассейны (Кривой Рог, КМА). Несостоятельность этих представлений показана в статьях [27, 73].

Таким образом, серьезно обоснованными на сегодняшний день следует считать только представления, базирующиеся на первично-осадочном генезисе железистых формаций и железистых кварцитов докембрия. Сами по себе противоречивые, они прошли вековой путь развития.

**Терригенно-осадочная гипотеза** в "классическом" виде зародилась во время первых крупных исследований геологического строения докембрийских железорудных бассейнов, преимущественно Кривого Рога [274, 275, 222, 286, 287] и района оз.Верхнего (США) [425, 455], что связано прежде всего с именами П.П.Пятницкого и Н.И.Сви-тальского.

В работах Я.Н.Белевцева [14, 15, 16, 17, 19, 20, 22, 23, 26] на основе фактического материала, полученного в 1930-х гг., были разработаны современные представления о стратиграфии и тектонике Криворожского бассейна, развиты представления об образовании метаморфогенно-гипергенных богатых железных руд саксаганского типа [19, 20], что отражено и в этой книге.

При изучении железорудных свит Кривого Рога и других районов европейской части СССР был получен материал для исследования ритмичного строения железистых горизонтов и выделения подгоризонтов, их латеральной изменчивости и аутигенно-минеральной зональности [23, 37, 82, 262, 267, 291, 353]. Параллельно исследовались и крупнейшие докембрийские железорудные бассейны мира [406, 414, 415, 426, 448, 454].

В результате литологического изучения железорудных свит выделены два фациальных ряда докембрийской железорудной седиментации в рамках терригенно-осадочной гипотезы: Г.Л.Джеймса [426], взгляды которого разделяли многие зарубежные исследователи, и Н.М.Страхова [308, 309], развитый Н.А.Плаксенко [267] в виде "идеального профиля железнакопления".

Практически полное отсутствие фанерозойских железистых кварцитов и джеспилитов при их глобальном распространении в раннем протерозое и значительном — в архее всегда наводило на мысль о каких-то особенных физико-химических условиях, существовавших в древней атмосфере и гидросфере. С физико-химических позиций правдоподобной представляется крупномасштабная миграция двухвалентного железа в речных и морских водах в контакте с атмосферой, лишенной свободного кислорода [433, 434, 455, 157]. Наиболее глубоко разработанной следует признать модель Ю.П.Мельника [230, 231].

Наиболее современный вариант терригенно-осадочной гипотезы образования нижнепротерозойских железистых кварцитов и джеспилитов предложен А.А.Дроздовской [108, 110].

Анализируя публикации о генезисе докембрийских железистых пород, можно отметить два "слабых места" терригенно-осадочной гипотезы в "чистом" виде: необходимость объяснить, куда девался глинистый материал, резко преобладающий в продуктах континентального выветривания; и трудность реконструкции процессов отложения железистых пород, ассоциирующих с вулканогенными и вулканогенно-осадочными (преимущественно архейскими).

**Вулканогенно-осадочная гипотеза** как таковая сводится к положению о гидротермально-вулканогенном источнике растворенных кремнезема и железа, а также нормально-осадочном способе их хемогенной седиментации. Аргументация сторонников этой гипотезы обычно не оспаривается применительно к архейским вулканогенно-осадочным железисто-кремнистым формациям зеленокаменных поясов, но вызывает ряд возражений при реконструкции формирования крупнейших нижнепротерозойских железистых формаций. Впервые эта гипотеза была высказана, по-видимому, Ч.Р.Ван Хайзом и К.Лейтом [455] и развивалась А.М.Гудвином [88, 415], Н.П.Семененко [289, 291] и другими. С литологических и физико-химических позиций вулканогенно-осадочная гипотеза разработана слабее, чем терригенно-осадочная. Вариант модели гидротермально-вулканогенного источника железа ПЖФ, основанный на идеях новой глобальной тектоники, недавно предложен А.С.Мониным и О.Г.Сорохтиным [241, 242].

**Аккумуляционная гипотеза** образования железистых кварцитов наиболее популярна и разработана детальнее других. Применительно к железным рудам фанерозоя ее впервые сформулировал Г.Борхэрт [394].

В Советском Союзе аккумуляционная гипотеза была детально разработана Ю.П.Мельником [230, 231], Л.Я.Ходюш [341—343], Б.В.Каукиным [157], Ю.А.Борщевским [39], Д.А.Куликом [201]. За рубежом ее развивали П.Клауд [401], Дж.Драйвер [407], Р.М.Гаррелс и др. [56], Х.Д.Холланд [345, 424], В.Эверс [410, 411]. Главным моментом этой гипотезы является предположение о том, что непосредственным источником железа и кремнезема при седиментации ПЖФ служили воды Мирового океана, в которых эти вещества предварительно накапливались из разных источников (вулканогенно-гидротермального, терригенного) в течение длительного времени. Большинство исследователей предполагают, что накопление железа в океане происходило в восстановительных условиях, а кремнезем достигал значительных концентраций в растворе из-за отсутствия кремнеосаждающих организмов. Прекращение образования ПЖФ связывается с необратимой кислородной эволюцией Земли.

Обзор трех гипотез образования ПЖФ приводит к выводу, что единую модель, которая бы объясняла генетические особенности всех железистых кварцитов докембрия, просто нельзя создать. Речь может идти лишь о наборе конкретных седиментологических, балансно-геохимических и палетектонических моделей, каждая из которых соответ-

стует какому-то определенному бассейну или времени железнакопления, а также согласуется с общими представлениями о физико-химических условиях, существовавших в атмосфере и гидросфере раннего докембрия.

В 1970–1980-е гг. наметилась тенденция к углубленному изучению отдельных аспектов генезиса железистых кварцитов, прежде всего связанных с происхождением их осадочно-диагенетических текстур – слоистости (полосчатости) и других. В работах Ю.Г.Гершойга [66–68], Г.А.Гросса [419], Л.Я.Ходюш [342–344], А.Ф.Трендалла [451–454], Э.Димрота [403–405], Н.Бейкеса [392, 393] детально описаны ленточная, линзовидная и волнистая слоистость, трещины, усыхания, гранулярные и оолитовые текстуры, знаки ряби, конкреции, стилолиты, вполне аналогичные текстурам мелководных современных осадков, карбонатных, кремнистых пород и эвапоритов. Проводились и статистические исследования слоистости железистых кварцитов – в основном в Большом Кривом Роге [34, 86, 253, 323, 200–202] и бассейне Хамерсли (Западная Австралия) [454]. На их основании, в частности, оценены скорости седиментации и время отложения железа и кремнезема ПЖФ. Рассматривались две основные обстановки седиментации в раннем протерозое: 1) шельфовая – в качестве главного фактора окисления и осаждения железа принимались жизнедеятельность фитопланктона [161, 230, 231] или подъем глубинных восстановительных железосодержащих морских вод на поверхность, а также их контакт с кислородной атмосферой [407, 424]; 2) ограниченные или замкнутые мелководные бассейны с эвапоритовыми условиями [56, 322, 367, 413, 451]. В качестве индикатора повышенной солености вод иногда рассматривается наличие в железистых кварцитах аутигенных рибекита, стильпномелана и других щелочно-железистых силикатов [205, 293, 412].

Большой интерес вызывает роль биоса в осаждении железа и кремнезема нижнепротерозойских ПЖФ. Существует мнение о ведущей роли фитопланктона в окислении ионов  $Fe^{2+}$  фотосинтетическим кислородом [157, 161, 230, 231, 401, 434]; рассматривались и альтернативные способы окисления железа – контакт с кислородом атмосферы, фотохимическое [395, 397, 411], не требующие участия фитопланктона (как и эвапоритовое осаждение железистых карбонатов и силикатов). Крайним случаем является отрицание биогенной природы органического вещества ПЖФ [303].

Существуют различные точки зрения на роль диагенетических процессов в образовании железистых кварцитов. Самая распространенная из них сводится к тому, что диагенез железисто-кремнистых осадков состоял в раскристаллизации первичных дисперсных фаз до гематита (гематита), магнетита, сидерита, кварца и других стабильных минералов с понижением растворимости железа и кремнезема [231, 411].

Некоторые авторы [214, 456] предполагают, что важнейшим фактором диагенетических преобразований железисто-кремнистых осадков была жизнедеятельность простейших организмов, особенно железо- и сульфатредуцирующих бактерий. Первые могли окислять восстановленные формы железа до магнетита или гематита прямо в осадке, вторые восстанавливали железо и серу до сульфидов. Учитывая физико-химические представления о параметрах древней атмосферы и гидросферы [231, 43, 114, 424, 450], данные о массах геохимических резервуаров внешних оболочек Земли, водном балансе и потоках между ними [55, 280, 309, 435], а также балансно-геохимические расчеты, возможно существенно ужесточить требования к моделям железорудной седиментации и уточнить границы их применимости.

В последние годы появился ряд палеотектонических моделей докембрийского железнакопления. Наиболее разработанными можно считать “тектонотипы” Е.Б.Глевасского и Г.И.Каляева [129, 152], модели А.М.Гудвина [88], А.Ф.Трендалла [452], Н.Д.Бейкеса [393], Г.Гросса и А.Заяц [421]. Общим для современных палеотектонических моделей железорудных бассейнов является признание того, что архейские ПЖФ зеленокаменных поясов развивались в обстановках геосинклинального типа, тогда как крупнейшие нижнепротерозойские были заложены на континентальной коре в крупных эпи- или интракратонных бассейнах, в разной степени деформированных в среднем протерозое; эродированные железорудные свиты сохранились в линейно вытянутых шовных зонах вдоль границ архейских блоков земной коры (Криворожская зона, КМА, южная граница блока Сьюперior).

Первоочередной задачей становится разработка критериев реконструкции условий

литогенеза и метаморфизма железистых пород докембрия на основании детального изучения геологического строения и стратиграфии железорудных бассейнов, слоистых (полосчатых) текстур и структур железистых кварцитов; фациальной изменчивости железистых и сланцевых горизонтов; геохимических особенностей железисто-кремнистых и вмещающих пород; органического вещества, биогенных остатков, распределения серы и фосфора в железистых породах; типоморфизма породообразующих минералов, особенно магнетита и силикатов; физико-химических моделей условий и процессов седиментации и диагенеза железисто-кремнистых осадков.

## Представления о генезисе богатых железных руд

Начало дискуссии о генезисе месторождений богатых руд было положено классической монографией американских геологов Ч.Р.Ван Хайза и Ч.К.Лейта, опубликованной в 1911 г. в результате исследований железорудного бассейна оз.Верхнего [455]. Однако главные достижения в развитии этого направления принадлежат советским геологам [57, 219, 277, 310].

Обстоятельный исторический анализ обсуждаемых взглядов впервые выполнен Я.Н.Белевцевым в 1955 и 1959 гг. [20, 57], а затем Н.А.Корниловым в 1970 г. [174]. Оба автора провели, хотя и условный, но вполне определенный рубеж между двумя принципиально разными подходами к познанию генезиса богатых руд, которые можно назвать "моногенным" и "полигенным". Суть моногенного подхода заключается в попытках объяснить происхождение всей массы богатых железных руд каким-либо одним геологическим процессом, в лучшем случае комбинацией двух процессов. Однако, когда вышли в свет труды совещания по геологии и генезису руд Криворожского бассейна [58], стало ясно, что избиле таких гипотез (и сопутствующих им разногласий) вызвано нереальным стремлением к упрощенному объяснению резко различных в геологическом отношении месторождений богатых руд. Выход наметился в признании решающей роли многоэтапных и генетически разных рудообразующих процессов, которые по-разному проявились в пяти рудных формациях (табл. 2) (Я.Н.Белевцев, Ю.Г.Гершойг, Н.А.Корнилов, В.М.Кравченко).

Впервые исследования генезиса отдельно каждой формации богатых руд Криворожского бассейна проводились в 1954–1958 гг. Результаты опубликованы в ставшей классической монографии коллектива авторов [57]. Генезис формации богатых руд, распространенной в бассейне КМА и резко преобладающей в других железорудных бассейнах мира (Хамерсли, Минас-Жераис), широко обсуждался во многих статьях И.А.Русиновича, С.И.Чайкина и других ученых, но наиболее основательно рассмотрен в двух монографиях [219, 277].

Начиная с 1959–1962 гг. отдельное обсуждение генезиса каждой формации месторождений богатых руд стало традиционным. Это привело к интенсивному развитию генетических представлений. В итоге оказалось, что не только вся группа рассматриваемых формаций, но и практически любая из них является полигенетической. Одновременно удалось выделить две главных формации богатых руд.

Формация дисперсно-гематит-мартитовых руд белгородского типа занимает господствующее положение в бассейне КМА. Относительно ее происхождения всегда было меньше всего разногласий. По отчетливо покровной форме и характерному положению залежей в вертикальном профиле коры выветривания железистых кварцитов большинство исследователей довольно быстро пришли к заключению о гипергенно-остаточной природе богатых руд. Система доказательств этого положения приведена С.И.Чайкиным в восьмой главе.

Намного дольше дебатировались вопросы о наличии этой формации в Криворожском бассейне, на Галешинском и Белозерском месторождениях, где от нее сохранились только рассредоточенные воронкообразные залежи элювиальных карманов размытой площадной коры выветривания [181].

Формация дисперсно-гематит-мартитовых руд саксаганского типа является главной по запасам богатых руд в Криворожском бассейне. К ее

беспорным аналогам относятся только Южно-Белозерское, Переверзевское и Галещинское месторождения на Украинском щите, а также месторождения хребта Кайюна в бассейне оз. Верхнее (США).

Невозможно найти иную формацию, которая вызывала бы и продолжает вызывать столь резкие противоречия в толковании генезиса ее руд, как формация саксаганского типа. Именно к ее рудам в разное время применялись практически все известные гипотезы рудообразования. Наибольшие недоразумения вызваны тесной аналогией вещественных составов, структурно-текстурных особенностей и физических свойств богатых руд месторождений саксаганского и белгородского типов, т.е. признаками, которые принимались в качестве определяющих формацию в целом. После длительной дискуссии (более 100 лет) большинство из выдвинутых гипотез сохранило лишь историческую ценность. В настоящее время обсуждаются всего две гипотезы — гипергенная и метаморфогенно-гипергенная.

Особенное место в проблеме генезиса железорудных формаций занимают представления об их пространственном, возрастном и генетическом взаимоотношениях. В значительной мере они были решены еще в 1959 г. [57], но специально на региональной основе исследовались в 1970–1973 гг. [181, 182]. Сущность этих представлений заключается в признании двух ярусов размещения эпигенетических формаций богатых руд — приповерхностного и глубинного (табл. 2, глава 6).

## ЧАСТЬ ВТОРАЯ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

### ГЛАВА 3 РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТАЦИИ И ДИАГЕНЕЗА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Железистые кварциты являются количественно подавляющим формационным типом железных руд (притом единственным из четырех), который распространен в геологических комплексах всех докембрийских эпох. Поэтому изучение их месторождений занимает ключевую позицию в понимании генезиса сингенетических ЖФД. В основу разработки генетической модели этих месторождений в данной книге положена концепция осадочного происхождения всех типов железисто-кремнистых рудных формаций.

Между основными типами таких формаций существуют яркие различия, они свидетельствуют о разных причинах и условиях железнакопления, что выразилось в двух наиболее распространенных вариантах осадочной гипотезы — хемогенно-терригенном и вулканогенно-осадочном. В первую очередь эти различия определены широким многообразием геологических особенностей рудовмещающих формаций. Поэтому реконструкцию условий образования железисто-кремнистых пород начнем с анализа главных геологических факторов их литогенеза.

#### Литогенетические следствия из закономерностей размещения и условий залегания железистых кварцитов

В данном разделе оценена роль стратиграфических, геотектонических и структурных; формационных и фациальных, отчасти магматогенных (вулканогенно-осадочных) факторов, сущность которых подробно освещена в предшествующих книгах [128–130, 133, 134].

Стратиграфические закономерности размещения железисто-кремнистых формаций раскрывают эволюцию докембрийской мегаэпохи железнакопления. Среди них важнейшие — цикличность, прерывистый характер и неравномерная интенсивность (рис. 1).

Цикличность железнакопления выражается в периодическом появлении сингенетических железорудных формаций на определенных стратиграфических уровнях докембрия. При этом возраст самых древних из них, зафиксированный комплексом методов, составляет  $3824 \pm 12$ – $3760 \pm 70$  млн лет для железистых кварцитов района Исуа в Гренландии [384], а самых молодых — около  $850 \pm 50$  млн лет (Малохинганский район, некоторые месторождения Ирана, Египта).

С учетом уточненных в последние годы данных по европейской части СССР [128] в интервале 3,8–0,8 млрд лет обособляются не менее восьми эпох (уровней) железнакопления. Они ориентировочно охватывают следующие периоды (с характерными значениями возраста, млрд лет): 3,7–3,3 (3,5); 3,3–3,0 (3,2); 3,0–2,7 (2,9); 2,5–2,2 (2,3); 2,2–1,9 (2,0); 1,6–1,7; 1,2–0,9 (1,1) и 0,9–0,7 (0,8) (рис. 1).

Первый, наиболее ранний стратиграфический уровень накоплений железа относится к раннему архею (3,7–3,3 млрд лет). Он выражен слабо и представлен мелкими месторождениями и проявлениями железистых кварцитов среди древних гнейсовых комплек-

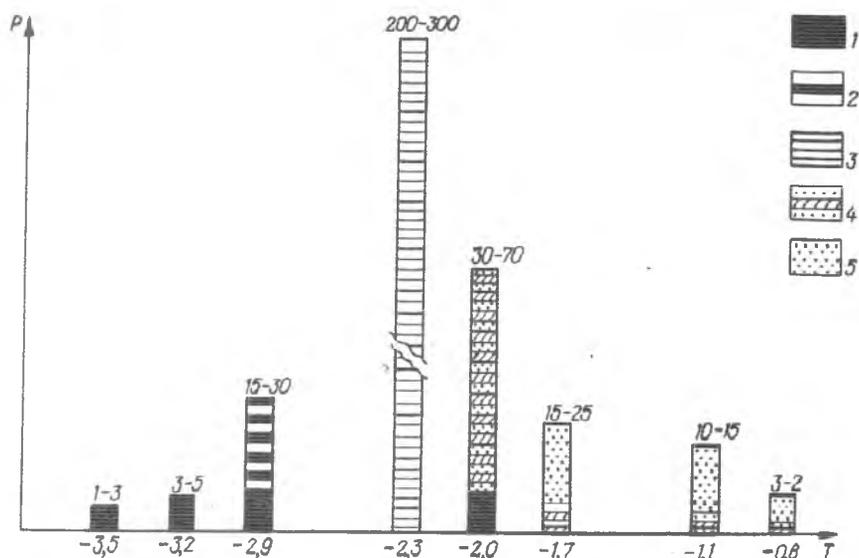


Рис. 1. Этапы железнакопления в докембрии ( $P$  – прогнозные ресурсы в крупных районах, млрд т;  $T$  – время, млрд лет). Железоносные формации: 1 – алгоманская, 2 – белозерская, 3 – криворожская, 4 – гданцевская, 5 – бушвельдская (оолитовая)

сов аульской серии Украинского щита. Маломощные линзы железистых кварцитов протяженностью не более 2–3 км залегают в биотитовых и амфиболовых гнейсах, амфиболитах и мигматитах этих пород, предположительно являющихся метаморфизованными эффузивами, что указывает на их вероятную близость к железорудным формациям алгоманского типа. В древнейших сериях Белорусской антеклизы и Балтийского щита (щучинская, беломорская и колская серии) железистые кварциты пока не обнаружены. Таким образом, первый уровень железнакопления может быть назван эмбриональным.

Второй уровень объединяет широко распространенные месторождения железистых кварцитов существенно вулканогенной алгоманской геологической формации; ориентировочно их возраст 3,3–3,0 млрд лет. Наиболее выразительными районами развития железистых кварцитов этого уровня являются Среднее Приднепровье с крупным Чертомлыкским месторождением, Тарасовские аномалии КМА, а также район Мичипикотен на Канадском щите. Повсеместно в этих, а также аналогичных им районах преобладают мелкие и средние по запасам месторождения железных руд.

Третий стратиграфический уровень образуют преимущественно формации железистых кварцитов переходного (белозерского) типа. Они сопряжены одновременно с хемогенно-терригенными и кислыми вулканическими метаморфизованными породами и поэтому совмещают в себе признаки железоносных формаций алгоманского и криворожского типов.

Месторождения железистых кварцитов белозерской формации располагаются в наиболее рудонасыщенных – верхних частях разрезов архейских зеленокаменных поясов. Принадлежность таких подразделений, содержащих крупные скопления сингенетических железных руд, к самостоятельному стратиграфическому уровню возрастом 3,0–2,7 млрд лет убедительно доказана в последние годы на примерах Костомукшского и особенно Белозерского железорудных районов [128, 352, 362].

Типичными представителями месторождений железистых кварцитов третьего уровня можно считать Южно-Белозерское и Переверзевское на Украинском щите, Костомукшское и, вероятно, Примандровские – на Балтийском; Тарыннахское и Горкитское – в Чаро-Токкинском районе Алданского щита [197]. По сравнению с архейскими месторождениями первого и второго уровней они выделяются гораздо большей протяженностью железорудных свит (до 30–40 км). По данным А.М.Гудвина, формации, аналогичные белозерской, встречаются и в других регионах мира [416].

По-видимому, характерной особенностью третьего уровня железнакопления является развитие в нем (наряду с железистыми кварцитами) и других формационных типов

сингенетических железных руд. К ним относятся месторождения сульфидно-магнетитовых руд щелочноземельно-железистой формации алданского типа (Таежное, Десовское и другие на Алданском щите, Варенское в Литовской ССР). Весьма вероятно принадлежность к третьему уровню и апатит-гематит-магнетитовых руд формации Кируна на Балтийском щите [337].

Четвертый — самый мощный в истории докембрия стратиграфический уровень накопления железа, содержащий триллионы тонн прогнозных ресурсов богатых и бедных железных руд, соответствует криворожской и курской сериям раннего протерозоя Украинского щита и Воронежской антеклизы с абсолютным возрастом от 2650 до 2270 млн лет. За рубежом к нему относятся крупнейшие железорудные бассейны Канадского, Австралийского и других щитов (оз. Верхнее, Хамерсли).

Рассматриваемый уровень повсеместно представлен железистыми кварцитами хемогенно-терригенной железисто-кремнисто-сланцевой формации криворожского типа, достигающей предельно высокой мощности 1200 м и более при протяженности рудоносных саксаганской и коробковской свит первые сотни километров. Судя по приуроченности этих свит к верхней части разреза железистой геологической формации, возрастные пределы железнакопления четвертого уровня сужаются до 2,2–2,5 млрд лет. Четвертый уровень отделен от предшествующего третьего значительным "безрудным" промежутком возрастом 200–300 млн лет, который располагается на рубеже между архейской и протерозойской эпохами.

К важнейшим особенностям развитой на этом уровне криворожской железорудной формации, кроме ее гигантских масштабов, относятся: а) многопластовое ритмическое строение железорудных свит; б) предельно отчетливая аутигенно-минеральная зональность пластов и горизонтов железистых кварцитов; в) резкое обособление среди них подгоризонтов наиболее простых по химическому составу разновидностей — джеспилитов, почти полностью состоящих из кремнезема и оксидов железа. Ни один из этих признаков не развит в столь отчетливой форме среди железисто-кремнистых формаций предшествующих стратиграфических уровней.

Пятый стратиграфический уровень накопления железа возрастом 2,2–1,9 млрд лет выделяется в значительной мере условно из-за отсутствия надежных изотопно-геохронологических дат образования и невыясненной продолжительности стратиграфического несогласия между саксаганской и гданцевской свитами в Криворожском и Кременчугском бассейнах, а также между курской и оскольской сериями в бассейне КМА. Однако бесспорная правомерность его выделения хорошо подтверждена отчетливыми признаками регионального размыва образований курской и криворожской серий в виде кластогенной железорудной формации, залегающей в основании гданцевской свиты и оскольской серии.

Главную роль на этом уровне железнакопления играет гданцевская (аналог итабиритовой), существенно осадочная вулканогенно-терригенно-хемогенная железисто-кремнистая формация. В ней железистые кварциты сопряжены не только с графитосодержащими филлитовидными и высокоглиноземистыми сланцами, метапесчаниками, но и с ортоамфиболитами, метапикритами и, что наиболее характерно, — с доломитовыми мраморами. Наиболее полно эта железорудная формация развита в Кременчугском районе. По масштабам развития она в докембрии европейской части СССР намного уступает криворожской, но превышает белозерскую, хотя и вполне сопоставима с ней.

Три последующих стратиграфических уровня докембрийского накопления железа охватывают верхний протерозой (1,7–0,7 млрд лет) и выделяются условно, поскольку соответствующие им месторождения в европейской части СССР не известны.

Экстремальные значения возрастов шестого, седьмого и восьмого стратиграфических уровней накопления железа, соответствующих рифейской эпохе и выделенных по данным Л.Н.Формозовой [337] и отчасти других авторов, приближаются к 1,7; 1,1 и 0,8 млрд лет. Они представлены мелкими, редко средними по масштабам месторождениями железистых кварцитов явно угнетенной итабиритовой формации (Малохинганский и другие железорудные районы срединных массивов в СССР, Иране, Египте) [285].

Но главную роль в количественном отношении на трех рассматриваемых уровнях играет принципиально иная — осадочная терригенная, кремнисто-гематитовая формация оолитовых руд. Она широко развита в Бушвельдском бассейне ЮАР, бассейнах Ропер-Ривер и Констанс-Рейндж в Австралии, а также в Ангаро-Питском бассейне СССР. Повсеместно формация метаморфизована незначительно и приурочена к осадочным сериям толь-

ко рифейского возраста (ориентировочно от 630–770 до 1150–1700 млн лет). Существенной особенностью этих уровней является территориальная, в том числе геотектоническая, обособленность присущих им железорудных формаций от архейских и нижнепротерозойских железорудных районов и бассейнов.

Таким образом, первая и основная стратиграфическая закономерность размещения железисто-кремнистых формаций проявляется в периодическом нарастании и спаде накопления железисто-кремнистых осадков и других типов сингенетических железных руд. Подъемы и спады повторялись приблизительно через каждые 300 млн лет. Исключение в этой периодичности отмечается на рубеже архейской и протерозойской эпох, где возрастной интервал между максимумами третьего и четвертого железорудных уровней увеличился до 600 млн лет.

Вторая стратиграфическая закономерность заключается в явно дискретном, резко прерывистом характере железнакопления, которому присущи не частичные, а полные спады накопления железисто-кремнистых осадков, а также иных формационных типов железных руд между экстремальными "всплесками", зафиксированными по резким границам железорудных свит. Почти на всех восьми выделенных стратиграфических уровнях накопления железа вторая закономерность подчеркивается развитием, как правило, одной, реже двух обособленных железорудных свит. Эта особенность еще не нашла должного освещения, но ее генетическое значение исключительно велико, так как она является ярким свидетельством резкого скачкообразного изменения состава среды осадконакопления.

Наконец, третья, также отчетливо выраженная стратиграфическая закономерность проявляется в установленном ранее относительно плавном нарастании интенсивности докембрийского железнакопления от первого ко второму и третьему архейским уровням, резко ее подъеме до максимального по масштабам четвертого уровня развития криворожской формации и сначала постепенному (гданцевская формация), а затем и резкому спаду рудообразования в виде исчезающих железистых кварцитов, частично скомпенсированному появлением терригенно-осадочной формации оолитовых кремнисто-гематитовых руд — предшественницы фанерозойских прибрежно-морских осадочных железорудных месторождений (рис. 1).

Все три стратиграфические закономерности докембрийского железнакопления имеют планетарный характер. Их можно объяснить при совмещении основных положений гипотезы А.С.Монина и О.Г.Сорохтина о причинах эволюции литосферы [241, 242], отмеченной во второй главе, и геотектонической концепции К.Ф.Тяпкина, основанной на анализе ротационного режима Земли [328, 329].

Ротационная гипотеза хорошо объясняет периодичность и кратковременность процессов железнакопления, так как связывает эти процессы с кратковременными периодами раскрытия глубинных разломов — каналов выноса на поверхность литосферы железа и кремния в моменты смены положения оси вращения планеты. Примечательно, что периодичность кардинальных изменений положения земной оси, по К.Ф.Тяпкину, составляет 200–600 млн лет, т.е. вполне сопоставима с продолжительностью расчетных конвекционных циклов О.Г.Сорохтина и отмеченных выше уровней накопления железа в докембри.

Эволюция докембрийского железнакопления фиксируется единственной четко выраженной третьей стратиграфической закономерностью — неуклонным ростом интенсивности накопления железа от нижнего архея к нижнему протерозою и последующим спадом этого процесса. Все остальные признаки эволюции подчинены этой закономерности. Среди них интересна тенденция смены формаций: для архейской эпохи характерны алгоманская и сменяющая ее переходная белозерская формации, для раннепротерозойской — криворожская и вытесняющая ее гданцевская (итабиритовая), а для рифейской — бушвельдская формация оолитовых руд.

В намечившемся эволюционном ряду заметно неуклонное, хотя и неравномерное уменьшение мощности формаций: от 7–12,7 в алгоманской до 2–3 км в бушвельдской. В этом же ряду важна эволюция количественных соотношений вулканогенных, терригенных и хемогенно-осадочных пород.

Обязательным и часто главным компонентом в алгоманской формации являются вулканогенные породы (до 70–90%), среди которых преобладают метавулканы основного состава. Хемогенно-терригенные осадочные породы вместе с железистыми кварцитами редко занимают более 10–30% ее объема (гнейсовая и мариупольская подформации).

В переходной белозерской формации резко возрастает доля осадочных, в особенности грубообломочных, пород. Среди метавулканитов шире развиты кислые щелочные метаэффузивы (не более 15–30 %), а железистые кварциты занимают около 10 %.

Криворожская формация полностью сложена осадочными хемогенно-терригенными (кремнисто-сланцевыми и грубообломочными) породами; среди них не менее 40–45 % составляют железистые кварциты, а присутствие вулканических пород сомнительно.

В гданцевской (итабиритовой) формации снова появляются основные и ультраосновные метавулканиты, но их содержание не превышает 10 %. Среди подавляющего количества осадочных пород преобладают терригенные (до 45 %), значительную роль играют хемогенные карбонатные, в основном доломиты (15–20 %). Железистые кварциты занимают 25–30 % формации. Бушвельдская формация содержит незначительное количество вулканических пород.

Таким образом, в рассматриваемом ряду формаций постепенно исчезают вулканические породы, их место частично занимают доломиты и известняки, неуклонно возрастает количество терригенных компонентов. Появление незначительного содержания метавулканитов в гданцевской и бушвельдской формациях не меняет отмеченной тенденции. Изменения сопровождаются сменой формационных типов руд (табл. 1): три типа руд, сосуществующих в алгоманской и отчасти в белозерской формациях, полностью вытесняются железистыми кварцитами в криворожской и гданцевской, а затем и оолитовыми кремнисто-гематитовыми рудами в бушвельдской формациях.

Состав и соотношения основных типов пород и сингенетических руд внутри железозносных геологических формаций в большой мере определяют и состав собственно железорудных формаций. Повсеместно железистые кварциты залегают среди осадочных пород и переслаиваются с ними. Непосредственные контакты с вулканическими породами — редкость. В фациальном отношении наиболее распространены и благоприятны метапелиты (сланцы, кварцито-сланцы). Без них ассоциация железистых кварцитов с доломитами, известняками и относительно редко встречающимися метапесчаниками, рудными метаконгломератами, метатүфами и другими породами маловероятна. Поэтому мощность и протяженность по простиранию пластов и свит железистых кварцитов в первую очередь зависят от соотношения вулканических и терригенно-осадочных пород в железозносных формациях.

Эта зависимость контрастно выражена при сравнении алгоманской и криворожской формаций. В первой, насыщенной вулканитами, железистые кварциты сложены пластами и линзами мощностью 1–80, а мощность рудных горизонтов достигает всего 120–250 м. Протяженность по простиранию ограничена — 10–12 км. Для криворожской формации, где вулканических пород нет, характерны устойчивые пласты мощностью 50–300 при мощности железорудных свит 300–1200 м. Протяженность пластов железистых кварцитов составляет 20–50, а их свит 200–300 км. Закономерный характер такой связи еще более подчеркивается промежуточными значениями рассматриваемых величин в белозерской формации переходного типа.

Большое влияние на морфологию и размеры железисто-кремнистых формаций оказывает соотношение терригенных пород с доломитами, которые особенно распространены в гданцевской формации. В этом случае геометрические параметры рудных тел промежуточны между таковыми в алгоманской и криворожской формациях, а пласты железистых кварцитов фациально неустойчивы.

В эволюционном ряду железисто-кремнистых формаций четко выражены закономерные изменения минерального состава железистых кварцитов и внутреннего строения их пластов и свит. Прежде всего они прослеживаются в содержании главных рудных минералов при сравнении разновозрастных железистых кварцитов, наименее метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Так, для рассматриваемых руд алгоманской формации характерны сидероплезит и уступающий ему по количеству магнетит. В белозерской формации над сидероплезитом преобладает магнетит и эпизодически встречается гематит. В криворожской формации главным является магнетит, но при существенном развитии гематита, а сидероплезит второстепенен. В итабиритовой формации на первое место часто выдвигается гематит, содержание магнетита уменьшается, а среди карбонатов развиты доломит и анкерит. То есть в данном ряду увеличение концентрации высшего оксида железа очевидно.

Внутреннее строение пластов и свит железистых кварцитов меняется иначе — в зави-

симости от их мощности и фашиальной устойчивости. Это видно по аутигенно-минеральной зональности, которая слабо проявлена в одно-двухпластовых рудных горизонтах алгоманской и белозерской формаций, максимально развита в наиболее мощной многопластовой криворожской и снова теряет четкость в двухпластовой гданцевской. Именно с четкой аутигенной зональностью рудных пластов криворожской формации можно связать появление в них джеспилитов.

Важным генетическим следствием рассмотренных формационных и фашиальных признаков эволюции железисто-кремнистых формаций является вывод о "неприхотливости" железистых кварцитов, которые формируются в необычайно пестрых парагенезисах пород докембрийских геологических формаций и в столь же разнообразных фашиальных условиях, но в то же время зависят от этих условий.

Палеотектонические закономерности и условия седиментации и железисто-кремнистых пород раскрываются с большим трудом из-за сильного и неравномерного искажения первоначальной формы и внутренней тектоники бассейнов осадконакопления комбинацией процессов региональной гранитизации, образования разломов и эрозии.

Гранитизация с образованием диапировых гранит-гнейсовых куполов послужила главной причиной возникновения характерной купольной тектоники в большинстве архейских и нижнепротерозойских бассейнов. Неодинаковая степень развития синтетектонических купольных гранитов в разных железорудных провинциях обусловила резкие различия в сохранности первоначальной структуры таких важнейших бассейнов, как Хамерсли (слабое развитие куполов), Минас-Жераис (более интенсивное) и КМА (максимальное развитие).

Преобразование исходных структур в процессе гранитизации сопровождалось возникновением разных систем глубинных разломов, которые с рифейской эпохи развивались самостоятельно. При территориальном совмещении и интенсивном проявлении оба процесса привели к образованию таких предельно деформированных крутопадающих поясов структур, как Криворожско-Кременчугская, Белозерская, Михайловско-Белгородская, Щигровско-Оскольская, Куяна и Айрон-Ривер.

Все они в современном виде представляют собой структуры глубинных разломов, в которых сохранились линейные эрозионно-тектонические останцы криворожской, гданцевской и белозерской формаций с глубиной погружения 3–8,5 км. Окончательный план тектоники железорудных провинций зависит от глубины эрозионного среза вмещающих бассейны геоблоков или их частей.

Существенно вулканогенная алгоманская формация полнее всего сохранилась в первоначальном залегании в архейском комплексе зеленокаменных пород блока Йилгарн Австралийского щита; здесь она развита на площади 750 x 900 км и представлена непрерывными амебовидными и разветвленно-поясовыми синформными структурами, которые комбинируются с гранито-гнейсовыми куполами [143]. Такая тектоника, скорее всего, унаследована от неровной и неустойчивой поверхности морского дна, на котором в период накопления железа чередовались поднятия и рудоносные вулканические депрессии шириной от 3–8 до 15–30 км. Наглядный пример крутонаклоненной структуры данного типа представлен на Чертомлыкском месторождении, где отчетливо видна зависимость морфологии основного рудного пласта от депрессии в его лежащем боку (рис. 2).

Совершенно иначе выглядит первоначальная структура бассейнов нижнепротерозойской криворожской формации, по мнению И.Н.Щеголева [359], наиболее сохранившаяся в блоке Пилбара с бассейном Хамерсли (Западная Австралия). Это была единая овальная котловина размером не менее 450 x 600 км; по своей природе она соответствует плоским платформенным прогибам с ровной поверхностью внутриконтинентального шельфа. Иногда эта поверхность была осложнена конседиментационными разломами, которые определили колебания мощностей железорудных свит по латерали [196]. Заметим, что признаки таких разломов отмечаются во всех типах структур бассейнов седиментации. Повсеместно они могли служить каналами выхода гидротермальных растворов на дно этих бассейнов.

Гданцевская формация, сменившая во времени криворожскую, во всех районах территориально совмещена с ней и явно унаследовала ее общие контуры. Однако фашиальная неустойчивость разреза гданцевской формации, эпизодическое появление вул-

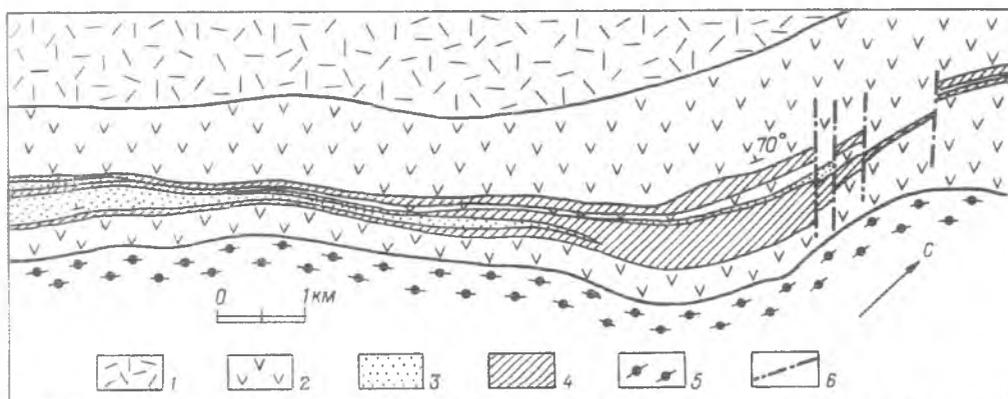


Рис. 2. Геолого-петрографическая карта Чертомлькского месторождения железистых кварцитов (составил В.И.Ганоцкий [185]):

1 – метариолиты, метадациты с подчиненными пачками метабазитов и парасланцев; 2 – амфиболиты, метабазалты, метадолериты, зеленые сланцы и подчиненные им метаультрабазиты, метатUFFы и метатUFFиты основного и среднего состава, парасланцы; 3 – метапесчаники, рассланцованные метапесчаники, парасланцы, реже метатUFFы и метатUFFиты, метабазиты; 4 – железистые кварциты магнетит-карбонатные, силикатно-магнетит-карбонатные и магнетит-силикатные; 5 – мигматиты, граниты; 6 – разломы

канических пород и резкие колебания мощности продуктивных свит свидетельствуют о неоднородном по площади тектоническом режиме накопления, что напоминает условия образования алгоманской формации. Наконец, самая молодая – рифейская формация бушвельдского типа сформировалась в типично платформенных структурах, иногда сильно деформированных.

В книге [129] детально рассмотрены тектонотипы железоносных геологических формаций с позиций тектоники плит. Показано, что железистые кварциты успешно образуются не только в разных формационных и фациальных, но и в пестрых геотектонических обстановках – в рифтогенных зонах и бассейнах островных дуг, во внутри- и субплатформенных прогибах, в режимах сжатия и растяжения земной коры, при устойчивых и неустойчивых колебательных движениях.

Очевидно, что столь наглядная геотектоническая, формационная и фациальная "непритязательность" железистых кварцитов далеко не случайна, ее можно объяснить, например, периодами хронического пересыщения любых докембрийских водоемов растворенными железом и кремнеземом.

Фациальные условия отложения железисто-кремнистых осадков были существенно различными для алгоманской, криворожской и гданцевской формаций. Реконструкция фациальных обстановок железнакопления относительно достоверна только для криворожской формации и затруднена для алгоманской с характерными для нее гидродинамическими условиями типичного вулканогенно-осадочного субмаринного рудообразования, которое возможно на большом удалении от береговой линии в пределах широкого диапазона глубин (ориентировочно 50–500 м).

Для понимания генезиса железистых кварцитов в этом случае важно иметь в виду, что зона рудоотложения могла быть практически изолированной от основной массы морской воды буферным гидродинамическим куполом сильно прогретых вод, под которым длительное время сохранялись особые термодинамические и фациальные условия. Это же обстоятельство могло вызывать интенсивный конвекционный обмен придонных вод с близповерхностными.

При обзоре главных рудоконтролирующих факторов железисто-кремнистых формаций выдвигается ряд положений, которые необходимо учитывать при реконструкции условий образования железистых кварцитов на этапе их литогенеза:

1) три описанные стратиграфические закономерности железнакопления (цикличность, прерывистость, неодинаковая интенсивность) конкретизируют установленную ранее тесную взаимосвязь образования железисто-кремнистых формаций и земной коры и вместе с нею свидетельствуют о зависимости их формирования от эндогенных, экзогенных и космических факторов. Поэтому генетическая модель железисто-кремнистых осадков должна учитывать взаимодействие этих причин;

2) современная, преимущественно поясовая, реже купольная тектоника крупнейших железорудных провинций является вторичной и не отражает истинных геотектонических условий накопления железа в докембрии;

3) все литофациальные типы железистых кварцитов тесно сопряжены с осадочными породами и вместе с ними являются осадочными образованиями. Однако их формирование проходило в разных фациально-тектонических условиях, определивших большую неоднородность главных геологических особенностей конкретных типов железисто-кремнистых формаций;

4) степень различия геологического строения железорудных формаций настолько велика, что ее невозможно охватить единой генетической моделью даже в рамках осадочной концепции. Поэтому осадочная схема должна иметь по крайней мере три самостоятельных варианта, соответствующих главным типам геологических формаций, вмещающих железистые кварциты: а) хемогенно-терригенно-осадочный для контрастной криворожской формации, б) осадочно-вулканогенный для столь же контрастной алгоманской, в) вспомогательный комбинированный для переходных белозерской и гданцевской формаций;

5) при разработке названных вариантов нельзя придавать строгое стратиграфическое значение наметившейся тенденции эволюционной смены железосных формаций (алгоманская, белозерская, криворожская, гданцевская);

6) предлагаемые варианты генетической модели отражают самостоятельную и комбинированную роль двух главных, наиболее вероятных источников рудного, кремнистого и силикатного вещества (а также путей их миграции) — хемогенно-терригенного и вулканогенно-гидротермального. Поэтому железистые кварциты следует считать едиными образованиями по способу отложения вещества, но конвергентными по трем типам его источников, признаки которых следует искать и обосновывать.

### **Ритмично-слоистые текстуры как отражение условий седиментации и диагенетических преобразований железисто-кремнистых пород**

Железистые кварциты и сланцы Кривого Рога, КМА и других железорудных районов Восточно-Европейской платформы (ВЕР) в подавляющем большинстве обладают удивительно тонкой, четкой и разнообразной ритмичной слоистостью. Еще П.П.Пятницкий [275] и Н.И.Свитальский [286] рассматривали ее как главнейший признак первично-осадочного происхождения железистых кварцитов. Однако долгое время не удавалось расшифровать слоистые текстуры из-за отсутствия методик их измерения и интерпретации, а также слабой разработанности теории слоенакопления. Необходимые предпосылки сложились лишь в начале 1970-х гг. Это — накопление огромного фактического материала по литолого-петрографическим особенностям крупных слабометаморфизованных полосчатых железистых формаций (ПЖФ) мира — особенно Хамерсли (Австралия), Кривого Рога, КМА, в том числе по слоистым текстурам; появление крупных работ по реконструкции физико-химических условий докембрийского осадочного железнакопления [230, 231, 308]; развитие методов компьютерной обработки замеров слоистости, выявления периодичности и случайных компонент в строении слоистых осадочных толщ [281, 348]; разработка методов прогноза показателей обогатимости железистых кварцитов, для которых необходимы количественные данные о слоистых текстурах [86].

Ниже мы попытаемся интерпретировать результаты наших исследований слоистых текстур железистых пород Кривого Рога, Кременчуга, Михайловского района КМА и других железорудных районов европейской части СССР, чтобы выяснить возможности использования закономерностей ритмичного строения слоистых текстур, особенностей вещественного состава и нарушений слоев для реконструкции условий седиментации, диагенеза и эпигенетических преобразований бедных железных руд (железистых кварцитов). Более подробное изложение соответствующих данных можно найти в работах [199–202].

## *Краткая характеристика и типы слоистых текстур железистых кварцитов зеленосланцевой ступени метаморфизма*

Основным объектом изучения была слоистость железистых кварцитов саксаганской свиты Криворожского бассейна, поскольку эти руды наиболее разнообразны и доступны. Примененная методика исследований [199] включала получение статистически представительных визуальных замеров слоистости и проб слоев по всей мощности опорных разрезов железистых горизонтов (в полевых условиях); петрографическую характеристику минерального состава, микроструктур и микротекстур слоев для классификации слоев и ритмов; расчеты статистических параметров слоистости на ЭВМ; интерпретацию расчетов, выявление ритмов и типизацию слоистых текстур. Всего было использовано около 80 тыс. замеров мезослоев.

### *Номенклатура и терминология полиритмичного строения слоистых текстур железистых кварцитов*

Важнейшей особенностью железорудных свит докембрия является их полиритмично-слоистое строение. В частности, саксаганская свита Кривого Рога в целом состоит из семи пар чередующихся сланцевых и железистых пластов (горизонтов) (рис. 3). Внутри них выделяются пачки, или подгоризонты, внутри пачек — макрослои, внутри макрослоев — мезослои, внутри мезослоев — попарно чередующиеся более или менее богатые железом микрослои, а в отдельных микрослоях под микроскопом наблюдается совсем тонкая микрослойчатость. Многократно повторяющиеся группы слоев одного порядка уместно называть ритмами, например — микроритмы, мезоритмы. Слои экзотического вещественного состава и строения будем именовать прослоями (например, сланцевые прослои в железистых кварцитах). Данная номенклатура построена на основе, предложенной А.Ф.Трендаллом [202, 344, 451, 453]. Термины, касающиеся типизации текстур, будут определены ниже. Отметим, что полиритмичная иерархия слоистости в настоящее время рассматривается как главный признак первично-осадочной природы железистых кварцитов [342, 451, 452, 201].

### *Краткая литолого-петрографическая характеристика элементов слоистых текстур — слоев и ритмов*

Начнем с микрослоев и мезослоев. Как известно, они весьма изменчивы по минеральному составу и структурным особенностям [344]. Однако для выделения ритмов и расчетов статистических свойств слоистости достаточно рассмотреть четыре основные группы микро- и мезослоев: *кварцевые* (80 об % и более кварца); *рудные* (более 75 % магнетита, гематита, сидерита или любой комбинации этих минералов); *смешанные* — кварц-рудные (от 25 до 80 % кварца, остальное — рудные минералы); *силикатсодержащие* (более 25 % силикатов, без учета грюнерита (куммингтонита), эгирина и рибекита), в том числе сланцевые прослои (менее 20 % кварца). Детали минералогии и структурные особенности слоев железистых кварцитов и сланцев подробно описаны в литературе [127, 236]. В дальнейшем будем рассматривать только наименее метаморфизованные железистые кварциты, если это не оговорено специально. Минеральный состав слоев высокометаморфизованных железистых кварцитов классифицирован Л.Я.Ходюш [344].

Для кварцевых и смешанных мезослоев характерны разнообразные выклинивания, пережимы, внутрислойное брекчирование, будинаж, плойчатость и другие нарушения (фото 1), часть из которых имеет седиментационно-диагенетическую природу [67, 68, 202]. Особый интерес вызывают так называемые компенсированные выклинивания кварцевых микро- и мезослоев [202]. В них рудные микрослои, проходя сквозь зоны выклиниваний, не прерываясь, смыкаются за счет выклинивающихся кварцевых микрослоев и образуют более мощные рудные мезослои. При этом обычно наблюдаются два или более встречных выклинивания, расположенных одно выше другого так, что суммарная мощность пачки мезослоев остается неизменной. Подобные явления в Кривбассе впервые описал Я.Н.Белевцев [16]; в бассейне Хамерсли они детально изучены А.Ф.Трендаллом

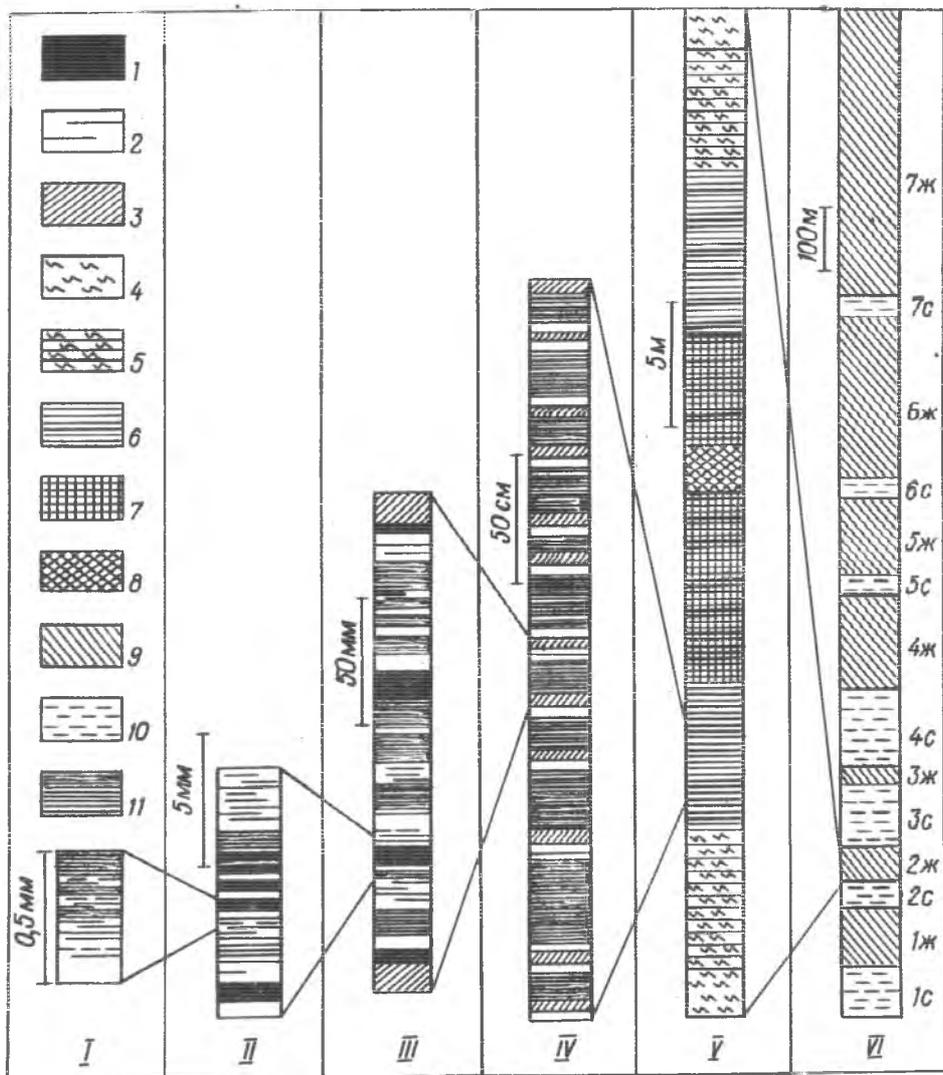


Рис. 3. Уровни ритмичности и цикличности в железисто-кремнисто-сланцевой формации саксаганской свиты Кривбасса:

1 – магнетитовые микрослои и мезослои; 2 – кварцевые мезослои и микрослои; 3 – сланцевые прослои; 4 – филитовидные сланцы; 5 – хлоритовые кварцито-сланцы и сланце-кварциты; кварциты: 6 – карбонат-магнетитовые и магнетит-карбонатные, 7 – магнетитовые, 8 – гематит-магнетитовые; горизонты: 9 – железистые, 10 – сланцевые; 11 – смешанные кварц-рудные микро- и мезослои; 1с–7ж – индексы сланцевых и железистых горизонтов в пределах свиты; I – микрослойчатость (микрослои), II – микроритмы (мезослои), III – мезоритмы (макрослои), IV – макроритмы (подгоризонты), V – АМЗ (горизонты), VI – циклы (саксаганская свита)

[454]. Компенсированные выклинивания свидетельствуют о существенном постседиментационном перераспределении кремнезема между соседними мезослоями. Наблюдаются и другие диагенетические текстуры.

Наши наблюдения не подтверждают наличия в железистых кварцитах Криворожья и КМА косой и градационной слоистости, а также выраженных размывов слоев, описанных в свое время Ю.Г.Гершойгом [67] и некоторыми другими исследователями.

*Статистические параметры слоистости,  
их изменчивость по разрезам  
и простираанию железистых горизонтов*

Массовые визуальные замеры полосчатости дали возможность впервые исследовать изменения в разрезах средних мощностей, выборочных функций плотности распределения мощностей и объемных содержаний мезослоев четырех основных типов [200, 202] (табл. 3, рис. 4). Выявлены любопытные особенности распределения мощностей кварцевых и рудных мезослоев. Большинство из них правоасимметричны, имеют один главный максимум (моду) мощностью около 2—3 и несколько подчиненных мод более 5—7 мм. Первым предположением было, что подчиненные моды и длинные правые "хвосты" распределений возникают из-за ошибок визуальных измерений толщины мезослоев. Но

Т а б л и ц а 3. Характеристика количества и мощности мезослоев в замерах типичных разновидностей железисто-кремнистых пород (зеленосланцевой ступени метаморфизма) Кривого Рога и КМА

№ п/п	Стратиграфический индекс	Порода	Количество слоев в замере $L(N)$	Объемное содержание мезослоев, %					Средняя толщина мезослоя, мм				
				$Q_{\Phi}$	$Q_a$	$F_{\Phi} + F_a$	M	S	$Q_{\Phi}$	$Q_a$	$F_{\Phi} + F_a$	M	S
1	sx <sup>1ж</sup>	Бiotит-хлорит-карбонатные кварцито-сланцы	348	2,4	22,7	1,4	20,5	52,8	1,4	9,8	1,6	6,7	16,9
2	sx <sup>2ж</sup>	Хлорит-магнетит-карбонатные сланце-кварциты	527	5,2	39,8	9,2	12,9	32,9	2,1	12,2	2,6	3,7	8,3
3	sx <sup>4ж</sup>	Хлорит-магнетит-карбонатные сланце-джеспилиты	451	1,2	16,9	7,8	52,5	21,6	3,0	17,3	2,9	15,6	8,1
4	sx <sup>4ж</sup>	Хлорит-карбонат-магнетитовые сланце-кварциты	435	14,2	21,4	13,3	37,9	13,2	3,2	22,6	2,7	8,7	5,3
5	sx <sup>2ж</sup>	Карбонат-магнетитовые кварциты	241	34,2	19,9	29,8	7,1	9,0	4,4	17,2	3,4	4,0	4,1
6	sx <sup>4ж</sup>	Магнетитовые кварциты	491	28,8	20,4	28,2	15,3	7,4	2,9	14,4	3,6	6,3	5,8
7	sx <sup>5ж</sup>	Магнетитовые джеспилиты	397	10,1	5,0	11,7	68,6	4,6	3,8	12,2	4,3	17,0	2,8
8	sx <sup>2ж</sup>	Гематит-магнетитовые кварциты	341	40,1	2,2	51,1	5,9	0,6	4,8	8,1	5,5	4,7	2,2
9	sx <sup>5ж</sup>	Гематит-магнетитовые джеспилиты	435	2,8	6,5	15,1	72,6	3,1	3,9	7,3	4,7	13,2	2,5
10	Kr, КМА	Магнетит-гематитовые джеспилиты	343	13,0	1,7	28,7	54,0	2,6	3,4	16,5	4,3	8,4	5,6
11	sx <sup>6ж</sup>	Рибекит-магнетитовые кварциты	638	16,2	16,4	51,3	11,5	4,5	2,1	14,8	3,6	3,3	7,8
12	sx <sup>7ж</sup>	Магнетит-карбонатные сланце-джеспилиты	340	10,1	1,4	17,5	35,8	35,2	3,2	10,2	2,8	4,9	10,0

П р и м е ч а н и е: 1, 2, 5, 8 — скв. 16070, рудоуправление им. Фрунзе, Кривой Рог; 3, 4 — скв. Ю-269; 6 — скв. Ю-268; Скелеватское магнетитовое месторождение, Кривой Рог; 7, 9, 11 и 12 — скв. 20265, рудоуправление им. XX Партсъезда, Кривой Рог; 10 — скв. 3829, Михайловское месторождение КМА; sx — саксаганская свита, kr — коробковская свита;  $Q_{\Phi}$  — фоновые кварцевые мезослои;  $Q_a$  — аномальные кварцевые мезослои;  $F_{\Phi}$  и  $F_a$  — соответственно фоновые и аномальные рудные мезослои; M — смешанные мезослои, S — силикатсодержащие слои и сланцевые прослои.

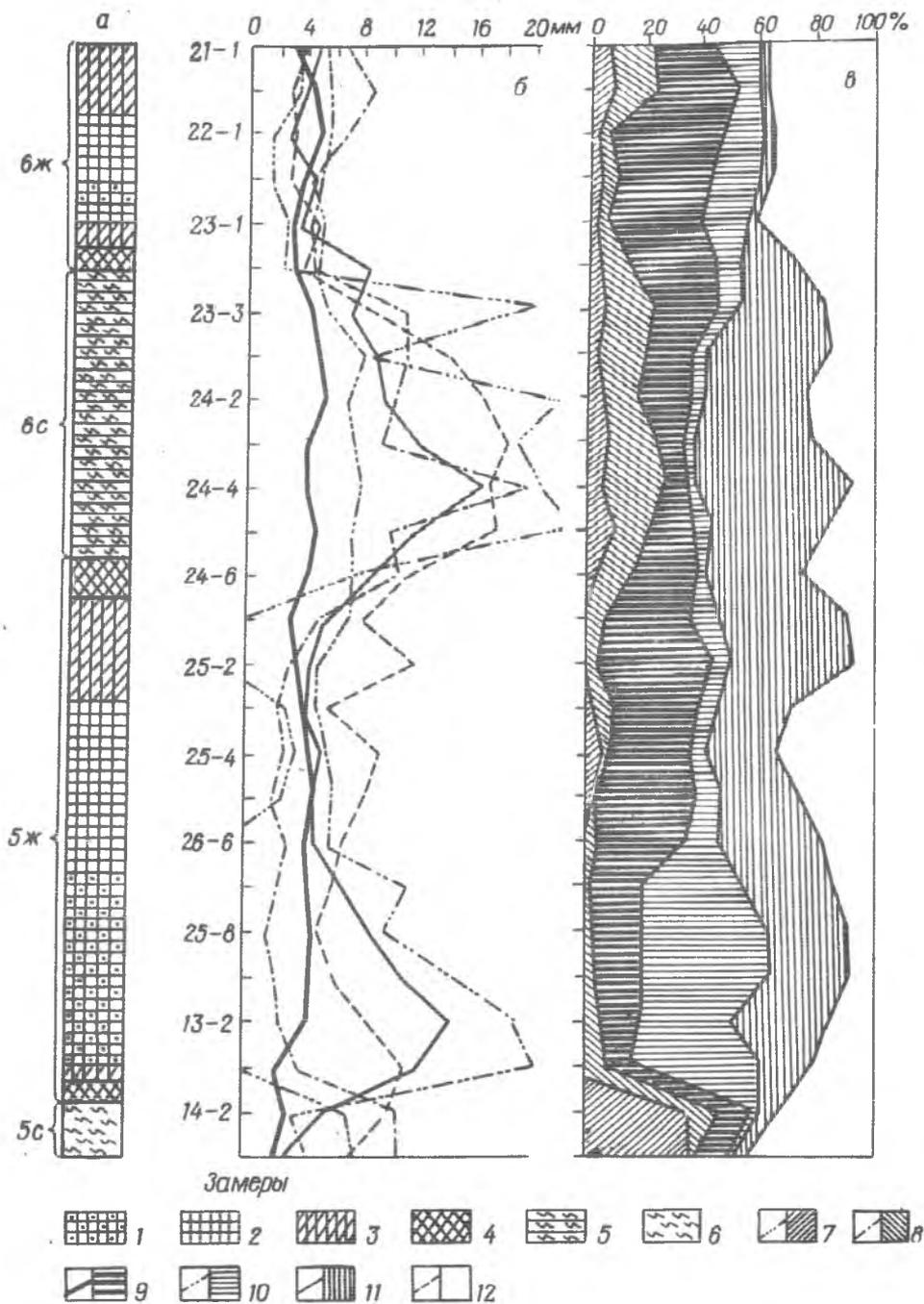


Рис. 4. Изменение статистических свойств мезослоев по разрезу пятого железистого и шестого сланцевого горизонтов саксаганской свиты Кривбасса (скв. 20265):

*a* – стратиграфическая колонка; 5с, 5ж, 6с, 6ж – индексы горизонтов; *б* – средние мощностей мезослоев; *в* – содержания мезослоев (в %); 1 – гематит-магнетитовые джеспилиты; 2 – магнетитовые и карбонат-магнетитовые кварциты; *сланце-кварциты*: 3 – карбонат-магнетитовые 4 – магнетит-карбонатные, 5 – карбонатные; 6 – кварцито-сланцы; *прослои*: 7 – сланцевые, 8 – рудно-силикатные и кварц-силикатные; *мезослои*: 9 – рудные, 10 – смешанные кварц-рудные, 11 – смешанные рудно-кварцевые, 12 – кварцевые. Левая половина обозначений 7–12 – соответствует графику *б*, правая – графику *в*

проверка показала, что в действительности существует две совокупности мезослоев, которые мы предложили называть "фоновыми" и "аномальными".

Фоновые мезослои резко преобладают по объему в железистых кварцитах и образу

ют главные максимумы на гистограммах. Они относительно тонкие (1–3, реже до 5 мм); кварцевые фоновые слои содержат 10–15 % рудных минералов, а рудные фоновые — 10–15 % кварца. К фоновым мы отнесли и смешанные кварц-рудные мезослои, в которых проявляется обычно тонкая и правильная микроритмичность — попарное чередование микрослоев толщиной 0,1–0,5 мм, более или менее богатых рудными минералами и кварцем. Выборочные плотности распределений, смешанных мезослоев часто не имеют выраженных пиков и больше тяготеют к равномерным распределениям.

*Аномальные* мезослои, напротив, имеют резко повышенные мощности и более "контрастный" минеральный состав. В аномальных кварцевых мезослоях содержится 95–97 % кварца, в аномальных рудных мезослоях — 92–97 % магнетита или сидерита. Важно и интересно, что в аномальных рудных мезослоях микроритмы почти неразличимы, а в аномальных кварцевых обычно видны хорошо, но мощности кварцевых (при нормальной толщине рудных микрослоев) резко увеличены и достигают 5–7 мм. Это свидетельствует о выносе кремнезема из аномальных рудных мезослоев и интенсивном его приносе в аномальные кварцевые мезослои.

Распределения толщины сланцевых прослоев обычно унимодальные, аппроксимируются логнормальным или нормальным законом. Сами сланцевые прослои хорошо выдержаны по латерали, но весьма разнообразны по минеральному составу в пределах стратиграфического разреза горизонтов и свит в целом.

Важными статистическими параметрами слоистости являются доли фоновых и аномальных кварцевых и рудных, а также смешанных и силикатсодержащих прослоев, изменение которых по разрезам железистых горизонтов тесно связано с их аутигенно-минеральной зональностью (рис. 4). Как правило, от железистого горизонта к сланцевому увеличивается количество силикатных прослоев и аномальных кварцевых мезослоев и уменьшается — смешанных и рудных мезослоев. Опираясь на эту закономерность, можно формализовать классификацию слоистых железисто-кремнистых пород таким образом, чтобы, кроме минерального состава и степени метаморфизма, она учитывала и особенности слоистых текстур [200].

### *Закономерности ритмичного строения железистых кварцитов (фоновые и аномальные, контрастные и неконтрастные мезоритмы)*

В процессе выполнения полевых визуальных замеров слоистости в породах саксаганской свиты Кривбасса в 1984 г. нами была обнаружена такая закономерность: аномальные рудные и кварцевые мезослои пространственно тяготеют к силикатсодержащим прослоям, образуя вместе с ними ассиметричные, закономерно построенные аномальные мезоритмы (рис. 5). Последние особенно четко видны в породах с малым количеством сланцевых прослоев — джеспилитах и магнетитовых кварцитах. Ассиметрия аномальных мезоритмов проявляется в том, что в 70–80 % случаев их кварцевый "яшмовидный" мезослой лежит стратиграфически ниже силикатного прослоя, а наиболее мощный аномальный рудный мезослой — выше (рис. 5, а–в; табл. 4). По мере нарастания количества силикатных прослоев (с приближением к сланцевому горизонту) аномальные мезоритмы смыкаются и начинают как бы "интерферировать", образуя весьма запутанную картину (рис. 5, г–д). Но и в этом случае более мощный рудный мезослой обычно перекрывает сланцевый прослой. В силу этих особенностей по аномальным мезоритмам легко установить стратиграфическую ориентировку образцов железистых кварцитов. Средняя толщина аномальных мезоритмов и минеральный состав сланцевых прослоев резко меняются от горизонта к горизонту, хотя они хорошо выдержаны по простиранию и поэтому их можно использовать для стратиграфического расчленения и корреляции железистых кварцитов в пределах железорудного бассейна.

Широкое развитие аномальных мезоритмов в железисто-кремнистых породах установлено в нижнепротерозойских саксаганской свите Кривого Рога и Кременчугского района Украинского щита, коробковской свите курской серии Михайловского, Оскольского и Белгородского районов КМА. Однако в железистых породах верхнеархейских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Сурской, Западно-Белозерской, Чертомлыкской), а также на Костомукшском месторождении (Карелия) и Оленегорском (Кольский п-ов) аномальных мезоритмов практически нет. В белозерской железорудной свите

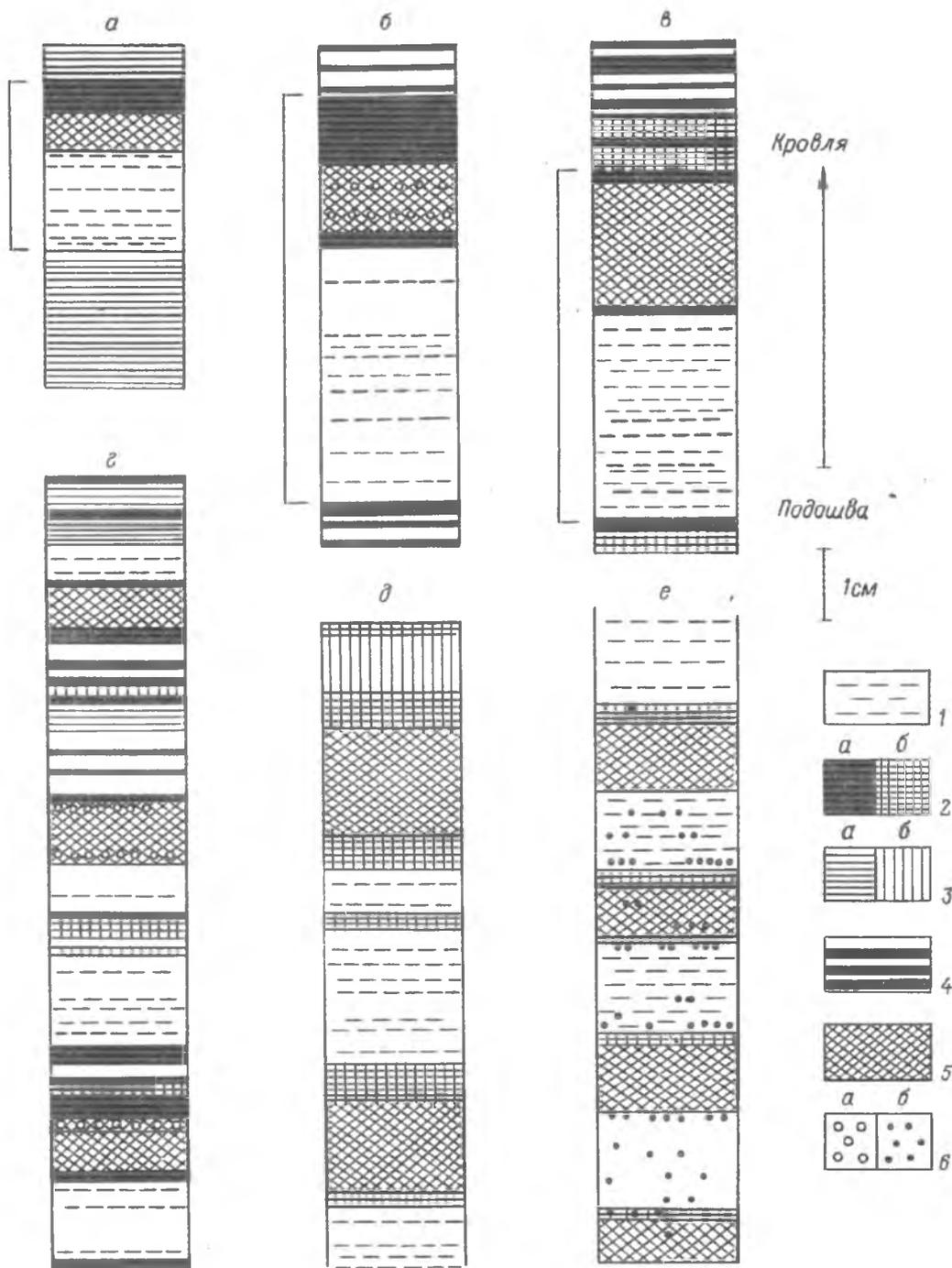


Рис. 5. Простые (а-в) и интерферирующие (z-е) аномальные мезоритмы в железисто-кремнистых породах саксаганской свиты Кривбасса:

а - в джеспилитах V железистого горизонта, б, z - в магнетитовых кварцитах IV железистого горизонта, в - в карбонат-магнетитовых кварцитах II железистого горизонта; д - в карбонатных сланце-кварцитах IV сланцевого горизонта; e - в карбонатных сланце-кварцитах VI сланцевого горизонта; 1 - аномальные кварцевые мезослои (пунктиром обозначены рудные микрослои), 2 - рудные слои (а - магнетитовые, б - карбонатные), 3 - смешанные мезослои (а - магнетит-кварцевые и гематит-кварцевые, б - карбонат-кварцевые), 4 - фоновые кварцевые (белос) и магнетитовые (черное) мезослои; 5 - сланцевые прослои, б - порфиробласты (а - альбита, б - магнетита). Прямыми скобками обозначены простые аномальные мезоритмы

Т а б л и ц а 4. Характеристика аномальных мезоритмов различной ориентировки в железисто-кремнистых породах с фоновой, аномальной и интерференционной слоистостью

№ п/п	Стратиграфический индекс	Тип слоистости	Истинная мощность Н, м	Плотность $N/H$ , $m^{-1}$	Частота встречаемости аномальных мезоритмов, %					Относительно суммы полных мезоритмов $D_{QSF}/(D_{QSF} + D_{SFQ})$
					Полные		Неполные			
					прямые, $D_{QaSF}$	обратные, $D_{SFQa}$	без $Q_a$		без $s$	
прямые $D_{SF}$	обратные, $D_{FS}$	симметричные, $D_{QaF} + D_{FQa}$								
1	сх 4ж	ФК	8,7	12,3	59,8	10,2	8,4	3,7	17,7	87,7
2	сх 4ж	А	4,7	18,7	52,3	10,2	8,0	4,5	25,0	83,6
3	сх 4ж	И	8,4	20,1	63,3	6,5	11,8	7,1	11,2	90,2
4	сх 5с	И	7,8	27,9	59,2	14,7	15,1	10,6	0,5	80,1
5	сх 5ж	ФН	9,2	11,5	78,3	0,0	17,0	3,8	0,9	100,0
6	сх 5ж	ФН	24,9	11,3	50,9	5,3	14,2	7,5	22,1	90,5
7	сх 6с	И	35,3	18,1	41,5	7,5	11,7	8,3	31,0	84,7
8	сх 6ж <sup>1-2</sup>	ФК	17,1	9,3	61,0	4,4	17,0	5,0	12,6	93,3
9	сх 6ж <sup>3</sup>	А	12,5	17,2	59,1	7,4	13,5	7,0	13,0	88,8
10	сх КМА КГ	ФК	12,9	8,06	56,5	0,0	27,8	9,2	6,5	100,0

П р и м е ч а н и е: 1 – скв. Ю-268, глуб. 111,2–123,0 м; 2 – глуб. 46,6–52,2 м; 3 – скв. Ю-269, глуб. 195,5–204,0 м; 4 – скв. 20265, глуб. 1587,0–1595,3 м; 5 – скв. 20265, глуб. 1573,2–1583,0 м; 6 – скв. 20265, глуб. 1541,1–1569,3 м; 7 – скв. 20265, глуб. 1496,4–1536,5 м; 8 – скв. 20265, глуб. 1452–1471,4 м; 9 – скв. 20265, глуб. 1404–1418,8 м; 10 – скв. 3829, глуб. 1158,5–1172,0; 1–9 – Кривой Рог, 10 КМА. *Кварциты*: 1, 8, 10 – гематит-магнетитовые, 2, 6, 9 – магнетитовые и карбонат-магнетитовые; 3, 4 – магнетит-карбонат-хлоритовые сланце-кварциты; 5 – гематит-магнетитовые джеспилиты; 7 – силикат-карбонатные сланце-кварциты;  $N$  – количество аномальных мезоритмов;  $Q_a$  – аномальные кварцевые мезослои;  $F$  – рудные,  $S$  – аномальные сланцевые прослои;  $D$  – частота встречаемости; стратиграфические индексы те же, что и в табл. 4. *Тип слоистости*: ФК – фоновая контрастная, А – аномальная, И – интерференционная, ФН – фоновая неконтрастная.

Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений они встречаются, но редко и развиты слабо. Во всех перечисленных месторождениях сланцевые (хлоритовые или биотитовые) прослои обычно тонкие (1–5 мм), контактируют с тонкими (1–8 мм) рудными или смешанными мезослоями; содержание кварцевых мезослоев мощностью 1–3 мм не превышает 10–20 %.

Как уже отмечалось, основной объем железистых кварцитов (но не сланцев!) представлен фоновыми мезослоями, которые образуют простые симметричные мезоритмы двух типов (рис. 6).

*Контрастными* фоновыми мезоритмами предлагается называть ритмы, состоящие из кварцевых и рудных фоновых мезослоев. Породы, в которых последние преобладают по объему, логично называть собственно железистыми (железородными) кварцитами [344]. *Неконтрастными*<sup>1</sup> фоновыми назовем мезоритмы, состоящие из более или менее богатых кварцем микрослоистых смешанных мезослоев. Породы с преобладанием неконтрастных мезоритмов логично именовать джеспилитами (традиционное определение понятия "джеспилит" см. в [22]). Особенности строения и состава фоновых мезоритмов детально описаны в [200, 202].

Оказалось, что архейские железисто-кремнистые формации (в Сурском, Чертомлыкском, Западно-Белозерском, Костомукшском районах) отличаются от нижнепротерозойских (Криворожье, Кременчугский район, КМА) подавляющим развитием сланце-джеспилитов – пород со значительным количеством тонких биотитовых или хлоритовых прослоев и резким преобладанием неконтрастных фоновых мезоритмов (обычно состоящих из карбонатно-кварцевых или карбонат-кварц-магнетитовых слоев). Контрастные текстуры имеют подчиненное значение и развиты главным образом на Костомукшском и Белозерском месторождениях. Для саксаганской же и коробковской свит характерно широкое развитие легкообогатимых (магнетитовых или карбонат-магнетитовых) железистых кварцитов с фоновой контрастной полосчатостью. В существенных объемах присутствуют гематит-магнетитовые джеспилиты, почти лишенные сланцевых прослоев и обладающие

<sup>1</sup> В предшествующих работах [199–202] вместо термина "неконтрастный мезоритм" использовался неудачный термин "диффузный мезоритм".

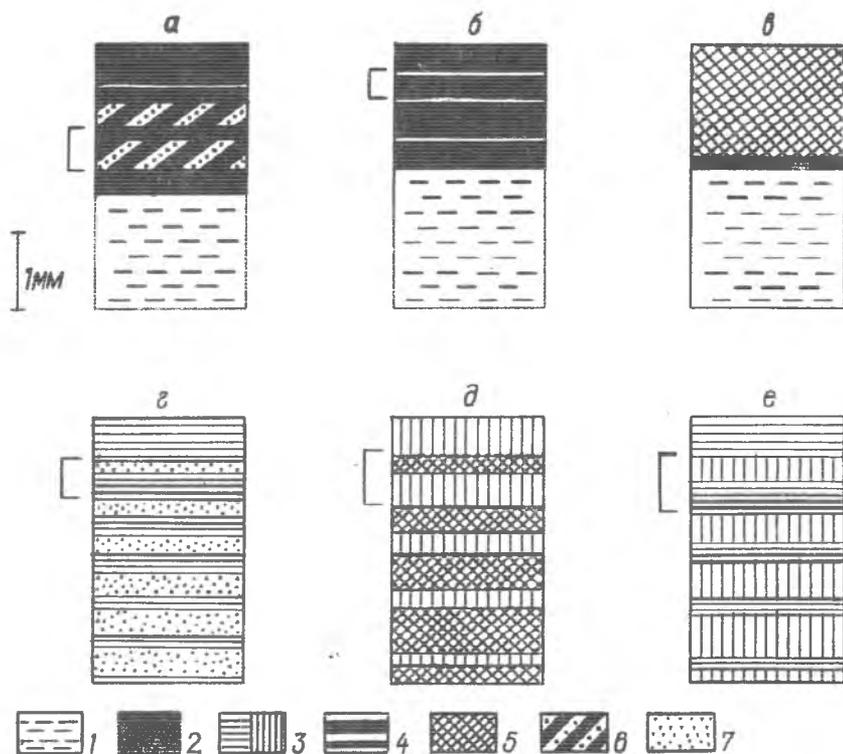


Рис. 6. Типичные фоновые мезоритмы:  
*а-б* – контрастные, *в-е* – неконтрастные; мезоритмы обозначены квадратными скобками. Обозначения 1–5 см. на рис. 5; *микрослои*: 6 – магнетит-гематитовые, 7 – гематит-кварцевые

фоновой неконтрастной текстурой (пятый железистый горизонт саксаганской свиты Кривого Рога, Михайловский район КМА), рибекитсодержащие сланце-джеспилиты (седьмой горизонт саксаганской свиты Кривого Рога и  $K_2^3$  Кременчуга) при очень слабом распространении сланце-джеспилитов с хлоритовыми или биотитовыми прослоями (в отличие от архейских формаций).

Таким образом, слоистость железистых кварцитов во всем ее кажущемся многообразии следует рассматривать как совокупность фоновых контрастных и фоновых неконтрастных мезоритмов (фоновой компоненты), а также аномальных мезоритмов (аномальной компоненты), чередующихся в различном порядке и разных соотношениях на фоне циклических изменений минеральных форм железа в слоях в соответствии с аутигенно-минеральной зональностью (АМЗ). Такой подход позволяет построить простую генетическую типизацию слоистых текстур железистых кварцитов [201], а также наметить принципиально новые пути к расшифровке режимов седиментации железисто-кремнистых осадков, реконструкции их преобразований при диагенезе и метаморфизме.

### *Слоистые текстуры как отражение условий седиментации железисто-кремнистых осадков*

Как уже указывалось, основными текстурными элементами железистых кварцитов являются мезослои разного состава (рис. 5, 6), образующие фоновые контрастные, фоновые неконтрастные и аномальные мезоритмы. Если мезослои уподобить "буквам", то мезоритмы – это простейшие "слова", которыми записана история железорудного осадконакопления. Каков же смысл этих "слов"? Насколько искажена "запись" процессами диагенеза, метаморфизма и тектонических деформаций, широко проявленными во всех железорудных районах европейской части СССР?

Как следует из анализа физико-химических условий метаморфизма ЖФД, метаморфические процессы сами по себе не могли привести к новообразованию или существенной

трансформации слоистой текстуры железистых кварцитов. Поэтому задача сводится к построению моделей седиментации и диагенеза железисто-кремнистых осадков со слоистостью разных типов. Этот вопрос разработан недостаточно, к тому же среди фанерозойских осадочных пород нет прямых аналогов ЖФД из-за необратимой кислородной эволюции в истории внешних оболочек Земли [230, 108].

Фанерозойские осадочные аналоги ЖФД рассмотрены в работах [95, 344, 393, 451]. Их авторы приходят к выводу, что ЖФД ближе всего соответствуют тонкослоистым хемогенным битуминозным известнякам, доломитам и ангидритам, описанным, например, в работах [95, 348, 382]. Ленточная слоистость таких пород рассматривается как результат сезонных и более длительных климатических вариаций, влиявших на соотношение скоростей седиментации хемогенных, органических и кластогенных компонент осадков. Для них характерны повышенные скорости седиментации (до 2–5 мм/год), что соответствует лагунным (ангидриты, доломиты, гипсы), относительно мелководным шельфовым или озерным (известняки, битуминозные сланцы, глины), а также вулканогенным (кремнистые породы) обстановкам осадконакопления. В хемогенных осадочных породах, как правило, эпизодически встречаются глинистые прослои терригенного или вулканогенного происхождения.

Железисто-кремнистые породы внешне похожи на ленточные глины — сезонные отложения приледниковых озер, также обладающие четкой и правильной ленточной слоистостью [95]. Мы не рассматриваем их в качестве прототипа ЖФД, поскольку ленточные глины почти не содержат хемогенного материала и образуются в специфических локальных перигляциальных обстановках.

Существует также внешнее сходство ЖФД с флишевыми толщами, особенно карбонатным флишем [295]. Типичный флиш — это отложения мутьевых потоков, развивающиеся обычно у подножия континентального склона [281]. Флишевые ритмы имеют характерную градиционную слоистость, практически не встречающуюся в железистых кварцитах и сланцах. Таким образом, флиш не может рассматриваться как аналог ЖФД, за исключением, может быть, отдаленных карбонатных флишевых фаций — аналога некоторых железистых сланцев [344].

Интересно, что тонкослоистые битуминозные известняки, ангидриты и кремнистые сланцы являются текстурными аналогами не всех железистых кварцитов, а только пород с фоновой неконтрастной слоистостью — джеспилитов, в которых отсутствуют резкие различия в вещественном составе соседних микрослоев. Этот факт отмечал А.Ф.Трендалл: из пяти железистых горизонтов, входящих в железорудную группу Хамерсли, четкие аналогии с ленточными эвапоритами фанерозоя можно провести только для горизонта (формации) Уилли–Уолли, представленной "полосатой фацией" [322], а в нашей терминологии — типичными неконтрастными магнетит-гематитовыми джеспилитами. Похожие джеспилиты имеются в пятом железистом горизонте саксаганской свиты Кривого Рога, а также в коробковской свите Михайловского района КМА. На фото 2 (см. вклейку) показана слоистость: ФН — фоновая неконтрастная, ФК — фоновая контрастная, А (И) — аномальная (интерференционная),  $v$  — скорость седиментации Fe (мг/см<sup>2</sup> в год).

Контрастные железистые кварциты, состоящие в основном из рудных и кварцевых мезослоев, вообще не имеют прямых текстурных аналогов среди пород и руд фанерозоя. Похожие на них тонкослоистые известняки "доманиковой фации" (Южный Урал) с многочисленными кремнистыми прослоями интерпретируются как породы, в которых кремни образовались в результате диагенетического перераспределения кремнезема [302].

Исходя из изложенного мы рассмотрим сначала только седиментацию фоновых неконтрастных мезоритмов, в которых микрослои выражены хорошо, а мезослои трудно уловимы, как и в фанерозойских эвапоритах. Такая аналогия делает наиболее вероятным предположение, что джеспилиты являются ленточными хемогенными осадочными породами с сезонной микроритмичностью.

### *Время и скорость седиментации микро- и мезоритмов в джеспилитах*

В литературе высказывались различные предположения: о годичном времени отложения мезослоя ("слойка") [157], о кратковременном образовании микроритма в результате быстрого осаждения гидроксида железа и медленного — кремнезема [439], о годичном от-

ложении микроритма, причем его более железистого микрослоя — в летний сезон [201, 342, 457].

Предположения о сезонной природе мезоритмов или о суточном времени отложения микроритмов приводят к неправдоподобно высоким скоростям седиментации (сантиметры в год). Такие скорости соответствуют только областям терригенной или вулканогенной лавинной седиментации [221], связанной с интенсивным перемешиванием вод бассейна, при котором наблюдаемая тонкая и выдержанная слоистость ЖФД не могла бы сохраниться. Поэтому следует считать, что один микроритм в смешанном неконтрастном мезослое соответствует одному году. Средняя мощность таких микроритмов составляет 0,1–0,7 в Кривбассе и до 1,5 мм в Михайловском районе КМА. Несложный петрохимический пересчет [199] показывает, что на 1 см<sup>2</sup> площади микроритма приходится от 10 до 150 мг железа и от 18 до 220 г кремнезема. Средние величины — 30 мг/см<sup>2</sup> в год железа и 50 мг/см<sup>2</sup> в год кремнезема — хорошо согласуются с оценкой, впервые полученной А.Ф.Трендаллом [454] для микрослоев железистых пород горизонта Дэйлз-Гордж (Хамерсли): 22 мг/см<sup>2</sup> в год железа. Начиная с работы Х.Холланда [345] эта величина справедливо рассматривается как один из основных параметров, необходимых для реконструкции условий докембрийской железорудной седиментации; предлагаем называть ее "константой Трендалла".

Таким образом, определяя под микроскопом среднюю толщину и минеральный состав микроритмов в смешанных неконтрастных мезослоях железистых кварцитов, можно приближенно оценить скорости седиментации железа, кремнезема и других компонентов осадков и проследить их изменения по разрезам железистых горизонтов (предполагая, что размывов между слоями нет).

Как видно из табл. 5, 6, суммарное время отложения саксаганской свиты составляет порядка 10 млн лет. Это прекрасно согласуется с аналогичной оценкой А.Ф.Трендалла [454] для свиты Хамерсли около 5 млн лет.

Интересно, что скорости седиментации фанерозойских аналогов ЖФД — карбонатных эвапоритов — имеют тот же порядок величины: 0,1–2 мм/год [382]. Для гипсоносных эвапоритов они больше (1–5 мм/год), для кремнистых отложений и битуминозных сланцев — меньше (0,1–0,3 мм/год). Поэтому на приведенные выше оценки скоростей седиментации железа и кремнезема ЖФД можно опираться вполне уверенно.

### *Физико-химические условия седиментации фоновых железисто-кремнистых осадков*

Представления о режиме и скорости седиментации фоновых неконтрастных железисто-кремнистых осадков вполне согласуются с современными физико-химическими моделями докембрийского осадочного железнакопления [230, 231, 108, 411, 424]. Согласно этим моделям, в морских бассейнах раннего протерозоя, при отсутствии свободного кислорода в атмосфере, главной формой миграции железа был двухвалентный ион  $Fe^{2+}$ . Легко рассчитать, что при глубине бассейна в 100 м для осаждения 30 мг/см<sup>2</sup> в год железа его концентрация в водах должна была за год понизиться на 3 мг/л (при отсутствии привноса  $Fe^{2+}$  в бассейн). Поэтому концентрации  $Fe^{2+}$  в поверхностных водах могли не превышать 10 мг/л, а его миграция происходила в слабокислой и слабовосстановительной средах. При отсутствии в нижнепротерозойских и архейских водоемах кремнеосаждающих организмов кремнезем мигрировал преимущественно в виде мономера  $Si(OH)_4$ , концентрация которого могла достигать растворимости аморфного кремнезема (порядка 100 мг/л [240]), чего более чем достаточно для осаждения 30–60 мг/см<sup>2</sup> в год. Главными формами осаждения железа были гидроксиды  $Fe(III)$  (частично гидромагнетит) в раннем протерозое [231], сидерит и гидроксид — в архее. Основные механизмы осаждения — фотохимическое окисление комплексов  $Fe(II)$  ультрафиолетовым излучением Солнца [395], биохимическое окисление  $Fe^{2+}$  фотосинтетическим кислородом [230, 231]; в архейских ЖФД — прямое химическое осаждение железистых карбонатов и силикатов. Кремнезем в нижнепротерозойских ЖФД осаждался вместе с гидроксидами железа путем сорбционного захвата [2, 423] или прямым коллоидным осаждением вблизи вулканических очагов [230]; возможно было также его осаждение либо в виде магадита или Na-Fe-Si-гелей в эвапоритовых обстановках [367], либо в виде гриналита в щелочной восстановительной обстановке [231].

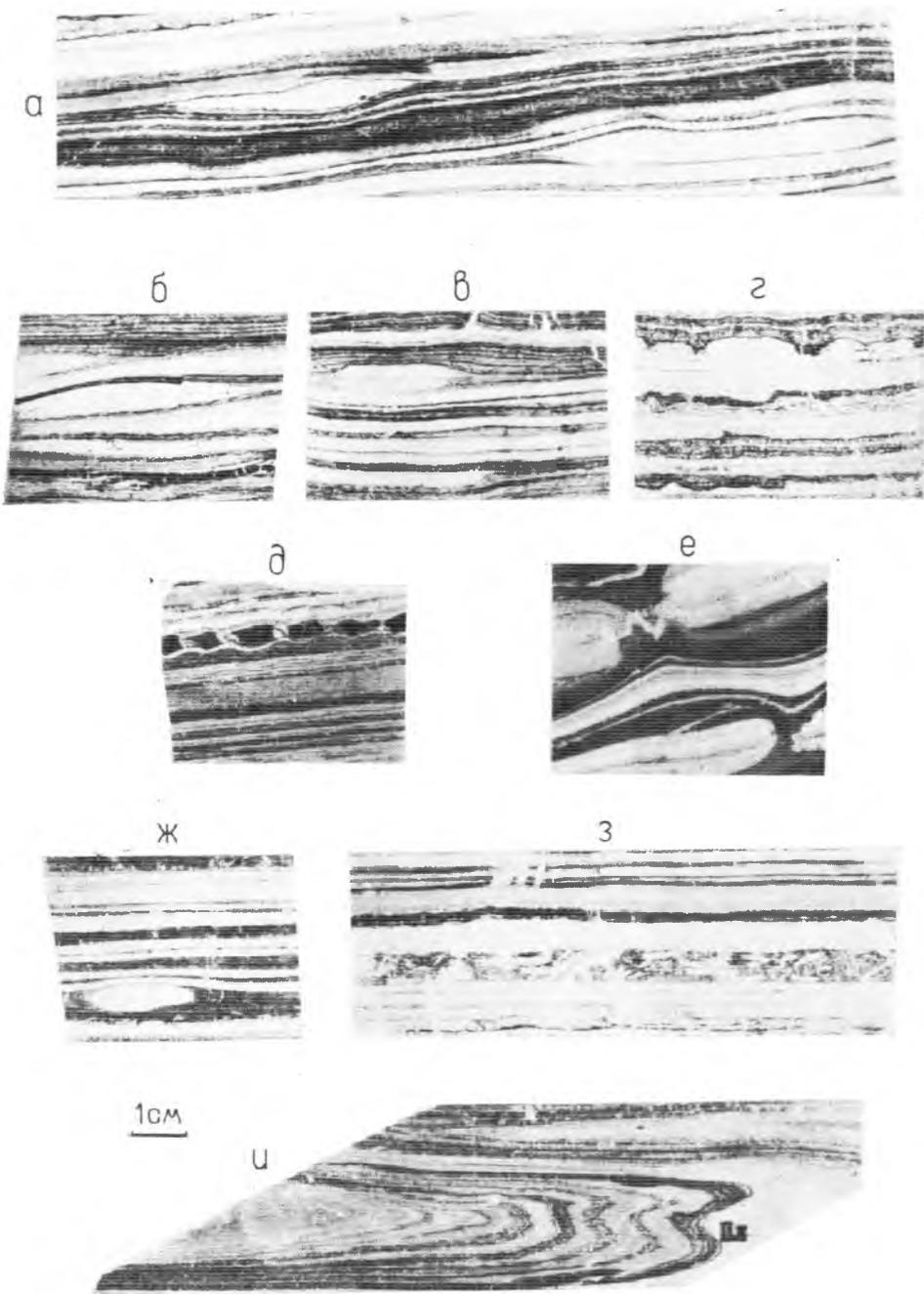


Фото 1. Характерные нарушения слоев в железистых кварцитах Кривбасса и КМА:  
*a* — *в* — компенсированное выклинивание и пережимы кварцевых и смешанных мезослоев,  
*г* — «карманы» (разъедания) в кварцевых мезослоях, *д* — будинаж магнетитового  
 слоя, *е* — будинаж группы кварцевых и смешанных слоев, *ж* — микроконкреция, *з* —  
 внутрислойная брекчия, *и* — переход тонких рудных мезослоев на крыльях складки в  
 микрослоистые смешанные мезослои в замке складки волочения. Фотографии стрейк-  
 принтов — отпечатков текстур на прозрачной клеящей ленте [203, 440]; черное — маг-  
 нетит, белое — кварц, карбонаты, серое — сланцевые прослой. Нат. вел.

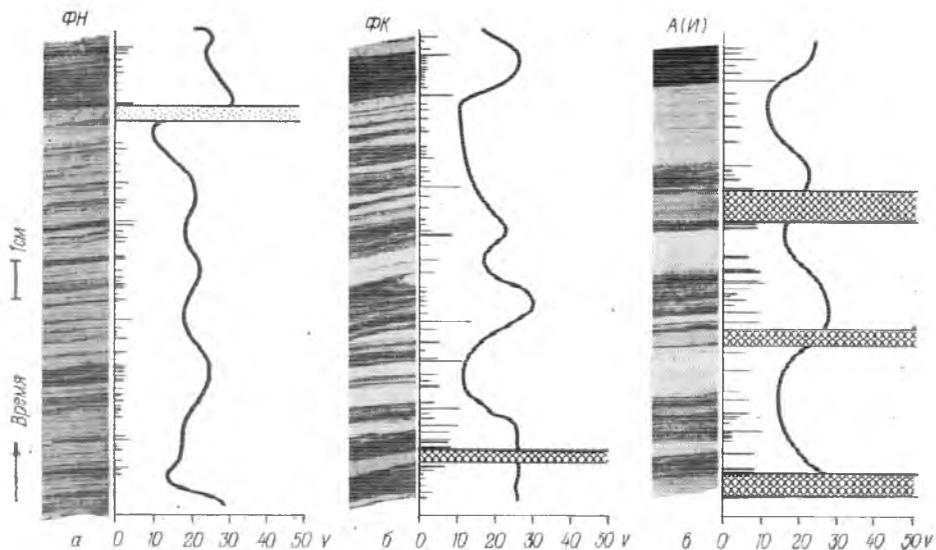


Фото 2. Реконструированные режимы седиментации железистых пород саксаганской свиты Кривбасса со слоистыми текстурами разных типов: *а* — магнетит-гематитовый джеспилит, четвертый железистый горизонт; *б* — магнетитовый кварцит, второй железистый горизонт; *в* — карбонат-магнетитовый сланце-кварцит, второй железистый горизонт (стрейкпринты — отпечатки текстур на прозрачной клеящей ленте — [203]; *v* — скорость седиментации Fe (мг/см<sup>2</sup> в год)

Фото 3. Характерные случаи распределения силикатного материала в слоистых текстурах железистых кварцитов (наличие силикатов отмечено квадратными скобками и штрихами справа от стрейкпринтов):

*a* — спорадические алюмосиликатные прослои в аномальных мезоритмах магнетитового кварцита коробковской свиты Стойленского месторождения КМА, *б* — спорадические хлоритовые прослои, не образующие аномальных мезоритмов, в карбонат-магнетитовых сланце-кварцитах первого железистого горизонта саксаганской свиты Кривбасса, *в* — распределение низкоглиноземистой зеленой слюды (селадонита в микроритмах магнетит-гематитового джеспилита коробковской свиты (Михайловское месторождение КМА)). Стрейкпринты [203]. Нат. вел.

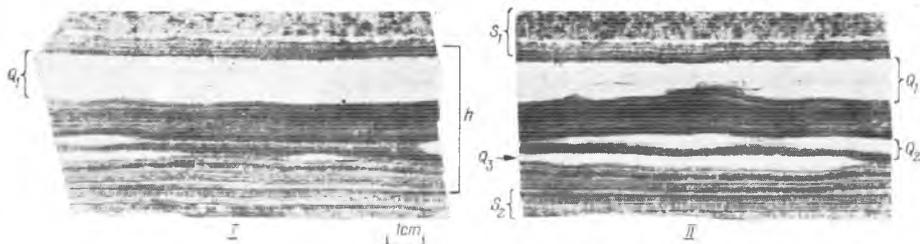
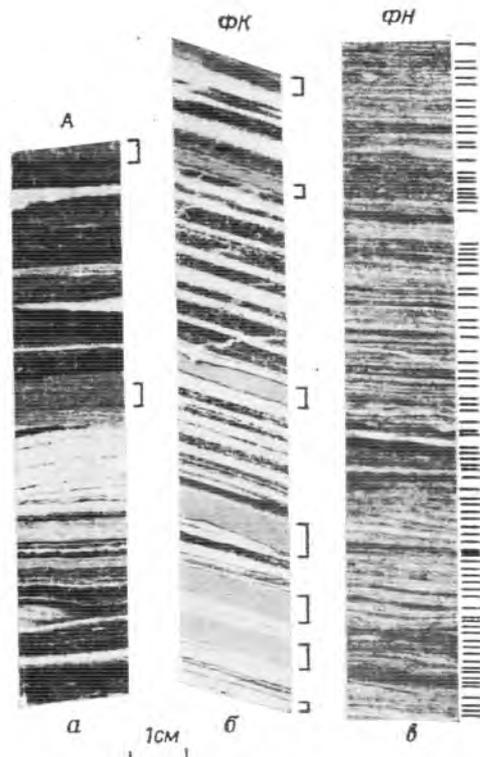


Фото 4. Компенсированное перераспределение кремнезема в тонком макроритме гематит-магнетитового железистого кварцита (обр. 6/86, коробковская свита Стойленского месторождения КМА, срезы штуфа через 1 см, стрейкпринты):

*I* — почти весь кварц сосредоточен в мощном аномальном кварцевом слое  $Q_1$ ; *II* — понижение мощности слоя  $Q_1$  скомпенсировано увеличенным толщиной кварцевых слоев  $Q_2$  и  $Q_3$  так, что суммарная мощность  $h$  макроритма, ограниченного сланцевыми прослоями  $s_1$  и  $s_2$ , остается неизменной

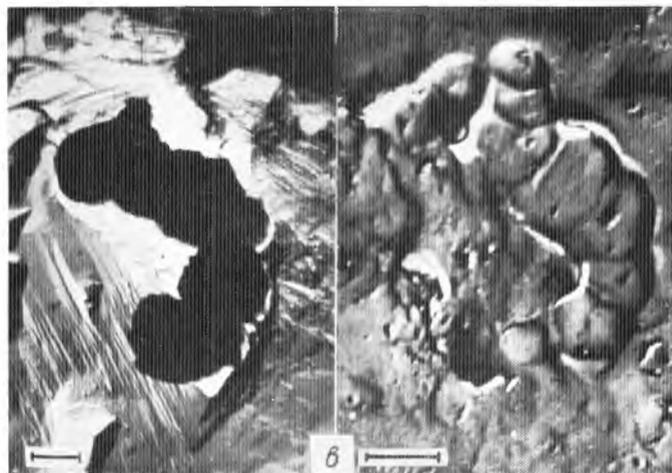
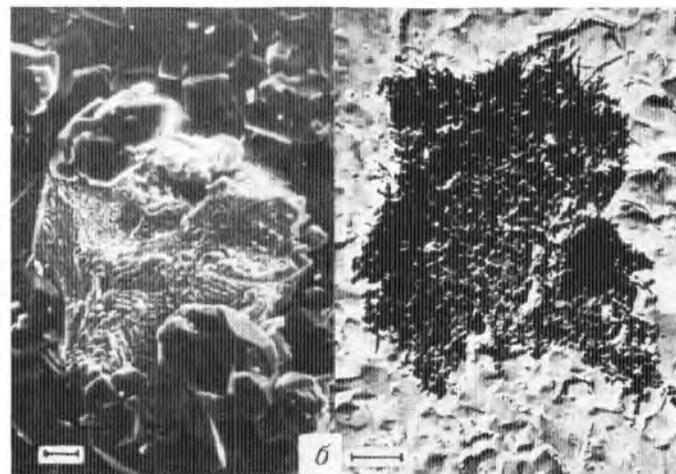
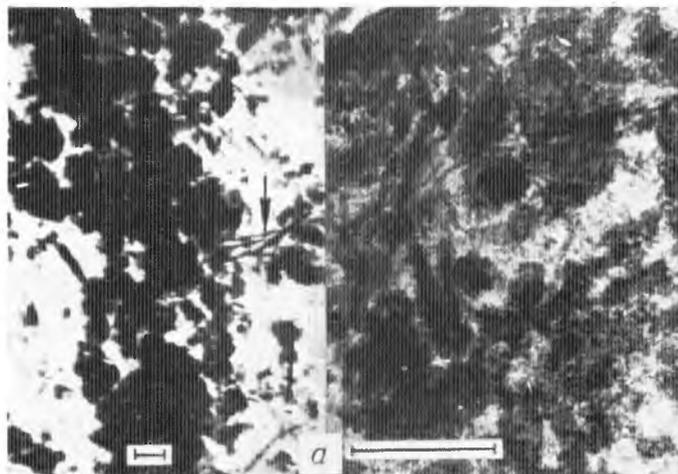


Фото 5. Биогенные микротекстуры в железисто-кремнистых породах:

*а* — скопления округлых тел магнетита (черное), напоминающие скопления чехлов железобактерий *Gallionella* или *Siderococcus* в железных рудах Среднего Побужья (слева), и характер распределения органического углерода в этих чехлах (справа). Длина масштабной линии 1 мкм; *б* — скопления чехлов железобактерий нитчатой (войлокообразной) формы в железных рудах Кременчугского района; *в* — чехлы железобактерий спиралевидной формы (реплика с извлечением — слева) (Криворожский район, карьер ЮГОКа) и обволакивающая (справа) (Среднее Побужье); черное — гематит

Т а б л и ц а 5. Характеристика массы железа и кремнезема, приходящейся на 1 см<sup>2</sup> микроритма, для кварцевых, смешанных и рудных мезослов железистых горизонтов саксаганской свиты Кривбасса

Тип слоя	Железистый горизонт саксаганской свиты	Количество изученных мезослов	$m_{Fe}$ , мг/см <sup>2</sup>	$\nu_{Fe}$ , %	$m_{SiO_2}$ , мг/см <sup>2</sup>	$\nu_{SiO_2}$ , %	Средняя мощность микроритмов, мм
Кварцевый	1, 2, 4	63	17,6	82	218,0	107	1,2
"	5-7	67	9,1	75	119,0	62	0,9
Смешанный рудно-кварцевый	1, 2, 4	30	33,6	60	73,0	78	0,31
То же	5-7	40	33,3	96	89,0	90	0,33
Смешанный кварц-рудный	1, 2, 4	54	50,0	145	19,7	62	0,19
Смешанный кварц-рудный	5-7	35	47,5	58	49,0	81	0,25
Рудный	1, 2, 4	61	77,0	133	10,4	106	0,21
"	5-7	35	82,0	100	26,5	107	0,26
Наиболее вероятная скорость седиментации:							
минимальная	—	—	20	70	40	70	—
максимальная	—	—	30	70	60	70	—

Примечание:  $\nu_{Fe}$  и  $\nu_{SiO_2}$  — коэффициенты вариации величин  $m_{Fe}$  и  $m_{SiO_2}$ .

Т а б л и ц а 6. Характеристика суммарного времени седиментации железистых горизонтов и всей саксаганской свиты Южного и Саксаганского районов Кривбасса (по данным [201])

Наименование	Средняя мощность, м	Содержание сланцевых прослоев, %	Время седиментации, млн лет*
Верхняя часть свиты			
горизонты 5ж + 6ж + 7ж	650	24,3	4,89
То же, со сланцевыми горизонтами	775	25,9	5,79
Нижняя часть свиты			
горизонты 1ж + 2ж + 3ж + 4ж	310	15,6	2,74
То же, со сланцевыми горизонтами	595	45,6	3,76
Вся саксаганская свита	1370	34,45	9,55

\*Рассчитано исходя из минимальных оценок средней скорости седиментации железа (20 мг/см<sup>2</sup> в год) и кремнезема (40 мг/см<sup>2</sup> в год).

Роль каждого механизма осаждения железа и кремнезема определялась фашиальной обстановкой железнакопления и изменялась во времени в соответствии с режимом седиментации, который зависел от сезонных изменений температуры вод, солнечной радиации, активности фитопланктона, привноса терригенного кластического материала водным или эоловым путем [201]. Однако для джеспилитов такие изменения не были резкими от года к году, а скорее носили эволюционный характер, определяемый долговременными климатическими вариациями (фото 2, а). Таким образом, итоговый состав осадков в каждый момент времени являлся суммой хемогенной, кластогенной и (при участии биоса или вулканизма) углеродистой (органической) компонент, что и предопределило характер дальнейших преобразований осадков при диагенезе и метаморфизме.

Следует отметить, что хотя  $C_{org}$  тяготеет к кластогенной компоненте осадков [230], органическая компонента выделена нами ввиду ее совершенно исключительной роли в эпигенетических преобразованиях железисто-кремнистых осадков.

Для дальнейшего рассмотрения процессов седиментации и диагенеза железистых пород докембрия мы принимаем в качестве исходного следующее положение: все многообразие железистых кварцитов и их слоистых текстур было предопределено режимом седиментации трех основных компонент осадков — хемогенной, углеродистой и кластогенной, минеральные формы которых определялись фашиальной обстановкой осадконакопления. Следовательно, три основных генетических типа слоистых текстур — фоновая неконтрастная, фоновая контрастная и аномальная слоистость — прежде всего различаются объемными соотношениями трех компонент железисто-кремнистых осадков.

Породы с фоновой неконтрастной слоистостью (джеспилиты) содержат почти исключительно хемогенную компоненту, режим седиментации которой был устойчивым, а обстановка осадконакопления стабильной (фото 2, а).

Породы с фоновой контрастной слоистостью (собственно магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты) состоят из хемогенной и углеродистой компонент, отлагавшихся

при устойчивом климатическом режиме седиментации в нестабильной фашиально-геохимической обстановке (фото 2, б) или же при крайне неравномерной седиментации углеродистой компоненты.

Породы с аномальной слоистостью (грубослоистые железистые кварциты, кварцито-сланцы и сланце-кварциты) содержат все три компоненты, режимы седиментации которых были в разной степени нестабильными на фоне неустойчивой фашиально-геохимической обстановки (фото 2, в). Естественно, что литолого-петрографические особенности пород этой группы наиболее разнообразны.

### *Особенности режимов седиментации хемогенной компоненты осадков ПЖФ*

Итак, в железорудных бассейнах, как крайний случай, существовали обстановки "моноктонной" седиментации кремнезема и определенной минеральной формы железа (стабильная хемоседиментация), давшие начало породам с фоновой неконтрастной слоистостью. Как отмечалось, основным способом такого осаждения железа, скорее всего, были фотохимическое окисление  $Fe^{2+}$  и соосаждение кремнезема на хлопьях гидроксида железа [201]. При этом не могли образовываться ни рудные, ни кремнистые микро- и мезослои, а весь осадок состоял главным образом из инертной в химическом отношении ассоциации гидроксид железа – гидромагнетит (мало) – аморфный кремнезем. В микрослоях микроритмов смешанного состава содержания этих минералов были несколько различными.

Гораздо менее стабильный режим осаждения хемогенной компоненты железистых пород следует предполагать, если исходить из популярной "биогеохимической" или "аккумуляционно-биогеохимической" модели [161, 230, 231]. Всплески скорости осаждения гидроксида Fe (III), очевидно, соответствовали вспышкам цветения фитопланктона в теплый сезон года. Нельзя исключать, что на подобную сезонную цикличность могли накладываться и кратковременные, и более длительные (многолетние) циклы, связанные с конкуренцией разных видов организмов или же с динамикой роста биомассы и притока питательных веществ [344]. При этом быстрое исчерпание питательных веществ (в основном растворенных форм фосфора и азота) вело к массовой гибели фитопланктона, последующему осаждению  $C_{org}$ , карбонатов и, возможно, небольших количеств железистых силикатов.

Подобные процессы приводили к образованию более разнообразных минеральных ассоциаций в микрослоях осадков, хотя по-прежнему без чисто кремнистых и рудных слоев. Возникали и слои с существенно неравновесными ассоциациями, наподобие гидроксид – кварц –  $C_{org}$  или гидроксид – кремнезем – железо-магнезиальные карбонаты. В дальнейшем наличие таких микрослоев могло приводить к существенным диагенетическим преобразованиям осадков и их слоистых текстур. Фото- и биохимическое осаждение железа, по-видимому, могло протекать параллельно, что объясняет постепенные переходы от пачек с неконтрастной слоистостью к пачкам с контрастной.

Вблизи вулканических очагов, особенно в архейских бассейнах, более вероятным было хемогенное осаждение железа в виде карбонатов, силикатов и (реже) сульфидов [231] на фоне быстрого осаждения коллоидного кремнезема путем коагуляции.

Недавно Р.М.Гаррелс [413] предложил интересную модель, в которой отложение сидеритовых и кремнистых слоев (имеющих сезонную микрослоистость) объясняется динамикой эвапоритового процесса. Неясным моментом в этой модели является осаждение оксидных форм железа. Этот автор (как и И.А.Бергман [31]) предполагает окисление сидерита до магнетита или гематита уже в самом осадке, что не подтверждается физико-химическими данными.

Таким образом, режимы седиментации и состав хемогенной компоненты железисто-кремнистых осадков были весьма разнообразными, что выразилось в минеральном составе микро- и мезослоев, строении микро- и мезоритмов.

## Особенности седиментации углеродистой и кластогенной компонент железисто-кремнистых осадков

Углеродистая компонента ( $C_{орг}$ ) представлена осажденными взвесями  $C_{орг}$  и растворенным органическим веществом (РОВ), адсорбированным на глинистых частицах. В настоящее время, по данным Е.А. Романкевича [280], более 95 %  $C_{орг}$  в океане продуцируется фитопланктоном путем фотосинтеза, хотя в осадки даже на глубины менее 200 м попадает не более 10 %. Этим и объясняется тесная связь углеродистой компоненты осадков с биохимическими процессами в верхней толще воды, а также с осаждением глинистых взвесей, адсорбирующих РОВ.

Небольшой коэффициент захоронения  $C_{орг}$  фитопланктона в современных водоемах объясняется тем, что отмерший фитопланктон подвергается бактериальному растворению и окислению в толще воды, в значительной части переходя в различные формы РОВ. По всей вероятности, подобная картина имела место и в нижнепротерозойских железорудных бассейнах [230], но эффективность захоронения биогенного  $C_{орг}$  там была выше, поскольку в восстановительных условиях бактериальное растворение фитопланктона идет не до конца [280]. Если исходить из биогеохимической гипотезы осаждения железа [230], то должна наблюдаться прямая корреляция содержания Fe(III) и  $C_{орг}$  в железистых кварцитах.

На самом деле картина гораздо сложнее. По данным [230], максимальные содержания  $C_{орг}$  отмечаются в сланцевых прослоях железистых кварцитов, а минимальные — в гематит-магнетитовых джеспилитах (соответственно 1–1,5 и 0,01–0,05 %). Столь же низки содержания  $C_{орг}$  в магнетитовых и карбонат-магнетитовых контрастных кварцитах, хотя в соответствующих им исходных осадках  $C_{орг}$  могло быть намного больше, но он был израсходован на восстановление Fe(III) до магнетита или сидерита [308]. Единственный способ объяснить низкие содержания  $C_{орг}$ , магнетита и карбонатов в джеспилитах оксидной фации — это допустить, что биохимическое окисление железа в периоды седиментации этих пород было подчиненным, а основную роль играло фотохимическое окисление.

Другая точка зрения [113, 303] сводится к отрицанию биогенной природы большей части  $C_{орг}$  в ЖФД архея и нижнего протерозоя. Предполагается либо вулканический источник, либо образование его хемогенным путем в сильно восстановительной атмосфере. Эта точка зрения пока недостаточно обоснована; но в любом случае режим поступления  $C_{орг}$  в железисто-кремнистые осадки был нестабильным, что привело к активным процессам диагенетической переработки осадков.

Большой интерес вызывает режим седиментации кластогенной компоненты — главной составляющей сланцевых горизонтов и прослоев железистых кварцитов. При этом важно научиться отличать силикатсодержащие прослои кластогенной природы от хемогенных.

Традиционная точка зрения на происхождение хлоритовых и хлорит-биотитовых прослоев криворожских железистых кварцитах такова: они образовались в результате выпадения глинистых взвесей, вынесенных в бассейн седиментации реками или течениями на небольшом удалении от береговой линии [16; 230]. Паводковый режим седиментации приводил к образованию силикатных микрослоев, расположенных между кварцевым и рудным микрослоями, как это наблюдается в некоторых железистых кварцитах Оскольского района КМА. Катастрофические события — мутьевые потоки, ураганы, цунами, мощные вулканические извержения — не бывают регулярными в отличие от сезонной или многолетней климатической цикличности [356]; промежутки времени между ними являются статистически независимыми.

Мы выполнили ряд замеров расстояний (по мощности) между соседствующими силикатными (сланцевыми) прослоями железистых кварцитов и джеспилитов (фото 3, рис. 7). Их распределение, а также форма автокорреляционной функции и функции спектральной плотности свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь отчетливой периодичности, тем самым подтверждая катастрофическую природу силикатсодержащих прослоев.

Силикатсодержащие прослои в железистых кварцитах имеют весьма пестрый минеральный состав; нередко встречаются и биотит-альбитовые прослои [202], а также альбит-стильпномелановые слои. Подобные минеральные ассоциации интерпретируются как продукт метаморфизма тонкого вулканокластического материала [376].

Наконец, возможен и золотой привнос терригенного кварца и силикатных минералов.

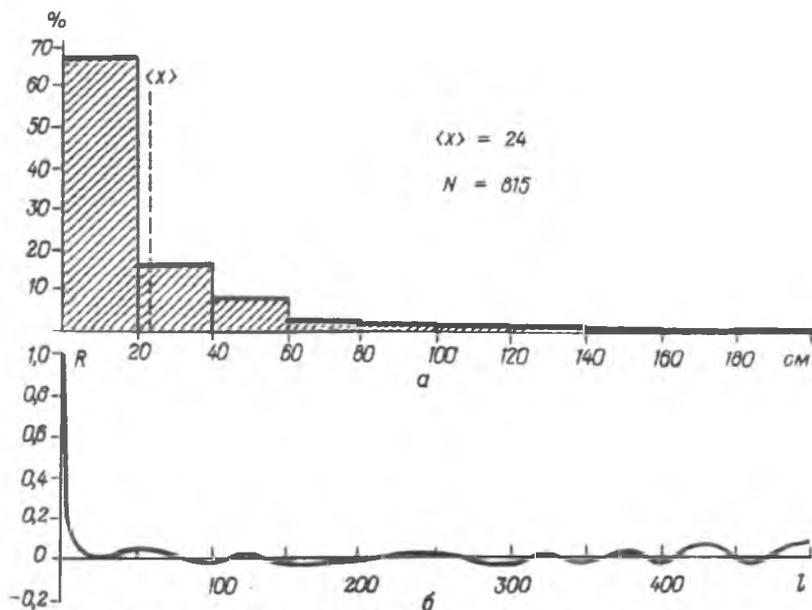


Рис. 7. Статистические свойства последовательностей интервалов между соседними силикатными прослоями аномальных мезоритмов в гематит-магнетитовых кварцитах коробковской свиты Михайловского месторождения (КМА). Выборочная функция плотности распределения (а) и автокорреляционная функция указывают на отсутствие статистической зависимости между соседними интервалами (б);  $N$  – количество прослоев,  $\langle x \rangle$  – среднее расстояние между прослоями, см,  $R$  – автокорреляция,  $l$  – сдвиг

Но поскольку нет надежных критериев, как именно различить кластический и хемогенный кварц в рудных и кварцевых слоях железистых кварцитов, вопрос о роли эоловой седиментации пока остается открытым.

### *Постседиментационные преобразования слоистых текстур в железистых кварцитах*

Как мы видели ранее, режим седиментации хемогенной, органической и кластогенной компонент железисто-кремнистых осадков мог приводить к такому их послойному распределению, при котором свежие осадки были физико-химически неравновесными. Последующие необратимые процессы перераспределения вещества между слоями завершились образованием контрастных и аномальных текстур. Движущей силой этих процессов были окислительно-восстановительные реакции с участием  $Fe(II)$ ,  $Fe(III)$  и  $C_{орг}$ . Только так можно объяснить следующие особенности строения и состава слоев железистых кварцитов [201, 202]: очень резкие различия в вещественном составе и четкие границы между соседними кварцевыми и рудными мезослоями, особенно аномальными; сильно увеличенные мощности кварцевых микрослоев (до 8 мм) при обычной толщине рудных 0,1–0,5 мм в аномальных кварцевых мезослоях; резко сниженные мощности кварцевых микрослоев (вплоть до полного выклинивания) в рудных мезослоях; наличие реликтовой микрослойчатости, представленной эмульсионным гематитом, в аномальных кварцевых мезослоях при ее полном отсутствии в смешанных, рудных и фоновых кварцевых мезослоях карбонат-магнетитовых и магнетитовых кварцитов; наличие очень мелких включений гематита, магнетита, сидерита, хлорита в порфиробластах альбита сланцевых прослоев этих же пород; частое присутствие в аномальных кварцевых мезослоях внутренних нарушений микрослойности (оплывин, внутрислойных брекчий с кварцевыми обломками, компенсированных выклиниваний кварцевых микрослоев без прерывания рудных, залеченных трещин синерезиса, стилолитовых швов), обычно не отличающихся по микроструктуре и минеральному составу от соседних ненарушенных участков; широкое развитие в железистых кварцитах компенсированных выклиниваний и пережи-

мов фоновых кварцевых и смешанных мезослоев при полной сохранности не прерывающихся рудных микрослоев и мезослоев; закономерное асимметричное строение аномальных мезоритмов (рис. 5, а–в); интерференция сближенных аномальных мезоритмов (рис. 5, г–е); очень низкое содержание кварца в большинстве сланцевых прослоев и прилегающих к ним аномальных рудных мезослоев; микроконкреционные и ленточно-сростковые структуры агрегатов магнетита в смешанных и рудных мезослоях; наличие порфиробластов магнетита с тенями давления в сланцевых прослоях и некоторых смешанных мезослоях; большие размеры индивидов и агрегатов магнетита (до 1 мм в поперечнике), в десятки и сотни раз превосходящие размеры индивидов гематита и карбоната в контрастных фоновых железистых кварцитах; микророговиковые структуры кварца кварцевых и смешанных мезослоев, типичные для раскристаллизованных кремней и яшм; тесная корреляция  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов с содержанием магнетита в смешанных мезослоях [390].

Все это свидетельствует о высокой подвижности кремнезема и железа при диагенезе — раннем метаморфизме железисто-кремнистых осадков. Перераспределение вещества между слоями обычно не сопровождалось нарушением или исчезновением межслоевых границ. Наоборот, могли возникать новые границы прослоев, параллельные первичным. Будем далее называть такой процесс постседиментационной **трансформацией слоистых текстур**. На основании физико-химических условий, возникавших в отдельных слоях при диагенезе, можно предположить трансформацию неконтрастной слоистости в контрастную или аномальную, что намного правдоподобнее, чем гипотезы о резких колебаниях скоростей осаждения соединений железа и кремния в бассейне седиментации, особенно морском. Это положение подтверждается и рядом аналогий среди фанерозойских слоистых осадочных пород [302].

### *Процессы трансформации фоновой неконтрастной слоистости джеспилитов*

Чисто хемогенные фоновые неконтрастные железисто-кремнистые осадки (прообраз джеспилитов) состояли в основном из дисперсного гидроксида  $\text{Fe(III)}$  и примерно равного по объему количества аморфного кремнезема; возможно, с небольшой примесью гидромагнетита и магний-железистых карбонатов. Различия в составе соседствующих микрослоев осадков были либо небольшими, либо вообще незаметными. Диагенез таких осадков сводится к постепенному уплотнению и обезвоживанию. При катагенезе и, возможно, раннем метаморфизме дисперсные формы минералов железа и кремнезема раскристаллизовывались с образованием гетита, а затем гематита, сидерита и кварца, магнетита. Процессы эти были очень медленными, протекали иногда миллионы лет [437]. Высокая кислородная емкость ассоциации кварц — гематит — магнетит, присутствовавшей почти в каждом микрослое, предотвращала перераспределение вещества между слоями. В целом эти представления о диагенезе фоновых неконтрастных, чисто хемогенных осадков полностью согласуются с физико-химическими данными Ю.П.Мельника [230, 231].

Обладающие фоновой неконтрастной слоистостью хлорит (биотит)-магнетит-карбонат (куммингтонит)-кварцевые породы архейских железистых формаций претерпели незначительную диагенетическую трансформацию, поскольку основными компонентами соответствующих осадков были железо-магнезиальные карбонаты, силикаты, кремнезем и  $\text{C}_{\text{орг}}$  при весьма незначительной роли гидроксидов железа. Поэтому окислительно-восстановительные процессы в осадках протекали вяло. Однако не исключено, что причиной образования магнетита в рассматриваемом случае была жизнедеятельность железобактерий.

### *Модель трансформации осадков с образованием фоновой контрастной слоистости*

Рассмотрим теперь случай, когда в отдельных слоях исходного железисто-кремнистого осадка в значительном количестве присутствует сидерит или  $\text{C}_{\text{орг}}$ , хотя основная доля железа связана в виде гидроксида (рис. 8). Диагенез такого осадка уже не может сводиться к простому уплотнению и литификации с обезвоживанием, как в предыдущем случае. Ассоциация сидерит — гетит (гематит) и особенно гетит (гематит) —  $\text{C}_{\text{орг}}$  термодинами-

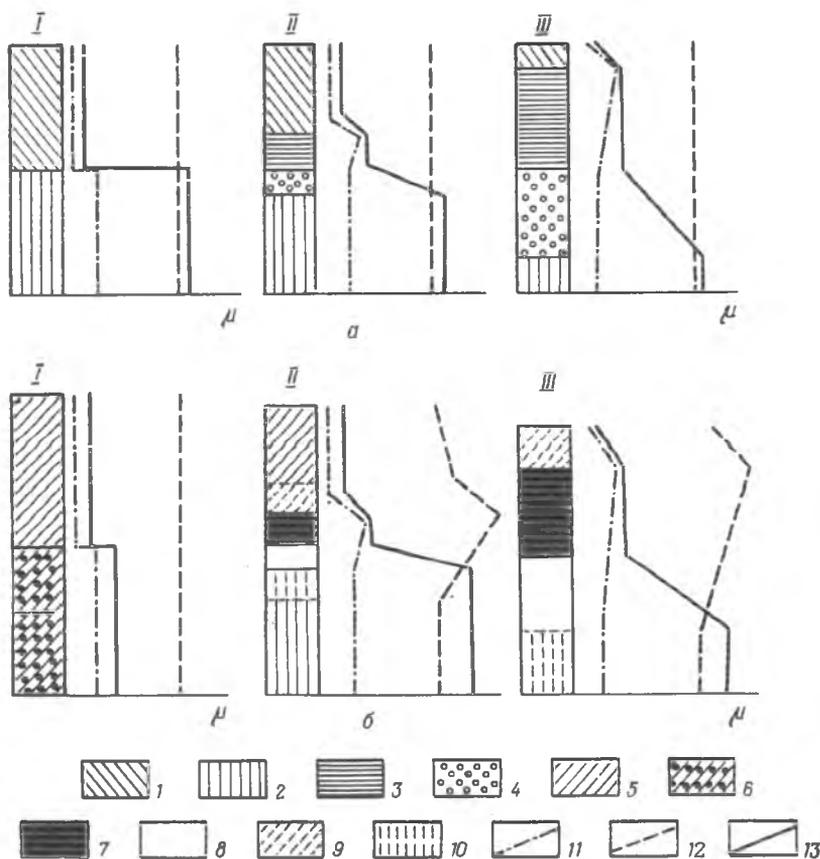
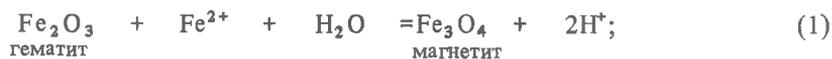


Рис. 8. Простейшие случаи биметасоматической трансформации микротитров без образования фоновой контрастной слоистости:

*а* — без перераспределения кремнезема, *б* — с перераспределением кремнезема; *I* — исходное состояние, *II* — промежуточная стадия, *III* — завершающая стадия; справа от колонок — схема изменения химических потенциалов ионов ( $\mu$ ): 1 — кварц + гетит; 2 — кварц + сидерит; 3 — (гетит + кварц) + магнетит; 4 — кварц с пустотами; 5 — кварц + гематит; 6 —  $C_{\text{орг}}$  + кварц + гематит; 7 — магнетит; 8 — кварц; 9 — гематит + кварц; 10 — сидерит + кварц; химический потенциал: 11 — водородных ионов, 12 — ионных форм кремнезема, 13 — ионных форм железа

чески неустойчива, и при повышении температуры (вероятно, на стадии метатекнеза) до значений, обеспечивающих быстрое протекание реакций окисления  $C_{\text{орг}}$  или  $\text{Fe(II)}$  и восстановления  $\text{Fe(III)}$ , будет приходить в равновесие. При этом может образоваться магнетит или сидерит, а  $C_{\text{орг}}$  перейдет в уголекислоту. Но важнее всего то, что в микрослоях разного состава возникают совершенно различные физико-химические условия. Расчеты равновесных концентраций ионов  $\text{Fe}^{2+}$  (основной формы железа в поровом растворе литифицируемых осадков) выполнены нами [204] в интервале температур 50–350 °C вдоль кривой насыщенного пара воды в водно-уголекислом флюиде. Равновесные концентрации  $\text{Fe}^{2+}$  во флюиде в микрослоях разных типов отличаются на три-десять порядков. Следовательно, между такими слоями создаются большие градиенты химического потенциала железа.

На стадии диагенеза в литифицируемых кремнистых породах содержится достаточное количество поровых растворов, которые к тому же инфильтруются от глубже лежащих слоев к поверхности осадков из-за их уплотнения и обезвоживания. Поэтому становится возможным диффузионный перенос  $\text{Fe}^{2+}$  из слоев с высоким потенциалом этого иона в слои с низким потенциалом (проще говоря, из слоев с более восстановительными условиями в слои с более окислительными). Ключевое значение имеет кинетика реакций типа





Эти реакции могут протекать в слоях, не содержащих восстановителя, и должны сопровождаться встречной диффузией протонов. Если скорость одной из реакций по сравнению со скоростью переноса ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{H}^+$  велика, то в слоеке с восстановителем возникает фронт растворения сидерита (соответственно гетита +  $\text{C}_{\text{орг}}$  или гематита +  $\text{C}_{\text{орг}}$ ), а в слоеке без восстановителя — фронт отложения магнетита. Подобные явления рассматриваются теорией метасоматической зональности [170] как случаи биметасоматоза.

При наличии достаточно интенсивной инфильтрации поровых вод снизу вверх возможен и "инфильтрационный метасоматоз" (рис. 8). В обоих случаях от контакта разнородных слойков растут магнетитовый и кварцевый прослои, мощность и количество примесей в которых зависят от исходного минерального состава микрослоев. Вообще, изначальные различия в содержаниях минералов  $\text{Fe(II)}$ ,  $\text{Fe(III)}$ , кварца и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в соседствующих микрослоях или группах микрослоев могли приводить к прекращению явлений "биметасоматоза" из-за исчерпания какого-то реакционноспособного компонента, и, следовательно, к появлению всех типов микро- и мезоритмов, наблюдаемых в контрастной фоновой слоистости (рис. 6). Количественная картина этих явлений, вероятно, может быть построена после детального экспериментального и расчетного моделирования кинетики соответствующих реакций и динамики переноса вещества.

Итак, механизм перераспределения железа слоями, описанный выше, позволяя объяснит явления утолщения магнетитовых микрослоев в рудных мезослоях и существование реликтового "эмульсионного" гематита в кварцевых мезослоях, а также очень большие размеры зерен и агрегатов магнетита по сравнению с таковыми других минералов железистых кварцитов. Но оказывается, что с данным механизмом метасоматического (раннеметаморфического) образования магнетитовых "микрослоев" неразрывно связаны интенсивная мобилизация и перенос растворенного кремнезема, с помощью которых легко объясняются компенсированные выклинивания, аномальные мезоритмы (см. рис. 8, *г-е*) и другие свидетельства перераспределения кремнезема после седиментации.

Если степень диагенеза такова, что  $\text{Fe(III)}$  присутствует в породе не в виде гетита, а в виде гематита, то объем магнетита, образующегося по реакции (1), в 1,4 раза превышает объем исходного гематита. При пористости породы меньше 12–18 % (40 % содержания гематита) растущий на фронте отложения магнетит заполняет все поры и может развивать (в силу больших градиентов концентрации  $\text{Fe}^{2+}$  при диффузии или инфильтрации) очень высокое кристаллизационное давление (расчет по формуле Коржинского [170] дает величины до 800 МПа при разности концентраций  $\text{Fe}^{2+}$  в три порядка). Это приводит к неизбежному растворению соседних зерен кварца. Начинается диффузионный или инфильтрационный перенос растворенных форм кремнезема (рис. 8) с полным или частичным его переотложением в соседних слойках, закрытие пор в них и в итоге — резкое падение скоростей переноса ионов, прекращение диффузии или инфильтрации. С этого момента каждый слой (микрослой, мезослой) становится как бы закрытой термодинамической системой и сохраняет свою внутреннюю "физико-химическую среду" при метасоматизме в полном соответствии с представлениями Ю.П.Мельника [230, 231] и В.И.Фонарева [336].

Дополнительный источник растворенного кремнезема — участки сжатия кварцсодержащих микрослоев, возникающие при тектонических деформациях [320]. Эти же участки могут мешать отложению кремнезема, мобилизованного на фронтах образования магнетита по гематиту, поэтому возникают выклинивания кварцевых и смешанных микрослоев. На фото 4 (см. вклейку) в зонах выклинивания и разъеданий рудные микрослои не прерываются, но при переходе из кварцевого мезослоя в рудный железная слюдка полностью или частично сменяется магнетитом. В участках растяжения ("отслаивания"), наоборот, кремнезем эффективно отлагается, образуя линзы чисто кварцевого состава. При достаточно интенсивной инфильтрации растворов, особенно в тектонических зонах повышенной проницаемости, возможен массовый вынос кремнезема из целых пачек джеопилитов, что, в принципе, может являться причиной первичной метасоматической усадки при образовании магнетитовых богатых железистых руд [20, 182].

Рассмотренная качественная модель позволяет объяснить формирование магнетитовых железистых кварцитов с контрастной фоновой слоистостью (и вообще контрастных

фоновых мезоритмов) процессами биметасоматического перераспределения железа и кремнезема между соседними микрослоями или группами микрослоев исходных неконтрастных осадков, без существенного суммарного выноса кремнезема.

### *Возможные причины образования контрастных аномальных мезоритмов*

Образование аномальных мезоритмов очень трудно объяснить только седиментацией, так как для этого приходится допускать резкие скачки скорости отложения железа и кремнезема (в десятки – сотни раз), а также предполагать, что на протяжении 10–20 лет отлагался с очень высокой скоростью кремнезем, а затем почти исключительно минералы железа и силикаты. Гораздо проще предположить диагенетическое образование аномальных кварцевых слоев путем окремнения осадка под глинистыми прослоями [201]. Аналогом такого процесса может служить возникновение диагенетических кремнистых прослоев в тонкослоистых известняках [302].

Асимметричное строение аномальных мезоритмов наводит на мысль об участии в их образовании инфильтрационных процессов. Действительно, литификация, диагенез и ранний метаморфизм глубоких слоев железисто-кремнистых осадков, особенно при наличии градиента температуры и массовом образовании магнетита, могли создавать поток растворов из нижних частей осадков в верхние, причем эти растворы были пересыщены кремнеземом. Поскольку в нейтральных и слабокислых средах кремнезем отлагался очень медленно [240], степень "окремнения" осадка за единицу времени была тем больше, чем ниже скорость инфильтрации. Когда фильтрующиеся растворы в верхних слоях осадков встречали на своем пути глинистый прослой, проницаемость которого была значительно ниже, чем остальных слоев, они могли "застаиваться", что приводило к "окремнению" некоторого слоя осадка под глинистым прослоем с сохранением всех деталей исходной слоистости. Получались аномально мощные кварцевые микрослои – характерная особенность аномальных кварцевых мезослоев. По мере прогрессирования диагенеза и раскристаллизации осадка проницаемость глинистых прослоев уравнивалась с остальными, и в конце концов растворы удалялись, но уже освобожденные от избытка кремнезема. Наложение биметасоматических явлений на этот процесс могло приводить к появлению большого разнообразия аномальных мезоритмов и их интерференции, что мы и наблюдаем в действительности (рис. 5, [202]).

Описанная качественная модель образования аномальных мезоритмов путем диагенетического окремнения осадка под глинистыми прослоями, как и предыдущая, нуждается в уточнении физико-химическими данными по кинетике растворения и отложения кварца и аморфного кремнезема.

Метаморфогенно-тектонические преобразования слоистости сводились к перекристаллизации минералов, а в зонах деформаций к перераспределению кремнезема – растворению в участках сжатия и отложению – в участках растяжения (отслоениях, замках складок). Происходил будинаж, чаще кварцевых мезослоев, реже – рудных или целых групп слоев. В сланцевых прослоях развивалась метаморфическая сланцеватость, иногда почти параллельная слоистости, вплоть до возникновения вторичной полосчатости. Все перечисленные явления, как и процессы метасоматоза, приводили в конечном счете к разрушению унаследованной от диагенеза трансформированной слоистости в отдельных участках железорудных толщ. Однако метаморфизм вряд ли мог привести к новообразованию полосчатости железистых кварцитов даже вплоть до гранулитовой фации из-за инертного локальнозависимого поведения кислорода в каждом из слоев [336].

### *Возможности реконструкции условий седиментации по данным изучения слоистых текстур железистых кварцитов*

Предложенная нами генетическая модель образования и трансформации ленточной сезонной неконтрастной слоистости железисто-кремнистых осадков позволяет наметить новые возможности реконструкции условий седиментации ЖФД.

1. Строение первичных осадков лучше всего сохранилось в джеспилитах с неконтрастной фоновой слоистостью магнетит-гематитового или магнетит-карбонатного (силикат-карбонатного) состава. Такие породы соответствуют чисто хемогенным железисто-кремнистым осадкам, почти лишенным органической и кластогенной компонент, отлагавшимся в очень спокойной, стабильной обстановке при ровном, вероятнее всего, сухом климате на достаточном удалении от береговой линии бассейна.

Хлорит-магнетит-карбонатные и подобные им по составу сланце-джеспилиты архейских железисто-кремнистых формаций, также почти не испытавшие диагенетической трансформации, напротив, характеризуются периодическим отложением пелитового материала, привносимого паводковыми водами, течениями или ветром, на фоне хемогенной седиментации железо-магнезиальных карбонатов и силикатов в небольших по размерам и нестабильных бассейнах вблизи вулканических областей.

2. Железистые кварциты с фоновыми контрастными слоистыми текстурами (магнетитовые, карбонат- и гематит-магнетитовые) соответствуют первичным железисто-кремнистым осадкам, состоявшим из хемогенной и заметного количества органической компонент, отлагавшихся в нестабильном режиме, с периодической или эпизодической сменной гидроксидной формы осаждения железа на карбонатную или наоборот, либо выпадением в осадок каких-то количеств  $C_{org}$  (например, после вспышек цветения фитопланктона). Такие осадки испытали диагенетическую трансформацию, которая сильно увеличила контрасты состава соседних микро- и мезослоев. Это привело к "суммированию" рудных и кварцевых микрослоев, образованию рудных и кварцевых мезослоев и их компенсированных выклиниваний. Подобные осадки могли отлагаться на небольших глубинах в условиях семиаридного климата на относительно небольшом удалении от береговой линии бассейна.

3. Железистые кварциты и сланце-кварциты с большим количеством силикатных прослоев (и соответственно аномальных мезоритмов) происходят от осадков, на хроногенный режим седиментации хемогенной компоненты которых накладывался инъективный режим отложения кластогенной компоненты (силикатного материала). Весьма нестабильным был и режим привноса хемогенной и органической компонент. Седиментация происходила, по-видимому, ближе к береговой линии бассейнов на минимальных глубинах (но все-таки ниже волнового базиса). Первичные слоистые текстуры таких осадков максимально искажены не только диагенетической трансформацией железисто-кремнистых слоев, но и вторичным переотложением кремнезема под глинистыми прослоями, что привело к образованию аномальных мезоритмов.

4. Надежные данные о скорости седиментации могут быть получены только путем измерения мощностей микроритмов в породах с фоновой неконтрастной слоистостью — джеспилитах или же в микрослоистых смешанных мезослоях с возможно меньшим содержанием магнетита. Для Кривбасса эти скорости составляют в среднем  $30 \text{ мг/см}^2$  в год железа и  $50 \text{ мг/см}^2$  в год кремнезема; подобные величины характерны для железистых формаций Кременчугского района УЩ, Оскольского и Белгородского районов КМА. В Михайловском районе КМА скорость седиментации железа увеличивается снизу вверх по разрезу от  $15$  до  $180 \text{ мг/см}^2$  в год, что указывает на специфические условия седиментации, возможно, в эвапоритовом процессе. Скорость седиментации сланцевых прослоев оценить пока трудно.

5. По железистым породам с фоновой контрастной и аномальной слоистостью можно с определенной степенью уверенности реконструировать особенности локальных обстановок седиментации, прежде всего реконструируя привнос глинистых взвесей, вулканическую пыль и органическое вещество. Соответствующие критерии еще требуют разработки. Детальное изучение минерального и химического составов сланцевых прослоев позволяет судить о составе областей сноса кластического материала.

6. Широкое развитие щелочно-железистых силикатов (рибекита, селадонита, эгирина) в строении фоновой микро- и мезоритмичности некоторых железистых пород (как, например, в верхней части шестого и в седьмом железистых горизонтах саксаганской свиты Кривбасса, Михайловском районе КМА, Костомукшском рудном районе) допускает возможность реконструкции эвапоритовых обстановок седиментации [205].

## Роль микроорганизмов в литогенезе железисто-кремнистых пород

В настоящее время трудно оспаривать вывод о значительной роли микроорганизмов в образовании руд железа и марганца современных водоемов, поскольку он опирается на многочисленные данные.

При выяснении генезиса ряда железорудных месторождений нами были оценены рудообразующие возможности микроорганизмов. Большинство суждений, отрицающих или подтверждающих участие бактерий в образовании руд, было проверено экспериментально [214]. Ископаемые организмы в докембрийских железных рудах Криворожского бассейна, КМА, Кольского п-ова, Приазовья, Белоцерковско-Одесской зоны изучались с помощью световой и электронной микроскопии. В редких случаях была установлена морфологическая тождественность ископаемых и современных форм. Обычно же данные о морфологии ископаемых организмов и их геохимической деятельности позволяют говорить о физиологическом своеобразии древних организмов по сравнению с живущими ныне [432].

Организмы, принимавшие участие в образовании железных руд в докембрии, предлагается разбить на две группы: окислявшие неорганический субстрат и восстанавливавшие его.

**Микроорганизмы, осуществлявшие окисление неорганического субстрата.** Некоторые представители этой группы определяются по наличию железистого чехла на клетке. В ископаемом состоянии сохраняется, собственно, не клетка, а чехол. Такие ископаемые организмы вполне определенно относятся к железобактериям. Железобактерии — понятие тривиальное. Оно объединяет организмы из различных систематических (таксономических) подразделений, обладающих способностью ускорять окисление железа или марганца при определенных условиях среды их обитания. Оксиды этих металлов осаждаются в виде мелких хлопьев или откладываются на поверхности клеток в виде чехлов.

В геологии существует ошибочное мнение, что железобактерии "поедают" двухвалентные железо или марганец, используя при этом энергию окисления закисных соединений для построения вещества своей клетки (ассимиляция углерода). Это не так. Г.А.Дубинина [115, 116] доказала, что окисление железа бактериями — побочная функция их организма. В процессе жизнедеятельности железобактерии выделяют токсичное для них же самих соединение: пероксид водорода, который разлагается на сильные окислители — супероксидный и гидроксильный радикалы. От выделяемого пероксида водорода и продуктов его разложения бактерии защищаются ферментами — каталазой, супероксиддисмутазой, пероксидазой. Количество выделяемых ферментов для защиты недостаточно. Роль каталазы могут выполнять двухвалентные железо и (или) марганец в окружающей бактерии среде. Поэтому вода, содержащая такие соединения, обеспечивает детоксикацию, т.е. удаление окислителей, выживание и размножение бактерий. Скорость окисления металлов бактериями, точнее, образуемым ими пероксидом водорода и продуктами его разложения, в десятки и сотни раз превышает скорость окисления этих металлов молекулярным кислородом. Это означает, что количество биогенных оксидов металлов в среде развития микробов обычно преобладает над их абиогенной частью. Детального физико-химического описания окисления железа и марганца пероксидом водорода и радикалами в настоящее время нет.

Доказательством биологического происхождения железистых кварцитов служит наличие в них значительных количеств чехлов железобактерий. Иногда устанавливается, что рудные прослои почти полностью состоят из ожелезненных чехлов и, по сути, представляют собой органогенную постройку. В большинстве случаев интенсивное оруденение клеток, перекристаллизация оксидов железа при диагенезе и метаморфизме, механическая деформация чехлов, а также их слишком плотная упаковка затрудняют изучение формы чехла. Но даже в этом случае ряд видов железобактерий, и прежде всего те, которые имеют нить, в руде распознаются безошибочно.

Результаты специальных исследований чехлов, целью которых было получение доказательств их биологической природы, приведены нами в работе [216]. Изучался характер распределения органического углерода в чехлах, охарактеризованы битумоиды и соотношения изотопов углерода в них.

Отмечается приуроченность характерных морфологических форм фоссилий к определенным временным интервалам геологической истории Земли. Например, в архейских

месторождениях Белоцерковско-Одесской зоны и Приазовья среди ископаемых железобактерий доминируют однообразные формы. Чаще всего это одиночные сферические клетки диаметром около 0,3 мкм. Иногда в скоплениях таких клеток наблюдаются нити длиной 2–4 и толщиной 0,1 мкм (фото 5, а, б).

Подобные структуры могут образовывать современные железобактерии (*Gallionella* или *Siderococcus*). Для докембрийских пород моложе 2,6 млрд лет количественное преобладание подобных организмов не характерно.

Среди древнейших железобактерий менее распространены гроздевидные формы длиной до 4 мкм, сложенные клетками от 0,1 до 0,5 мкм. В породах моложе 2,6 млрд лет они не обнаружены [215].

Постоянно присутствуют в переменных количествах нити и обрывки нитей шириной 0,3 мкм, в которых четко видно членистое (клеточное) строение. Длина клетки колеблется от 1,1 до 1,7 мкм. Подобные организмы принято описывать как цианобактерии (синезеленые водоросли). Они встречаются в железистых породах на протяжении всего докембрия [215].

Чрезвычайно интересны находки в железистых породах возрастом 2,2–2,6 млрд лет (Кривой Рог, КМА) стрептококковых форм, состоящих из округлых клеток диаметром 0,4–1,0 мкм, которые, смыкаясь, образуют нить длиной до 5 мкм. В породах моложе 2,6 млрд лет размеры клеток этого организма становятся постоянными (фото 5, в). Их диаметр равен 1,0–1,3 мкм.

Для ЖФД, возраст которых меньше 2,6 млрд лет, характерна ганфлинтская биота [213, 385, 389, 428], характеризующаяся многообразием морфологических видов. Это многообразие скорее всего обусловлено тем, что как и большинство современных железобактерий, древние организмы принадлежали к микоплазмам – микроорганизмам без клеточной стенки [9]. Отсутствие клеточной стенки делает эти организмы полиморфными, что позволяет "открывать" среди железобактерий бесчисленное множество видов. "Открытие вида" способствует характеру разреза породы при изготовлении шлифа – из одного и того же "вида" можно получить разные, скажем, *Hunflintia* и *Eoastrion* [213].

К организмам, способным окислять железо, относятся и цианобактерии (синезеленые водоросли). Количество и видовое разнообразие их в некоторых образцах (например, кальцифиров хащевато-завальевской свиты Среднего Побужья) аналогично количеству и видовому разнообразию в строматолитах [212]. Возраст свиты определяется в 2,6 (2,8) – 1,9 млрд лет [363]. Существует мнение, что источником кислорода для окисления двухвалентного железа и перевода его в нерастворимое состояние являлся фотосинтез, осуществляемый синезелеными водорослями. Палеонтологические и биологические данные не позволяют безоговорочно принять это утверждение по следующим причинам: массовое развитие железобактерий и цианобактерий в пределах одного участка по времени никогда не совпадает. Эта особенность устанавливается не только для докембрия, но и для фанерозоя. Деятельность синезеленых водорослей иногда может приводить к образованию карбонатных пород и (или) углистых сланцев, графита;

в железорудных толщах докембрия структуры, определяемые как чехлы железобактерий, преобладают над структурами, определяемыми как ископаемые цианобактерии;

в современных водоемах не устанавливаются связи между деятельностью синезеленых водорослей и оруденением. Увеличение численности цианобактерий ("цветение воды") сопровождается уменьшением содержания кислорода в воде [300];

синезеленые водоросли мало выделяют кислорода. Во-первых, в темное время суток они его потребляют, а во-вторых, способствуют формированию строматолитов, т.е. образованию комплекса микроорганизмов, зависящих от метаболитов друг друга. В этом комплексе реакции окисления – восстановления осуществляются не только между комплексом и средой, но и внутри самого комплекса;

деятельность синезеленых водорослей при осаждении ими железа должна выражаться в образовании слоистости осадения. Однако в железорудных толщах отмечается слоистость превращения, образуемая бактериями.

Для понимания эволюции состава атмосферы и гидросферы отметим одну особенность микроорганизмов, выделяющих окислители в докембрии. Самые древние железобактерии и синезеленые водоросли имели очень малые размеры. Объем клетки большинства из них мог вместить всего около 1200 молекул белка, т.е. минимум, необходимый для поддержания клеточной структуры и обеспечения клеточного метаболизма [93]. Неразв-

тость клеточной структуры заставляла синезеленые водоросли образовывать специальную биоту (строматолит), т.е. симбиоз организмов, а железобактерии были вынуждены образовывать "симбиоз" с растворами двухвалентного железа.

**Микроорганизмы, осуществляющие восстановление неорганического субстрата.** Нас интересуют организмы, способные восстанавливать трехвалентное железо до двухвалентного. Но в ископаемом состоянии они не сохраняются, поскольку твердого минерального чехла не образуют и состоят из веществ, легко разлагающихся после отмирания. Их деятельность в геологическом прошлом устанавливается по косвенным данным: а) соотношению изотопов в преобразованном ими субстрате; б) структурному положению в породе или в осадке преобразованных веществ; в) по взаимоотношению веществ, образовавшихся любым способом (скажем, магматических пород), с их преобразованными аналогами.

Есть основания считать, что в докембрии оксиды и гидроксиды железа восстанавливались с помощью бактерий сероводородом и водородом до пирита и магнетита. Так, возраст бактериальной сульфатредукции, как установлено по соотношению изотопов серы в сульфидах, составляет не менее 3,5 млрд лет [445]. Доказано, что при развитии сульфатредуцирующих бактерий происходит избирательная концентрация легкого изотопа серы  $^{32}\text{S}$  в сероводороде (сульфидах), а не использованный микробами сульфат обогащается тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  [85]. Бактериальным восстановлением оксидов железа В.М.Оверчук объясняет генезис послыйного пирита в ЖФД Кривого Рога, КМА, Кременчуга [247]. Текстурное положение пиритовых прослоев в породе аналогично положению магнетитовых прослоев. Характерная для пород, слагающих ЖФД, слоистость после образования пиритового слоя сохраняется. Случаи, когда чехлы железобактерий, состоящие из оксидов железа, замещаются сульфидом после отмирания организмов — не редкость [402, 408, 430].

Было замечено, что отпечатки железобактерий в породе с преобразованным до пирита чехлом возраста 2,7 млрд лет, описанные П.Клаудом и др. [402], не имеют существенных отличий от приведенных нами [215]. Но в нашем случае наблюдались те же бактерии с чехлом из магнетита. Один из наиболее вероятных способов появления железистых чехлов ископаемых бактерий, представленных магнетитом, заключается в воздействии водорода на оксид (гидроксид) железа на начальной стадии диагенеза осадка. Сейчас установлено множество преимущественно анаэробных бактерий, разлагающих органические вещества с выделением водорода [166, 167]. Это могут быть цианобактерии, сульфатредуцирующие, микоплазмы и др.

Для существования бактериальной экосистемы необходимо пополнение этой системы окислителями и восстановителями, "реакция между которыми дает необходимую и единственно доступную бактериям энергию" [138]. Поскольку сейчас не оспаривается наличие в докембрии части экосистемы, выделяющей окислитель, то признание другой ее части, выделяющей восстановитель, должно рассматриваться как неизбежное следствие. Прокариотная система, выделяющая кислород, как показал Г.А.Заварзин [138], функционирует только в том случае, когда накопление кислорода сопряжено с выведением из сферы реакции эквивалентного количества углерода восстановленных соединений. Таким образом, выделение кислорода происходит в гетерогенных условиях и предполагает наличие окисленных и восстановленных зон. "Геологическими свидетелями таких условий должно быть присутствие рассеянного органического вещества, чередование отложений восстановленного и окисленного железа, переосаждение марганца и ряда других элементов" [138].

Можно было бы сказать, что захоронение колоссального количества бактериальной биомассы в докембрии приведет к захоронению и сохранению в породе значительных количеств органических веществ, наблюдаемых ныне в виде углистых (графитистых) чешуй или жидких органических соединений. В действительности же чаще наблюдается несоответствие между количеством отпечатков отмерших организмов и количеством органических веществ, например в кальцифирах хщевато-завальевской свиты. Очевидно, в докембрии наряду с условиями, когда органические вещества после захоронения значительно не разрушались (что приводило к формированию богатых углеродом пород — шунгитов и графитосодержащих разностей), существовали и такие условия, когда органические вещества удалялись из осадка. Это удаление восстановленных форм углерода могло происходить только в результате деятельности анаэробных организмов.

В современных водоемах железобактерии обитают в толще воды в виде планктона, на поверхности дна и в толще осадка на некотором удалении от поверхности дна водоема.

Место обитания железобактерий отражается на структурах и текстурах образуемых ими руд. Так, за счет бактерий, обитающих в водной толще и частично — на поверхности дна, образуется слоистость осаднения. За счет бактерий, обитающих на дне водоема, в основном образуются рудные корки, оолиты, конкреции. И, наконец, за счет бактерий, обитающих в верхней части донных отложений, формируется слоистость превращения. Экспериментально с помощью бактерий нам удавалось воспроизводить слоистость, аналогичную таковой в железных рудах докембрия, а также вырастить конкреции, аналогичные железомарганцевым конкрециям в современных океанах. Экспериментальные данные, а также изучение структур железных руд позволили сделать вывод, что в докембрии окисление и отложение железа происходили за счет бактерий, обитающих в верхней части донных осадков. В результате деятельности таких микроорганизмов формировалась слоистость превращения<sup>2</sup>.

Опираясь на имеющиеся данные, а также исследования Б.В.Перфильева и Д.Р.Габе [256, 257], образование слоистости превращения представляется следующим образом (рис. 9). После отложения осадка, на некотором удалении от дна в глубине осадка в зоне с оптимальными для роста железобактерий физико-химическими условиями, их численность увеличивается. Это выражается в накоплении ожелезненных чехлов, т.е. в формировании ожелезненного прослоя. Рудный минерал здесь — ферригидрит, который с течением времени при диагенезе переходит в гематит [354]. По мере накопления осадка, слоистость в котором — седиментационная, происходит удаление кровли осадка от микрозоны превращения, изменение параметров среды обитания бактерий в микрозоне. Изменяются окислительно-восстановительный потенциал, концентрация двухвалентного железа и другие физико-химические условия. Бактерии перемещаются выше по разрезу и формируют новую микрозону в осадке. Оксиды железа (чехлы) и отмершие бактерии остаются на месте. Затем процесс повторяется выше по разрезу. Он носит циклический характер. При замедлении скоростей седиментации терригенного материала содержание биогенных оксидов железа, а также органических веществ увеличивается как в осадке, так и в микрозоне с железобактериями. Это способствует появлению в осадке бактерий, восстанавливающих органические вещества. Вследствие их деятельности гидроксиды и оксиды железа восстанавливаются до магнетита или до пирита.

Подчеркнем, что здесь описан лишь один из видов слоистости в железных рудах докембрия, в целом разнородной по происхождению. Петрографические данные свидетельствуют, что зоны превращения в осадке не всегда сохранялись. Иногда под действием волн и течений они перемывались, что способствовало увеличению концентрации рудного компонента в осадке.

Использовать ископаемые микроорганизмы в качестве индикаторов палеотемператур в бассейнах осадконакопления, вероятно, допустимо по методу аналогии. Современные строматолиты формируются в условиях аридного климата при оптимальных значениях температур воды 25–30 °С. Массовое развитие железобактерий, приводящее к формированию руд железа и марганца, происходит при 2–10 °С. Поскольку известно, что основная часть руды в докембрии образовалась в мелководных бассейнах, то мы вправе отрицать наличие аридного климата в эпоху рудообразования. В условиях аридного климата температура воды в зоне мелководья значительно превышает 2–10 °С.

Минеральный состав чехлов железобактерий (гематит, магнетит, пирит), морфология некоторых из них, существенно не отличающаяся от чехлов современных железобактерий, а также сам факт существования чехлов убедительно говорят о том, что кислотность воды в докембрийских водоемах в период образования железных руд была близка к нейтральной, поскольку при рН больше 8–8,5 деятельность железобактерий существенно замедляется. При рН около 3 она может происходить активно за счет ацидофильных микроорганизмов и способствовать накоплению оксидов железа в осадке. Но в этом случае чехол на клетке не образуется, оксиды железа состоят из мелких хлопьев, гетита и лепидокрита, а не ферригидрита и гематита.

Первые микроорганизмы, выделяющие окислители (кислород, пероксид водорода), зависели от наличия в водоеме растворенных форм двухвалентного железа. Первоначально биогенный кислород в атмосферу не поступал, а расходовался на окисление железа в местах обитания бактерий. Исчезновение двухвалентного железа в воде прекратило рост

<sup>2</sup>Бактериальный механизм образования слоистости превращения в железистых осадках раннего докембрия впервые был рассмотрен в 1932 г. Н.И.Свитальским и др. [286] (прим. ред.).

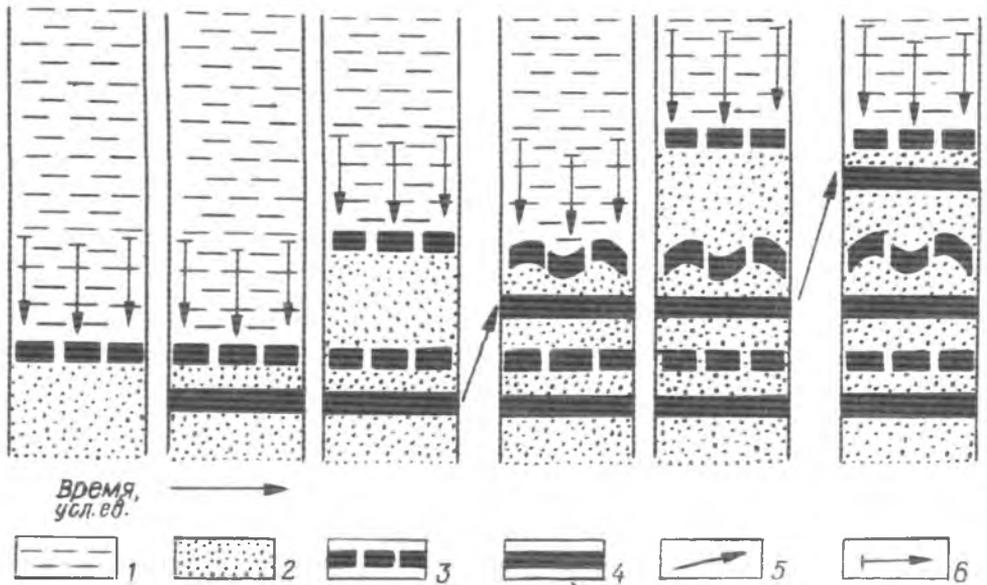


Рис. 9. Образование бактериальной полосчатости в железных рудах докембрия:  
 1 – вода, 2 – осадок, 3 – зона осаждения руды, 4 – зона превращения руды, 5 – направление движения зон превращения, 6 – направление движения осаждаемого материала

микрорганизмов и, следовательно, – образование кислорода. По содержанию  $O_2$  отдельные участки океана раньше приблизились к современному уровню, чем атмосфера.

Таким образом, мы вправе заключить, что развитие жизни на первом этапе ее существования потребовало установления равновесия между системой, выделяющей окислитель, и системой, выделяющей восстановитель. При этом обе системы в качестве ловушек кислорода и водорода первоначально использовали железо окружающей их среды. Следы развития прокариотных систем и установление связей между частями в этих системах дошли до нас в виде своеобразных, неповторимых в фанерозе отложений железа.

### Малые элементы как индикаторы условий седиментации железисто-кремнистых пород

По утвердившимся воззрениям, докембрийские железисто-кремнистые породы – железистые кварциты – представляют собой крайние существенно хомогенные члены литофациальных рядов железисто-кремнистых формаций. Большое сходство железистых кварцитов разных формаций не только в части порообразующих компонентов, но и по общей геохимической специфике свидетельствует о тождественности условий их формирования независимо от источника вещества осадка, определяющего генетический тип формации. Крайнее положение железистых кварцитов на литофациальных профилях подчеркивается экстремальностью их геохимических характеристик. Им, как правило, присущи самые низкие содержания большинства малых элементов по отношению к другим породам – членам литофациальных рядов формаций; лишь немногие элементы (Ge, реже Mn, P, иногда Cu, Zn) в железистых кварцитах имеют повышенные содержания.

Общее геохимическое сходство железистых кварцитов обоих генетических типов формаций, при всем различии их промышленного значения, собственно, и вызывает постановку вопроса о геохимических критериях условий их образования, т.е. принадлежности к тому или иному типу формаций. Как итог многолетних исследований геохимии малых элементов в породах железисто-кремнистых формаций района КМА показано [130, с. 35–57], что железистые кварциты формаций вулканогенно-осадочного типа (кальцифир-метабазит-гнейсовой и метаультрабазит-базитовой) отличаются от железистых кварцитов формаций терригенно-осадочного типа (сланцевой и метаконгломерат-песчанниковой) более высокими содержаниями Mn, Ge, Ba, Cr, Cu, Ti, V, Ni, Sc и др. Аналогичный характер различий между вулканогенно- и терригенно-осадочными железистыми кварцитами фиксируется и другими исследователями [81, 246].

Интересные данные о содержаниях малых элементов в железистых кварцитах формаций двух главных генетических типов — вулканогенно-осадочном (Алгома) и терригенно-осадочном (Сьюперитор) приведены в [420]. Они характеризуют не только железистые кварциты каждого типа формаций в среднем, но и разные их фации — оксидную, силикатную и карбонатную (а для типа Алгома — и сульфидную). Содержания большинства элементов в среднем более высокие в породах формаций типа Алгома, чем Сьюперитор, причем наиболее резко различия между ними по содержаниям В, Со, Си, Ni, Sr, Ti, V, Zn, Р. Лишь содержания Mn и Sc в породах формаций типа Алгома значительно ниже, что, заметим, не согласуется с вышеупомянутыми выводами о различиях между железистыми кварцитами вулканогенно- и терригенно-осадочных формаций района КМА.

При рассмотрении содержаний малых элементов в породах отдельных фаций видно, что только между карбонатными фациями сопоставляемых типов формаций геохимические различия полностью сохраняются такими, какими они наблюдались при сопоставлении железистых кварцитов в целом. При сравнении же оксидных и силикатных фаций сопоставляемых формаций видны противоположные тенденции в различии содержаний отдельных элементов. Так, в оксидных фациях типа Сьюперитор сравнительно повышены содержания В, Сг и понижены — Sc, а в силикатных фациях того же типа сравнительно понижены содержания В, Ва, Сг, V. Объясняя такие отклонения, нельзя не учитывать различий в геохимической специфике конкретных формаций в рамках одного формационного типа. Но причины таких отклонений могут лежать и в индивидуальных особенностях каждого элемента в процессах вулканогенного и терригенного седиментогенеза.

В частности, элементы семейства железа более присущи вулканогенно-осадочным железистым кварцитам соответственно геохимической специализации источника их вещества — основного вулканизма. Однако содержания тех же элементов в терригенно-осадочных железистых кварцитах могут быть столь же (или даже более) высокими, если области терригенного сноса сложены основными породами, особенно интрузивными, содержащими элементы семейства железа и ряд других элементов в количествах, превышающих таковые в вулканитах аналогичного состава. Отклонения от общей тенденции, наблюдаемые в распределении В, объясняются тем, что наряду с СО<sub>2</sub> он является одним из характерных летучих компонентов продуктов вулканизма и благодаря этой генетической связи с СО<sub>2</sub> концентрируется в породах карбонатной фации формационного типа Алгома. В то же время с удалением от центров вулканических эксгаляций, являющихся источником вулканогенных железисто-кремнистых осадков, В быстро рассеивается в водной среде, отчего его концентрации в породах оксидной и силикатной фаций сравнительно низки. В терригенные осадки значительная часть В поступает в более устойчивых формах — как примесь в минералах кластогенной взвеси. Поэтому в породах существенно кластогенных, представленных силикатными разновидностями железистых кварцитов, его содержания В выше, чем в силикатных разновидностях вулканогенно-осадочных формаций.

Имеющиеся у нас данные о средних содержаниях малых элементов в железистых кварцитах некоторых районов Украинского щита также дают основание говорить о существовании определенных геохимических различий между породами, относящихся к формациям разных генетических типов. Но, как видно из табл. 7, эти различия осложнены весьма значительной изменчивостью содержаний многих элементов в рамках одного генетического типа. В целом можно констатировать, что в железистых кварцитах вулканогенно-осадочного типа по сравнению с таковыми терригенно-осадочного типа на Украинском щите систематически повышены содержания Ti, Ni, Cu, Ga, Ge и понижены — Zr. Железистые кварциты Белозерского района, относимые к переходному типу [301], по содержанию малых элементов тяготеют к терригенно-осадочному типу формаций.

Значительное число "исключений" из общей тенденции свидетельствует о необходимости конкретного подхода к интерпретации геохимических особенностей той или иной формации в рамках одного и того же типа. Например, обращает на себя внимание повышение содержаний V, Zn, Ge в железистых кварцитах саксаганской свиты Кременчугского района относительно Криворожского, что может быть обусловлено отдаленным влиянием вулканизма, синхронного терригенному железисто-кремнистому осадконакопленению в Кременчугском районе [84]. Отмечаемые в рамках вулканогенно-осадочного типа различия в содержаниях многих элементов между железистыми кварцитами разных районов закономерны и присущи именно данному типу, для которого характерна локаль-

Т а б л и ц а 7. Средние содержания малых элементов (10<sup>-4</sup>, %) в железистых кварцитах некоторых районов Украинского щита

Район	Возраст	Генетический тип формации	Количество проб	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Zr	Pb
Криворожский	PR <sub>1</sub>	Терригенно-осадочный	324	74	3,6	22	4,0	4,4	9,6	18	1,8	3,4	25	2,2
	PR <sub>1</sub>	То же	304	100	7,3	5,1	4,0	4,3	14	7,6	1,9	6,9	25	3,3
	AR <sub>1</sub> ? PR <sub>1</sub> ?	Переходный вулканогенно-терригенно-осадочный	424	75	3,8	5,0	4,0	9,3	8,1	19	1,3	2,4	25	1,0
Ореховский	AR <sub>1</sub>	Вулканогенно-осадочный	892	258	6,7	14	2,2	8,3	13	48	2,6	4,0	10	4,7
	AR <sub>2</sub>	То же	70	155	10	16	1,4	5,5	14	20	7,0	18	14	2,7
	AR <sub>2</sub>	" "	66	385	10	25	6,5	23	35	84	4,2	3	10	5
	AR <sub>2</sub>	" "	62	400	5	11	1,4	18	29	82	1,4	1,1	10	1

ность железисто-кремнистого седиментогенеза в условиях пространственной изменчивости геохимической специализации центров вулканической активности.

Основным направлением изучения геохимии малых элементов в железисто-кремнистых породах отдельных формаций до недавнего времени было выяснение закономерностей их распределения на литофациальном профиле, причем железистые кварциты рассматривались в целом, в противопоставлении другим частям профиля, тем самым получали осредненную геохимическую характеристику, как правило, без учета неоднородности состава кварцитов. В настоящее время закономерности распределения малых элементов лучше всего изучены в железистых кварцитах терригенно-осадочного типа, главным образом на примере железисто-кремнисто-сланцевых формаций районов КМА и Кривбасса. Согласно существующим представлениям [267, 308], распределение малых элементов на идеальном литофациальном профиле терригенно-осадочной железисто-кремнистой формации обусловлено существованием двух основных форм их переноса и концентрации в осадке, соотношение роли которых закономерно упорядоченно изменяется от фации к фации. Первая — это взвеси кластогенных частиц минералов-носителей малых элементов, подчиняющиеся законам механической дифференциации, а вторая — ионы, молекулы и дисперсные частицы (последние — как хемогенные, так и кластогенные), концентрирующиеся в осадке путем сорбции слагающими его коллоидами. Предполагается и существование своеобразной хемогенной формы переноса и концентрации некоторых элементов, в частности Си и Р, которые, находясь в растворимых формах на ранних стадиях миграции (в областях речного стока), затем на геохимических барьерах переходят в нерастворимые формы и в виде взвесей вместе с кластическим материалом осаждаются, подчиняясь законам механической дифференциации [269, 309].

Для железистых кварцитов формаций терригенно-осадочного типа резко преобладающей формой концентрации малых элементов является сорбционная; а для ассоциирующих с железистыми кварцитами в составе формаций относительно мелководных метапелитов (и тем более для метапсаммитов и метапсефитов) — кластогенная. Как показали геохимические исследования железисто-кремнистых формаций районов КМА и Кривбасса [267, 268, 307, 378], изменение содержаний малых элементов на обобщенном литофациальном профиле имеет сглаженно-упорядоченный характер, что соответствует представлениям о постепенном изменении соотношения двух основных форм переноса и концентрации элементов. Одинаково сильно проявленная роль кластогенной и сорбционной форм накопления элементов свойственна пелитовой части профиля, вследствие чего именно в метапелитах — различного состава сланцах — имеют место наивысшие концентрации большинства элементов. Переход от пелитовой к существенно хемогенной железисто-кремнистой части профиля выражен резким снижением содержания большинства малых элементов, что установлено в районе КМА и в Кривбассе.

При такой общей закономерности распределения малых элементов на обобщенном литофациальном профиле терри-

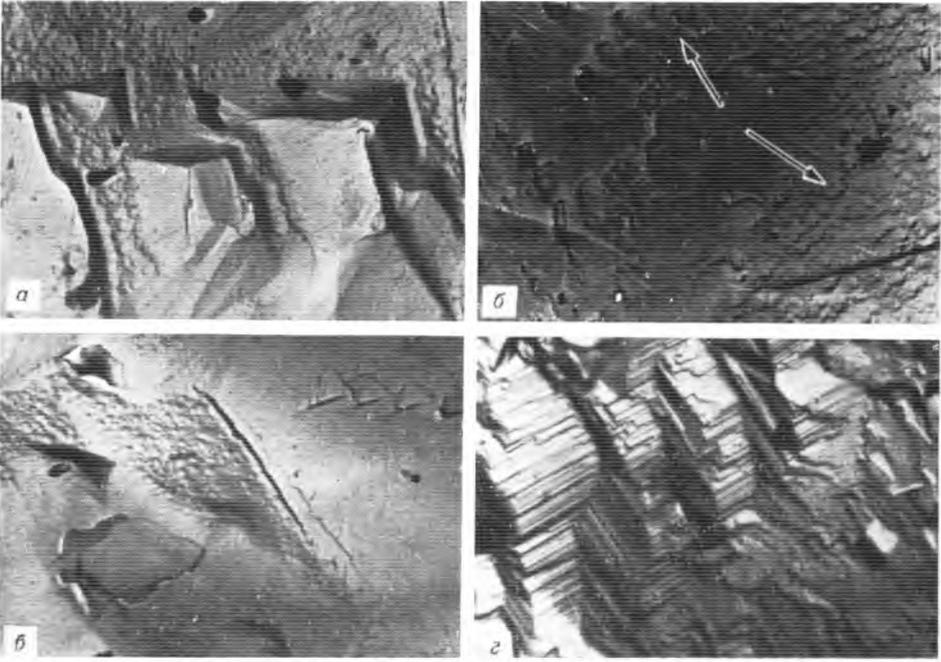


Фото 6. Характерные микроструктуры магнетита в железистых кварцитах зеленосланцевой фации:

*а* — октаэдрический магнетит, развивающийся по первичному диагенетическому (с конусами растворения); *б* — зональный магнетит с неоднородной внутренней и более однородной внешней зонами (на фото — граница двух зон); *в* — однородный (метаморфогенный) магнетит с треугольными кристаллами роста совместно с магнетитом; *г* — пластинчатый механизм роста магнетита (мушкетовит). Угольная реплика, ув. 10000

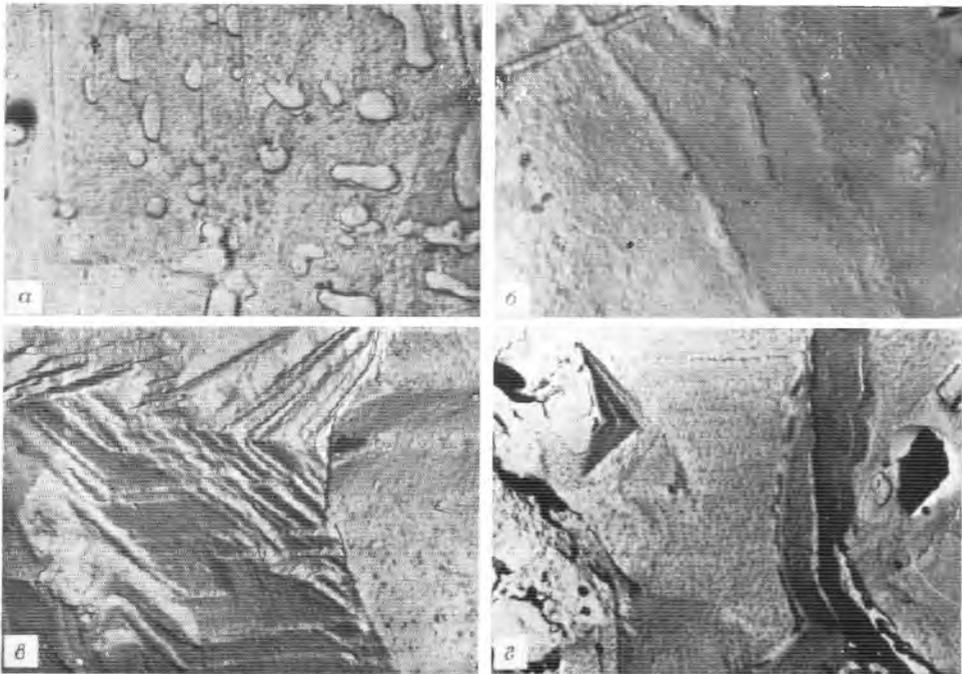


Фото 7. Особенности развития и преобразования мушкетовита:

*а* — ламеллы магнетита в гематите при начальной стадии восстановления; *б* — двойниковые швы срастания; *в* — пластинчатая структура полностью восстановленного гематита; *г* — перекристаллизация мушкетовита в октаэдрический магнетит. Угольная реплика

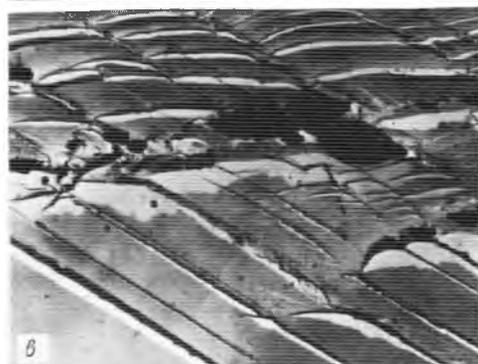
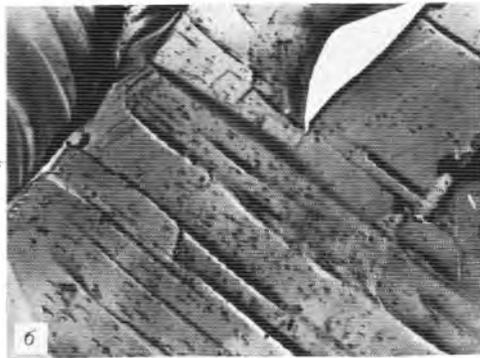
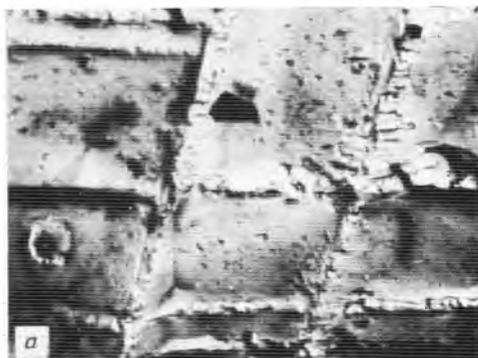


Фото 8. Микроструктура магнетитов с распадом твердых растворов в породах гранулитовой фации:

*а* — блоковое строение магнетитов с двойным распадом (шпинели); *б* — ильменит (крупные пластинки) и герцинит (мелкие) в титаномagnetите; *в* — полисинтетические двойники в мушкетовите

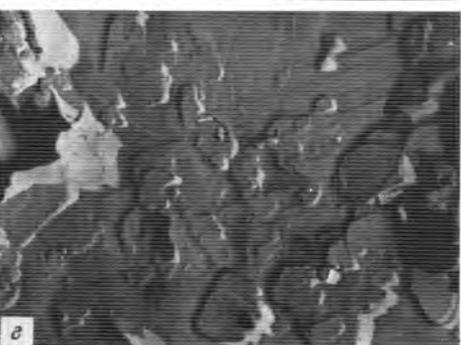
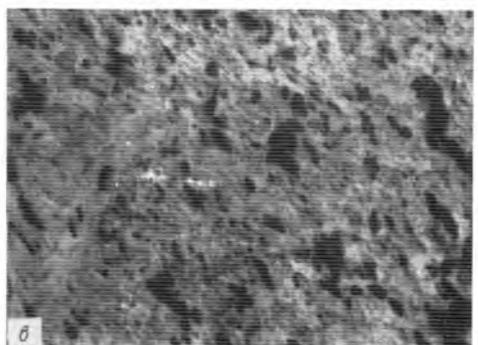


Фото 9. Характер выделения гематита различных этапов формирования руд: *а* — микровключения диагенетического гематита в кварце; *гипергенный гематит*; *б* — по октаэдрическому магнетиту, *в* — по мушкетовиту (виден двойниковый шов); *г* — гипогенный пластинчатый гематит по магнетиту

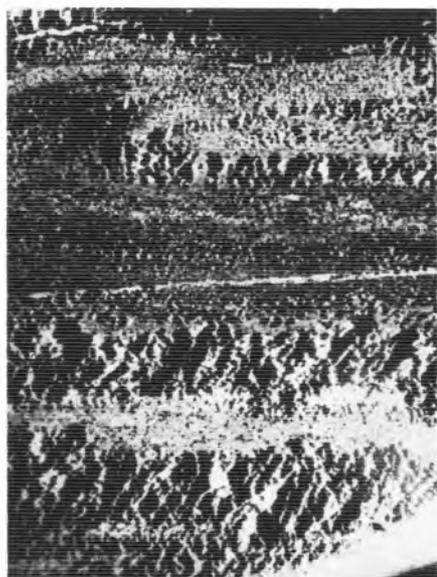


Фото 10. Перекристаллизованный кварц в кливаже растяжения магнетитовых прослоев (кварц — белое, магнетит — черное). Увеличение 5

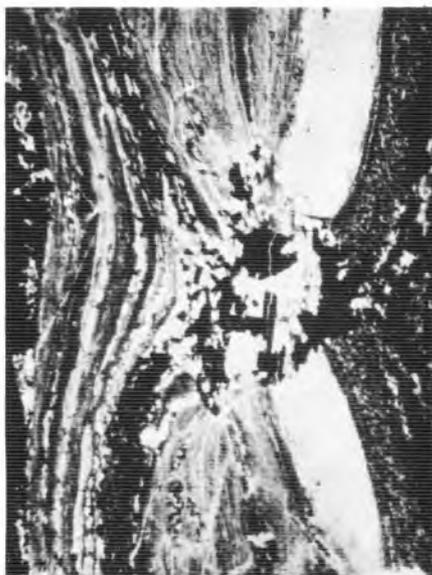


Фото 11. Перекристаллизованный кварц в межбужинных пережимах полурудных прослоев. Увеличение 5



Фото 12. Порфиробласты андалузита с включениями кластогенного кварца. Увеличение 4. Проходящей свет, ник.

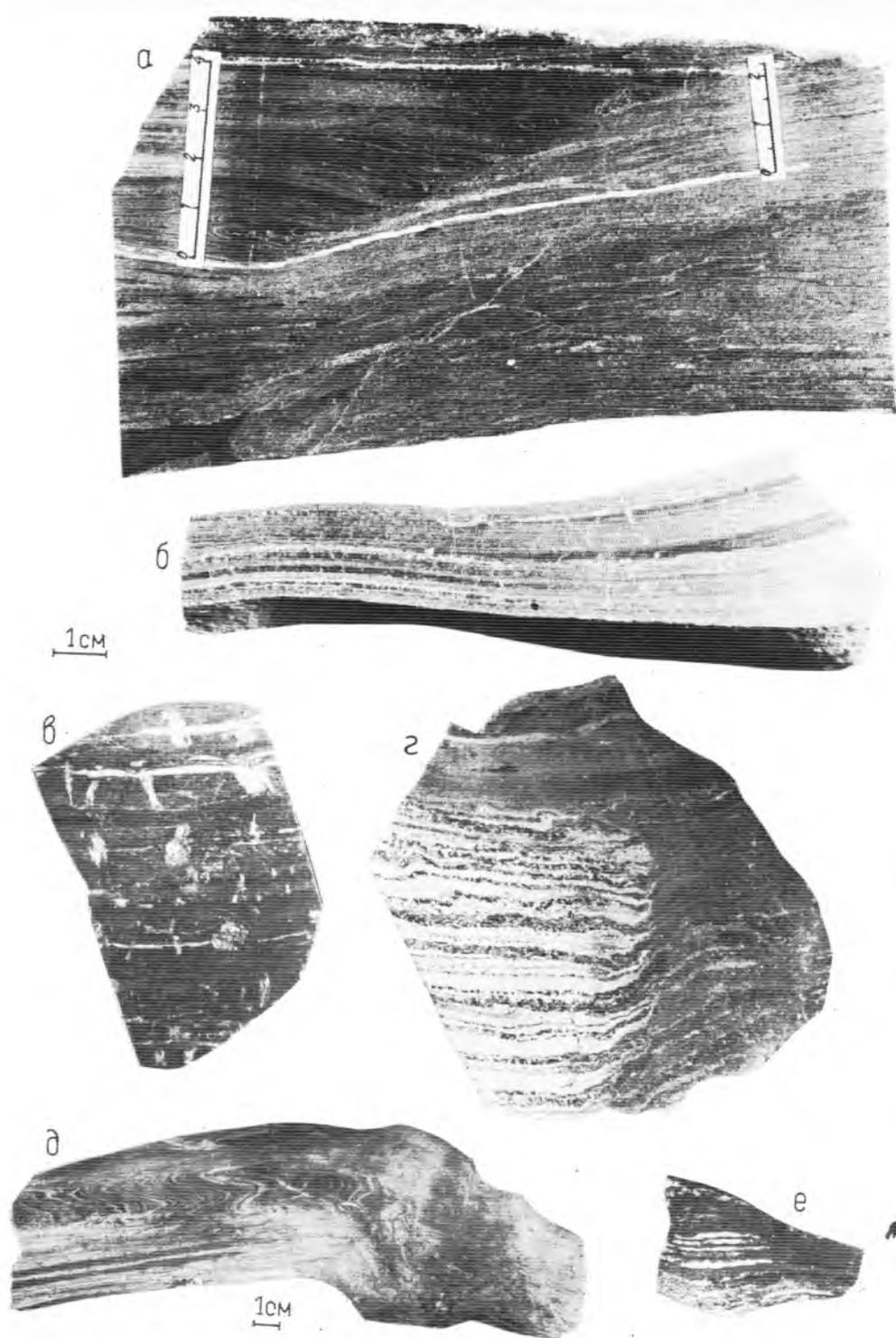


Фото 13. Гипогенная метасоматическая усадка железистых кварцитов на контакте с богатыми рудами;

*a* — контакт джеспилита и гематит-магнетитовой руды, Коробковское месторождение КМА (по А. А. Глаголеву); *б* — утонение кварцевых прослоев при переходе от джеспилита к руде, пятый железистый горизонт саксаганской свиты, Кривой Рог; *в* — сидерит-магнетитовая руда, Южно-Белозерское месторождение; *переходы*: *г* — эгирин-магнетитового кварцита (слева) в магнетитовую руду, Желтореченское месторождение, *д* — складчатого железнослюдко-мартитового джеспилита в мартитовую руду, *е* — мартитового джеспилита в мартитовую руду (Южно-Белозерское месторождение)

генно-осадочной формации, по-видимому, нельзя исключить и роль кластогенного фактора в накоплении малых элементов даже в наиболее глубоководной части профиля в существенно силикатных разновидностях железистых кварцитов, а также, вероятно, и в бесиликатных, в частности в магнетитовых кварцитах [268, 378].

В последнее время опубликованы новые данные, характеризующие геохимическую изменчивость железистых кварцитов в зависимости от минерального состава, отражающего условия их седиментации. Как установлено [268], железистые кварциты железисто-кремнисто-сланцевой формации района КМА обладают значительной геохимической неоднородностью, обусловленной дифференциацией элементов на соответствующей части литофациального профиля. При смене фациальных типов железистых кварцитов от сравнительно мелководных силикатно-магнетитовых к наиболее глубоководным существенно железослюдковым отмечается неуклонное уменьшение содержаний многих элементов. Исключение составляет, как правило, Ge, содержания которого в этом направлении возрастают, а также Cu, распределение которой лишено упорядоченности.

Исследования геохимии малых элементов в породах Криворожской железисто-кремнисто-сланцевой формации показали, что железистые кварциты обладают значительной геохимической изменчивостью как в стратиграфическом разрезе, так и по простиранию Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоны. Главнейшим фактором их геохимической изменчивости является литофациальный — дифференциация элементов на литофациальном профиле железисто-кремнистого осадконакопления [130, с. 99—105]. В последние годы на основании обширного статистического материала получена общая картина геохимической изменчивости железистых кварцитов, отражающая распределение малых элементов на хемогенном отрезке обобщенного литофациального профиля саксаганской свиты. Наивысшие концентрации большинства элементов и пониженные содержания Cu, Mn и Ge характерны для силикатной фации — самой мелководной, в осадках которой значительную долю составляет кластогенный материал. В карбонатной фации, сложенной сидероплезитовыми и куммингтонитовыми (считающимися более высокометаморфизованными аналогами сидероплезитовых) железистыми кварцитами, содержания большинства элементов уменьшаются, и увеличиваются содержания Cu, Mn и Ge, причем содержания Mn в породах карбонатной фации, по-видимому, достигают максимальных величин. Закисно-окисная фация, представленная магнетитовыми кварцитами, характеризуется снижением содержаний большинства элементов, в том числе Cu, Mn, и повышением содержаний Ge. Наконец, занимающая крайнее положение на профиле окисная фация (железослюдковые и магнетит-железослюдковые кварциты) отличается минимальными содержаниями некоторых элементов — Ti, Mn, но повышенными относительно закисно-окисной фации содержаниями Ni, Cr и Ca.

Установленные тенденции распределения малых элементов на литофациальном профиле криворожской формации в общем весьма близки к таковым, наблюдаемым в образованиях железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА [268]. Большинство рассмотренных элементов изменчивостью своих содержаний фиксирует постепенное уменьшение кластогенной составляющей в железисто-кремнистом осадке в направлении от мелководных фаций к глубоководным. Такие элементы, как Ca, Mn и особенно Ge, проявляют своеобразные, не свойственные большинству элементов, тенденции в распределении на литофациальном профиле. Распределение Ge, как отмечалось [84, 268], тесно сопряжено с распределением железа, в первую очередь  $Fe^{2+}$  магнетита (но не сидероплезита). Это является важным кристаллохимическим фактором, обусловившим преимущественную концентрацию Ge в магнетитовых и магнетит-железослюдковых кварцитах. К преимущественному накоплению Ge в окисно-закисной части литофациального профиля, вероятно, привела активная сорбция его коллоидом гидрата закиси железа в процессе железисто-кремнистого седиментогенеза.

Распределение Cu на обобщенном литофациальном профиле в отличие от большинства малых элементов, носит неупорядоченный характер. Такой же неупорядоченный характер установлен на литофациальном профиле железисто-кремнистой сланцевой формации района КМА [268]. В этом, по-видимому, есть своя закономерность, которая состоит в разнообразии форм миграции и накопления в осадке этого элемента: ему в равной мере свойственны кластогенная, сорбционная и хемогенная формы, и поэтому в зависимости от конкретных условий максимальные содержания Cu могут формироваться на разных участках литофациального профиля. Что касается Mn, то его преимущественная концент-

рация в породах карбонатной фации указывает на важную роль хемогенной карбонатной формы его накопления в осадке и кристаллохимическую связь его с  $Fe^{2+}$  в сидероплезите [378].

В заключение остановимся на интересном, но практически не обсуждающемся в литературе вопросе о причинах общего низкого уровня содержания малых элементов в докембрийских железисто-кремнистых породах. Считается, что в целом закономерности распределения малых элементов в железисто-кремнистых породах унаследованы от первично-осадочного субстрата [267, 308]. Накопление различных малых элементов в первичном осадке принято объяснять сильно выраженной способностью коллоидов (не только глини и органики, но и гидроксидов железа и кремния) сорбировать находящиеся в водной среде в растворенной или дисперсной форме малые элементы. На наш взгляд, эти два тезиса противоречат друг другу — ведь если оба они верны, следовало бы ожидать более высоких содержаний малых элементов в железистых кварцитах, особенно в их существенно силикатных разновидностях — сланце-кварцитах — в силу сорбционной способности исходного коллоидного осадка.

Не претендуя на окончательное разрешение этого противоречия, а лишь в порядке постановки проблемы, считаем возможным предположить, что важными факторами, сказавшимися на характере распределения малых элементов, в частности на среднем уровне их содержаний в железистых кварцитах, явились как процессы регионального метаморфизма, так и предшествовавшие процессы диагенеза. Специальные исследования геохимических особенностей железисто-кремнистых пород Кривбасса, связанных с разной степенью их метаморфизма [378], привели к выводу, что повышение ступени метаморфизма (от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой) сказывается на распределении малых элементов, особенно в силикатных породах сланцевых горизонтов, в меньшей мере — в силикат-карбонатных железистых кварцитах (сланце-кварцитах). Автор полагает, что при дегидратации гидроксилсодержащих силикатов и разложении карбонатов (с образованием куммингтонита) происходит мобилизация многих элементов — Ni, Cr, Co, Cu, Mn, B — и их преимущественный вынос водными, содержащими  $CO_2$ , растворами. В "сухих" же магнетит-гематитовых железистых кварцитах, по мнению автора, переход от зеленосланцевой ступени к эпидот-амфиболитовой не вызывал изменений в содержаниях малых элементов, так как не создавались условия для их мобилизации и миграции.

Представляется, однако, что бессиликатные бескарбонатные железисто-кремнистые породы — собственно железистые кварциты, как и силикат-карбонатные породы, испытывали значительные геохимические преобразования в процессе метаморфизма, причем на более ранних его стадиях и даже на этапе диагенеза, когда происходила вначале частичная, а затем и полная дегидратация коллоидных гидроксидов железа и кремния с раскристаллизацией магнетита, гематита и кварца. Возникающие при этом водные растворы обретали возможность свободно циркулировать благодаря массовому развитию трещиноватости, вызванной сокращением объема твердых фаз. Тем самым на этапе диагенеза и на ранних стадиях метаморфизма создавались условия для миграции малых элементов в водных растворах с тенденцией их выноса из железисто-кремнистых пород в области пониженных давлений (вероятно, за пределы структурно-формационных зон). Заметим, что доля выноса из пород того или иного элемента в этом процессе может быть различной и зависит не только от возможностей его миграции в водных растворах, но и от возможностей его изоморфного вхождения в решетки новобразующихся (метаколлоидных и метаморфических) минералов. Так, по-видимому, именно низкой изоморфной емкостью кварца следует объяснять его известную "чистоту" в отношении элементов-примесей, хотя можно предположить, что исходный для него коллоидный кремнезем первичного осадка был более или менее активным сорбентом для ряда элементов.

В общем же бесспорно, что эта проблема в будущем должна стать предметом специального исследования, причем не только в плане дальнейшего изучения условий образования железисто-кремнистых пород и генезиса железных руд, но и в металлогеническом аспекте — если рассматривать докембрийские железисто-кремнистые толщи как потенциальный источник метаморфогенных металлонесных растворов.

## Закономерности вариаций изотопного состава серы, углерода и кислорода в железисто-кремнистых породах

Соотношения изотопов серы в пиритах, углерода и в графитах и карбонатах, кислорода — в магнетитах железисто-кремнистых пород являются изотопными "метками", отражающими физико-химическое состояние гидросферы и атмосферы при осаждении руд, а также их изменения при метаморфизме (см. [340]).

Изотопно-геохимические определения были выполнены для разновозрастных железисто-кремнистых формаций Украинского щита (Конкский, Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, Белозерский, Гуляйпольский, Криворожский, Кременчугский районы), Воронежской антеклизы (Михайловский, Белгородский районы), Балтийского щита (Костомукшское месторождение), Белорусско-Литовского выступа (Околовское, Стайцельское, Йыхвиское, Варенское, Гарсенское месторождения)<sup>3</sup>.

Анализы проводились в лаборатории отдела геохимии стабильных изотопов ИГФМ АН УССР на отечественных масс-спектрометрах МИ-1309 и МИ-1201 с ошибкой определения для  $\delta^{13}\text{C} \pm 0,3$ ;  $\delta^{18}\text{O} \pm 0,4$ ;  $\delta^{34}\text{S} = \pm 0,2$  ‰ по общеизвестным методикам. Величина  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  измерены относительно стандартов PDB и SMOW, а  $\delta^{34}\text{S}$  — относительно метеоритного стандарта. Аналитические определения выполнены И.З.Коростышевским, Ф.И.Березовским, Е.А.Харитончук, Н.П.Усиком, Н.Н.Люттой, З.Н.Кравчук. Кислород из монофракций магнетитов выделялся в форме  $\text{CO}_2$  гуанидиновым методом [32].

### Отношения изотопов серы, углерода и кислорода в железорудных формациях докембрия Восточно-Европейской платформы

В пределах Украинского щита изотопные определения в минералах выполнены для железисто-кремнистых формаций архейского и раннепротерозойского возрастов, сосредоточенных в основном в докембрийских отложениях Среднего Приднепровья.

Исследование изотопного состава серы сульфидов из архейских железистых кварцитов (конкско-верховцевской серии) и сопутствующих им метаосадках показало сходные числовые значения  $\delta^{34}\text{S}$ : в Конкском районе от  $-1,3$  до  $+4,2$  ‰, Верховцевском от  $2,3$  до  $8,7$ , Сурском от  $2,4$  до  $3,1$ , Чертомлыкском от  $-2,3$  до  $+2,1$ , Белозерском от  $-1,3$  до  $+3,9$  ‰ (рис. 10). Наибольшая плотность значений  $\delta^{34}\text{S}$  близка к метеоритному стандарту ( $0,0$  ‰).

Восстановленный углерод в железистых кварцитах и вмещающих сланцах (содержание до  $1,0$  %) Чертомлыкского района имеет значение  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-19,1$  до  $-21,4$  ‰. Величины  $\delta^{13}\text{C}$  породообразующих железистых карбонатов из железистых кварцитов Чертомлыкского, Сурского и Белозерского районов составляют от  $-5,5$  до  $-14,2$ , а  $\delta^{18}\text{O}$  от  $4,7$  до  $19,0$  ‰ [52] (рис. 11, 12).

Важнейший этап железонскопления на Украинском щите относится к раннепротерозойскому времени (Криворожский бассейн).

Криворожская серия расчленяется на пять свит (снизу вверх): новокриворожскую (амфиболитовую), скелеватскую (кластогенную), саксаганскую (железорудную), гданцевскую (хемогенно-кластогенную) и глееватскую (кластогенную) [128].

Сульфидные минералы в породах новокриворожской свиты встречаются редко. Единичные определения  $\delta^{34}\text{S}$  в послонных выделениях пиритов из рассланцованных амфиболитов имеют значения от  $-1,9$  до  $+1,0$  ‰, т.е. близки к метеоритному стандарту.

Изотопный состав серы пиритов из пород скелеватской свиты варьирует от  $-4,3$  до  $+4,9$  ‰ ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = -1,0$  ‰), т.е., как и для новокриворожской свиты, значения  $\delta^{34}\text{S}$  близки к метеоритному стандарту (рис. 10).

Углеродсодержащими породами скелеватской свиты являются филлитовидные сланцы. Карбонаты содержатся в незначительном количестве. Концентрация углистого вещества

<sup>3</sup>Пробы для изотопных определений подбирались геологами В.И.Ганоцким, М.Б.Раевской, В.Я.Горьковцом, И.Н.Шеголевым, В.М.Оверчуком, Н.А.Корниловым, Л.Л.Шатрубовым, В.В.Ветренниковым, В.Х.Петерселем, Е.Б.Глевасским, работающими в соответствующих регионах.

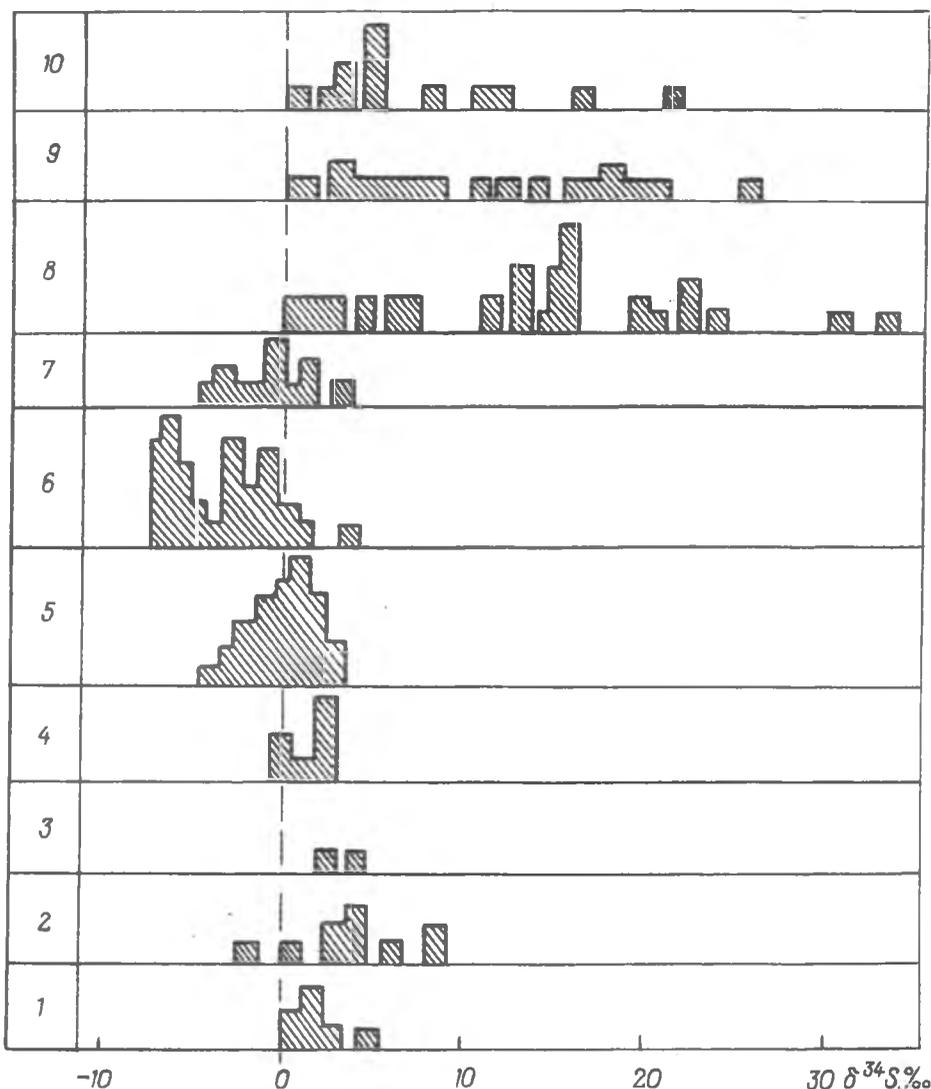


Рис. 10. Вариации изотопов серы в пиритах из железистых кварцитов Среднего Приднeпровья:

1-4 - конкско-верховцевская серия в районах: 1 - Конкском, 2 - Верховцевском, 3 - Чертомлыкском, 4 - Белозерском; 5-10 - криворожская серия, свиты: 5 - скелеватская, саксаганская (г. Кривой Рог), 5-7 - саксаганская (г. Кременчуг), 8 - гданцевская (г. Кривой Рог), 9 - гданцевская (г. Кременчуг), 10 - гуляйпольская

составляет 0,1-1,0 %. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  варьируют от -17,5 до -24,8 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -22,7$  ‰) (рис. 11).

Распределение графита в железорудной саксаганской свите неравномерное. Основная его масса сосредоточена в глиноземистых сланцах (до 1 %) при вариациях  $\delta^{13}\text{C}$  от -9,5 до -24,2,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -19,9$  ‰. По мере увеличения железистости магнезиально-силикатных сланцев доля свободного углерода уменьшается, а карбонатов - увеличивается. Среди железистых кварцитов (джеспилитов) графит почти не встречается, но распространен сидероплезит. Изотопный состав углерода железистых карбонатов характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от -4,3 до -16,2 ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -13,0$  ‰) (рис. 12) [283].

Для сульфидов саксаганской свиты характерны широкий интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  и обогащенность серы изотопом  $^{32}\text{S}$ . Однако степень обогащения легким изотопом железистых и сланцевых горизонтов неодинакова. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  для кварц-серицитовых, хлорит-биотитовых сланцев равны от 0 до -3,1, для силикатно-карбонатно-магнетитовых кварцитов от -1,9 до -8,6 ‰. Особенно высокое содержание  $^{32}\text{S}$  отмечено в гематит-магнетитовых кварцитах - от -5,5 до -12,0 ‰ [30].

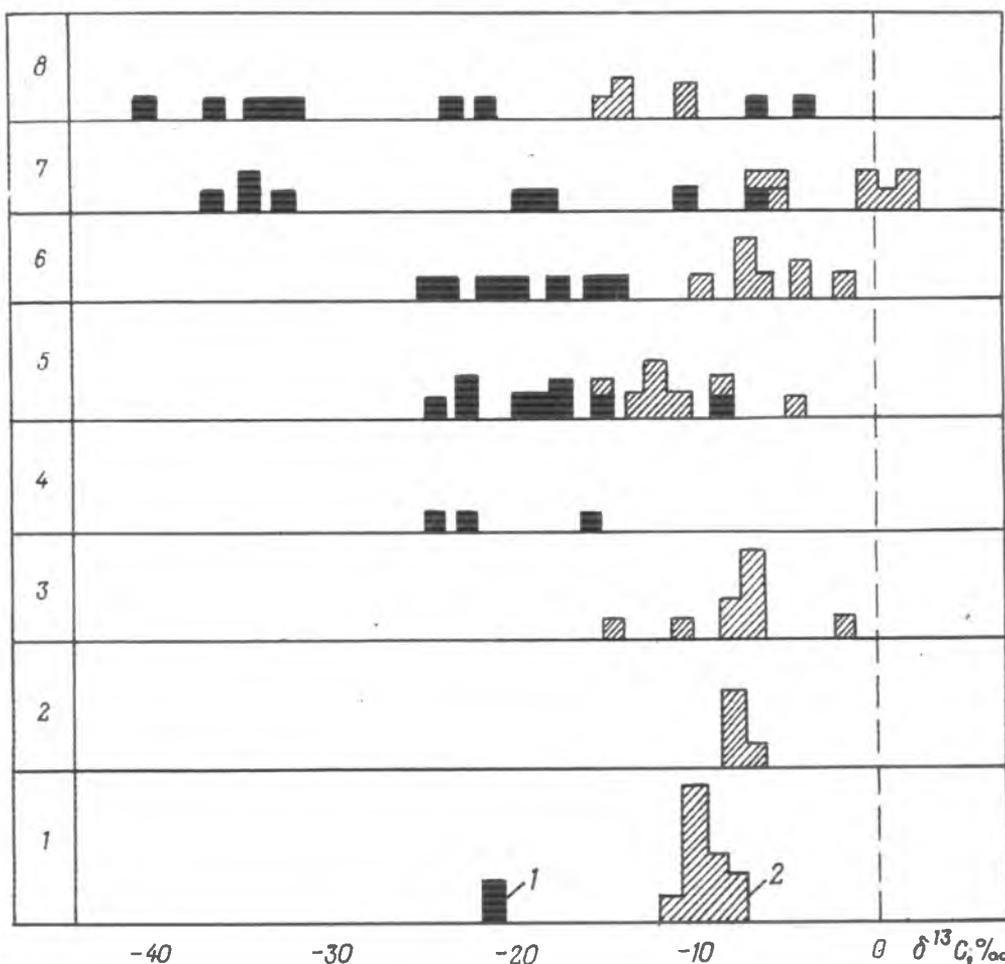


Рис. 11. Вариации изотопов углерода в графитах и карбонатах из железорудных формаций Среднего Приднепровья:  
 1-3 – конкско-верховцевская серия, район: 1 – Чертомлыкский, 2 – Сурский, 3 – Белозерский; 4-8 – криворожская серия в свитах: 4 – скелеватской, 5 – саксаганской (г. Кривой Рог), 6 – саксаганской (г. Кременчуг), 7 – гданцевской (г. Кривой Рог), 8 – гуляйпольской;  $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (цифры на диаграмме): 1 – в графитах, 2 – в карбонатах

В породах гданцевской свиты сульфидные минералы распределены гораздо шире, чем в саксаганской.

По изотопному составу вкрапленные пириты послойных прожилков из отложений гданцевской и глееватской свит резко отличаются от изотопного состава продуктивной железорудной саксаганской свиты. Большинство из них значительно обогащено тяжелым изотопом серы при вариации  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-5,5$  до  $+31,7$  ‰ (рис. 10).

В терригенных осадках гданцевской и глееватской свит широко распространены породы с высоким содержанием восстановленного углерода. Так, в кварц-биотитовых метапесчаниках его концентрация достигает 1 %, а кварц-графит-биотит-серцитовых сланцах 10, а иногда и 25 %. Разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  составляет от  $-14,6$  до  $-36,9$  ‰. Для карбонатных пород (мраморов, доломитов) характерны значения  $\delta^{13}\text{C}$ , равные от  $-3,4$  до  $+1,3$  ‰. Доломиты иногда значительно обогащены тяжелым изотопом углерода –  $\delta^{13}\text{C}$  достигает  $6,3$ – $9,8$  ‰ (рис. 11). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах мраморов и доломитов равны от  $19,6$  до  $29,3$  ‰ (рис. 12).

Таким образом, по  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  карбонаты гданцевской свиты являются типично хемогенно-осадочными образованиями.

В Кременчугском железорудном районе, как и в Криворожском, выделены образования криворожской серии, которые также расчленяются на новокриворожскую, скелеватскую, саксаганскую и гданцевскую свиты [130]. Изотопные составы серы пиритов из

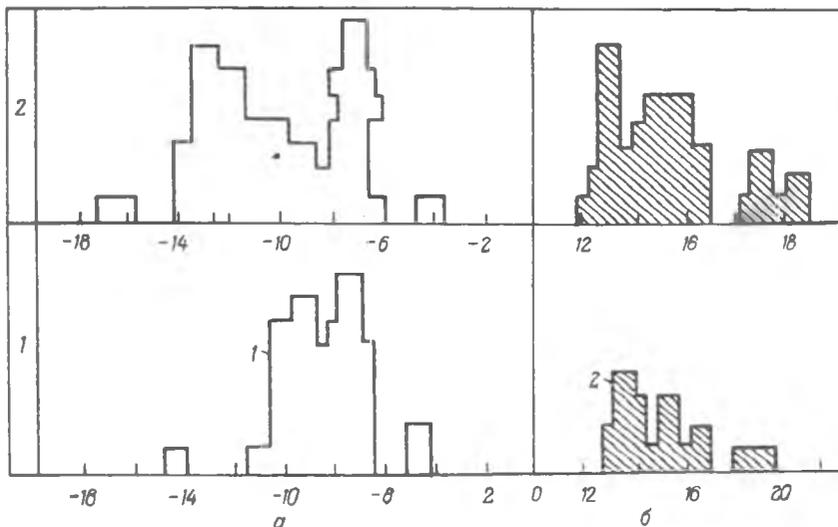


Рис. 12. Вариации изотопов углерода и кислорода в карбонатах из железистых кварцитов Украинского щита:

1 — конкско-верховцевская серия в районах Белозерском, Чертомлыкском, Сурском, 2 — криворожская серия, саксаганская свита; а —  $\delta^{13}\text{C}$ ; б —  $\delta^{13}\text{O}$  ‰

амфиболитов новокриворожской свиты сравнимы с таковыми аналогичных образований Криворожья ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0,6$  до  $+3,5$  ‰), а из продуктивной саксаганской свиты — вариации  $\delta^{34}\text{S}$  составляют от  $1,7$  до  $-11,5$  ‰, как и в аналогичной свите Кривого Рога (рис. 10).

В сланцевых горизонтах саксаганской свиты определен графит (до  $2,2$  ‰), и  $\delta^{13}\text{C}$  варьирует от  $-17,3$  до  $-28,6$  ‰. Углерод железистых карбонатов, ассоциирующих с магнетитами, также обогащен легким изотопом  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-10,6$  до  $-15,0$  ‰) (рис. 11).

Пириты из пород гданцевской свиты Кременчугского района обогащены тяжелым изотопом серы  $\delta^{34}\text{S}$  (от  $13,7$  до  $21,6$  ‰). Изотопный состав углерода в мраморах и доломитах аналогичен таковому из гданцевской свиты Криворожского района ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  варьирует от  $-6,3$  до  $+4,3$  ‰); восстановленный углерод (графит) имеет  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-15,3$  до  $-27,6$  ‰.

Главная особенность разреза гданцевской свиты Кременчугского железорудного района — наличие мощных пачек железистых кварцитов, вскрытых на двух стратиграфических уровнях [91].

Изотопные определения, выполненные по образцам железистых кварцитов Мануйловского участка, имеют интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах от  $0,1$  до  $21,7$  ‰, т.е. аналогичны пиритам из безрудных зон. Восстановленный углерод и карбонаты характеризуются теми же величинами  $\delta^{13}\text{C}$ , что и безрудные зоны гданцевской свиты.

Таким образом, изотопные исследования подтверждают правомерность отнесения упомянутых толщ железистых кварцитов к периоду накопления пород гданцевской свиты.

Железистые кварциты и вмещающие их породы Гуляйпольского месторождения объединены в гуляйпольскую свиту [130]. Пробы отбирались по разрезу всей свиты, и распределение изотопов анализировалось в пиритах, графитах, а также в магнетитах.

Изучение изотопного состава серы в пиритах показало, что интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  составляет от  $0,1$  до  $21,4$  ‰ (рис. 10) [77]. По-видимому, источником сероводорода были морские сульфаты с величиной  $\delta^{34}\text{S} = 20,0$  ‰, т.е. такой же, как и при образовании отложений седьмого железистого горизонта саксаганской свиты и пород гданцевской свиты Кривого Рога, а также Мануйловского участка Кременчуга.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  восстановленного углерода (графита) составляют от  $-18,0$  до  $-39,1$  ‰ (рис. 11). Такие же значения отмечались для графитов из железисто-кремнистых формаций Кривого Рога.

В продуктивной железорудной подсвите содержание графита незначительно. Однако это не значит, что в период седиментогенеза органических веществ в осадках не было, о чем свидетельствует изотопный состав углерода карбонатов из железистых кварцитов

( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-11,1$  до  $-15,8$  ‰). Подобные значения  $\delta^{13}\text{C}$  установлены для карбонатов железистых пород саксаганской свиты Кривого Рога.

Для всех железисто-кремнистых формаций Украинского щита определен изотопный состав кислорода в оксидах железа (магнетите, гематите). Анализ изотопного состава кислорода выполнен из минералов, выделенных из неокисленных железистых кварцитов Чертомлыкского, Сурского, Белозерского, Криворожского, Гуляйпольского месторождений (рис. 13). Установлено, что оксиды железа для месторождений архейского и раннепротерозойского возрастов имеют очень близкие диапазоны вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $0,1$  до  $10,0$  ‰). Наблюдается зависимость изотопного состава кислорода от петрографического состава пород. Наибольшее содержание  $\delta^{18}\text{O}$  отмечено в магнетитах из карбонатных железистых кварцитов, при переходе к силикатным и железно-слюдковым оно уменьшается (от  $1,0$  до  $4,0$  ‰).

Итак, на основании изучения распределения изотопов серы, углерода и кислорода в минералах верхнеархейских и нижнепротерозойских железорудных месторождений Украинского щита можно сделать следующие выводы.

По данным изотопного состава серы в сульфидах, протерозойские месторождения отличаются от архейских повышенным содержанием изотопа и широким интервалом вариаций  $\delta^{34}\text{S}$ .

Восстановленный углерод присутствует в архейских и протерозойских метаосадочных породах, но в последних его содержание значительно выше. Изотопный состав графита одинаков ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -23,5$  ‰).

Все рудные железистые карбонаты обогащены легким изотопом углерода, что резко отличает их от хемогенно-осадочных кальцитов и доломитов, для которых  $\delta^{13}\text{C} \approx 0,0$  ‰.

Изотопные составы кислорода в оксидах (магнетите, гематите) и карбонатах (сидерите, анкерите железа) из терригенно-хемогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций имеют близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и примерно одинаковые интервалы вариаций.

В пределах Курской магнитной аномалии для изотопных исследований были отобраны пробы из всех стратиграфических разрезов докембрия [130].

Железисто-кремнисто-гнейсовая формация была изучена на Курско-Бесединском участке. Наряду с вещественным исследовался и изотопный состав минералов [360]. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах варьируют от  $0,2$  до  $1,7$  ‰, т.е. в пределах значений, характерных для метеоритов (рис. 14). Это свидетельствует, что источником серы были постмагматические гидротермы или пириты разрушенных первично-магматических пород. Для кислорода магнетитов интервал вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  составляет  $1,8-6,5$  при  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = +4,3$  ‰.

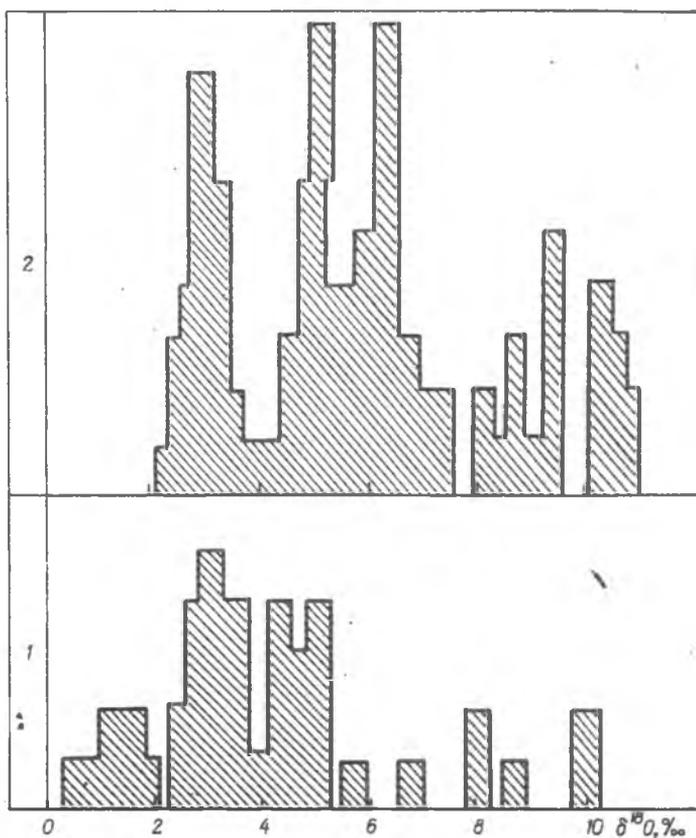


Рис. 13. Вариации изотопов кислорода в магнетитах железисто-кремнистых пород Украинского щита:

1 — то же, что и на рис. 12; 2 — то же, что и на рис. 12, Криворожского и Кременчугского районов

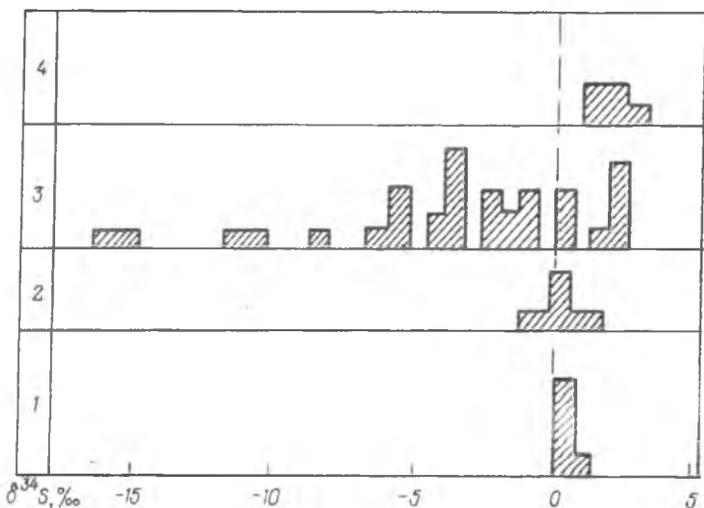


Рис. 14. Вариации изотопов серы в пиритах из пород железисто-кремнистых формаций докембрия КМА. Серия: 1 – обоянская, 2 – михайловская, 3 – курская, 4 – оскольская

Железистые кварциты, приуроченные к метабазитам михайловской серии, характеризуются наибольшим развитием в регионе и низкой продуктивностью. В пиритах значения  $\delta^{34}\text{S}$  близки к 0,0, варьируя от  $-1,1$  до  $+1,2$  ‰ (см. рис. 14). В породах михайловской серии обнаружен графит,  $\delta^{13}\text{C}$  которого  $-23,6$  ‰; карбонаты среди железистых кварцитов обогащены легким изотопом углерода –  $\delta^{13}\text{C}$  равно от  $-2,8$  до  $-9,5$  ‰.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация в разрезе курской серии нижнего протерозоя КМА распро-

странена более всего; в ней сосредоточены огромные запасы бедных и богатых железных руд. Она уверенно коррелируется с аналогичной формацией Кривого Рога. Детальное описание ее приведено в работах Н.А.Плаксенко, И.Н.Щеголева [267, 431].

Изотопные определения серы в пиритах железорудной (коробковской) свиты курской серии показали, что имеется четкая тенденция к отклонению  $\delta^{34}\text{S}$  в отрицательную область (рис. 14). Большая часть пиритов из железистых и сланцевых горизонтов обогащена изотопом  $^{32}\text{S}$ . Такие же значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны и для саксаганской свиты Кривого Рога.

Наши определения, как и данные других исследователей [267], показали, что породы курской серии содержат значительные количества углерода. Причем восстановленный углерод (графит) сосредоточен в сланцевых горизонтах, а карбонатный ассоциирует с железистыми породами. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в графитах варьируют от  $-23,9$  до  $-40,8$  ‰ (рис. 15). Этот диапазон характерен и для восстановленного углерода из железисто-кремнистых формаций Кривого Рога и для архейских метаосадочных толщ.

В железистых горизонтах содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  резко уменьшается, но увеличивается количество карбонатов. Все железистые карбонаты из продуктивных горизонтов КМА обогащены легким изотопом:  $\delta^{13}\text{C}$  варьирует от  $-2,8$  до  $-20,1$  ‰ (рис. 15). Подобные результаты получены и для разреза саксаганской свиты Кривого Рога.

Железисто-кремнисто-кластогенная формация (оскольская серия) представляет собой метаморфизованные продукты разрушения, перемыва и переотложения пород железисто-кремнисто-сланцевой и более древних формаций. Они в основном унаследуют изотопный состав серы и углерода железистых кварцитов курской серии (рис. 14, 15).

Итак, анализ вариаций изотопов серы, углерода и кислорода различных железисто-кремнистых формаций КМА показал сходство в их распределении в железорудных образованиях УЩ.

В докембрийском кристаллическом фундаменте Белорусско-Прибалтийского региона выявлено шесть железорудных объектов, а также много неразбуренных высокомагнитных тел, с которыми могут быть связаны железорудные месторождения. Три из этих месторождений сложены железистыми кварцитами (Околовское в Белоруссии, Стайцельское в Латвии, Йыхвиское в Эстонии), два – богатыми магнетитовыми рудами (Варенское в Литве, Гарсенское в Латвии) и одно – ильменит-магнетитовыми (Новоселкинское в Белоруссии) [130].

Железистые кварциты Околовского месторождения относятся к вулканогенно-осадочной формации и по вещественному составу и другим признакам их можно сравнивать с архейской железисто-кремнистой метабазитовой формацией УЩ (конкско-верховцевская серия). Железистые кварциты Стайцельского месторождения Латвии, а также Йыхвиского Эстонии по ряду признаков отнесены к вулканогенным формациям (с тем или иным соотношением кислых и основных метавулканитов).

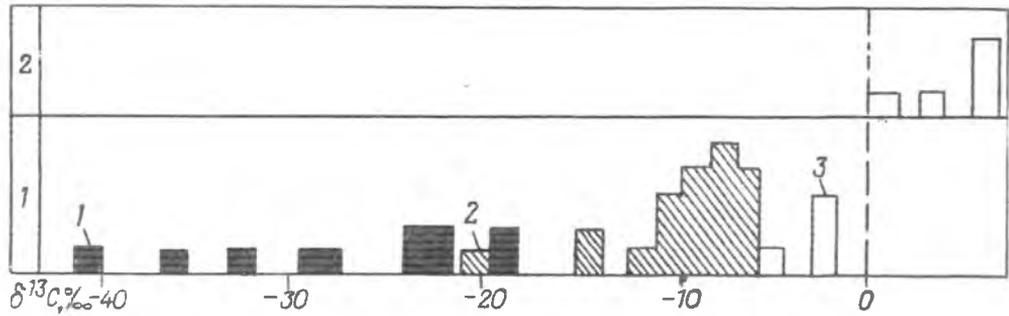


Рис. 15. Вариации изотопов углерода графитов и карбонатов из пород железисто-кремнистых формаций КМА. Серия: 1 – курская, 2 – оскольская;  $\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (цифры на диаграмме): 1 – графита, 2 – железистых карбонатов, 3 – доломитов, кальцитов

Метаморфизм железистых кварцитов протекал в условиях амфиболитовой (Околовское месторождение) и гранулитовой (Стайцельское и Йыхвисское месторождения) фаций. Изученность геологического строения, стратиграфии, минералогии и генезиса железорудных объектов, а также толщ данного региона сравнительно невысока. В связи с этим результаты изотопно-геохимических исследований для указанных месторождений могут представлять несомненный интерес для выяснения условий формирования железорудных формаций (рис. 16).

Околовское месторождение образовано тремя железистыми горизонтами. Они сложены (в порядке уменьшения распространенности) амфибол- и пироксен-магнетитовыми, амфибол-пироксен-магнетитовыми кварцитами. Образцы для изотопного анализа отбирались главным образом из центрального профиля, где скважинами вскрыт почти непрерывный разрез двух железистых горизонтов, а также перекрывающих и внутрирудных гнейсов.

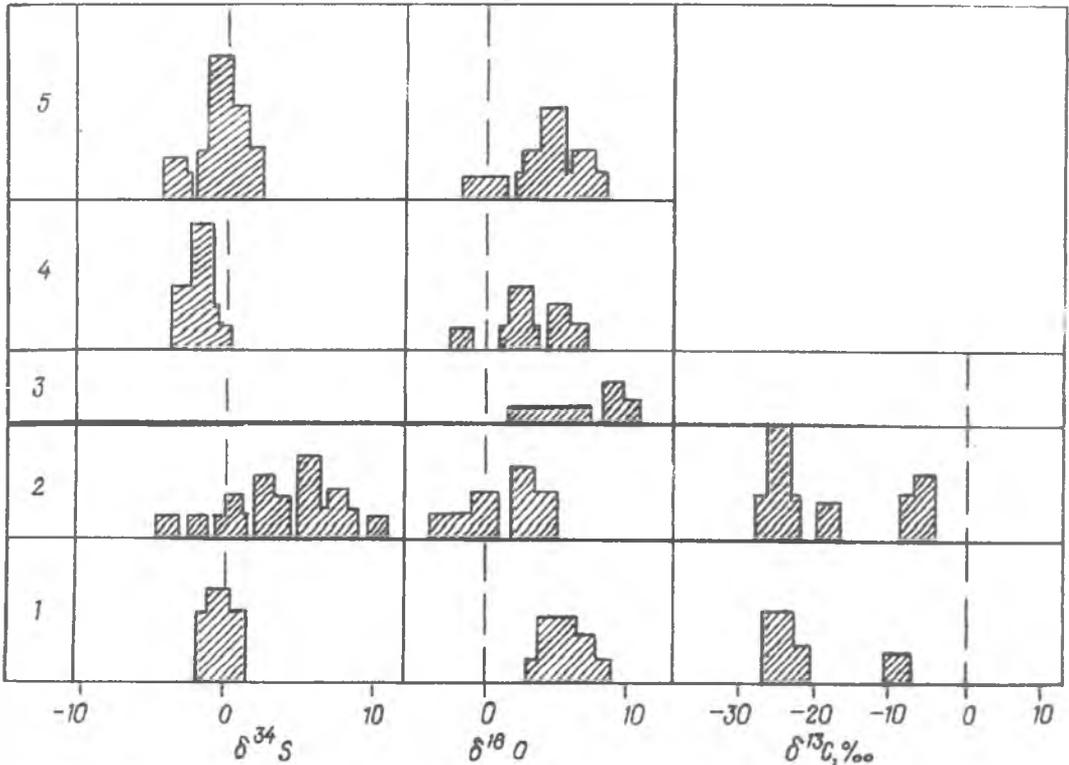


Рис. 16. Вариации изотопов серы в пиритах, кислорода – в магнетитах, углерода – в графитах в железистых породах Белорусско-Литовского выступа. Районы (цифры на схеме): 1 – Йыхвиский (Эстония, Латвия), 2 – Околовский (Белоруссия), 3 – Стайцельский (Латвия), 4 – Гарсенский (Латвия), 5 – Варенский (Литва)

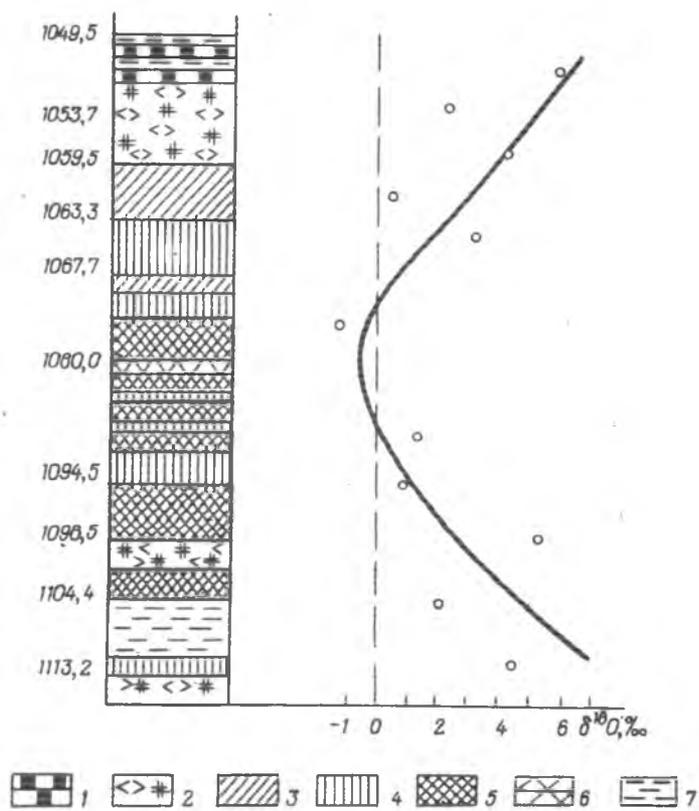


Рис. 17. Вариации изотопов кислорода в минералах Гарсенского месторождения:

1 — переслаивание магнетитовых кварцитов и биотитовых микрогнейсов, 2 — тневые мигматиты, 3 — амфибол-биотит-кварц-магнетитовые руды, 4 — полосчатые железистые кварциты; руды: 5 — массивные кварц-магнетитовые, 6 — биотит-кварц-магнетитовые; 7 — микрогнейсы

стилающих рудную зону плаггиогнейсах и перекрывающих амфиболитах, изменяется от  $-19,0$  до  $-21,1$  ‰, что аналогично таковому из графитов конкско-верховцевской и михайловской серий. Для карбонатов (кальцитов), находящихся в виде редких зерен в железистых кварцитах и вмещающих безрудных породах, также характерен узкий интервал значений  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-5,8$  до  $-8,9$  ‰). Изотопные составы кислорода магнетитов из вмещающих железорудных горизонтов пород (гнейсов, амфиболитов и др.) и самих железистых кварцитов весьма близки:  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-1,8$  до  $+2,5$  ‰.

Железистые кварциты Стайцельского месторождения сложены силикат-магнетитовыми разновидностями. Менее распространены гранат-магнетитовые кварциты, а также рудные мигматиты и рудные брекчии. Обращает на себя внимание высокое содержание в рудах Mn (в среднем 3,3 %) и низкое — Ti (в среднем 0,22 %). В рудах практически нет серы. Поэтому для изотопного анализа из этого месторождения были отобраны лишь магнетиты;  $\delta^{18}\text{O}$  в них варьирует от 3,3 до 9,8 ‰ (рис. 16).

Среди руд Йыхвиского месторождения (Эстония) преобладают магнетитовые, гранат-амфибол-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые и гранат-амфибол-пироксен-магнетитовые кварциты. Они повсеместно катаклазированы и милонитизированы; как и в Стайцельском месторождении, в них повышены содержания Mn. Участками в значительных количествах появляется пирит-пирротин.

Нами были выполнены изотопные определения серы в пиритах, кислорода в магнетитах и углерода в графитах. По изотопному составу пириты исключительно однородны, в них значения  $\delta^{34}\text{S}$  колеблются вблизи 0,0 ‰ (от  $-1,2$  до  $+0,2$  ‰) (рис. 16). Это свидетельствует, что источником серы служили глубинные мантийные растворы. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  магнетитов изменяются от 3,0 до 8,3 при  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = 5,8$  ‰, что характерно для мета-

Изотопный состав серы из рудной вкрапленности сульфидов, главным образом пирита из железистых кварцитов, варьирует в довольно узких пределах ( $\delta^{34}\text{S}$  от 5,8 до 7,2 ‰) (рис. 16). Близко от Околовского месторождения находятся сульфидные проявления (колчеданные) проявления Унихово, Мир и Раевщина, а к западу от Околовской зоны — магнетитовое с сульфидными проявлениями — Рудьма. Сера сульфидов из проявлений Унихово и Рудьма имеет довольно близкие к приведенным выше значения  $\delta^{34}\text{S}$  — (от 4,1 до 7,7 ‰). Особенностью является то, что сера сульфидов околовской серии "утяжелена" по сравнению с таковой конкско-верховцевской (УЩ) и михайловской (КМА) серий. Эти значения совпадают лишь со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  в Верховцевском районе (УЩ).

Изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) из графита, наблюдающегося в виде мелких табличек в под-

морфических магнетитов. По изотопному составу кислорода они подобны магнетитам Стайцельского железорудного месторождения (Латвия).

Среди железистых кварцитов Йыхвисского месторождения встречен графит, вариации  $\delta^{13}\text{C}$  которого от  $-17,2$  до  $-25,3$  ‰. Такими же значениями  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуются и графиты из пород черносланцевой формации Северной Эстонии, которая пространственно связана с железисто-кремнистыми породами.

Гарсенское месторождение (Латвия) представлено двумя типами железных руд: богатыми — магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми и железистыми кварцитами — магнетитовыми и силикат-магнетитовыми. Богатые руды локализованы в центральной части рудного тела, составляя треть его объема. Они сложены крупнокристаллическим магнетитом и кварцем с вкрапленностью пирита и обладают массивной, а также реликтовой грубополосчатой текстурой. Силикат-магнетитовые железистые кварциты представлены грубополосчатыми амфибол-магнетитовыми разновидностями, которые сосредоточены в висячем и лежащем боках тела. Между массивными и грубополосчатыми рудами виды постепенные переходы.

Изотопные анализы были выполнены по сульфидам и магнетитам. Интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах довольно узок: от  $-3,3$  до  $-0,9$  ‰. Такие значения свидетельствуют о гомогенном источнике серы. Все значения  $\delta^{34}\text{S}$  близки к метеоритному стандарту, но несколько сдвинуты в отрицательную область (рис. 16).

По значениям  $\delta^{18}\text{O}$  все магнетиты можно разделить на две группы: из бедных железистых кварцитов и богатых сульфидно-магнетитовых руд (рис. 17). В бедных рудах магнетиты по значениям  $\delta^{18}\text{O}$  близки к магнетитам из железистых кварцитов Стайцельского месторождения, в богатых рудах значения  $\delta^{18}\text{O}$  несколько ниже. Анализируя  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{34}\text{S}$  для минералов из богатых руд, можно сделать вывод, что в их образовании приняли участие воды, обогащенные "легким" изотопом кислорода, а сдвиг в отрицательную область произошел при участии окислительных вод. Источником серы были глубинные флюиды.

Варенское месторождение (Литва) сложено богатыми магнетитовыми рудами, содержащими пирит, халькопирит, серпентин, которые образуют псевдоморфозы по оливину (реликты его сохранились в нижней части разреза), а также флогопит, тальк, кальцит, хлорит, шпинель. Общей особенностью этих руд является ассоциация с гипербазитами и продуктами их изменения. Генезис руд этого типа окончательно не выяснен. По предварительным данным, Варенское месторождение имеет общие черты с месторождениями скарнового типа.

Результаты определений  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах из руд приведены на рис. 16. Обращает на себя внимание исключительно однородное значение  $\delta^{34}\text{S}$ , близкое к метеоритному стандарту и к изотопному составу серы изверженных пород, что является свидетельством ее магматического источника. Глубинный источник ее растворов на Варенском месторождении подтверждается и исследованием распределения  $\delta^{18}\text{O}$  в магнетитах (рис. 18): 1,0–8,1 с наибольшей плотностью в диапазоне от 3,5 до +5,5 ‰. Такие же значения характерны и для магнетитов из изверженных пород. В силикатных минералах  $\delta^{18}\text{O}$  равно от +4,4 до +10,5 ‰.

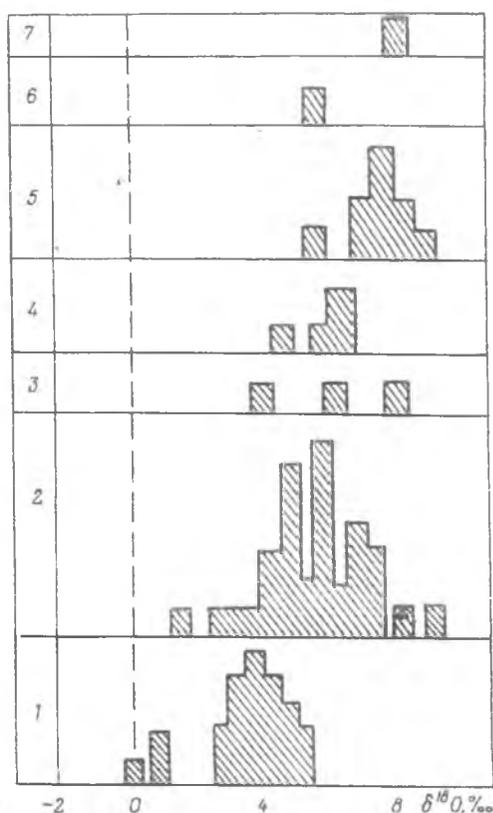


Рис. 18. Вариации изотопов кислорода в минералах Варенского железорудного месторождения:

1 — магнетите в изверженных породах, 2 — магнетите в железных рудах, 3 — серпентине, 4 — флогопите, 5 — амфиболе, 6 — биотите, 7 — кварце

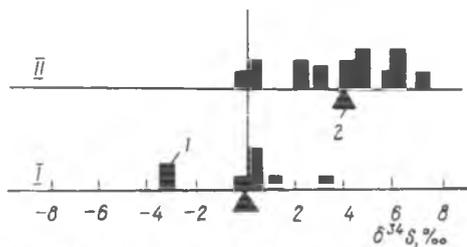


Рис. 19. Изотопный состав серы сульфидов (I) и среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ (2) на Костомукшском месторождении железистых кварцитов пород контоксской (I) и гимольской (II) серий

пов углерода при декарбонатизации осадочных толщ. По-видимому, в данном случае имел место подток глубинного диоксида углерода ( $\delta^{13}\text{C} = -7,0$  ‰). В высокотемпературных зонах отлагались карбонаты, обогащенные изотопом  $^{12}\text{C}$ , а по мере охлаждения растворов и удаления от зон рудообразования углерод карбонатов обогащался тяжелым изотопом.

Таким образом, комплексное изучение распределения изотопов серы в пиритах, кислорода в магнетитах и силикатных минералах, углерода и кислорода в магнетитах на Варенском железорудном месторождении показало, что определяющую роль в формировании магнетитового оруденения имели трансмагматические глубинные растворы.

На Балтийском щите в Костомукшском железорудном месторождении (Западная Карелия) железистые кварциты распространены в породах контоксской и гимольской серий. Стратиграфия, минералогия, химический состав пород детально описаны В.Я.Горьковцом, М.Б.Раевской [128].

Для изотопных анализов были отобраны пириты из углеродсодержащих сланцев вулканогенно-осадочных контоксской и гимольской серий. Углеродистое вещество сланцев в контоксской серии по агрегатному состоянию отвечает скрытокристаллическому графиту, содержание которого в породе равно 0,12–4,0 %. Рудная минерализация представлена пирротинном, а также халькопиритом и пиритом.

Изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}$  в графитах характеризуется широкими вариациями — от  $-16,2$  до  $-40,1$  [137] при  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$  около  $-23,5$  ‰. Величины  $\delta^{34}\text{S}$  из сульфидных минералов имеют довольно узкий предел — от  $-3,4$  до  $+3,6$  ‰ с наибольшей плотностью около метеоритного стандарта (рис. 19).

Учитывая тесную пространственную связь сульфидсодержащих пород контоксской серии с продуктами вулканизма, а также значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах и пирротинах, можно предположить, что источником серы были вулканические сероводородные эксгалляции.

На основные вулканы контоксской серии со стратиграфическим несогласием ложатся образования гимольской серии, сложенные в данном районе мощными осадочными толщами слюдястых сланцев (метаосадками флишевого типа) в ассоциации с магнетитовыми кварцитами и углеродсодержащими сланцами. Углеродсодержащие сланцы и кварциты более молодой гимольской серии представлены в основном пирротинном, реже пиритом и халькопиритом. В углеродсодержащих сланцах и кварцитах нижнекостомукшской подсвиты вариации  $\delta^{13}\text{C}$  составляют от  $-20,7$  до  $-30,8$  ‰. В биотит-магнетитовых, магнетит-биотит-грюнеритовых кварцитах верхнекостомукшской железорудной подсвиты содержание восстановленного углерода заметно меньше (от 0,1 до 0,16 %), поэтому исследовать его изотопный состав невозможно.

В гимольской серии для сульфидов, ассоциирующих с кварцевыми или углеродистыми сланцами, намечается отклонение  $\delta^{34}\text{S}$  от метеоритного стандарта в область отрицательных значений (рис. 19), что, видимо, связано с вовлечением серы в биогенный цикл фракционирования.

Изотопный состав кислорода из магнетитов  $\delta^{18}\text{O}$  варьирует от 1,2 до 4,4 ‰ ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = 2,8$  ‰).

Таким образом, изотопные определения кислорода в магнетитах и силикатных минералах показали их взаимосвязь с магматическими процессами. На флангах Варенского месторождения встречены хемогенно-осадочные карбонаты (мраморы). Они характеризуются изотопным составом углерода, близким к 0,0 ‰, а кислорода в пределах 19–20 ‰. Карбонаты, ассоциирующие с железными рудами, значительно обогащены легким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-1,2$  до  $-11,8$  ‰). Установленный факт невозможно объяснить только локальным перераспределением изотопов

## *Условия формирования железисто-кремнистых формаций по данным изотопно-геохимических исследований*

На рис. 20 приведены обобщенные результаты изотопных исследований углерода в графитах и карбонатах, а также изотопов серы для четырех этапов докембрийского железнанокопления на Восточно-Европейской платформе.

Как было показано, свободный углерод в тех или иных количествах присутствует в породах всех железисто-кремнистых формаций. Его изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  изменяется от  $-9,5$  до  $-40,1$ , но все-таки большая часть определений соответствует значениям от  $-20,0$  до  $-30,0$  ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -25,4$  ‰).

В настоящее время появляется все больше доказательств, что графит в архейских и протерозойских метасадках является преобразованным органическим веществом биогенного происхождения и что организмы, способные к автотрофному связыванию углерода, появились на очень ранней стадии геологической истории Земли [445, 297, 386].

В наиболее древней железисто-кремнистой формации серии Исуа (Западная Гренландия), возраст которой около 3,8 млрд лет, свободный углерод  $\delta^{13}\text{C}$  имеет значения от  $-5,9$  до  $-24,9$  ‰. О его происхождении нет единого мнения. М.Шидловский [444] считает, что он весь является продуктом метаморфического преобразования биогенной массы. Однако по мнению Е.Перри и С.Ахмед [443], восстановленный углерод со значениями  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-5,9$  до  $-14,4$  ‰ является абиогенным и образовался в результате термической диссоциации сидеритов. Свободный углерод в кремнистых сланцах группы Фиг Три (Южная Африка) возрастом 3,4 млрд лет имеет диапазон вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-25,5$  до  $-28,7$  ‰ [418]. В архейских железистых формациях Канадского щита возрастом порядка 2,75 млрд лет графит присутствует во всех стратиграфических единицах, локально достигает содержания 12,8 % и имеет значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-14,4$  до  $-33,5$  ‰ [449, 417]. Графит из железорудной формации Хамерсли (Австралия) возрастом 2,4–2,1 млрд лет характеризуется разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-18,6$  до  $-43,0$  ‰ [390]. Для железорудных формаций Бивабик и Ганфлинт (Канадский щит) возрастом 2,3–1,9 млрд лет Е.Перри [255, 442] определил значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-30,8$  до  $-34,5$  ‰.

Из приведенных данных видно, что для докембрийских железисто-кремнистых формаций не только европейской части СССР, но и всего мира характерен очень широкий разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$ , но все же большая часть величин приходится на значения от  $-20,0$  до  $-30,0$  ‰ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -25,5$  ‰). М.Шидловский [445] на основании исследований изотопного состава углерода в графите и хемогенно-осадочных карбонатах из архейских и протерозойских метасадков различных регионов мира показал, что величина изотопного фракционирования между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  и  $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  на протяжении  $3,8 \cdot 10^9$  лет практически не менялась и составляет  $-25,0$  ‰. Это означает, что фотосинтез как биологический процесс существует, вероятно, не менее 4 млрд лет и все это время был важным геохимическим фактором.

Как было показано, железистые карбонаты (сидериты, сидероплезиты, анкериты), ассоциирующие с железистыми кварцитами, всегда обогащены легким изотопом углерода (рис. 11, 20). Такое явление характерно для большинства железисто-кремнистых формаций мира. Так, М.Баур и др. [390] приводят результаты изотопного анализа углерода сидеритов и анкеритов из железистых кварцитов Марра-Мамба и Маунт-Сильвия группы Хамерсли (Австралия) с разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-2,8$  до  $-22,0$  ‰. Для железисто-кремнистых формаций Бивабик (оз. Верхнее, Канада) Е.Перри и др. [442] определили вариации  $^{13}\text{C}$  в сидеритах от  $-6,0$  до  $-17,0$  ‰. Они считают, что изотопно легкие карбонаты железа образовались в результате постседиментационного окисления органического углерода в осадке с одновременным восстановлением трехвалентного железа при диагенезе или метаморфизме. Р.Беккер и Р.Клейтон [391] отвергают такой механизм. На основании текстурных данных, а также в связи с тем, что количество органического углерода, которое могло отложиться, оказалось слишком малым, они считают, что сидериты являются аутигенными и предполагают, что окисление органики произошло при участии ферментативного метаболизма или жизнедеятельности анаэробных бактерий. Таким образом, о происхождении изотопно легких сидеритов (сидероплезитов, анкеритов) нет единого мнения.

Возможно, при образовании сидеритов имели место оба процесса [284]. В протерозойских отложениях наряду с ферментативным окислением органики происходило окис-

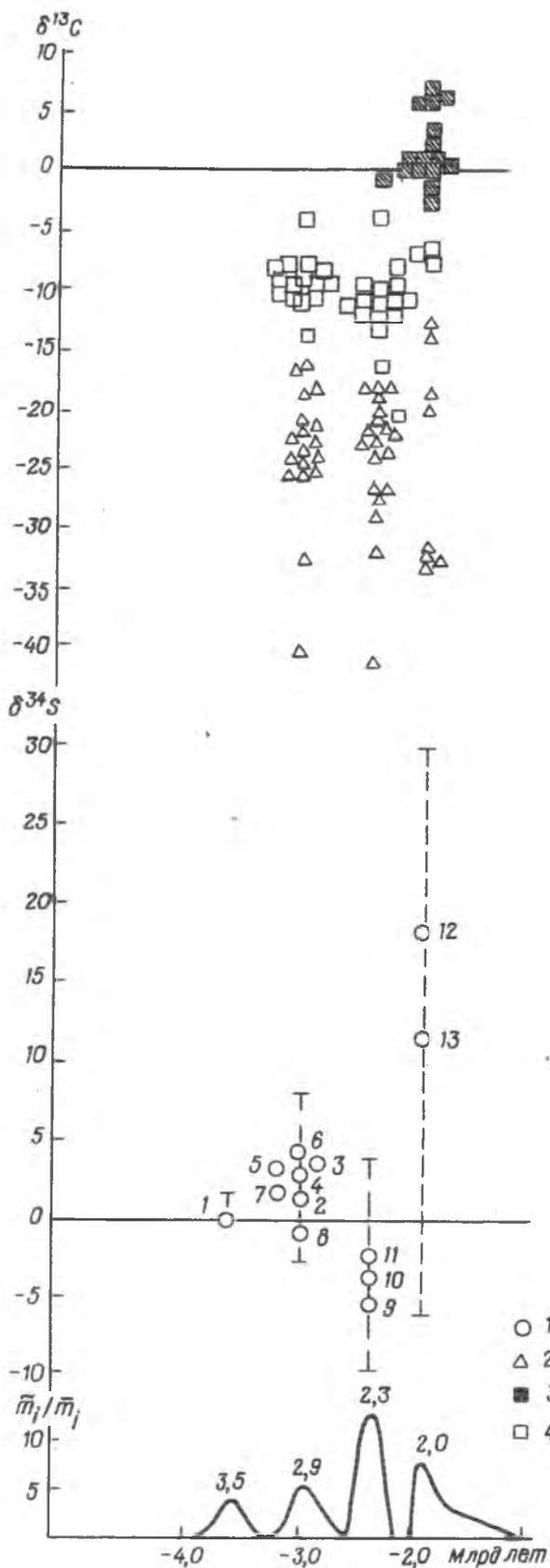
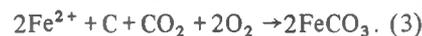


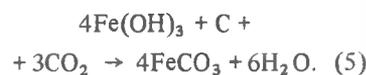
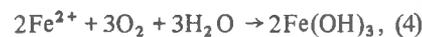
Рис. 20. Вариации изотопов серы и углерода в разновозрастных железисто-кремнистых формациях докембрия европейской части СССР:

1 —  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Ср}}$  в пирите;  $\delta^{13}\text{C}$  в графите (2), кальците и доломите (3), сидерите (4). Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для районов (цифры на схеме): 1 — Курско-Бесединского участка КМА, 2–5 — Конкского, Верховцевского, Белозерского, Чертомлыцкого, Сурского, конкско-верховцевской серии, 6 — околоской серии Белорусско-Литовского выступа, 7 — контоксской серии Костомукшского месторождения, 8 — михайловской серии КМА, 9 — саксаганской свиты Кривбасса, 10 — курской свиты КМА, 11 — гимольской свиты Костомукшского месторождения, 12 — гданцевской свиты Кривбасса, 13 — Мануйловского района гданцевской свиты Кременчугского района;  $m_1/m_i$  — масштаб железонакопления (усл. ед.) в зависимости от возраста

ление захороненных органических остатков трехвалентным железом. В общем виде процесс образования сидеритов представляется так:



Эта реакция может протекать в две стадии:



Так как в образовании сидеритов принимали участие органика и диоксид углерода морского бассейна, находящийся в изотопном обмене с атмосферным  $\text{CO}_2$ , то величина  $\delta^{13}\text{C}$  сидеритов оказалась усредненной между  $\delta^{13}\text{C}$  органики и  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатов.

Выводы о важной геохимической роли органической жизни в период отложения железисто-кремнистых формаций согласуются с закономерностями распределения изотопов серы в архейских и протерозойских осадках. Эволюция серы и фракционирование ее изотопов неразрывно связаны с развитием живой материи и фотосинтетическим образованием органики.

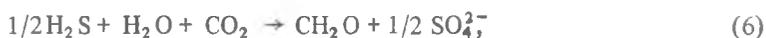
Самыми древними осадками, для которых известны данные по изотопному составу серы, являются железисто-кремнистые формации Исуа (Западная Гренландия) возрастом 3,7 млрд лет [438]. Вариации  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах порядка  $\pm 0,5\%$ .

В изученных нами сульфидах аналогичные значения  $\delta^{34}\text{S}$  имеют пириты из железисто-кремнистых формаций обоянской серии КМА (Курско-Беседенская аномалия) [360]. В то время единственным источником серы, по-видимому, были поствулканические гидротермы и эксгаляции. Сера находилась в восстановленном состоянии, заполняла бассейны седиментации, захоронялась в осадках в виде сульфидов железа с изотопным составом, близким к 0,0 ‰.

Как было показано, в отложениях железисто-кремнистых формаций позднеархейского возраста (3,2–2,8 млрд лет) значения  $\delta^{34}\text{S}$  характеризуются небольшим разбросом с отклонением в положительную область. Но все же большинство сульфидов имеет значения  $\delta^{34}\text{S}$ , близкие к метеоритному стандарту. Вероятно, к этому времени уже начался процесс фракционирования серы. Находки осадочных сульфатов среди архейских вулканогенно-осадочных пород (группа Фиг Три, Африка; Норс-Поул, Пилбар, Западная Австралия) со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от 2,9 до 8,7 и  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 3,6$  ‰ [398, 441] свидетельствуют, что в архейской гидросфере уже присутствовали сульфат-ионы.

Сульфаты в архейских водоемах могли образоваться в результате окисления сульфидов или сероводорода неорганическим или биогенным путем. При образовании неорганическим путем необходим определенный резервуар кислорода. Некоторые авторы [46] на основании находок сульфатов в архейских отложениях и определений изотопного состава серы предполагают, что становление кислородной атмосферы Земли произошло еще 3,5 млрд лет назад.

В настоящее время все больше исследователей [358, 438] приходят к выводу, что сульфат в древних архейских водоемах образовался задолго до появления свободного кислорода в атмосфере в результате деятельности хемолитотрофных бактерий, которые окисляли сероводород или сульфид:



Некоторое количество сульфата могло образоваться и неорганическим путем в результате вулканической деятельности. В появившихся таким образом сульфатах изотопы серы имели интервал вариаций  $\delta^{34}\text{S}$ , близкий к метеоритному стандарту, но с некоторым отклонением в область положительных значений ( $\delta^{34}\text{S}$  от 0,0 до 8,7,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 3,0$  ‰).

Формирование вулканогенно-осадочных верхнеархейских железисто-кремнистых формаций было связано с взаимодействием изверженных пород с водами архейских водоемов, и источником серы для сульфидных минералов могли быть как сероводород вулканических эманаций с  $\delta^{34}\text{S} = 0,0$  ‰, так и сероводород, образовавшийся при взаимодействии сульфата морской воды с базальтами. Возможность такой сульфатредукции, осуществляемой неорганическим путем, рассмотрена в работе С.Шенкса [446].

По изотопному составу образующиеся пириты подобны сульфатам, а если принять во внимание, что часть пиритов сформировалась при участии сероводорода мантийного источника, то средний изотопный состав всех сульфидных минералов верхнеархейских железисто-кремнистых формаций возрастом 3,2–2,8 млрд лет (радиологические определения) близок к значениям  $\delta^{34}\text{S}$  метеоритного стандарта, но несколько утяжелен (рис. 20).

Источником сероводорода мог быть и сульфат, восстановленный до  $\text{H}_2\text{S}$  сульфатредуцирующими бактериями. Такая модель не исключена, но появление сульфатредуцирующих бактерий оценивается возрастом 2,75 млрд лет, а некоторые авторы [447] считают, что он соответствует 2,2–2,0 млрд лет.

Таким образом, узкий диапазон вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  и некоторое их утяжеление позволяют предположить, что пириты в породах, слагающих конкско-верховцевскую серию Украинского щита, михайловскую серию КМА, околоскую серию Белорусско-Литовского выступа, контоксую серию Западной Карелии, образовались за счет сероводорода корового источника и вулканических эксгаляций.

В нижнепротерозойских осадочно-хемогенных железисто-кремнистых формациях пириты обогащены легким изотопом серы. Отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  они обязаны кинетическому эффекту, который сопровождал переход сульфатной серы в сульфидную под воздействием бактерий. В фанерозойских пиритах благодаря этому эффекту достигается фракционирование до 60 ‰. В нижнепротерозойских образованиях значения  $\delta^{34}\text{S}$  пиритов варьируют от +3,4 до -15,3 ‰ (рис. 20). Небольшой разброс этих значений мож-

но объяснить, по-видимому, вялыми процессами сульфатредукции, малой концентрацией сульфатов в океане, а также возможностью одновременного протекания процессов биогенного восстановления и окисления сульфатов на этапе перехода от восстановительной атмосферы к окислительной. При этом могли создаваться такие условия, при которых происходила миграция железа в двухвалентном состоянии, а в гидросфере в результате продуцирования кислорода фотосинтетическим путем создавались условия для осаждения оксидного железа и развития биогенных процессов сульфатредукции.

В течение этого периода и формировался изотопный состав сульфата океана, и к 2,0 млрд лет он приобрел значение  $\delta^{34}\text{S}$ , равное 20,0 ‰. Утилизация  $\text{CO}_2$  из атмосферы и захоронение органического углерода способствовали понижению парциального давления диоксида углерода и повышению содержания кислорода в атмосфере. Это привело к возрастанию pH и Eh водных сред, что затруднило миграцию железа и создало условия для хемогенного осаждения кальцитов и доломитов [231].

Именно в таких условиях формировались отложения гданцевской свиты Кривого Рога, верхов курской и оскольской свит КМА. Изотопный состав кальцитов и доломитов с  $\delta^{13}\text{C}$ , близким к 0,0 ‰, высокое содержание графита в породах и широкий разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах подтверждают, что осадконакопление происходило в бассейнах, условия которых были подобны современным. При такой физико-химической обстановке привнос железа был затруднен. Но как уже было показано, в гданцевской свите Кременчугского района присутствуют мощные пачки железистых кварцитов, в пределах которых изотопы серы и углерода имеют такие же вариации, как и в безрудных отложениях гданцевской свиты.

Не исключено, что в период отложения гданцевской свиты в отдельных районах в результате вулканической деятельности создавались такие же физико-химические условия, как и в период отложения саксаганской свиты Кривого Рога.

Итак, на основании анализа вариаций изотопов серы в пиритах, углерода в графитах, кислорода в магнетитах в разновозрастных железисто-кремнистых формациях можно сделать выводы.

Для каждого этапа накопления железа в истории развития земной коры Восточно-Европейской платформы характерны определенные средние значения  $\delta^{34}\text{S}$ , которые для архейских образований близки к метеоритному стандарту с отклонением в положительную область значений, а для нижнепротерозойских составляют до 35 ‰. Это связано с увеличением роли биогенных процессов в эволюционном круговороте серы в истории Земли.

Изотопные составы углерода железистых, магниевых и кальциевых карбонатов характеризуются сходными значениями, независимо от возраста железисто-кремнистых формаций. Наибольшая плотность значений  $\delta^{13}\text{C}$  графита находится в интервале от  $-20,0$  до  $-30,0$  ‰, железистых карбонатов от  $-7,1$  до  $-20,1$ , тогда как кальциевых и магниевых карбонатов близок к 0,0 ‰. Это свидетельствует о биогенной природе графита, диагенетической природе сидеритов и хемогенно-осадочных условиях осаждения кальцитов и доломитов.

Вариации изотопного состава кислорода магнетитов не зависят от возраста железисто-кремнистых формаций. Обнаружена тенденция увеличения содержания тяжелого изотопа кислорода в магнетитах, ассоциирующих с карбонатами.

### **Физико-химическая модель образования железисто-кремнисто-сланцевых формаций (ЖКСФ)**

Нами [108–113] предпринята попытка построить физико-химическую модель условий образования ЖКСФ как одного из типов железисто-кремнистых формаций докембрия, обладающего наиболее яркой спецификой, резко обособляющей его от прочих формационных типов. Реконструкции условий их образования были выполнены новейшим методом исследования геохимических процессов – физико-химического моделирования на ЭВМ с помощью программного комплекса "Селектор" [155].

Надежность решения задач физико-химического моделирования определяется в первую очередь корректностью отбора исходной термодинамической информации. Из многих опубликованных систем согласованных термодинамических констант нами использована система [104, 244].

Постановка исследований состояла в воспроизводстве в численных экспериментах тех геохимических процессов, которые, судя по эмпирическим данным, могли наиболее реально обеспечить в природе образование ЖКСФ (на примере саксаганской свиты криворожской серии). В соответствии с геологическими данными предусматривалась реконструкция процессов мобилизации вещества при химическом выветривании континентальных пород, а также процессов хемогенного отложения вещества во взаимодействиях морских вод с продуктами выветривания пород, с одной стороны, и с продуктами вулканизма — с другой. Вначале была определена возможность реализации раннепротерозойского железнакопления как геохимического явления в истории внешних геосфер Земли.

Постановка численных экспериментов по воссозданию эволюции системы океан — атмосфера — кора предусматривала построение двух альтернативных моделей, которые должны были различаться между собой по наличию или отсутствию в изначальном состоянии системы свободного кислорода. Для этого и решалась задача воспроизводства обратной эволюции современной системы океан — атмосфера — земная кора путем титрования ее твердым ("органическим") углеродом ( $C_{ТВ}$ ).

При построении модели с отсутствием в изначальной атмосфере свободного кислорода процесс титрования современной системы океан — атмосфера — земная кора вели до установления в ней устойчивых восстановительных равновесий с избыточным  $C_{ТВ}$ . Построение альтернативной модели (с наличием в изначальной атмосфере свободного кислорода) производили путем титрования современной системы океан — атмосфера — земная кора твердым углеродом до момента удаления из нее порядка 80–90 % современного количества  $O_2$  с последующим "дотитрованием"  $CO_2$ .

В численных экспериментах изучалась модельная система, в состав которой были введены 180 зависимых компонентов, в том числе 59 газов (учитывалась подавляющая часть газов, фиксируемых в современных вулканических эксгаляциях [228]), 48 твердых веществ (по составу соответствующих основным минералам экзогенного осадкообразования — смешанослойные алюмосиликаты, оксиды и гидроксиды железа и алюминия, кварц, гипс, ярозит, графит, сера, сульфиды железа и др.) и 63 их растворенные в воде формы. В системе учтено 13 химических элементов (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, S, C, Cl, N, H, O), слагающих зависимые компоненты: Соотношение масс водной, газовой и твердой фаз в системе принято равным естественному соотношению масс вод океана, атмосферы и взаимодействующей с ними части литосферы (1000; 3,69; 0,005 [55]).

Эксперименты выполнялись в диапазоне температур 5–75 °С. Нижний предел характеризует превалирующие значения температур морских сред на глубинах шельфа, верхний — температуры, исключающие возможность вскипания поверхностных вод Земли.

Результаты моделирования представлены в виде диаграмм (рис. 21–23) изменения параметров системы океан — атмосфера — кора в зависимости от отрицательного логарифма степени протекания эволюции ( $p\nu_{эвол}$ ). В данном эксперименте величины  $p\nu_{эвол}$  выражают количество введенного в современный состав системы твердого углерода (доли моля  $C_{ТВ}$  на 1 кг массы системы), например, значение  $p\nu_{эвол} = 6$  соответствует массе введенного  $C_{ТВ}$ , равной  $10^{-6}$  моль/кг.

Анализ результатов моделирования показал сходство изменения компонентного состава модельных осадков с изменениями минерального состава осадочных пород во времени развития Земли от ранних ее стадий до современной.

Соотнесение модельных данных с геохронологическими позволило всю геологическую историю Земли разделить на два кардинально различных физико-химических периода — восстановительный (от ранних стадий геологической истории до рубежа около 2 млрд лет назад) и окислительный (все последующее время развития Земли, вплоть до современного). Восстановительный период, в свою очередь, разделяется на три этапа: устойчиво-восстановительный (от ранних стадий до границы между археем и ранним протерозоем, соответствующей изотопным определениям  $2,5 \pm 0,1$  млрд лет); переходно-восстановительный (начало раннего протерозоя и до рубежа около 2,2 млрд лет назад); барьерный (2,2–2,0 млрд лет назад). Окислительный период также подразделяется на два этапа — переходно-окислительный и устойчиво-окислительный.

На рис. 21 и 22 показаны изменения во времени парциальных давлений газов атмосферы (рис. 21), а также составов морской воды (рис. 22, а, б) и хемогенных морских осадков [226]. Время эволюции выражено на оси абсцисс согласованными между собой величинами степени протекания процесса титрования системы твердым углеродом ( $p\nu_{эвол}$ )

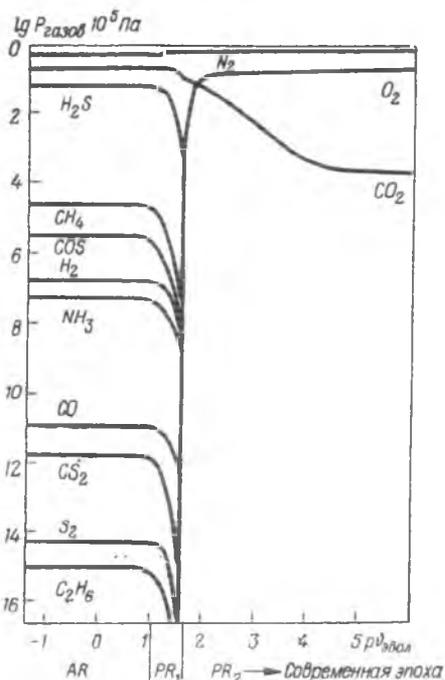


Рис. 21. Изменение парциальных давлений газов атмосферы во времени в ходе кислородной эволюции системы океан — атмосфера — кора в истории Земли;  $t = 25^\circ \text{C}$ ,  $p_{\text{общ}} = 10^5 \text{ Па}$

обеспечивали частично их химический и компонентный составы, отличные от современного (рис. 22, б). Содержания в них растворенных элементов с неизменной валентностью (Na, Cl, K) были идентичны современным, а элементов с переменной валентностью (N, S, C) были иными. В изначально восстановленных условиях часть серы перераспределялась в атмосферу в виде сульфидных газов, а часть присутствовала в водах как сосуществующие сульфидные и сульфатные ионы в соотношении примерно 2 : 1. Возможность такого, казалось бы, парадоксального сосуществования высших и низших валентных форм растворенной серы термодинамически обеспечивалась областью их взаимодействий в интервале колебаний pH и Eh, соответствующих близкому к равновесиям этих ионов в водных средах [53, 54].

С начала раннего протерозоя в водах океана происходило направленное окисление восстановленных форм N, S, C, что обусловило резкое подкисление морских и особенно поверхностных вод. На подходе к кислородному барьеру pH морских вод понижался до 5,4, а Eh повысился до  $-0,0n \text{ В}$ .

Ретроспектива эволюционных изменений состава и свойств морских вод на протяжении архея и в начале раннего протерозоя позволяет объяснить особенности геохимического поведения в то время железа. Как следует из рис. 22, растворенное железо не могло устойчиво существовать в водах древнего океана вплоть до времени подхода системы к кислородному барьеру, что термодинамически обуславливалось наличием в них избытка сульфидных ионов. Поступление растворенного железа в поверхностные воды завершилось практически немедленным переотложением его в виде труднорастворимых сульфидных осадков. Лишь на подходе к кислородному барьеру, когда ни в атмосфере, ни в поверхностных водах уже не оставалось сульфидных соединений, поступавшее в поверхностные воды растворенное двухвалентное железо обрело возможность оставаться в них в устойчивом состоянии, преимущественно в виде ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и сульфатных комплексов  $\text{FeSO}_4$ . Таким образом, на кислородном барьере практически единственным восстановительным буфером были растворенные формы двухвалентного железа.

Продолжавшееся естественное развитие кислородной эволюции системы обусловило очень быстрое (в геологическом масштабе времени) окисление ионов Fe (II) до ионов Fe (III) с практически одновременным переотложением последних в виде гидроксидов.

и концентраций вводимого в систему  $\text{C}_{\text{ТВ}}$  (моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ ), в свою очередь соотношенных с двумя главными геохронологическими рубежами раннего докембрия — границами между археем и ранним протерозоем, а также ранним и средним протерозоем.

Из рис. 22 видно, что с начала раннего протерозоя в атмосфере осуществлялись процессы направленного окисления восстановленных газов (преобразовавшихся в свои газовые окисленные аналоги), в основном растворявшихся в поверхностных водах. Это обеспечивало постепенное обеднение компонентного состава атмосферы — к моменту подхода системы к кислородному барьеру в ней оставались устойчивыми практически два газа —  $\text{N}_2$  и  $\text{CO}_2$ . После завершения перехода системой кислородного барьера в ней вследствие фотосинтетического преобразования  $\text{CO}_2$  накапливался свободный кислород, вплоть до современных его количеств.

Эволюционные преобразования состава атмосферы регулировались изменениями состава и свойств вод Мирового океана. На рис. 22, а показано, что морские воды архея были слабо восстановительными (Eh порядка  $-0,2 \text{ В}$ ) и имели близкую к нейтральной кислотную реакцию ( $p_{\text{H}_{25}^\circ \text{C}} = 6,4$ ). Такие свойства морских вод

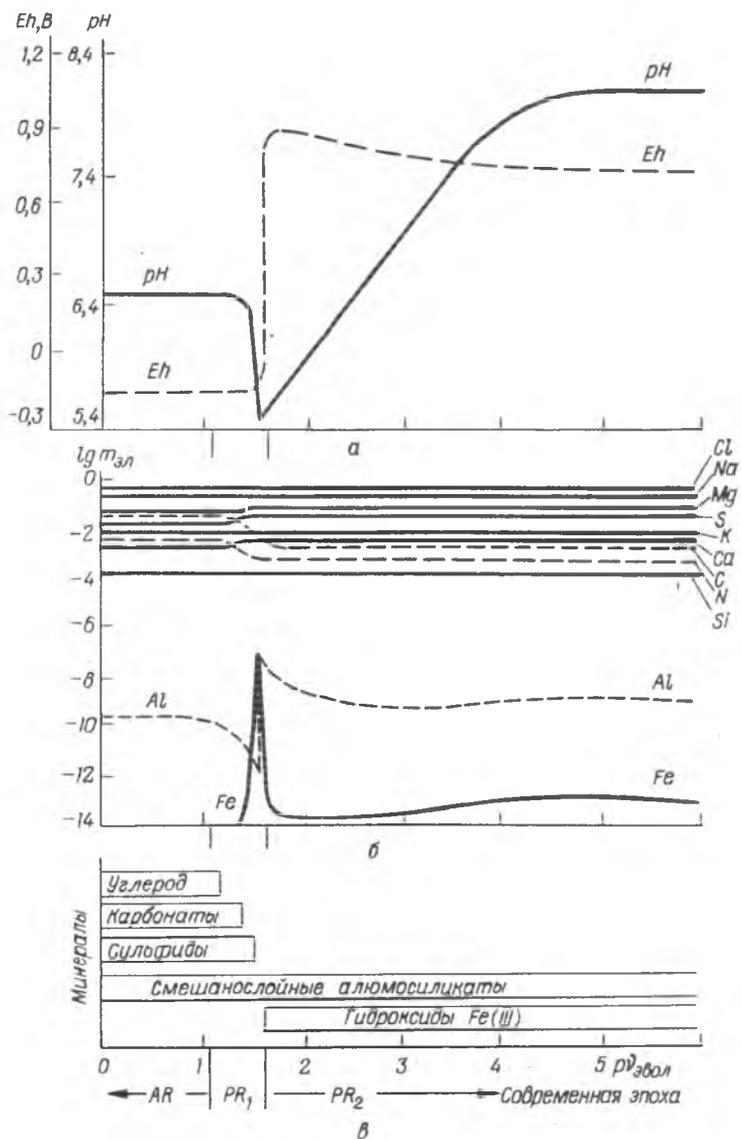


Рис. 22. Изменения pH – Eh (а), химического состава морской воды (б) и минерального состава хомогенных морских осадков (в) в ходе кислородной эволюции системы океан – атмосфера – кора в истории Земли;  $t = 25^\circ \text{C}$ ,  $p_{общ} = 10^5$  Па;  $m_{эл}$  – моляльность элемента

Завершение прохождения системой кислородного барьера, обозначившего собой появление в атмосфере свободного кислорода, фиксирует момент потери железом возможности удерживаться в растворенном состоянии. С этого момента в последующем естественном эволюционном развитии системы, без воздействия каких-либо дополнительных факторов (например, вулканизма), растворенное железо практически не участвует – концентрации его в нормальных морских водах уже не превышают значений порядка  $10^{-13}$  моль/кг  $\text{H}_2\text{O}$ .

После рубежа около 2 млрд лет назад в морской воде закономерно понижается концентрация растворенных форм  $\text{CO}_2$  в связи с его фотосинтетическим преобразованием в  $\text{O}_2$  и  $\text{C}_{орг}$ . Это обеспечивает закономерное подщелачивание ее вплоть до современных значений pH (порядка 8), а также уравнивание значений Eh до значений порядка 0,7 В.

В соответствии с эволюционными изменениями составов и свойств атмосферы и океана меняется и компонентный состав осадков, образующихся при взаимодействии с поступающими в морские воды продуктами растворения горных пород (рис. 22). В осад-

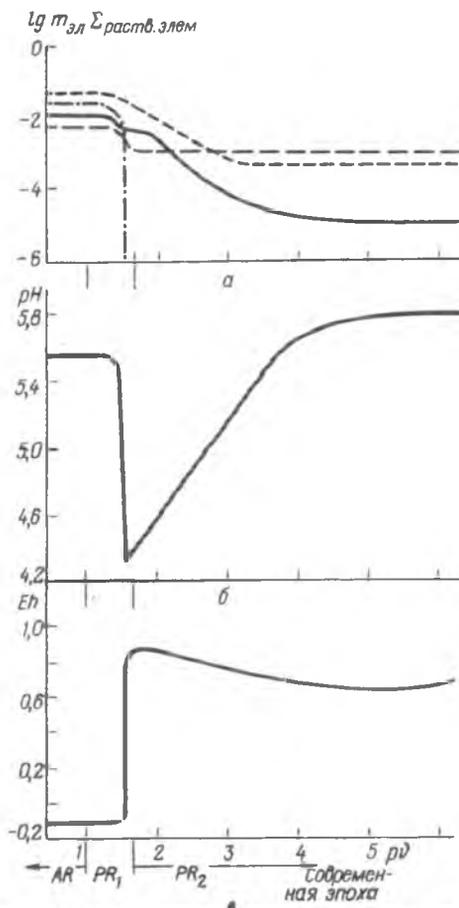


Рис. 23. Изменения химического состава (а), рН (б) и  $Eh$  (в) дождевых вод в раннем докембрии;  $t = 25^\circ\text{C}$ ,  $p_{\text{общ}} = 10^5$  Па

как архея формируется сложная минеральная ассоциация из карбонатов (с преобладанием в них магнезия), сульфидов, элементарного углерода (а при низких температурах — и элементарной серы), а также минералов кремния. В численных экспериментах установлено, что минеральная форма отложения хемогенных осадков кремния контролируется температурой. Определена критическая температура ( $t_{\text{кр}}$ ), равная  $15 \pm 5^\circ\text{C}$ . Она разграничивает в нормальном морском седиментогенезе условия образования оксида и смешанослойных алюмосиликатов кремния: ниже критической температуры кремний осаждается в форме  $\text{SiO}_2$ , выше этой температуры — в форме алюмосиликатов; в пределах указанных колебаний  $t_{\text{кр}}$  кремний осаждается в смеси указанных минеральных форм.

По мере окисления атмосферы и океана происходило прекращение отложения в осадках восстановленных минералов в ряду графит и сера — карбонаты — сульфиды. К началу кислородного барьера в осадках отлагались лишь минералы кремния — кварц или смешанослойные алюмосиликаты различного стехиометрического состава, в том числе и железистые. На кислородном барьере в связи с окислением ионов  $\text{Fe(II)}$  осуществлялась седиментация гидроксидов  $\text{Fe(III)}$ . Удалось показать, что осаждение гидроксидов  $\text{Fe(III)}$  в эволюционирующей на кислородном барьере системе осуществляется аналогично осаждению оксидов кремния, но лишь при температуре ниже  $15 \pm 5^\circ\text{C}$ .

Следует указать на различие природы воздействия температурного фактора на разграничение минеральных форм отложения железа и кремния. Смена на температурном барьере минеральных форм отложения кремния обусловливается различиями в температурной зависимости степени растворимости кварца и алюмосиликатов. Характер же температурного воздействия на форму осаждения железа обеспечивается посредством воздействия температуры на растворимость в воде  $\text{O}_2$ , а следовательно, на окислительно-восстановительное состояние водных сред седиментации. При температуре ниже критической растворимость тех незначительных количеств  $\text{O}_2$ , присутствие которых обеспечивается состоянием перехода системой кислородного барьера ( $p_{\text{O}_2}$  от  $10^{-25}$  до  $10^{-5}$  Па), увеличивается, и водная фаза приобретает окислительный характер — железо окисляется и отлагается вместе с кварцем в виде гидроксидов  $\text{Fe(III)}$ . Так формируется кварц-гидрооксидножелезистая ассоциация (прообраз джеспилитов). При температуре выше критической растворимость  $\text{O}_2$  падает, водная фаза становится восстановительной, железо и кремний отлагаются в виде алюмосиликатов (прообраз сланцев). Вблизи критической точки формируется смесь кварца, гидроксидов  $\text{Fe(III)}$  и алюмосиликатов (прообраз железистых кварцитов).

Ритмические колебания температуры климатического характера могут оказаться причиной возвратно-поступательного продвижения системы во время прохождения ею кислородного барьера. Тогда становится понятной ритмическая перемежаемость в ЖКСФ криворожского типа слоев различной мощности, сложенными закономерно сменяющимися друг друга джеспилитами, железистыми кварцитами и сланцами. В этом свете формирование различных ритмов микрослоисто-полосчатой текстуры ЖКСФ криворожского типа [200] находит свое термодинамическое объяснение как следствие температурных колебаний системы на протяжении суток, сезонов, лет и многолетних циклов.

Более того, такое толкование природы формирования текстуры рудных пород ЖКСФ позволяет по-новому объяснить и природу образования этих толщ в целом. Четко выделяющуюся, например, в саксаганской свите криворожской серии закономерную перемежаемость семи железистых и семи сланцевых горизонтов можно объяснить как полосчатость высшего ранга, сформировавшуюся вследствие долговременных изменений температуры, что указывает на хемогенную природу образования как рудных, так и сланцевых пород ЖКСФ. И в этом случае нет нужды использовать традиционные толкования смены хемогенной седиментации джеспилитов и железистых кварцитов кластогенным осадконакоплением сланцев сложным циклом сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий. Эти традиционные толкования возникли при интерпретации выявленного ранее геологического факта нахождения в железистых сланцах кластогенных зерен кварца. Однако факты обнаружения и в сланцах, и в железистых кварцитах любых кластогенных минералов, в том числе и кварца, следует расценивать лишь как свидетельство наложения на хемогенное отложение осадков подчиненной доли кластогенного материала.

Как следует из рис. 21, 22, смена в исследованной системе окислительных условий восстановительными (или наоборот) осуществляется в интервале изменения содержания вводимого в нее углерода от  $10^{-1,56895}$  до  $10^{-1,56894}$  моль/кг  $H_2O$ . В то же время весь переход системы от современных окислительных условий в устойчивые восстановительные осуществляется за счет введения в нее  $C_{Tb}$  в количествах от  $10^{-6}$  до  $10^{-1,1}$  моль/кг  $H_2O$ . Соотнеся эту оценку с временной координатой, можно говорить об относительной кратковременности реализации кислородного барьера относительно общей длительности геологической истории Земли. Таким образом, правомерно объяснить ряд главных дискуссионных аспектов раннепротерозойского железнакопления (кратковременность образования, специфику химического, минерального составов и текстур пород ЖКСФ как таковых) преобразованиями системы океан — атмосфера — земная кора на кислородных барьерах. Сопоставление этого заключения с фактом единовременного и единовременного в истории земной коры образования в ней ЖКСФ криворожского типа предопределяет вывод об одноактном прохождении системой океан — атмосфера — кора глобального кислородного барьера 2,2–2,0 млрд лет назад.

Сопоставление данных о составе и свойствах дождевых вод на 20 разрезах эволюции системы позволило изобразить эволюционные изменения химического состава, pH и Eh дождевых вод в истории Земли (рис. 23, а, б, в соответственно). Установлено, что характер изменения состава и свойств дождевых вод в целом идентичен изменению таковых морских вод. Различия обусловлены более существенным воздействием на дождевую воду состава газовой фазы в связи с иным отношением массы воды к сумме газов в атмосфере (1:100 по сравнению с 270:1 для системы океан — атмосфера — кора в целом).

Используя полученные количественные данные, характеризующие состав железоносных материковых вод на предбарьерной стадии эволюции системы [111], представилось возможным провести численные эксперименты, моделирующие условия развития процессов смешения таких вод с морскими водами, состав которых отвечал выбранным опорным разрезам эволюции. Результаты экспериментов показали, что по мере разбавления железоносных материковых вод морскими водами формируются осадки с закономерной сменяющимися друг друга ассоциациями в ряду сульфидные → силикатные → оксидные. В модельном осадочном профиле на кислородном барьере не образуются карбонатные осадки, которые составляют самостоятельную фацию ЖКСФ криворожского типа, находящуюся между оксидной и силикатной фациями. Это может служить подтверждением гипотез о том, что сидериты ЖКСФ являются не первично-осадочными, а диагенетическими образованиями [30].

Для проверки полученных данных был проведен численный эксперимент, моделирующий процесс смешения на кислородном барьере морских вод с раствором  $FeCl_2$ , который ориентировочно подобен по составу вулканическим гидротермам. Результаты эксперимента, который на сегодня следует рассматривать лишь как пробный, показали, что при постепенном введении в морскую воду раствора  $FeCl_2$  на кислородном барьере вначале образуется такой же по характеру профиль осадков, как и при смешении морской воды с материковой железоносной водой. Однако он формируется лишь до определенных концентраций вводимого в морскую воду  $FeCl_2$ , при превышении которых состав минеральных ассоциаций в осадках начинает усложняться, вплоть до образования минеральных па-

рагенезисов, по составу отвечающих архейским осадкам (карбонаты, сульфиды, минералы кремния).

Таким образом, описанные численные эксперименты показали, что формирование аутигенно-минеральной зональности ЖКСФ обеспечивается процессами постепенного разбавления железоносного раствора морской водой. Следовательно, фациальная зональность железисто-кремнисто-сланцевых формаций может иметь чисто физико-химическую природу. В связи с этим направленность смены фаций в осадочном профиле должна указывать на характер источника вещества. Так, формирование осадочного профиля в направлении от береговых линий морских бассейнов к их центральным частям подтверждает поступление железа с материка. Обратная направленность свидетельствует о поступлении железа изнутри бассейна. Становится понятной и морфология залежей архейских железистых кварцитов, имеющих, как правило, линзообразную форму, локальное распределение и резко ограниченные запасы железа, что свидетельствует о локальности расположения источника вещества по отношению к бассейну седиментации. Дополняющие их геохимические особенности — усложненность минерального состава железистых кварцитов, повышенные содержания в породах примесей малых элементов, резко подчиненное наличие (а иногда и отсутствие) джеспилитов — наглядно свидетельствуют о вулканогенно-осадочной природе образования таких железисто-кремнистых формаций.

Полученные нами результаты свидетельствуют в пользу континентального источника вещества и физико-химической природы аутигенно-минеральной зональности ЖКСФ криворожского типа. Следовательно, и эти два спорных аспекта проблемы раннепротерозойского железнакопления находят свое объяснение с физико-химических позиций.

Главный вывод нашего исследования — это возможность одноактного формирования в истории Земли столь специфического типа железорудных формаций лишь в условиях прохождения системой океан — атмосфера — кора глобального кислородного барьера на рубеже 2,2–2,0 млрд лет назад. Сам факт образования ЖКСФ криворожского типа следует рассматривать как убедительное свидетельство направленного развития внешних оболочек Земли от изначально восстановительных условий к окислительным с одноактным прохождением ими кислородного барьера. Следовательно, ЖКСФ являются главным геохимическим репером в истории Земли.

#### ГЛАВА 4 РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Все докембрийские железистые породы и руды европейской части СССР претерпели региональный метаморфизм в условиях от зеленосланцевой (Криворожье, КМА) до амфиболитовой (Кольский п-ов) и даже гранулитовой (Побужье) фаций.

Метаморфизм существенно повлиял на качество железистых кварцитов как рядовых железных руд. С усилением метаморфизма это качество во многих случаях повышалось за счет образования магнетита по сидериту и гематиту, собирательной перекристаллизации рудных минералов и кварца с укрупнением зерен и сростков магнетита при упрощении их морфологии и других факторов. Так, из руд ряда месторождений, метаморфизованных в амфиболитовой фации (например, Оленегорской группы) получают так называемые суперконцентраты, пригодные для порошковой металлургии, выплавки высококачественных сталей. С другой стороны, многие метаморфические реакции приводили к резкому уменьшению содержания магнетита (например, при образовании грюнерита, затем зулита и фаялита за счет магнетита и кварца).

Метаморфизм железорудных толщ докембрия был динамотермальным, т.е. протекал на фоне интенсивных тектонических деформаций, образования складчатых и надвиговых структур. Это также сказалось на процессах рудообразования, кульминацией которых явилось формирование уникальных месторождений метаморфогенных богатых железных руд. Наконец, в отдельных зонах повышенной проницаемости произошло регрессивное изменение пород, ярче всего выраженное в виде щелочного метасоматоза с развитием рибекита и эгирина по рудным минералам и кварцу и другим диафорическим преобразованиям.

## Минеральные парагенезисы и фации метаморфизма железистых кварцитов

О метаморфизме железистых кварцитов существует множество публикаций [163, 338, 367, 230, 344].

Железистые кварциты переслаиваются с карбонатными и силикатными породами. Реже в железорудной толще отмечаются магматические кислые, основные или ультраосновные породы. Метабазиты чаще составляют мощные подрудные, а метапелиты — надрудные толщи. В составе железорудной толщи, естественно, преобладают породы и минералы, богатые железом. Железистые кварциты могут содержать кварц, магнетит, гематит, гетит, гриналит, пирит, сидерит, анкерит, миннесотаит, стильномелан, грюнерит, тюрингит, алмадин, актинолит, рибекит, аннит, фаялит, зулит, геденбергит, ильменит, графит. Однако не все перечисленные минералы в железистых породах могут встречаться совместно, так как многие из них образованы в разных температурных условиях. К иным факторам метаморфизма относится режим общего давления и флюидов.

С ростом температуры выделяются такие фации регионального метаморфизма: зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая, гранулитовая. Внутри фации по кристическим минеральным парагенезисам, чаще всего из высокоглиноземистых метапелитов, выделяют субфации и соответствующие им зоны метаморфизма. Например, в зеленосланцевой фации — хлоритовую, биотитовую и гранатовую субфации, или зоны.

Критические реакции между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями связаны с разложением хлорита, хлоритоида и пирофиллита с появлением ставролита, андалузита, дистена; между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой — с разложением мусковита (с кварцем), ставролита и образованием силлиманит-ортотлазовой ассоциации; гранулитовая фация характеризуется широким развитием парагенезисов с гиперстеном в метапелитах и метабазитах.

Предполагается, что рост температуры метаморфизма сопровождается увеличением общего давления. Средний градиент температуры метаморфизма 20–30°, хотя возможны колебания от 10 до 50 град/км [332].

Дометаморфические условия ( $t = 100\text{--}300\text{ }^\circ\text{C}$ ) включают стадии катагенеза и метагенеза, иногда объединяемые термином "эпигенез". В метабазитах для этих условий характерны парагенезисы с пренитом, пумпеллиитом, цеолитами. Метапелиты сложены такими низкотемпературными водосодержащими минералами, как каолинит, хлорит, монтмориллонит, гидрослюда, гиббсит. С увеличением РТ-условий в железистых породах происходит целая серия метаморфических реакций, большей частью приуроченных к границам фаций и субфаций.

В период эпигенеза (100–300 °С) происходит уплотнение железистых осадков, уменьшение их пористости, высвобождение поровых вод. Большая часть водных минералов осадков (гриналит, септхлориты, иллит, монтмориллонит, каолинит) устойчивы в условиях эпигенеза. Это связано с тем, что вода при эпигенезе представляет собой жидкую фазу. Можно отметить такие реакции с водосодержащими минералами, как разложение лимонита и гетита с образованием гематита, гиббсита с образованием бемита (диаспора), а также кристаллизация кварца из богатого водой кремнистого вещества. К стадии эпигенеза относится важная реакция между гематитом и углеродом в обогащенных углистым веществом прослоях железистых пород



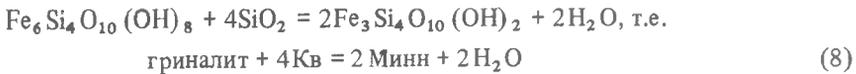
В условиях глубинного эпигенеза при  $p_{\text{CO}_2} = 100\text{ МПа}$  температура этого равновесия составляет около 200 °С (для расчета использовалась система термодинамических констант Хелгесона). Эта реакция не зависит от критических явлений в водной системе.

Наиболее существенные изменения минеральных, парагенезисов происходят в железистых породах по нижней границе зеленосланцевой фации при температурах 260–300 °С. Эти изменения контролируются серией метаморфических реакций дегидратации при полной смесимости газов в системе  $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2$ . При этих реакциях разлагаются гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, шамозит, гриналит с образованием миннесотаита (Минн), стильномелана, хлорита (Хл), хлоритоида, пирофиллита, диаспора, мусковита (Му), магнетита, рибекита, талька (табл. 8).

Т а б л и ц а 8. Сопоставление минералов и их ассоциаций на стадии диагенеза, эпигенеза и метаморфизма в железорудных формациях

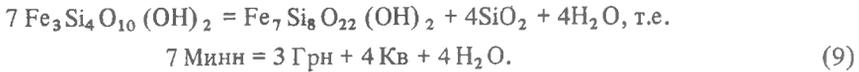
Стадия изменения вещества	Температура, °С	Исходное вещество						
		Аморфный или дисперсный кремнезем, кварц	Гидроксиды Fe(III) и гидромагнетит	Дисперсные Fe-Mg-карбонаты	Дисперсные силикаты железа	Хлориты	Смешанослойные и глинистые минералы	
Диагенез	< 100	Опал, халцедон, кварц	Гетит, гематит, магнетит (?) (± кварц)	Сидерит, анкерит	Гриналит	Шамозит (септе-хлориты)	Иллит, монтмориллонит, каолинит, гиббсит	
Эпигенез	100-300	Кварц	Гематит, магнетит	Сидерит, анкерит, кальцит, магнетит	"	Шамозит	Иллит, каолинит, монтмориллонит, гиббсит, бемит	
Зеленосланцевая фация	Хлоритовая субфация	300-350	"	Магнетит, гематит	Сидерит, анкерит, магнетит, миннесотаит	Миннесотаит, стильпномелан, рибекит, тальк, магнетит, хлорит	Хлорит, магнетит	Хлорит, стильпномелан, диаспор, хлоритоид, пирофиллит, серицит
	Биотитовая субфация	350-450	"	То же	Сидерит, анкерит, кальцит, магнетит, грюнерит, актинолит	Грюнерит, стильпномелан, рибекит, акмит, магнетит	Хлорит, магнетит, грюнерит	Хлорит, стильпномелан, диаспор, хлоритоид, пирофиллит, биотит, серицит
	Гранатовая субфация	400-500	"	" "	Грюнерит, кальцит, магнетит, сидерит, анкерит, актинолит, альмандин	Грюнерит, альмандин, магнетит, рибекит	То же + альмандин	Хлорит, биотит, альмандин, хлоритоид, пирофиллит, мусковит
Эпидот-амфиболитовая фация	Ставролитовая субфация	500-600	"	" "	Грюнерит, магнетит, актинолит, альмандин, кальцит	Грюнерит, альмандин, магнетит, рибекит, эгирин	Альмандин, магнетит, грюнерит	Альмандин, биотит, ставролит, андалузит, кианит, мусковит
	Силлиманит-мусковитовая субфация	600-630	"	" "	Грюнерит, магнетит, актинолит, альмандин, кальцит, фаялит, геденбергит	То же	То же	Альмандин, биотит, силлиманит, ортоклаз, мусковит
Амфиболитовая фация	Силлиманит-ортоклазовая субфация	630-680	"	" "	Грюнерит, гиперстен, фаялит, актинолит, магнетит, геденбергит, альмандин, фаялит, кальцит	Грюнерит, гиперстен, альмандин, магнетит, рибекит, эгирин, геденбергит	" "	Альмандин, биотит, силлиманит, ортоклаз
	Ортоклаз-гиперстеновая субфация	680-800	"	" "	Гиперстен, фаялит, геденбергит, магнетит, альмандин, кальцит	Гиперстен, альмандин, магнетит, эгирин	Альмандин, магнетит, гиперстен	То же + гиперстен

Гриналит замещается миннесотаитом

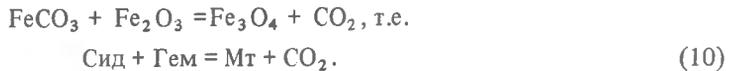


(Гем — гематит, Грф — графит, Мт — магнетит).

В середине зеленосланцевой фации (биотитовая субфация или зона) при температурах около 350 °С миннесотаит замещается грюнеритом

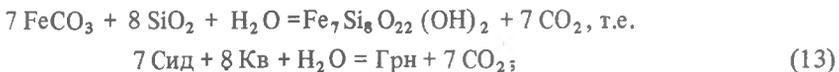
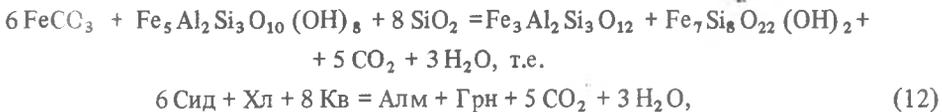
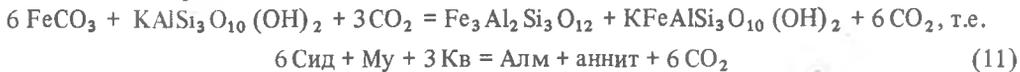


В зеленосланцевой фации отмечается разложение части железистых карбонатов (сидерита, анкерита) с образованием магнетита



Равновесие этой реакции при  $p_{\text{CO}_2} = 200$  МПа наступает при  $t = 425$  °С.

В верхней субфации зеленосланцевой фации появляется альмандиновый гранат (Алм) ( $t \approx 400$  °С). В железистых сланцах равновесие граната с хлоритом возможно до температуры 500 °С. В зональных гранатах отмечаются включения хлорита, сидерита, грюнерита. Эти гранаты растут при повышающейся температуре за счет сидерита, мусковита и хлорита при высоких  $p_{\text{CO}_2}$ .



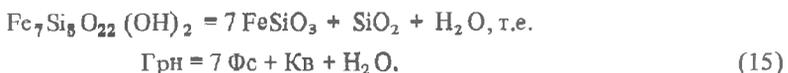
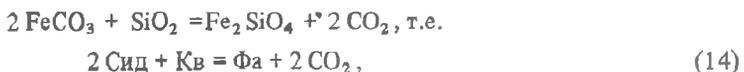
(Кв — кварц, Грн — грюнерит, Сид — сидерит).

Переход к эпидот-амфиболитовой фации в железистых кварцитах выражается в исчезновении сидерита, а в железистых сланцах — в разложении хлорита и новообразовании ставролита.

В силлиманит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации при температурах 600–630 °С в железистых кварцитах встречаются фаялит, геденбергит.

В амфиболитовой (альмандин-силлиманит-ортоклазовой) фации наряду с куммингтонитом в железистых породах широко развит гиперстен. В силикатных породах отмечаются силлиманит, ортоклаз.

В железистых породах гранулитовой фации практически нет амфиболов, но широко развиты пироксены (табл. 8). Новообразование фаялита (Фа) и гиперстена (Фс) часто связано с разложением сидерита и куммингтонита:



Метаморфические реакции с минералами переменного состава протекают в определенном температурном интервале. Например, кристаллизация зонального граната в железистых сланцах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций проходит в большом температурном интервале (до 50–100 °С), хотя больше половины объема граната образуется при максимальной температуре.

При метаморфических реакциях дегидратации и декарбонатизации уменьшается объем и увеличивается их пористость на 5–20, изредка на 30–35 % в реакциях гранатообразования. Однако выделившаяся при этом вода и тем более  $\text{CO}_2$  занимают объем больший, чем поры. При реакциях декарбонатизации, например, объем выделившегося

CO<sub>2</sub> на 60–80 % больше объема новообразованных пор. Результатом таких реакций может быть автоклавный эффект, т.е. при увеличении температуры давление CO<sub>2</sub> может быстро подняться до литостатического или даже превзойти его.

Для реакции дегидратации эти эффекты не столь значительны. Высокое давление выделившегося флюида при метаморфических реакциях способствует сначала образованию скальвующих деформаций, а затем трещин гидравлического разрыва [332]. Наибольшие объемы воды и диоксида углерода выделяются при метаморфизме зеленосланцевой фации.

Крупные синклинали, сложенные мощными толщами нижнепротерозойской железорудной формации, приурочены к метаморфическим минимумам зеленосланцевой фации. Это, видимо, связано с эндотермичностью метаморфических реакций в осадочно-вулканогенных толщах, а также в гидратированных плагиогранитоидах нижнеархейского фундамента.

Рассмотрим энергетику метаморфизма на примере железорудных толщ Кривбасса.

Энергетические затраты в процессе метаморфизма включают тепло и работу, идущие на нагрев пород, химические реакции в них, изменение объема пород и флюидов помимо химических реакций, на погружение блока пород, энергию трения.

Энергию изостазии пока оценить трудно, поскольку мы не знаем разности плотностей погружающегося блока и глубинных зон земной коры. Энергия трения в погружающейся толще, вероятно, не была значительной, учитывая малую скорость деформаций, преобладающее моноклиналиное залегание толщ Кривбасса, а также обычное отсутствие повышения температуры метаморфизма в зонах разломов.

Энергетика метаморфических реакций может быть охарактеризована через термодинамические потенциалы, которые связаны следующим образом:

$$\Delta H_p = \Delta S_p \cdot T + \Delta G_p, \quad (16)$$

где  $\Delta H_p$  — энтальпийный эффект реакции;  $\Delta S_p$  — энтропийный эффект реакции;  $T$  — температура равновесия;  $\Delta G_p$  — свободная энергия Гиббса реакции. При равновесии  $\Delta G_p = 0$  и

$$\Delta H_p = \Delta S_p \cdot T. \quad (17)$$

Полная энергия прогрессивного метаморфизма породы, затраченная на ее нагрев, метаморфические реакции в ней и на сжатие при погружении до температуры  $T$  и давления  $P$ , может быть описана следующим соотношением:

$$\Delta H_{\Pi} = \Sigma (H_T - H_{T_1}) + \Sigma \Delta H_p + \Sigma \nu \cdot (P - P_1), \quad (18)$$

где  $\Delta H_{\Pi}$  — полная энергия метаморфизма,  $(H_T - H_{T_1})$  — теплота нагревания породы от начальной температуры метаморфизма  $T_1$  (400–550К) до максимальной температуры  $T$ ;  $\Delta H_p$  — см. (17),  $P$  — максимальное давление при метаморфизме,  $P_1$  — обычно составляет около 100 МПа,  $\nu$  — объем системы.

Удобно энергетические затраты при метаморфизме рассчитывать на 1 г породы в джоулях. Энтальпийный эффект метаморфических реакций будет зависеть от веса реагентов и выделившегося при этом газа. Больше всего флюида, естественно, выделяется при низкотемпературных реакциях дегидратации и декарбонатизации, которые поэтому и наиболее эндотермичны.

Метаморфический процесс осложняется высвобождением газов, которые при автоклавном эффекте покидают породы. При этом значительно уменьшается внутренняя энергия метаморфической системы, хотя температура оставшейся бесфлюидной породы почти не меняется. Выделившийся флюид, поднимаясь вверх в область меньших давлений и температур, отдает часть своего тепла и охлаждается при расширении. Такие флюидные потоки, видимо, значительно влияют на формирование геотермального режима в земной коре. Эти процессы зависят от проницаемости толщ и не исключено, что в отдельных зонах высокой проницаемости, например в глубинных разломах, потоки метаморфических флюидов могут создавать положительные термальные аномалии.

При критических явлениях в водной системе газ — жидкость при  $t \approx 300$  °С, т.е. при переходе от пневматолитовых газов к гидротермальным растворам, выделяется много теплоты ( $\Delta H_{H_2O_{г \rightarrow ж}} = -44,18$  КДж/моль), что может привести к образованию мощных зон регрессивного гидротермального метаморфизма и метасоматоза.

При поддвигании тектонических пластин фундамента и осадочно-вулканогенных толщ на границах взаимодействующих плит в плагиогранитоидах фундамента наблюдает-

ся значительная миграция гранитофильных компонентов ( $K_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ) через метаморфический водный флюид главным образом посредством диффузии. При этом происходит интенсивное новообразование мусковита, ортоклаза, кварца, альбита. Эти реакции экзотермичны (250–400 Дж/г) и значительно влияют на формирование термальных метаморфических аномалий.

Преобладающая часть метаморфических реакций дегидратации, а также многие реакции декарбонизации и восстановления происходят в интервале температур 300–500 °С в зеленосланцевой фации. При 300–400 °С разлагаются цеолиты, гидроксиды алюминия и железа, карбонаты, хлориты, а образуются биотиты, эпидоты, актинолиты, грюнериты, диаспоры. Значение  $\Delta H_p$  этих реакций положительное и составляет 300–700 Дж/г. Они охватывают до 50–80 % объема пород осадочно-вулканогенных, и до 50 % гранитоидов фундамента. В результате этих реакций образуются метаморфические породы хлорит-биотитовой зоны.

Следующий важный интервал метаморфических реакций, протекающих при температурах 400–500 °С, отвечает альмандиновой метаморфической зоне, а также переходу к ставролитовой. Образование альмандина связано с несколькими реакциями, прежде всего с разложением хлорита, мусковита и сидерита в присутствии кварца. В глинистых породах вместо диаспора образуется андалузит, в основных породах характерна плагиоклазо-роговообманковая ассоциация. Значение  $\Delta H_p$  этих реакций довольно велико (300–500 Дж/г), однако реакции охватывают уже меньший объем породы — не более 50 %.

Граница альмандиновой и ставролитовой зон связана с широким развитием ставролита, андалузита (дистена), роговых обманок, среднего плагиоклаза. Эти реакции имеют меньший энтальпийный эффект (200–400 Дж/г) и проходят в ограниченном объеме пород (10–30 %).

В условиях зеленосланцевой фации метаморфизма теплотраты на нагрев пород и на метаморфические реакции примерно равны, а в эпидот-амфиболитовой фации на метаморфические реакции тратится не более 20–30 % всей тепловой энергии преобразования.

Метаморфические минимумы зеленосланцевой фации вокруг крупных железорудных синклириев типа Криворожского на картах метаморфической зональности докембрия связаны прежде всего с эндотермическим характером низкотемпературных реакций в осадочно-вулканогенных толщах. С суммарным тепловым эффектом этих реакций, видимо, связана и температура метаморфизма пород железорудной докембрийской формации определенного типа на данном уровне глубинности (эрозионного среза).

Железорудные формации изученных районов европейской части СССР в основном относятся к высокотемпературным железисто-кремнистым полиметаморфическим. Это рудопоявления Гарсинское, Стайцельское в Латвии, Йыхвинское в Эстонии, Оленогорское и Кировоградское на Кольском п-ове, обоянская серия КМА. Вероятно, к этой же формации следует отнести Околовское месторождение Белоруссии. Для всех этих железорудных проявлений и месторождений характерны небольшая мощность и невыдержанность по простиранию пластов железистых кварцитов, которые залегают среди основных пород — кристаллосланцев или амфиболитов, в той или иной степени плагиомигматизированных. В некоторых кристаллосланцах или гнейсах встречаются реликтовые минералы (гиперстен) или парагенезисы (гиперстен + плагиоклаз + клинопироксен ± кварц, гранат) гранулитовой фации (Стайцеле, Гарсене, Йыхви). Чаше вмещающие породы и сами железистые кварциты интенсивно диафорированы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с образованием амфиболитов (иногда с эпидотом), биотит-плагиоклазовых гнейсов (иногда с мусковитом), гранат-куммингтонитовых железистых кварцитов (Околовское, Оленогорское, Кировогорское месторождения). Температура гранат-биотитового равновесия наложенного метаморфизма таких диафорических гнейсов ( $Gr_{89} + Bi_{64} + Mu + Kв + Пл$ ) составляет 610–620 °С (Оленогорское месторождение), а лептитоподобных гнейсов ( $Gr_{69} + Bi_{31} + Аб + Кв + Мт$ ) 620–650 °С (Стайцельское месторождение) ( $Gr$  — гранат,  $Bi$  — биотит,  $Mu$  — мусковит,  $Кв$  — кварц,  $Пл$  — плагиоклаз,  $Аб$  — альбит,  $Мт$  — магнетит; цифры в индексе — железистость граната и биотита). Гранат гнейсов Стайцельского месторождения содержит до 34 % спессартинового компонента. Породы высокотемпературной формации залегают среди древних пород фундамента (щучинский комплекс, кольская и обоянская серии) и обычно относятся к архею. При наложенном метаморфизме, калишпатизации гнейсов и железистых квар-

цитов в последних уменьшается содержание магнетита, местами при перекристаллизации образуются крупнозернистые магнетитовые руды.

Наряду с железистыми кварцитами изредка отмечаются карбонат- и оливин-магнетитовые (с серпентином) массивные железные руды (Молдовка в Среднем Побужье, Варене в Литве). В этих породах наблюдаются также флогопит, тальк, шпинель, скаполит, клинопироксен, амфибол, что свидетельствует о большой роли метасоматических процессов при перекристаллизации магнетитовых пород. Однако первичная дометаморфическая природа этих пород остается дискуссионной.

Низкотемпературные железорудные формации зеленокаменных поясов или криворожского типа слагают крупные синклиории, в которых сосредоточены огромные запасы железа (Криворожский, Кременчугский, Белозерский, Гуляйпольский, Старооскольский, Костомукшский районы). В одних синклиориях мощные зеленокаменные и железисто-кремнистые толщи залегают вместе (Белозерский, Михайловский, Костомукшский), в других играют резко подчиненную роль (Криворожский, Кременчугский, Гуляйпольский, Старооскольский). Иногда железистые породы образуют лишь небольшой мощности пласты (Верховцевский, Чертомлыкский, Конкский, Сурский районы).

Возраст вулканизма зеленокаменных толщ 2,9–3,2 млрд, а возраст метаморфизма 2,3–2,7 млрд лет [361]. Мощные толщи железистых пород Кривбасса, Кременчуга, Гуляй-Поля более молодые – возраст осадконакопления в них 2,6–2,3 млрд [324, 364, 325], а возраст метаморфизма около 2,0 млрд лет. Если зеленокаменные толщи и железистая формация переходного типа залегают в одной синклиорной структуре (Белозерка, Костомукша), весь этот комплекс одни исследователи относят к верхнему архею [361], другие же зеленокаменные толщи датируют верхним археем, а железорудные – нижним протерозоем [29].

Условия метаморфизма метаморфических толщ зеленокаменных и криворожских поясов имеют много общего: метаморфизмы моноциклический, прогрессивный, низкотемпературный в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, общее давление умеренное (400–500 МПа), хорошо проявлена метаморфическая зональность по латерали, причем в ряде случаев удается проследить единую метаморфическую зональность [12, 13]. К ядрам крупных синклиориев приурочена метаморфическая зона зеленосланцевой фации, а к сужениям синклиориев – эпидот-амфиболитовой. Амфиболитовая фация достоверно в этих структурах не отмечена. В Западно-Ингулецкой зоне некоторые железистые толщи по наличию в них реликтов гранулитовой фации и архейских цирконов (3,1–3,2 млрд лет) относятся к архейской высокотемпературной железисто-кремнистой формации.

В зеленокаменных поясах выделяются три метаморфические зоны (субфации): альмандиновая зеленосланцевой фации, ставролитовая и силлиманит-мусковитовая эпидот-амфиболитовой фаций. В альмандиновой распространены актинолит-эпидотовые амфиболиты, сланцы с флоритом, серицитом, биотитом, хлоритоидом и альмандиновым гранатом, хлорит-куммингтонитовые железистые кварциты и джеспилиты, сидерит-магнетитовые породы. Критическим парагенезисом является  $Gr + Bi + Xl + Mu + Kв$ . Железистость граната  $94 \pm 4$ . Температура гранат-биотитового равновесия 450–500 °С. Развита альмандиновая зона в Саксаганском районе Кривбасса, южном районе Кременчугского района, в ядрах крупных синклиориев Приднепровья, КМА. Температура гранат-биотитового равновесия в сланце зеленокаменной большеозерской серии Костомукшского района с парагенезисом  $Gr_{94} + Bi_{63} + Xl + Эп + Роg_{72} + Kв + Мт$  составляют 470–500 °С по разным геотермометрам, а гранат-амфиболитового с парагенезисом  $Gr_{94} + Роg_{61} + Эп + Kв + Мт$  – 400–500 °С по геотермометру Л.Л.Перчука [258]. В сланцах железорудной свиты Костомукшского месторождения по гранат-биотитовому геотермометру определена температура 550–570 °С ( $Gr_{94} + Bi_{76} + Xl + Kв$ ).

Породы ставролитовой зоны представлены андалузит- или ставролитсодержащими двуслюдяными сланцами (зачастую с гранатом), реже кордиеритом, гранат-биотитовыми сланцами и микрогнейсами, термолит-кальцитовыми мраморами, гранат-куммингтонитовыми сланцами. Они развиты на флангах Криворожского, Кременчугского, Конкского, Белозерского, Костомукшского, Старооскольского районов, а также в Гуляйпольской синклинали. Общее давление по равновесиям  $Фа + Гип + Kв, Gr + Би + Му + Анд + Kв, Gr + Пл + Му + Би$  составляет 350–500 МПа, мольная доля воды во флюиде 0,5–0,8, а температура  $550 \pm 50$  °С (Эп – эпидот, Роg – роговая обманка, Фа – фаялит, Гип –

гиперстен, Анд — андалузит, Тур — турмалин). Железистость куммингтонита в железистых породах довольно постоянная — 70–80%, что свидетельствует о выравнивании давления кислорода.

Температура в силлиманит-мусковитовой зоне (Анновская полоса в Кривбассе) поднимается до 620–630 °С [12, 13].

Большое значение для понимания эволюции метаморфизма пород низкотемпературной железисто-кремнистой формации имеют исследования химической зональности гранатов, а также теней давления, срастания индивидов, коррозий гранатов<sup>4</sup>. Были изучены гранаты из сланцев железорудной свиты Кривбасса, рудников им. Ильича (Кв + Гр + Би + Хл + Грф + Тур), им. Розы Люксембург (Гр + Кв + Хл + Му + Грф), им. В.И.Ленина (Гр + Хл + Би + Му + Кв), на Анновском карьере. Первые три образца относятся к зеленосланцевой фации, четвертый — к ставролитовой эпидот-амфиболитовой.

В сланцах зеленосланцевой фации гранат образует порфиробласты размером до 2 мм, часто с треугольными тенями давления, выполненными кварцем и хлоритом. Изученные гранаты обычно обладают химической зональностью: с увеличением содержания Mn, реже Ca и уменьшением содержания Fe и Mg от края к центру зерен (рис. 24). Эта зональность прямая, характерная для прогрессивно-метаморфических пород. И действительно, соотношения Fe/Mg, Mn/Mg и Mn/Fe в гранатах уменьшаются от центра к краю кристаллов, что свидетельствует об увеличении температуры метаморфизма при росте этих гранатов. Нередко наблюдается срастание индивидов граната, а по поверхности срастания — иногда разрыв двойников; тогда трещинки разрыва заполняются кварцем и хлоритом. Состав хлорита в таких трещинках, тенях давления и основной ткани породы не различается.

Объем теней давления примерно отвечает объемному эффекту реакции образования альмандина за счет хлорита и кварца (около 30%). Видимо, тени давления можно рассматривать как флюидные "ловушки", где скапливается выделяющаяся при образовании граната вода. Эти ловушки позднее при спаде давления и температуры заполняются кварцем и хлоритом. Такая эволюция метаморфизма наглядно прослеживается по зональным гранатам с двойниками роста и трещинками разрыва.

При росте зональных гранатов происходило чередование статических и динамических условий. Последние сопровождалась фазами деформаций. Интервал температур составлял от 400 до 450–500 °С в условиях зеленосланцевой фации. После роста гранатов на регрессивном этапе при деформации породы образуются трещинки разрыва в сросшихся индивидах гранатов, которые выполняются кварцем и хлоритом, ориентированными по сланцеватости. В этих трещинах наблюдается коррозия граната, что свидетельствует об уменьшении температуры и давления и рассланцевании породы. Таким образом, и прожилки в гранатах, и тени давления, и сланцеватость формируются на регрессивном этапе метаморфизма.

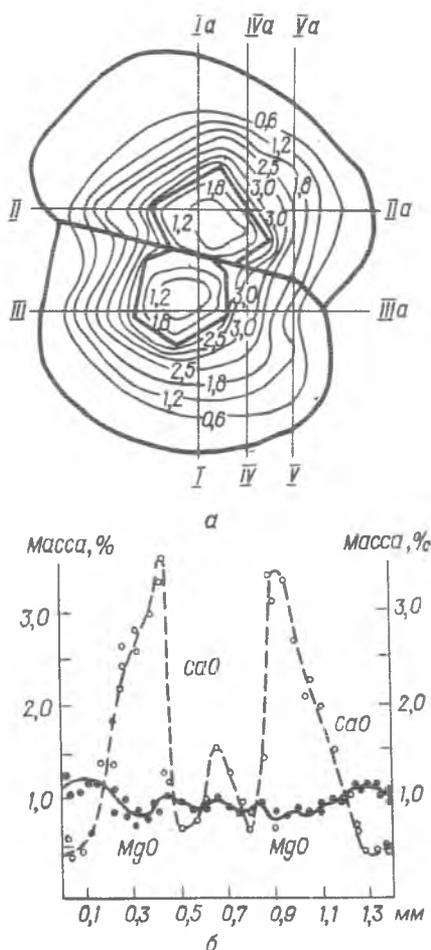


Рис. 24. Зональное распределение CaO и MgO в двух сросшихся индивидах граната:

а — изолинии CaO (%) и профили рентгеноспектрального микроанализа; б — распределение CaO и MgO по профилю II–II (КСГС, обр. 8929, глуб. 1877 — гранат-биотитовый сланец с куммингтонитом; железорудная свита, ставролитовая субфация)

<sup>4</sup> Микроанализ был проведен в лаборатории О.П.Шаркина на приборе ЖХА-5 Р.Я.Белевцевым, С.Б.Степченко, О.П.Шаркиным, Т.Трофимовой, В.С.Дудко.

Иногда наблюдается разный характер химической зональности гранатов в прослоях разного состава: в богатых кварцем зональность прямая прогрессивная, а в богатых биотитом — максимум содержания Са и минимум Fe при практически постоянных Mg и Mn, т.е. зональность, близкая к регрессивной. Такой разный характер зональности гранатов в разных прослоях одного образца объясняется различными кинетическими условиями кристаллизации граната. В гранатах обоих прослоев наблюдается регрессивная кайма, обогащенная Mn, Fe и обедненная Mg.

Таким образом, породы низкотемпературной железисто-кремнистой формации метаморфизованы по латерали зонально. Альмандиновая субфация зеленосланцевой фации характерна для мощных толщ железистых пород, а эпидот-амфиболитовая фация — для толщ умеренных и малых мощностей. Условия метаморфизма пород этой железисто-кремнистой формации выше силлиманит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации не поднимаются. Метаморфическая зональность субизобарическая андалузит-силлиманитового типа. Характер метаморфической зональности и P-T условия железисто-кремнистой формации криворожского типа и зеленокаменных поясов одинаковы. Часто прослеживается единая зональность. Метаморфизм моноциклический и происходит на прогрессивном этапе без деформаций, а фаза тектогенеза и образование сланцеватости чаще всего имеют место при переходе к регрессивному этапу метаморфизма, когда перемещаются флюиды из прослойков и пластов разного состава с гидротермальным метаморфизмом железистых пород. С этими процессами связано частичное восстановление магнетитсодержащих железистых пород. Процессы окисления для метаморфизма не характерны, кроме образования магнетита за счет сидерита.

### Типоморфизм главных рудообразующих минералов

Ассоциации породо- и рудообразующих минералов являются индикаторами геологических процессов, проявленных на тех или иных этапах при формировании железорудных толщ. Главные из них — процессы седиментации и метаморфизма. Седиментационная природа железисто-кремнистых образований отражена в ритмичном строении толщ, текстуре пород, аутигенно-минеральной или минеральной зональности, геохимических особенностях пород и минералов, а также наличии типичных аутигенных минералов. Метаморфические процессы сыграли решающую роль в формировании минерального состава и текстурно-структурных особенностей пород и руд, определяя их неоднородность и многофазность. Состав пород главных железисто-кремнистых формаций отражен на схеме эволюции минеральных форм ведущих компонентов (Fe, Si, C, S) железистых кварцитов и богатых руд (рис. 25).

Минеральный состав типичных разновидностей железистых кварцитов и железных руд различных фаций метаморфизма, не подвергавшихся гипергенным изменениям, тесно связан с определенным парагенезисом. Первичные минералы — кварц, карбонаты, хлорит, биотит при резко подчиненном содержании куммингтонита и щелочных амфиболов в породах зеленосланцевой фации по мере повышения интенсивности метаморфизма сменяются амфиболом и пироксенами при снижении содержания кварца в силикат-магнетитовых разновидностях кварцитов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Соответственно парагенезис рудных минералов — магнетит + маггемит + мушкетовит + гематит пород зеленосланцевой фации сменяется собственно магнетитом и мушкетовитом в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма с исчезновением гематита в последней. Такие преобразования обусловили содержание железа и его минеральных форм в железистых породах высоких ступеней метаморфизма. Во всех разновидностях пород существенно изменяется перераспределение железа между рудными и нерудными минералами. Статистический анализ показал, что значения средних квадратичных отклонений и коэффициентов вариации силикатного железа возрастают для одной и той же разновидности от фации зеленых сланцев к амфиболитовой, а средние значения содержания железа общего и железа магнетитового уменьшаются. В целом железистые кварциты высоких ступеней метаморфизма, особенно силикатсодержащие, более неоднородны.

Главные рудообразующие минералы, входящие в различные ассоциации, характеризуются определенными типоморфными свойствами, которые отражают особенности геологических процессов, участвовавших в формировании железистых пород. Рассмотрим типоморфизм магнетита и гематита.

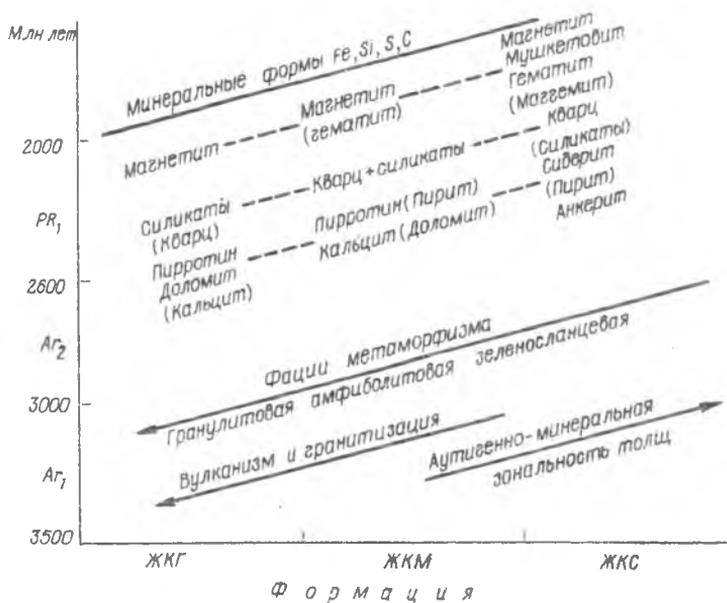


Рис. 25. Эволюция минеральных форм Fe, Si, S, C в железисто-кремнистых формациях докембрия:  
 ЖКГ — железисто-кремнисто-гнейсовой, ЖКМ — железисто-кремнисто-метабазитовой, ЖКС — железисто-кремнисто-сланцевой

### Магнетит

Это — один из главных и наиболее распространенных минералов железистых пород. Его содержание изменяется от 1–10 в сланцах до 15–40 % в железистых кварцитах. Основная масса сосредоточена в рудных слоях железистых кварцитов, где он образует сплошные, ленточные, ветвистые и полиэдрические агрегаты. В низкотемпературных образованиях существенную роль играют ленточные агрегаты, в средне- и высокотемпературных — полиэдрически-сростковые.

**Магнетит пород зеленосланцевой фации** разнообразен по строению. В кварцевых слоях он образует пойкилитовую вкрапленность октаэдрических кристаллов размером 0,005–0,03 мм. Содержание его составляет 1–20 %, распределение равномерное или ритмично-слоистое. Ассоциация магнетита с кварцем различной структуры является характерным признаком метаморфического изменения пород. Выделяют роговиковую, мозаичную и торцовую (сотовую) структуры кварца. Большинство исследователей Криворожско-Кременчугского региона относят роговиковый кварц к более ранней генерации, связанной с диагенетическим этапом становления железистых осадков и начальными ступенями метаморфизма. Гранобластовый кварц мозаичной структуры — метамофогенный, преобладает во всех разновидностях железистых кварцитов. Зерна его содержат включения магнетита и игольчатые кристаллы силикатов. С увеличением степени метаморфизма размер зерен возрастает и они очищаются от включений.

В силикатных и карбонат-силикатных слоях железистых кварцитов и сланцах магнетит присутствует в виде редкой вкрапленности крупных (0,5–2 мм) октаэдрических порфиробластов, иногда корродированных силикатами, реже — в виде мелких зерен в силикатах. Структурным травлением установлено, что в магнетитовых слоях со сплошными, полиэдрическими и ветвистыми агрегатами преобладают изометричные зерна магнетита, а в слоях с ленточными агрегатами — удлинённые. По особенностям внутреннего строения наблюдаются кристаллы зональные и мозаичные. Для первых обычно характерны две зоны: внутренняя неоднородная, с повышенной пористостью, а внешняя, более однородная. Мозаичные зерна магнетита состоят из нескольких тесно сросшихся субиндивидов со слабоизвилистыми субграницами, возможно, дислокационной природы. При перекристаллизации зональный магнетит замещается мозаичным. Установлено, что мозаичный магнетит характерен для рудных слоев со сплошной, реже — с полиэдрически-сростковой структурой.

рами, где зерна магнетита идиоморфны. В зернах магнетита часто фиксируются округлые включения кварца, зональное или хаотичное распределение которого создает sito-видную структуру, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации.

Параметры элементарной ячейки магнетитов близки к стандартным, некоторые отличия в дифрактограммах связаны с дефектностью строения зерен. Нестехиометричность состава магнетита отразилась на его магнитных свойствах, которые зависят в первую очередь от размерности индивидов и соотношения двух- и трехвалентного железа. Так, коэрцитивная сила пойкилитового магнетита (326 эрст.) существенно выше, чем мозаичного (207 эрст.). Характерным параметром является микротвердость, которая в магнетите зонального строения изменяется в центральных частях зерен от 3388 до 5430, а во внешних зонах от 3566 до 6040 МПа. У мозаичного магнетита она колеблется в пределах 3388–6504 МПа. Низкая твердость зонального магнетита обусловлена его пористостью [370].

Магнетит в железистых кварцитах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ассоциирует с кварцем, грюнерит-куммингтонитом, биотитом, рибекитом, карбонатами, гематитом и пиритом в различных вариациях. Силикаты являются типичными минералами и подразделяются на две подгруппы: магнезиально-железистые (куммингтонит-грюнерит) и щелочные (рибекит-магнезито-рибекит и субщелочная сине-зеленая роговая обманка). Грюнерит-куммингтонитовая изоморфная серия является самой распространенной (10–15, до 40 %). Обычно наиболее развита железистая разновидность, отвечающая по составу грюнериту. Щелочной метасоматоз в значительной мере влияет на гранулометрию и характер сростаний магнетита с нерудными минералами. В зоне эгиринизации магнетит образует мирмекитоподобные сростания с эгирином, снижается степень идиоморфизма магнетита по сравнению с участками слабоизмененных железистых кварцитов.

Обычно в отдельных минеральных разновидностях железистых кварцитов устанавливается несколько генераций магнетита, отличающихся формой, размерами и внутренним строением индивидов. К ранним генерациям относятся мелкозернистая (до 0,03 мм) идиоморфная вкрапленность в кварцевых зернах, связанная, видимо, с диагенетическим этапом формирования пород, а также разновидность с характерными овальными включениями пирротина. Магнетит поздней генерации отражает метаморфический этап минералообразования и характеризуется различными по идиоморфизму, внутренней структуре индивидами и агрегатами зерен (фото 6, а–г). Включения в нем кварца, амфиболов, слюд образуют пойкилитовый тип сростаний. При электронно-микроскопических исследованиях в магнетите в небольших количествах (до 1 %) видны ориентированные по (111) пластинчатые и октаэдрические включения, приуроченные к центральным частям зерен (фото 6, б). К поздним генерациям магнетита относится также мушкетовит (фото 6, г), образование которого связано с восстановительным этапом. Обычно на начальной стадии мушкетовитизации образуются мелкие ламеллы, а при повышении температуры происходит интенсивное двойникование (фото 7, б, в). С ростом степени метаморфизма мушкетовит претерпевает рекристаллизацию с развитием по пластинчатым индивидам октаэдрического магнетита (фото 7, г).

Характер взаимоотношения отмеченных генераций магнетита с ассоциирующими нерудными минералами железистых кварцитов в значительной степени определяется неравномерностью развития процессов метаморфизма.

Типохимизм магнетита эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций проявляется в постоянно повышенных содержаниях свинца и цинка, фиксирующих восстановительные условия кристаллизации. Существенные колебания содержаний хрома отражают уровень активности щелочей среды кристаллизации и режима летучих компонентов.

Магнетит пород гранулитовой фации находится в ассоциации с кварцем и пироксенами. Он отчетливо ксенобластовый по отношению к силикатам и кварцу, форма зерен в агрегатах изометричная, аллотриоморфная, лапчатая, удлинённая или идиоморфная.

Магнетит в высокотемпературных, различных по составу железистых кварцитах находится в таких морфоструктурных разновидностях: гломеро- или ксенобласты, изометричные зерна в рудных слоях, идиоморфные крупные кристаллы в участках гранитизации и окварцевания, микрозернистые выделения в микротрещинах рудных и силикатных минералов, округлые и овальные зерна в силикатах, микроструктурный гистерогенный (магнетит сбрасывания), удлинённые и пластинчатые зерна с продуктами распада твердых растворов, в сростках с пирротинем (пиритом). Типоморфным признаком яв-

ляется наличие вростков шпинели и ильменита в магнетите, количество которых уменьшается от пироксен-магнетитовых к полевошпат-пироксен-магнетитовым до чисто магнетитовых кварцитов.

К ранней генерации, вероятно, относится мелкокрапленный наиболее идиоморфный магнетит, довольно равномерно распределенный в кварцевых слоях. Синхронным с кристаллизацией пород является магнетит со структурами распада. Незначительная по объему (1–7 %), но постоянно присутствующая вторичная генерация магнетита образует мелкие включения в пироксенах, амфиболах и прожилках.

Состав магнетита пород гранулитовой фации неоднороден. Установленные в нем примеси алюминия и титана связаны с вростками шпинели и ильменита (фото 8). В диафорированных пироксен-амфиболовых и амфиболовых железистых кварцитах превалирует тонкозернистый гистерогенный магнетит неправильных форм. В зонах катаклаза и милонитизации в массе директивного кварца развит измельченный, раздробленный и развальцованный мелкозернистый магнетит. На контакте железистых кварцитов с гранитоидами обычно появляются крупные идиоморфные зерна титаномагнетита, являющиеся продуктом метасоматических преобразований.

Сравнительный анализ состава, структуры и свойств оксидов железа позволяет говорить об изменчивости типоморфных признаков магнетитов железистых кварцитов различных фаций метаморфизма. Общие тенденции в изменчивости морфологических и конституционных особенностей минерала в соответствии с онтогенией индивидов и агрегатов как на отдельных месторождениях, так и по формациям в целом отражаются в закономерных преобразованиях морфологии, структуры и свойств магнетита в зависимости от степени метаморфизма [306]. Изучение типоморфизма главных рудных минералов в железисто-кремнистых образованиях докембрия позволило выделить характерные минеральные признаки и увязать их с геологическими и текстурно-структурными критериями генетической классификации метаморфогенных железных руд (табл. 9).

Морфология и внутреннее строение кристаллов магнетита позволяют говорить о преимущественном росте его зерен при повышении РТ-условий в результате интенсивной дифференциации вещества, последовательной перекристаллизации и периодического разрастания минеральных индивидов. Это привело к формированию различных по строению кристаллов — зональных, пластинчатых, идиоморфных, секториальных, мозаично-блоковых, скелетных, что, естественно, отразилось на фазовом составе и характере сростаний с другими минералами. Так, скелетные формы роста магнетита характеризуются захватом различных нерудных минералов; нередко последние распределяются по зонам или пирамидам нарастания. Известно, что при перекристаллизации в твердом состоянии формирование индивида происходит диффузионным путем. Различный градиент концентрации вещества, возникающий в определенных направлениях вокруг растущего кристалла, связан с блокированием растущей грани механическими примесями, и прежде всего с кварцем (в магнетите ситовидной структуры). Рост кристалла может происходить в форме вершинно-реберного скелета [264], который, развиваясь, может стать полногранным. При захвате механических примесей скелетная форма кристалла как бы декорируется ими.

Весьма неоднороден фазовый состав магнетитов, подвергнутых в той или иной степени процессам мартитизации и мушкетовитизации, что связано с проявлением морфотропных преобразований в рядах оксидов железа: вюстит → магнетит → маггемит → гематит (мартит); гематит → маггемит → магнетит. Изменения фазового состава магнетита четко фиксируются взаимосвязью состава и физических свойств.

Параметр элементарной ячейки магнетита колеблется в определенных пределах: уменьшение его значений указывает на маггемитизацию, а повышение — на вюститизацию. С этим согласуется и изменение габитусных форм минерала: сложные формы становятся преобладающими на промежуточных этапах минералообразования, а более простые — на начальных и конечных.

Существенная генетическая информация заключена в характере сростаний рудных и нерудных минералов. Физико-химический механизм формирования различных типов сростаний магнетита с гематитом, сульфидами и разнообразными нерудными минералами по своей природе сложный. Он отражает, с одной стороны, длительный этап геологической истории формирования месторождений железных руд тех или иных железисто-кремнистых формаций, а с другой — многофазность процессов минералообразования, обусловивших

Т а б л и ц а 9. Геолого-минералогические при

Характерный признак типов руд	Метаморфизованный			
	Скелеватский			
	Скелеватский	Михайловский	Первомайский	Лебединский
Геологический				
формационная принадлежность	ЖКС*	ЖКС	ЖКС	ЖКС
фашиа метаморфизма	Зеленосланцевая			Амфиболи
вид метасоматоза	Карбонатный	Щелочной и рудный	Щелочноземельный, щелочной, карбонатный	
направление деформации	Растяжение по "а" (меньше по "b")			
Текстурно-структурный				
агрегаты магнетита	Ленточные, ветвистые			Поли
структура кварцевых слоев	Роговиковая, мозаичная			
будинаж	Магнетитовых и куммингтонитовых слоев при пластичном поведении кварцевых слоев			
Ассоциация минералов рудных	Магнетит, гематит	Магнетит, маггемит, мушкетовит, гематит	Магнетит, гематит	Магнетит, гематит
нерудных	Кварц, хлорит, карбонат	Кварц, зеленая слюда, биотит	Кварц, куммингтонит, эгирин, рибекит, карбонат	Кварц, куммингтонит

\*ЖКС — железисто-кремнисто-сланцевая.

\*\*ЖКМ — железисто-кремнисто-метабазитовая.

\*\*\*ЖКГ — железисто-кремнисто-гнейсовая.

разнообразие их состава и текстурно-структурных признаков [263]. Контуры зерен и агрегатов магнетита железистых кварцитов существенно изменяются в зависимости от минерального парагенезиса. С первичными карбонатами магнетит образует обычно ровные границы, а в гематит-магнетитовых кварцитах нередко мирмекитоподобные сростания кварца с магнетитом. Сложные типы сростаний магнетита образуются при формировании псевдоморфоз по гематиту, карбонатам, силикатам.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в магнетита и характер механических примесей в нем изменяются при переходе от пород зеленосланцевой фашии к гранулитовой в таком порядке: магнетит + оксимагнетит (с примесями кварца, хлорита, карбонатов) → магнетит + мушкетовит (с примесями кварца, гематита, силикатов) → титан- и марганецсодержащие магнетиты (с включениями герцинита, ульвошпинели, пирофанита) → магнетит + магномагнетит (с включениями шпинели и изоморфными примесями Al, Ti, Mg, Mn).

Неоднородность состава магнетита в условиях низких фашии метаморфизма обусловлена формированием твердых растворов магнетита + маггемомагнетита, что обеспечивает высокую чистоту минерала. В высокотемпературных образованиях магнетит содержит твердофазные и изоморфные примеси элементов группы железа, приближаясь к типично эндогенному. Состав изоморфных примесей в магнетитах связан с условиями образования первичных железистых осадков. В магнетитах обнаруживается наследование состава вмещающих пород. Например, повышенное содержание титана и алюминия в магнетитах из сланцев; оксидного железа в магнетитах гематит-магнетитовых кварцитов; магния, кальция и марганца в магнетитах силикатных разновидностей железистых кварцитов. В участках проявления гранитизации образуется титаномагнетит (титан заимствуется из граната).

Ф и з и ч е с к и е с в о й с т в а магнетита являются индикаторами состава и структуры минерала, а также тех преобразований, которые связаны с метаморфизмом [306].

*Микропористость* является генетическим признаком, так как диаметр микропор и их количество в магнетите определяются РТ-условиями. Проведенные исследования по рас-

знаки метаморфогенных железных руд

тип				Метаморфический тип		
Оленегорский				Саксаганский		Володарский
Оленегорский	Гуляйпольский	Володарский	Стайцельский	Саксаганский	Первомайский	Молдовский
ЖКМ** товая	ЖКМ	ЖКГ*** Гранулитовая	ЖКГ	ЖКС Зеленосланцевая	ЖКС Амфиболитовая	ЖКМ Гранулитовая
Рудный	Щелочноземельный Растяжение по "а" и "б"			Рудный	Щелочной и рудный Сжатие по "с"	Щелочноземельный Растяжение по "а"
эдрические	Торцовая, мозаичная Амфиболовых и пироксеновых слоев			Ленточные, ветвистые Роговиковая, торцовая Рудных слоев при пластическом поведении силикатных слоев		Полиэдрические Торцовая Отсутствует
Магнетит, гематит	Магнетит	Магнетит, титаномагнетит	Магнетит, манганомангнетит	Мартит, гематит	Магнетит, гематит	Магнетит, манганомангнетит
Кварц, амфибол, гранаты	Кварц, пироксен, роговая обманка	Кварц, пироксен, оливин	Кварц, Mg-пироксен, карбонат	Каолинит, серпентин, тальк	Эгирин, рибекит	Пироксены, амфибол

пределению объемов микропор с учетом их диаметра для магнетитов различных генетических разновидностей показали, что эффективный диаметр микропор магнетитов железистых кварцитов амфиболитовой фации метаморфизма меньше, чем таковой зеленосланцевой [131].

*Удельная поверхность* при формировании псевдоморфоз минералов выступает в качестве ведущего параметра и типоморфного признака в связи с интенсивностью развития процесса мартитизации. Поверхность магнетитов уменьшается с увеличением степени метаморфизма (поскольку зерна укрупняются) и возрастает за счет рекристаллизации [107].

*Декрепитация* магнетита разных генераций отличается интенсивностью и ходом кривых, что позволяет разделить магнетиты низких и более высокотемпературных фаций по степени дефектности и термостойчивости кристаллической структуры. Первые характеризуются низкой декрепитационной активностью в узком диапазоне температур с одним максимумом, вторые имеют широкий спектр декрепитации начиная с 370 °С и несколько максимумов — 400, 570 и 650 °С. Декрепитационные характеристики — интенсивность взрываний, начальная и конечная температуры — отражают неоднородность состава и структуры магнетита; их можно использовать в качестве типоморфного признака, отражающего РТ-условия [306].

*ТермоЭДС* характеризует термоэлектрические свойства магнетитов, которые тесно связаны с конституционными особенностями природных кристаллов (блочностью, мозаичностью, зональностью). Магнетиты железистых кварцитов характеризуются электронным типом проводимости. Величина их термоЭДС варьирует от -13 до -77 мкВ/град. Следует отметить значительно более высокое среднеквадратичное отклонение величины термоЭДС магнетитов зеленосланцевой фации по сравнению с таковой амфиболитовой и гранулитовой. Магнетитам железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации свойственны повышенные отрицательные значения коэффициента термоЭДС, что может быть связано с их внутренней неоднородностью: наличием изоморфных примесей и продуктов распада твердого раствора [131].

*Магнитные характеристики* магнетита железистых кварцитов обусловлены составом и внутренним строением кристаллов. Структурная неоднородность магнетита связана с явлениями маггемитизации, мартитизации, изоморфизма, распадом твердых растворов, что определяет широкий диапазон изменения его магнитных характеристик. Так, точка Кюри ( $T_C$ ) магнетитов железистых кварцитов фации зеленых сланцев составляет 570–614 °С (месторождения Скелеватское, Первомайское, Анновское, Михайловское, Лебединское, Костомукшское и др.); амфиболитовой фации – 540–600 °С (месторождения Околовское, Стайцельское, Оленегорское и Кировогорское); гранулитовой фации 540–580 °С (Мариупольская группа месторождений Приазовья). Термомагнитная сепарация монофракций магнетита позволяет глубже разобраться в его магнитофазовом составе. Например, магнетиты железных руд Белозерского района имеют широкую область температур разделения (480–600 °С), что обусловлено процессами окисления. Отдельные фазы неокисленного магнетита, выделившиеся в области низких температур, по данным атомно-абсорбционного анализа, более обогащены элементами-примесями, чем выделившиеся в области высокотемпературных. К ним относятся ситовидные, октаэдрические, пластинчатые генерации. Магнетит различных слоев низкотемпературных железистых кварцитов также неоднородный и характеризуется существенно отличающимися  $T_C$ . Наибольшее количество магнитных фаз отмечается в монофракциях магнетита карбонатных разновидностей железистых кварцитов, где часто встречается маггемит. Магнетит рудных слоев во всех минеральных ассоциациях более чист и сходен по магнитным параметрам. Магнетиты, кристаллизовавшиеся в условиях амфиболитовой фации (при температурах, близких к  $T_C$ ), стехиометричны в силу выталкивания примесей под магнитным взаимодействием при перестройке доменной структуры. В условиях гранулитовой фации гетерогенность магнетита увеличивается за счет повышения изоморфных примесей и продуктов распада твердых растворов.

*Термический анализ (ДТА)* дает информацию об устойчивости магнетита к термическим воздействиям, связанных с процессами окисления, возможными фазовыми переходами и полиморфными превращениями. Установлена в целом схожесть между собой кривых ДТА для магнетитов железисто-кремнистых пород Криворожского бассейна. Смешение эндо- и экзотермических пиков обусловлено характером дефектов кристаллической структуры [306]. Довольно четко отличаются кривые ДТА магнетитов пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций: последние характеризуются большей температурной устойчивостью из-за отсутствия маггемитовой компоненты.

*Микротвердость (H)* магнетита зависит от ряда факторов: состава, структуры, количества и характера распределения микровключений (механических и твердофазных). Магнетит с продуктами распада твердых растворов почти в полтора раза тверже по сравнению со стехиометричным магнетитом. Сравнительный анализ микротвердости магнетитов железистых кварцитов, метаморфизованных в различных РТ-условиях, показал увеличение параметра  $H$  по мере повышения степени метаморфизма. Например, для магнетитов пород Криворожского бассейна зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма микротвердость характеризуется сравнительно низкими значениями (5050–5800 МПа). Наиболее низкие значения микротвердости свойственны высокодефектным зернам зонального, ситовидного и блочного строения (4800–5200 МПа); несколько выше (5100–5400 МПа) – пластинчатым (мушкетовиту); высокие (5500–6200 МПа) характерны для чистых идиоморфных кристаллов. Зональность, блочность, степень окисленности, как правило, уменьшают твердость. С ростом идиоморфности и изоморфизма повышается плотность кристаллической решетки магнетита.

## Гематит

Это второй по значимости после магнетита рудный минерал. Он представлен двумя разновидностями: собственно гематитом и псевдоморфозой гематита по магнетиту – мартитом. Гематит широко распространен в гематит-магнетитовых, магнетит-гематитовых и окисленных разновидностях кварцитов, а также в богатых рудах ЖКСФ, и меньше в других формациях. Мартит типичен для окисленных железистых пород всех формаций, являясь главным рудным минералом низкотемпературных гипергенных руд.

\* *Морфология* кристаллов гематита и его размеры разнообразны. Установлены

таблитчатые, пластинчатые, ромбоэдрические, реже призматические его формы, тонкодисперсные выделения, зернистые, чешуйчатые, радиально-лучистые и др. Мартит образует различные структуры замещения магнетита: решетчатые, петельчатые, пятнистые, каемчатые, линейные и комбинированные, что связано со строением замещаемого магнетита. При увеличении метаморфизма заметно совершенствование морфологии гематита и стремление к кристаллизации гомогенных идиоморфных индивидов.

В железистых кварцитах фации зеленых сланцев гематит образует преимущественно пластинчатые зерна и чешуйчатые агрегаты с проявлением элементов пинакоида  $\{0001\}$  и пинакоида с ромбоэдром  $\{10011\}$ . С повышением степени метаморфизма существенно развиваются кристаллы с пинакоидом и двумя ромбоэдрами  $\{1014\}$  и  $\{0112\}$ . Характерно развитие полисинтетических двойников по плоскостям  $(1011)$ . В железистых породах и особенно в альпийских жилах отмечаются расщепленные по плоскости пинакоида  $(0001)$  кристаллы гематита.

Для слабометаморфизованных железистых кварцитов характерны эмульсиевидная окрашенность (фото 9, а) гематита в кварцевых зернах; мелкочешуйчатые, таблитчатые кристаллы в кварцевых или гематитовых слоях; крупночешуйчатая железная слюдка. В зонах натриевого метасоматоза отмечается гипогенный мартит (гематит) в виде каемок или решетчатых структур по октаэдрической отдельности магнетита (фото 9, б). Эмульсиевидный гематит распределяется в кварцевом слое равномерно, часто образуя скопления в центральных частях зерен роговикового кварца, придавая красный оттенок. Тонкочешуйчатый гематит распределяется в кварцевом слое равномерно или послойно, придавая вишневый или розовый оттенок (фото 9, в). Крупночешуйчатый гематит обычно концентрируется в тонкие слойки. И тонко-, и крупночешуйчатый гематит ассоциирует с торцовым кварцем. В крупных кристаллах железной слюдки часто устанавливаются расщепленные формы по плоскости пинакоида  $(0001)$ .

В гипергенно измененных железистых кварцитах отмечаются три основные разновидности гематита: мартит, образующийся псевдоморфно по магнетиту (фото 9, в), дисперсный гематит, развивающийся по железосодержащим силикатам и карбонатам, и реликтовая железная слюдка кварцевых слоев. В железистых кварцитах фации зеленых сланцев магнетит ассоциирует с оксимagnetитом и свободной фазой маггемита. Эта метастабильная рудная фаза появляется в соответствующих условиях минералообразования — при мартитизации магнетита. Окисление магнетита до маггемита сопровождается увеличением объема на 9 %, вызывая деформацию как отдельных минеральных зерен, так и их агрегатов; это выражается в интенсивном растрескивании кристаллов. Механические деформации ускоряют переход магнетит  $\rightarrow$  маггемит  $\rightarrow$  мартит. Наряду с выносом кварца этот процесс способствует формированию богатых окисленных руд.

В железистых кварцитах амфиболитовой фации фиксируются четыре морфологические разновидности гематита; таблитчатые и толстопластинчатые индивиды, ориентированные согласно слоистости; ксеноморфные, реже изометричные зерна, развивающиеся по магнетиту (гипогенный мартит); тонкопластинчатые или чешуйчатые кристаллы в кварце; крупночешуйчатые выделения в зонах контактового воздействия. Преобладает гематит первых двух разновидностей. В кристаллах пластинчатого и таблитчатого гематита видны следы роста и двойникования. Анализ элементов морфологии грани  $(0001)$  гематита помог определить криволинейные слои роста, полисинтетические двойники и сложные двойники срастания, что позволяет считать такой гематит сингенетичным с метаморфогенным магнетитом. Второстепенные генерации гематита представлены первичным минералом, сохранившимся в зернах кварца; гипогенным мартитом, развивающимся по магнетиту при метасоматических изменениях пород и новообразованиями.

В богатых железных рудах преимущественно развит гипергенный мартит, который по форме и строению резко отличается от других разновидностей гематита тем, что строго сохраняет форму зерен первичного магнетита. Структура мартитизации может быть решетчатая, петельчатая или линейная, отражающая последовательность и интенсивность замещения магнетита мартитом. На начальных стадиях мартитизация развивается в виде каемчатых, пятнистых, ветвистых или решетчатых образований гематита по магнетиту, в зависимости от структуры магнетита. По мере усиления процесса среди основной массы новообразованного маррита могут сохраняться реликты магнетита различной формы.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в в главной генерации метаморфогенного гематита стабилен ( $Fe_2O_3 = 99,1 \pm 0,5 \%$ ), содержание элементов-примесей незначительное. Состав гиперген-

ных мартитов существенно разнообразен. Четко просматривается его связь с первичным минеральным парагенезисом руд и цементирующей массой. Мартит ассоциирует с гематитом, карбонатами и кварцем при развитии структур цементации в рудах и эти минералы в той или иной мере загрязняют его.

Физические свойства гематита и мартита изменяются в достаточно широких пределах в зависимости от морфолого-структурных особенностей и различного рода включений. Так, твердость ( $H$ ) гематита варьирует от 7500 до 12000 МПа, она выше на плоскостях ромбоэдра (1014) – 10930–12000 МПа, чем на плоскостях пинакоида (0001) – 8480–10570 МПа (структурная анизотропия). Повышенная твердость у крупнопластинчатой железистой слюдки (9860 МПа), у мелкозернистого гематита ниже примерно на 200 МПа, а у мартита – почти на 600 МПа. Низкая твердость мартита обусловлена его дефектной структурой и пористостью.

Подобная тенденция свойственна и отражательной способности ( $P$ ) минерала. Спектр отражения железистой слюдки практически отвечает спектру эталонного гематита ( $P = 25,5\%$ ), для однородного (без реликтов магнетита) мартита – не превышает 24%.

Удельная поверхность гематита (фракция 70–40 мкм) составляет: крупночешуйчатого 90 м<sup>2</sup>/кг, мелкозернистого 280, мартита 210–720 м<sup>2</sup>/кг. В тонкодисперсной разнovidности мартита она достаточно высокая (350–600 м<sup>2</sup>/кг), а при уплотнении и перекристаллизации снижается в пять–семь раз (50–100 м<sup>2</sup>/кг в мартитовых рудах).

Гиперенный гематит обладает слабым остаточным магнетизмом за счет ковалентности связи  $Fe^{3+} - O$ . Ориентации спинов  $Fe^{3+}$  согласуются между собой посредством "сверхобменного" взаимодействия  $Fe - O - Fe$ . Благодаря некоторой неколлинарности спинов наблюдается слабая спонтанная намагниченность, наложенная на антиферромагнитную упорядоченность [198]. В исследованных фракциях гематита удельная магнитная восприимчивость изменяется в пределах  $(35-233) \cdot 4\pi/10^3$  для мартита и  $(14,7-139,3) \cdot 4\pi/10^3$  для собственно гематита. Уменьшение размера зерен в ряду железная слюдка → мелкозернистый гематит → тонкодисперсный гематит вызывает закономерное увеличение коэрцитивной силы от 13 до 70 Э и магнитной вязкости – от 35 до 55 Э. Резко уменьшается удельная магнитная восприимчивость при  $H_{CR} = 700 \times 10^3/4\pi$  А/м до  $280 \times 4/10^9$ .

Термические исследования гематита регистрируют эндотермический эффект полиморфного превращения  $\alpha Fe_2O_3$  в  $\beta Fe_2O_3$ . Для мартита и крупночешуйчатого гематита этот переход отмечается при температурах 627–638 °С, а для тонкодисперсного и мелкозернистого гематита – в области более высоких температур – 660 °С.

Рассмотренные особенности морфологии, конституции, а также свойств рудообразующих минералов железистых кварцитов и богатых руд различных железисто-кремнистых формаций докембрия позволяют выделить ряд типоморфных признаков, отражающих характер метаморфизма. Это – смена габитусных форм магнетита от октаэдра к сочетанию форм октаэдра с ромбододекаэдром и кубом; развитие псевдоморфоз магнетита по гематиту (мушкетовита); увеличение размеров зерен и уменьшение агрегатности магнетита в рудных слоях при повышении температур кристаллизации; гетерогенность магнетитов, связанная с сохранением в кристаллической структуре оксидных фаз (маггемомагнетита, маггемита, гематита), а также механических примесей нерудных минералов (кварца, карбонатов, силикатов и др.); гомогенное состояние свойственно магнетиту, который кристаллизовался в условиях амфиболитовой фации; повышение изоморфизма и появление второстепенных фаз Ti-, Mg-, Mn-магнетита и продуктов распада твердых растворов (шпинелей) в РТ-условиях гранулитовой фации. В целом типоморфизм магнетита пород и руд различных железисто-кремнистых формаций докембрия тесно связан с двумя главными факторами: а) первичным составом толщ, отраженном в химическом составе минералов, б) характером и интенсивностью процессов метаморфизма, которые обусловили многообразие конституционных особенностей и свойств рудных минералов.

### Метаморфизм железисто-кремнистых пород по данным изучения типоморфных признаков кварца

Кварц – один из главных минералов железистых пород и руд ЖФД. В строении его индивидов и агрегатов отображена вся история метаморфических преобразований железисто-кремнистых пород, которую можно рассматривать как последовательную цепь текстурно-

структурных превращений под действием термодинамических агентов метаморфизма. Информативность структурно-морфологических признаков кварца позволяет обоснованно охарактеризовать кинетику и динамику метаморфических процессов и рудообразования.

История формирования кварцевого агрегата железисто-кремнистых образований разделяется на два периода — дометаморфический и метаморфический. Дометаморфический рассмотрен в предыдущих разделах и на его характеристике мы останавливаться не будем. Предполагается, что к началу метаморфизма железисто-кремнистые образования представляли собой литифицированную породу с резко дифференцированным послойным распределением рудных и нерудных компонентов. Кварцевые прослои состояли из микрозернистого агрегата равновеликих изометричных зерен, размер которых составлял тысячные доли миллиметра [42, 230, 240, 338].

Метаморфогенные преобразования кварцевого агрегата железистых кварцитов обусловлены процессами деформации и перекристаллизации. Деформационные структуры кварца включают элементы пластической и хрупкой деформации. Наиболее распространены первые.

Экспериментально установлено, что пластическая деформация в кварце возникает под действием сдвиговых усилий, приложенных к кристаллическому зерну извне. Релаксация возникающих при этом напряжений осуществляется дислокационным механизмом разупорядочения кристаллической решетки минерала со смещением отдельных блоков от правильного положения. В зависимости от условий деформации смещение происходит по системе параллельных плоскостей (трансляционное скольжение) или иррациональных поверхностей с образованием клиновидных блоков, повернутых относительно друг друга на угол  $\sim 10'$  (микроблокование). Последний механизм характеризует относительно высокую скорость приложения нагрузки, величина которой по экспериментальным данным составляет  $(38-68) \cdot 10^8$  н/м<sup>2</sup> [96, 279]. Под микроскопом элементы трансляционного скольжения наблюдаются как более светлые линии в положении, близком к погасанию зерна, а микроблокование характеризуется облачным и волнистым погасанием. В зависимости от интенсивности деформации угол разориентировки крайних точек волнистого зерна размером 0,1 мм может достигать  $20^\circ$  [260].

В условиях метаморфизма напряжения необходимые для развития пластической деформации кварцевого агрегата возникают на точечных контактах зерен под действием литостатического давления или же по всей поверхности зерен — под действием тектонических сил [97, 298]. Пластическая деформация кварца является важнейшим условием метаморфической дифференциации вещества железистых пород, предшествуя и предопределяя структурное развитие кварцевого агрегата, его перекристаллизацию, катаклаз и растворение. Такое положение обусловлено особым метастабильным состоянием пластически деформированного кварца, приобретающего высокую объемную энергию, повышенную удельную поверхность и напряженные границы раздела. По своим свойствам такой агрегат приближается к аморфному кремнезему, растворимость которого на два порядка выше кристаллического кварца.

Кварц криворожских пород несет морфологические признаки как трансляционного скольжения, так и микроблокования. Трансляционные структуры редки. Единичные линии суббазального скольжения в сочетании с волнистым погасанием устанавливаются в крупнокристаллических агрегатах безрудных кварцитов и кварцевых жил. Микроскопическое изучение образцов показало, что первоначально прямолинейные линии скольжения в участках их пересечения с зонами волнистого погасания испытывают вторичную рефракцию. Такие взаимоотношения позволяют предполагать, что трансляционный механизм по времени предшествует микроблокованию, характеризуя самые начальные, экстенсивные стадии пластической деформации.

Ведущим механизмом пластической деформации в железистых кварцитах является микроблокование. Волнистое погасание кварца наблюдается повсеместно во всех его разновидностях, включая наиболее поздние пойкилитовые выделения цементационных структур [186]. Это свидетельствует, что все минеральные преобразования при метаморфизме и последующем гипергенезе сопровождались активными тектоническими движениями горных пород.

Оценка интенсивности проявления пластической деформации кварца по разрезу и простиранью криворожских структур позволяет наметить общие закономерности развития

механики тектонических движений в зависимости от региональных и локальных факторов метаморфизма. Установлено, что интенсивность волнистого погасания кварца возрастает при переходе от условий эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма к условиям зеленосланцевой, а в пределах последней — от сланцевых горизонтов к железистым, достигая максимума в тонкополосчатых джеспилитах. Размеры микроблоков, определяющих сегментарное погасание кварца, уменьшаются от  $10^{-2}$  в первом случае до  $10^{-5}$  мм — в последнем. Такое положение обусловлено ростом в том же направлении контрастности реологических свойств мономинеральных прослоев и указывает на более жесткий механизм деформации в условиях пониженных температур [210]. Резкое усиление интенсивности волнистого погасания кварца в узлокальных зонах, субпараллельных простиранию пород, характеризует общую специфику развития тектонических движений в регионе с последовательным переходом от объемной (пликативной) деформации к плоскостной (сколовой).

**Структуры перекристаллизации.** В железистых кварцитах наблюдаются два вида перекристаллизации кварца — собирательный и с перетолжением. Собирательная перекристаллизация характеризует прогрессивную ступень метаморфизма и выражается в укрупнении зерен диагенетического кварца. С термодинамических позиций это чисто энергетический процесс, направленный на снятие напряжений, возникающих в породе при повышении температуры и литостатического давления. Кинетика образования новой равновесной структуры кварцевого агрегата включает последовательные стадии локальной деформации зерен старой фазы, их полигонизацию с образованием блоков, свободных от напряжений, — центров роста новых фаз — и их последующее разрастание до соприкосновения друг с другом. Одновременно происходит растворение зерен старой фазы. Перенос вещества осуществляется через поровой флюид за счет разности химических потенциалов между напряженными и ненапряженными границами раздела [248].

Эмпирически установлено, что процесс перекристаллизации мономинерального агрегата активируется температурой и тормозится включениями инородных твердых фаз [46, 44, 129, 276]. В криворожских породах первый фактор определяет региональный, а второй — локальный план развития собирательной перекристаллизации. Граница полной перекристаллизации кварца проходит по северному и южному окончаниям Саксаганского района, что соответствует смене зеленосланцевой фации метаморфизма на эпидот-амфиболитовую. Макроскопически этот переход устанавливается по исчезновению красного цвета кварцевых прослоев в результате "очистения" кварца от включений тонкодисперсного гематита.

Кварц железистых кварцитов Саксаганского района затронут лишь начальной стадией перекристаллизации. Кварцевые зерна переполнены субмикронными включениями гематита, что придает породам характерный красный цвет. Размер зерен кварца составляет 0,01—0,06 мм в поперечнике. На общем фоне слабого развития процесса наблюдается некоторое его усиление в северном направлении от рудника им. Ф.Дзержинского к руднику им. В.И.Ленина. Параллельно с увеличением средних размеров кварцевых зерен гематит из них удаляется. Гематитовая пыль из рассеянного состояния сгущается в линзовидных микропрослоях, согласных с общей слоистостью пород. При более сильном развитии процесса на месте сгущений развиваются цепочки идиобластовых выделений гематита размером 0,05—0,1 мм.

Гораздо интенсивнее развита собирательная перекристаллизация кварца в периферических частях Криворожского бассейна — зонах более высоких фаций метаморфизма. Образование равновесных гранобластовых структур кварцевого агрегата сопровождается здесь полным исчезновением дисперсных рудных фаз, присоединяющихся к магнетитовым прослоям или же обособляющихся в самостоятельные прерывистые слойки в виде цепочки порфириобласт, размер которых в 100 раз и более превосходит размеры исходных включений в кварце.

Необходимо отметить, что собирательная перекристаллизация железисто-кремнистых пород не ограничивается кварцевыми слоями, а развивается сплошным фронтом, захватывая как рудные, так и нерудные прослои. При этом происходит избирательная сепарация минералов по видовому составу с резким разграничением рудных и нерудных компонентов в границах первичной слоистости. Минералы очищаются от включений инородных минеральных фаз, тонкие рудные прослои объединяются в более мощные, в результате чего исчезают полурудные прослои и формируются грубополосчатые метаморфические текстуры.

В целом собирательная перекристаллизация железистых пород характеризует изохи-мический процесс, происходящий в термодинамически закрытой системе. Местная ми-грация вещества ограничивается расстояниями, соизмеримыми с размерами кристалличе-ских зерен, и не выходит за пределы мономинеральных прослоев. Собирательная перекри-сталлизация не приводит к выносу или привносу рудных элементов. Ее рудоконтролиру-ющее значение заключается в том, что в результате структурной перестройки происходит не только укрупнение рудных минералов, но и естественное обогащение рудных слоев за счет присоединения железа тонкодисперсных частиц полурудных и безрудных кварце-вых слоев.

Условия открытой системы отвечают перекристаллизации с переотложением, проявле-ния которой носят наложенный характер. Наиболее контрастно эти процессы проявились в железистых кварцитах Саксаганского района — зоне зеленосланцевого метаморфизма. Участки поздней перекристаллизации ограничены микроформами внутрислойовой текто-ники. Это — кливаж растяжения в рудных магнетитовых прослоях, межбудинные разрывы, тени давления вокруг порфиробластов магнетита, трещины скальвания и отрыва, межслоевые отслоения.

Кинематический анализ микроформ с перекристаллизованным кварцем показал, что основная их масса образовалась на заключительных этапах складчатости и метамор-физма [52, 288, 315]. При тектоническом сжатии в условиях пониженных температур наиболее резко проявилась слоистая неоднородность железистых пород. Послойное рас-пределение минералов с различными физико-механическими свойствами обусловило раз-ный механизм деформации пород на разных уровнях их строения: отдельного зерна — те-ни давления вокруг порфиробластов магнетита; прослоя — трещинные микроформы в жестких слоях; стратиграфического горизонта — межбудинные пережимы. Сочетанием хрупких и пластичных деформаций в анизотропно-слоистых породах и обусловлено все многообразие наблюдаемых структур.

Агрегат перекристаллизованного кварца в рудных магнетитовых прослоях приуро-чен к трещинным структурам так называемого кливажа растяжения [24, 288]. Это линзо-видные в плане микропрожилки кварца, имеющие в разрезе сложную ветвящуюся форму, образованную комбинацией трещин отрыва и скальвания (фото 10, а). Как и при соби-рательной перекристаллизации, зерна новообразованного кварца имеют более крупные размеры — 0,1–0,6 мм в поперечнике и не содержат инородных фаз. Форма зерен меняет-ся от изометрической до вытянутой с образованием параллельно-шестоватых и волок-нистых агрегатов, удлинение которых совпадает с направлением растяжения пород.

Как следует из анализа морфологии перекристаллизованного кварца и особенностей его размещения, процесс перекристаллизации связан с развитием свободного объема при межслоевых подвижках. Кварцевые прожилки появились при постепенном приоткрыва-нии трещин в растягивающемся жестком магнетитовом прослое. О величине растяжения можно судить по суммарной мощности, занятой трещинами с перекристаллизованным кварцем, составляющей 0,1–0,4 первоначальной длины ненарушенного прослоя.

Перекристаллизация сводилась к частичному растворению пластически деформиро-ванного агрегата кварцевых прослоев с переотложением растворенного кремнезема в участках пониженного давления трещинных структур. Отсутствие зональности и новооб-разований "чуждых" минералов в перекристаллизованных участках позволяет предпола-гать, что процесс проходил без существенного привноса водной (флюидной) фазы. Рас-творение кварца, перенос и переотложение растворенного кремнезема осуществляли пле-ночной водой, сорбирующие свойства которой менялись с перепадом давлений.

Механизм перекристаллизации кварца в межбудинных разрывах такой же. Будиниро-ванию обычно подвергаются мощные кварцевые слои в сланцевых горизонтах или в тонко-полосчатых джеспилитах. В зависимости от того, какими минеральными ассоциациями сложены будинируемый и вмещающий прослои, в межбудинных разрывах, кроме пере-кристаллизованного кварца, могут присутствовать новообразования силикатных минер-алов и гематита (фото 11). При развитии линзовидного будинажа межбудинные пережимы заполняются пластичным материалом вмещающих прослоев, и перекристаллизации не про-исходит.

Перекристаллизация с переотложением в тенях давления порфиробластов магнетита, трещинах скальвания и отрыва и т.д. отражает также условия перепада давлений, возни-кающие при хрупкой и вязкой деформации анизотропных объектов. При этом общая на-

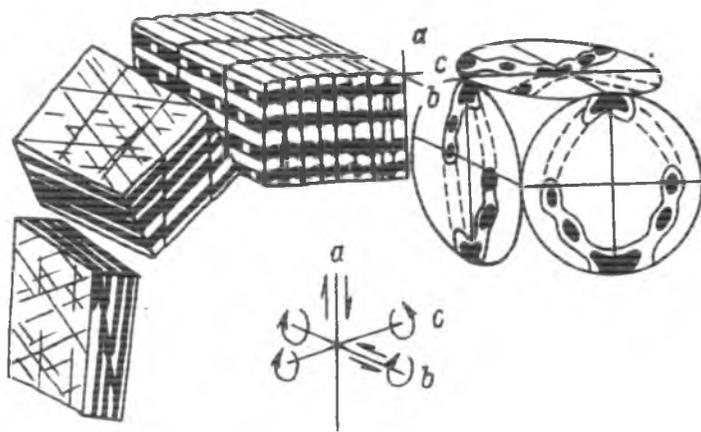


Рис. 26. Схематическая зарисовка соответствия распределения элементов структурного парагенезиса в кварцевых тектонитах оптической ориентировке кварца, а также кинематике движения кварцевых зерен в процессе тектонических деформаций

так и по строению. Различаются два типа тектонитов. Оптическая ориентировка первого имеет узор неравных перекрещенных поясов, пересекающихся в оси  $a$  структурных координат под углом  $30-60^\circ$ . Пояса  $ac'$  и  $ac''$  выделяются упорядоченным расположением полей рассеянной концентрации выходов оптических осей кварца, сопрягающих точечные максимумы повышенной плотности у оси  $a$  (в плоскости трещин  $ab'$  и  $ab''$ ) и оси  $c$  (в плоскости трещин  $hol'$  и  $hol''$ ) (рис. 26). Такая ориентировка характеризует исследуемые породы как  $R + S$ -тектониты, образованные комбинацией вращательных и скользящих движений [121, 333].

Оптическая ориентировка в тектонитах первого типа дополняется ориентировкой по форме зерен. Кварц интенсивно перекристаллизован с образованием директивных текстур, подчеркивающих направленное перемещение материала. Форма зерен — линзовидно-уплощевая. Уплотнение соответствует плоскости  $ab$  или (что значительно реже) — плоскости  $hol$ . Удлинение всегда параллельно оси  $b$  структур.

Из сопоставления особенностей внешней и внутренней морфологии зерен кварца с элементами структурного парагенезиса пород следует, что его оптическая ориентировка является результирующей последовательных стадий упругой и пластической деформации кварцевого агрегата и его дальнейшей перекристаллизации. Переориентировка кварца в новое положение осуществляется сложным комплексом движений кварцевых частиц, включающих поступательное движение по оси  $a$  и вращение в плоскостях  $ac'$  и  $ac''$  (рис. 27).

В целом ориентировка кварца в тектонитах первого типа характеризует жесткопластичный механизм деформации горных пород с быстрым нарастанием тектонических напряжений и переходом от объемно-пластичного типа деформации (пликативной) к плоскостной (сколовой).

Раздвоение пояса  $ac$  на две составляющие  $ac'$  и  $ac''$  характеризует тектонические движения как двуплановые с одновременным функционированием двух плоскостей деформации, развернутых вокруг оси  $a$  на угол  $30-60^\circ$ . Такая геометрия движения показывает, что формирование линейной (цилиндрической) складчатости в тектонитах первого типа происходит путем сложения гармоничной системы кулисовидных складок со встречным падением шарниров. Двуплановость деформации подчеркивается сдвоением элементов структурного парагенезиса пород: пересечение двух направлений линейности  $l'$  и  $l''$  двух плоскостей скальвания  $ab'$  и  $ab''$ , двух направлений кливажа растяжения  $hkl'$  и  $hkl''$  и т.д.

Установленные закономерности раскрывают важную особенность механизма деформации криворожских пород, что позволяет по-новому оценить проявления пересекающейся складчатости, присутствие которой считается прямым признаком наложенной деформации. С учетом двуплановости деформации можно полагать, что образование пересекающейся складчатости является одноактным процессом и обусловлено дискретно-периодическим распределением напряжений по простираанию деформирующих толщ.

Не менее важный вывод следует из анализа напряжений, возникающих в породе в процессе развития двуплановой деформации. Из сопоставления кинематики движений мине-

правленность процесса сводится к переотложению кремнезема в участки пониженного давления.

**Ориентированные структуры.** Все железистые породы криворожской серии являются тектонитами, т.е. характеризуются упорядоченным расположением слагающих их минералов, возникшим под действием анизотропных напряжений при складчатости и метаморфизме. Упорядоченные структуры кварцевого агрегата обнаруживают ориентировку как по форме,

ральных частиц внутри деформируемого пласта следует, что в породе неизбежно должны возникать растягивающие напряжения по оси  $b$  структур, абсолютные значения которых будут увеличиваться по мере развития деформации. Такая динамика полностью объясняет механизм образования структур растяжения по простиранию основных линейных форм субмеридиональной ориентировки.

Ориентировка кварца в тектонитах второго типа имеет более сложную геометрию, образованную комбинацией максимумов у всех трех осей структурных координат. Максимумы объединяются в две системы пересекающихся поясов, из которых одна соответствует узору тектонитов первого типа. Оптическая ориентировка не обнаруживает столь четкого соответствия строению пород и форме зерен кварца, как в предыдущем случае.

Хотя структурный парагенезис пород включает те же элементы, что и в тектонитах первого типа, однако их расположение менее регулярно и проявляется в более грубых формах. Кварцевый агрегат затронут лишь начальной стадией перекристаллизации с сохранением изометричной формы зерен, без каких-либо признаков линейности (кроме структур наложенной перекристаллизации в микроформах растяжения). В целом такая ориентировка характеризует осадочные и слабометаморфизованные породы [97, 346].

Распределение тектонитов разного типа в Криворожском бассейне контролируется метаморфической зональностью региона [11]. Первый простой тип ориентировки развит в породах эпидот-амфиболитовой (и выше) фации метаморфизма (Лихмановская синклиналь, Тарапако-Лихмановская антиклиналь, Анновская полоса). Второй, более сложный, наблюдается исключительно в Саксаганском районе (рис. 27).

Площадная разобщенность тектонитов подчеркивает резко различный характер деформации пород в западной и восточной частях Криворожского бассейна. Из сопоставления особенностей строения пород и ориентировки кварца можно предположить, что тектонические движения и метаморфизм в этих районах сдвинуты по фазе. В Саксаганском районе (восточная часть) складчатость наложилась на уже метаморфизованные породы и носит более жесткий характер, тогда как в западной она развивалась синхронно метаморфизму и обладала более пластичным механизмом.

Важную информацию о кинетике метаморфизма в Кривбассе содержат кварцевые микроструктуры белых латовских кварцитов из низов новокриворожской свиты в южном замыкании саксаганских структур. Они примечательны тем, что содержат порфиروбласты андалузита, переполненные включениями кластогенного кварца с фрагментами послойного распределения (фото 12). Первично-осадочная природа кварца включений устанавливается по морфологическим признакам и особенностям пространственного расположения [211]. Ориентировка кварца включений резко отличается от ориентировки кварца основной массы пород. Породообразующий кварц имеет обычный узор тектонитов первого типа, а кварц включений — более сложный узор изотропного типа (рис. 28).

Сопоставляя оптическую ориентировку с текстурно-структурными элементами строения пород можно проследить последовательность их метаморфических преобразований с выделением трех статических и двух динамических этапов. Первый статический этап соответствует росту кристаллов андалузита путем собирательной раскристаллизации глинистого материала кластогенного осадка. Рост происходил достаточно быстро (захват кластогенного кварца без каких-либо признаков его перекристаллизации) при монотон-

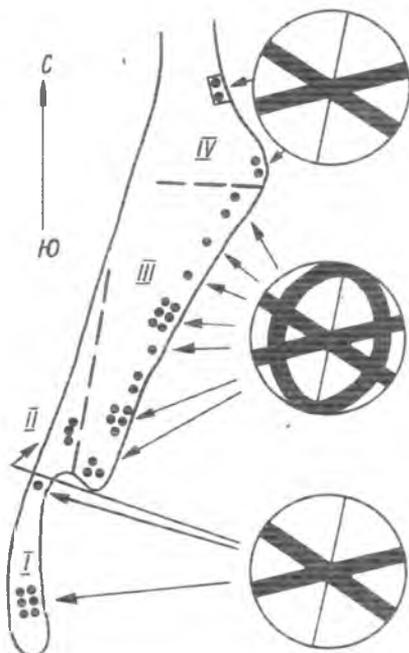
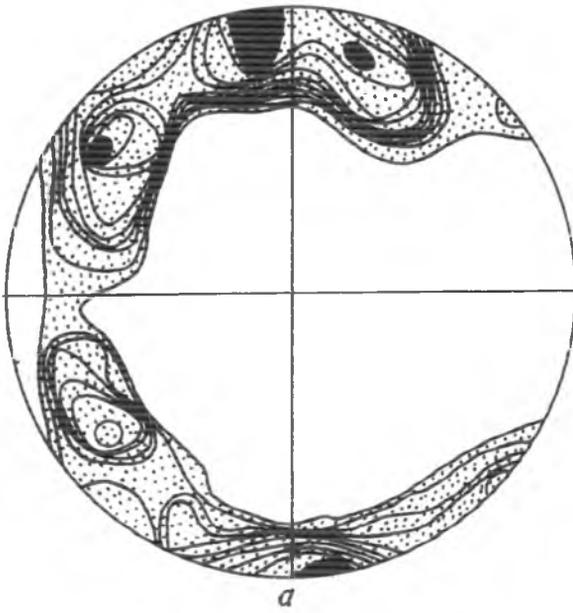
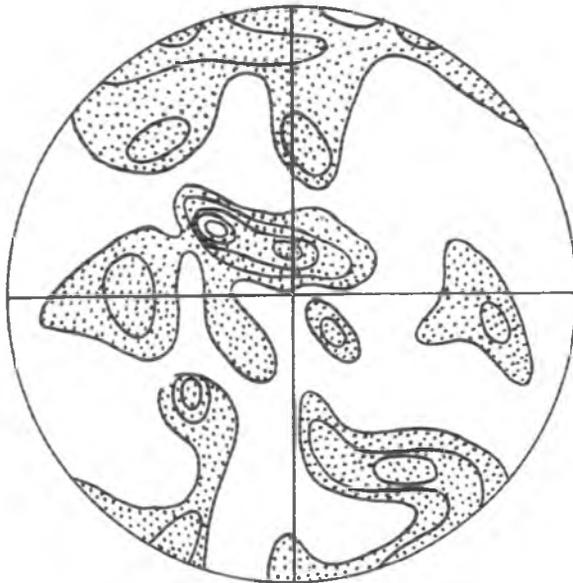


Рис. 27. Распределение типов ориентировки кварца в железистых породах Криворожского бассейна. Складчатые структуры второго порядка:

*I* — Лихмановская синклиналь, *II* — Тарапако-Лихмановская антиклиналь, *III* — Саксаганский район, *IV* — Анновская полоса; точки — участки отбора образцов; стрелки показывают узор ориентировки кварца в образцах в проекции на плоскость  $bc$ ; штриховые линии — условные границы метаморфических фаций



а



б

Рис. 28. Диаграмма оптической ориентировки кварца в основной массе породы (а) и кварца включений в порфиробластах андалузита (б)

последовательной смены метаморфических событий можно использовать для характеристики развития региона в целом.

Заканчивая краткое описание метаморфических преобразований кварцевого агрегата железисто-кремнистых пород, еще раз подчеркнем, что характер этих преобразований различается как по простиранию, так и вкрест простирания криворожских структур, причем наиболее существенными для познания тектоно-метаморфической истории региона являются отличия в широтном плане. Установленные закономерности позволяют предложить новую модель формирования криворожских структур и развития метаморфических событий.

По данным геолого-структурных исследований, в Кривбассе выделяется от двух до

ном возрастании РТ-параметров метаморфизма (отсутствие зональности в порфиробластах). Такая обстановка соответствует метаморфизму погружения.

Статический этап сменился динамическим с разрушением первично-осадочной структуры исходных пород. Следы этой деформации сохранились в разлинзовании крупных зерен кварца и андалузита с образованием вокруг последних теней давления. Кварц, законсервированный в андалузите, деформации не испытал.

Второй статический этап проявился в рекристаллизации деформированного кварца основной массы породы с образованием мелких изометричных зерен вокруг линзовидных выделений андалузита и раннего кварца. Этим этапом заканчивается прогрессивная стадия метаморфизма, термодинамические условия которой соответствовали ставролитовой зоне ( $t = 500-600^\circ\text{C}$ ,  $p = 400-500\text{ МПа}$ ).

Второй динамический этап отвечает образованию бластомилонитовой структуры пород. Следы этой деформации сохранились в виде волнистого погасания кварца основной массы. Третий статический этап формирует конечный облик пород с залечиванием трещин и новообразованием по ним идиобластов турмалина. Термодинамические параметры этого этапа отвечают зеленосланцевой фации.

Выделенные этапы полностью характеризуют метаморфический цикл развития пород. Дальнейшие изменения связаны с наложенными процессами гипергенеза. Учитывая, что исследованные породы являются древнейшими стратифицированными образованиями Кривбасса, установленные закономерности по-

четырёх последовательных фаз тектогенеза и синхронного метаморфизма [18, 288]. Трудности в определении этапности тектонических движений в регионе обусловлены разночтением двух основных элементов криворожских структур — пересекающейся складчатости и структур субмеридионального растяжения, проявления которых считаются прямым признаком наложенной деформации.

Проведенные исследования позволяют устранить эти противоречия. Микроструктурный анализ кварцевых тектонитов показал, что пересекающаяся складчатость и структуры растяжения являются нормальными элементами одноактной деформации, механизм которой определяется дискретно-периодичным распределением напряжений по простиранию деформируемых толщ, генерируемых единым полем напряжений основной складчатости. С учетом приведенных корректив последовательность развития криворожских структур может быть описана более простой схемой с двумя фазами метаморфизма и одной фазой тектогенеза.

Фазы метаморфизма разобщены во времени и пространстве. Первая проявилась в Саксаганском районе после отложения одноименной свиты. По своим характеристикам она отвечала метаморфизму погружения по типу бассейна Хамерсли [322] — площадное развитие, низкие температуры, слабое воздействие тектоники без существенного проявления складчатых движений. Вторая фаза протекала после отложений глееватской и гданцевской свит в узлокальной зоне, занимающей современные территории западной и центральной частей Кривбасса. Этой фазе отвечает геосинклинальный режим развития с относительно высокими температурами и интенсивной складчатостью.

С последним метаморфизмом связано проявление единой фазы тектогенеза в рамках полного деформационного цикла развития тектонических движений (от вязкопластичного течения до хрупкого разрушения), формирующих все многообразие структурных форм Кривбасса.

Анализ деформационных и ориентированных структур кварцевых тектонитов показал, что общий план тектонических движений развивался под действием субширотного сжатия. Формирование субмеридиональных линейных структур сопровождалось усложнением их форм с появлением на крыльях элементов диагонального и широтного заложения, обусловленных локальной флуктуацией напряжений в толще деформируемых пород.

Условия деформации выдерживались в меридиональном направлении и были различными в широтном. Это обусловлено тем, что в западном районе деформация проходила синхронно с метаморфизмом, тогда как в восточном (Саксаганском) тектонические движения наложились на уже метаморфизованные породы. Последнее обстоятельство обусловило более жесткий характер деформации в Саксаганском районе с образованием менее симметричных складчатых форм и широким проявлением структур субмеридионального растяжения (кливажа растяжения, будинажа, зон повышенной трещиноватости в участках флексурных перегибов).

### **Условия метаморфизма по данным изучения флюидных включений в минералах железистых кварцитов**

Исследования флюидных включений в минералах дают достоверную информацию о РТ-параметрах формирования геологических объектов, агрегатном состоянии и составе минералообразующих растворов.

### ***Флюидные включения в высокометаморфизованных железисто-кремнистых породах***

В табл. 10 обобщены результаты исследований реликтовых включений минералообразующей среды в 520 пробах минералов железистых кварцитов из 18 архейских месторождений Белорусской антеклизы, Украинского и Балтийского щитов. Архейский возраст некоторых месторождений (Приазовского района, отдельных месторождений Прибалтийско-Белорусского региона) вызывает сомнения, но решительно все они отличаются высоким метаморфизмом преимущественно в условиях гранулитовой фации. В изученных образ-

Т а б л и ц а 10. Температура гомогенизации первичных включений в минералах железистых кварцитов архейских месторождений, °С

Район, месторождение	Газово-жидкие включения			Включения углекислоты				Расчетное давление $n \cdot 10^8$ , Па
	Кварц послойный	Кварц прожилковый	Пироксен	Кварц послойный	Кварц прожилковый	Пироксен	Гранат	
1	—	480–525	—	23–25	23–25	16–20	16–20	1,8–2,5
2	395–440	—	—	23–25	23–25	16–20	16–20	1,8–2,5
3	460–550	—	690–730	20–23	20–23	12–17	15–21	4–5
4	495–550	—	680–720	21–24	21–24	10–15	11–20	4–5
5	450–470	—	—	10–31	—	—	—	2–4
6	400–430	—	—	18–31	—	—	—	2–3
7	400–430	—	—	18–31	—	—	—	2–3
8	500–550	—	—	5–31	—	—	—	5–5,5
9	500–550	—	—	5–31	—	—	—	5–5,5
10	500–510	—	—	10–28	—	—	—	4–5
11	400–430	—	—	—	—	—	—	2,5–3
12	505–520	—	—	—	—	—	—	5,5–6
13	505–520	—	—	—	—	—	—	5,5–6
14	450–470	—	—	—	—	—	—	2,5–3

Примечание. Районы: 1, 2 – Белозерский; 1 – Западная зона (40), 2 – Центральная зона (30); 3 – Приазовский (80), 4 – Побужский (100); месторождения: 5 – Околовское (50), 6 – Варенское (10), 7 – Шаркишеское (20), 8 – Стайцельское (50), 9 – Гарсенское (60), 10 – Йльхвиское (10), 11 – Сакуссарское (30), 12 – Кировогорское (11), 13 – Оленегорское (15), 14 – Костомукшское (14); в скобках – количество проб.

цах железистых кварцитов и сопутствующих железисто-силикатных кристаллических сланцев в парагенезисе с кварцем и магнетитом находятся гранат, моноклинный и ромбический пироксен.

Подавляющее количество термобарометрических результатов получено при изучении включений в послойном кварце, незначительная часть – в гранате, моноклинном пироксене и прожилковом кварце. В основной послойной разновидности гранобластового кварца содержится наибольшее разнообразие включений. Среди них выделяются три группы: первичные существенно углекислотные; первично-вторичные и вторичные существенно углекислотные; вторичные газово-жидкие, газовые, сложные водно-углекислые (табл. 11). Метаморфогенные высокоплотные углекислотные включения первой группы – самые характерные для гранулитовой фации, они встречаются во всех изученных минералах. Другие виды гранулитовой фации не характерны.

В послойном кварце первичные существенно углекислотные включения встречаются в виде как единичных, так и сконцентрированных в отдельные группы до трех-шести штук. Иногда они располагаются беспорядочно. Размеры включений различны, преимущественно 0,005–0,009 мм. Количество и размеры их возрастают по мере увеличения степени метаморфизма. В большинстве случаев такие включения имеют правильную изометричную форму, часто повторяя форму минерала-хозяина. Температура их гомогенизации составляет 5–31 °С. Плотность жидкого  $\text{CO}_2$  включений 0,88–0,49 г/см<sup>3</sup>.

Кроме первичных включений, в послойном кварце в большом количестве отмечаются первично-вторичные и вторичные, располагающиеся по различно ориентированным залеченным трещинкам. Состав вторичных углекислотных включений аналогичен составу первичных, но плотность законсервированного раствора меньше, чем в первичных (табл. 11).

Вторичные газово-жидкие и сложные водно-углекислотные включения с различным процентным соотношением газа, жидкости и углекислоты характерны в основном для кварца (табл. 11). Форма и размеры их самые разнообразные – от правильных изометричных до бесформенных, а размеры достигают 0,01–0,02 мм. Гомогенизация проходит и в жидкую, и в газовую фазу. Сложные водно-углекислотные включения имеют тенденцию к повышению содержания  $\text{CO}_2$ .

Все виды включений иногда встречаются совместно в пределах кварцевого слоя. При этом очевидно, что первичные высокоплотные включения образовались в период максимального метаморфизма или уже существовали до него, а все остальные относятся к этапам диафтореза и других наложенных процессов.

Наряду с обычными включениями, в послойном кварце исследуемых пород изредка

Т а б л и ц а 11. Температура гомогенизации и плотность включений в минералах железистых кварцитов гранулитовой фации

Включения	Кварц	Гранат	Пироксен
Первичные			
существенно углекислотные	5–31 0,88–0,49	3–25 0,90–0,70	10–20 0,85–0,76
Вторичные			
существенно углекислотные	15–31 0,81–0,49	11–28 0,85–0,65	—
газово-жидкие	495–550 °С	—	—
сложные	20–31 °С	—	—
водно-углекислотные	300–450 °С	—	—
многофазовые	—	—	680–730 °С

П р и м е ч а н и е: в числителе – температура гомогенизации (°С), в знаменателе – плотность (г/см<sup>3</sup>).

встречаются аномальные, представляющие собой комбинацию кристаллика и сингенетичного включения жидкой высокоплотной углекислоты заливообразной формы. Кроме таких аномальных, встречаются и другие довольно крупные высокоплотные включения в окружении более мелких углекислотных той же плотности. Подобные включения характерны только для минералов гранулитовой фации.

В *жильном* кварце заключена такая же информация, как в *послойном*. Температура, давление и состав флюида в жильных кварцитах соответствуют таковым в *послойном* кварце, поскольку растворы, которые участвовали в метаморфическом преобразовании пород, впоследствии залечивали многочисленные трещины. Таким образом, прожилковый кварц отлагался из тех же растворов, из которых кристаллизовался и *послойный* кварц, и на основании этого его можно считать метаморфогенным.

В *гранате* из железосодержащих пород гранулитовой фации первичные метаморфогенные включения представлены одной жидкой фазой высокоплотной углекислоты, а во вторичных присутствуют одна или две жидкие фазы. Эти включения также относятся к типично метаморфогенным. Нередко во вторичных углекислотных включениях отмечаются твердые фазы светлого цвета с высоким двупреломлением и черного цвета (скорее всего, это рудное вещество). Кристаллические фазы не растворяются даже при большом нагреве.

Распределение включений в гранате крайне неравномерно. В одних зернах включений нет, в других они единичны и располагаются в центре зерна, в третьих отмечаются такие значительные скопления, что эти включения просматриваются как пылевидные частицы. Форма первичных включений в гранате исключительно правильная, изометричная, с полигональными очертаниями, которые повторяют форму минерала-хозяина. Размер вакуолей варьирует в небольших пределах и зависит от величины зерен граната (размеры растут пропорционально). При температуре 3–25 °С отмечается гомогенизация в жидкую фазу CO<sub>2</sub>. Плотность жидкого CO<sub>2</sub> включений 0,90–0,70 г/см<sup>3</sup>.

Вторичные включения чистой углекислоты отмечаются в очень больших количествах; некоторые зерна полностью насыщены углекислотными включениями по всей видимой части зерна, образуя широкие полосы, обособленные группы и цепочки, располагаясь по залеченным трещинам. Они часто видны без предварительного охлаждения – по интенсивно бегающему пузырьку CO<sub>2</sub>, хотя на первый взгляд эти включения различить нельзя, поскольку они имеют сложную, неправильную, дендритовидную, амебовидную и червеобразную формы, часто сливаясь друг с другом и приобретая темную окраску. Размер включений варьирует в большом интервале – от долей до 0,07 мм, гомогенизация в жидкую фазу CO<sub>2</sub> происходит при температуре 11–28 °С, плотность жидкого CO<sub>2</sub> 0,85–0,65 г/см<sup>3</sup>. Помимо существенно углекислотных включений, в гранате отмечаются включения сухих газов, имеющих чаще всего равновесную форму негативных кристаллов и темную окраску.

В *пироксене* из различных железистых кварцитов и пород гранулитовой фации были обнаружены первичные метаморфогенные высокоплотные углекислотные включения. Форма включений удлиненная, прямоугольная, с нечеткими границами, напоминающими бахрому, иногда со сложными краями. Располагаются они вдоль спайности поодиночке или небольшими группами, имеют темный цвет. Размер включений достигает по длине 0,02 мм. Температура их гомогенизации 10–20 °С, плотность жидкого CO<sub>2</sub> 0,85–0,76 г/см<sup>3</sup>.

Вторичные включения расположены по залеченным трещинам. Их состав аналогичен составу первичных включений, но плотность законсервированного раствора меньше.

Часто включения  $\text{CO}_2$  находятся совместно с многофазовыми включениями растворов-расплавов, которые зафиксированы в пироксенах в достаточно больших количествах. Эти включения можно назвать кристалло-флюидами, так, как они состоят из твердых фаз, выпавших из растворов, количество которых достигает пяти, и занимают большую часть включений. Полная гомогенизация наступает при температурах 690–730 °С, но чаще включения взрываются, не достигнув гомогенизации. Иногда в таких включениях присутствуют жидкий  $\text{CO}_2$  и неопределимая фаза твердого вещества черного цвета.

Плотность метаморфических растворов является величиной характеристической и неизменной в замкнутом включении. Поэтому ее можно использовать для определения давления. Давление флюида при метаморфизме пород в условиях гранулитовой фации, рассчитанное по метаморфогенным включениям, находится в интервале  $(5,5-3,0) \cdot 10^8$  Па (табл. 11).

### *Флюидные включения в слабометаморфизованных железисто-кремнистых породах*

В пределах Криворожского железорудного бассейна термобарометрическими методами исследовались железистые кварциты и джеспилиты трех рудных районов: Южного, Саксаганского, или Центрального, в котором сосредоточены основные запасы железных руд, и Северного.

Наиболее полная статистика по газовой-жидким включениям получена для послынного и прожилкового кварца, в котором включения наиболее разнообразны, в меньшей степени — для граната, кальцита, амфибола.

Для перечисленных минералов характерны такие включения: газовой-жидкие и жидкогазовые, существенно жидкие и существенно углекислотные, многофазовые с твердой фазой, водно-углекислые, водно-углекислые с твердой фазой.

В послынном кварце довольно четко выделяются первичные, вторичные и первично-вторичные газовой-жидкие включения различного агрегатного состояния. Первичными могут быть как газовой-жидкие, так и углекислотные. Они образовались во время пика метаморфизма. Другие типы и виды включений по ряду признаков нельзя считать первичными.

Из табл. 12 видно, что в послынном кварце наиболее высокие температуры отмечаются в Северном и Южном рудных районах Кривбасса. Температура гомогенизации кварца в них достигает 470 °С, а кварца в Саксаганском районе — не более 400 °С. Гомогенизация во всех первичных газовой-жидких включениях происходит в жидкую фазу. Кроме того, для Южного и Северного рудных районов характерно большее количество существенно-углекислотных и водно-углекислых включений по сравнению с Саксаганским. Они отмечаются не только в послынном и прожилковом кварце, но и в гранате и кальците. Температура гомогенизации существенно углекислотных включений в послынном кварце варьирует в пределах 26–28, а в прожилковом кварце 23–31 °С. Гомогенизация идет в жидкую фазу углекислоты.

В Северном рудном районе исследовался и гранат. В нем обнаружены первичные существенно углекислотные включения с температурой гомогенизации 23–25 °С и вторичные сложные водноуглекислые включения с температурой частичной гомогенизации 27–28° и полной гомогенизации 370–375 °С. Это означает, что соотношение воды и  $\text{CO}_2$  в составе метаморфогенных растворов в разных рудных районах Кривбасса неодинаково. Наибольшее количество  $\text{CO}_2$  встречено во включениях минералов Южного и Северного рудных районов. Содержание существенно углекислотных и водно-углекислых включений в них составляет около 90, а в минералах Саксаганского района примерно 10 % углекислотных включений, т.е. флюид здесь был существенно водным.

Следует отметить, что в Северном и Саксаганском рудных районах в послынном и прожилковом кварце отмечен более разнообразный "набор" включений, чем в Южном районе Кривбасса. В них, помимо газовой-жидких и углекислотных, широко распространены довольно редкие многофазовые включения с твердой фазой — галитом и жидким  $\text{CO}_2$ , которые, вероятно, характеризуют наложенный на метаморфические породы более поздний процесс, связанный с гранитизацией или внедрением даек диабаза.

Т а б л и ц а 12. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в минералах железистых пород Криворожско-Кременчугского железорудного района и КМА

Железорудный район	Первичные газовой-жидкие включения			Первичные включения углекислоты			Расчетное давление $\cdot 10^7$ , Па
	Послойный кварц	Прожилковый кварц	Прожилковый кальцит	Послойный кварц	Прожилковый кварц	Гранат	
<i>Криворожский</i>							
Южный	450–470	335–430	100–145	26–28	28–30	–	2,3
Саксаганский	320–400	325–360	–	26–27	26–29	–	1,5
Северный	410–470	325–390	180–240	28–29	28–30	23–25	2,1
<i>Кременчугский</i>							
саксаганская свита	390–470	–	100–250	18–22	18–25	–	2,0
гданцевская свита	460–550	–	–	15–20	28–20	14–17	3,5
<i>КМА, курская серия</i>	360–470	300–410	270–330	–	–	–	2,5

В Саксаганском рудном районе в послойном кварце железистых кварцитов были обнаружены существенно жидкие включения холодно-водного типа с максимальной температурой гомогенизации 75 °С, густо пронизывающие зерна кварца. Такие включения соответствуют условиям катагенеза осадочных пород.

Кроме послойного, исследовался прожилковый кварц из рудных районов Кривбаса. Газовой-жидкие включения в этих кварцах (первичные и вторичные) идентичны, что свидетельствует об их едином происхождении.

В целом по результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы: образование железистых кварцитов Северного и Южного рудных районов осуществлялось в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температуре, достигающей 470 °С, и давлении до  $(2,1–2,3) \cdot 10^8$  Па с участием водно-углекислых растворов.

Максимальная температура 400 °С и давление, не превышающее  $1,5 \cdot 10^8$  Па, а также водные растворы с незначительной примесью углекислоты характерны для наименее метаморфизованных железистых кварцитов в Саксаганском рудном районе и свидетельствуют об образовании железистых кварцитов в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

В Кременчугском железорудном районе термобарометрическими методами исследовались в основном послойный и прожилковый кварц в железисто-кремнистых породах саксаганской свиты – криворожской серии (Горишнеплавненское, Белановское, Галещинское месторождения) и гданцевской свиты (Мануйловское, Харченковское, Броварковское и Васильевское месторождения).

Кроме кварца, изучались гранат и карбонаты. По данным микроскопического изучения, в кварцах обеих свит на всех рассмотренных месторождениях первичные, вторичные, поздневторичные включения имеют близкие фазовый состав и соотношения фаз.

По фазовому составу в послойном и прожилковом кварце выделяются несколько типов включений: газовой-жидкие, существенно углекислотные, водно-углекислые, сложные многофазовые с твердыми фазами и углекислотой и существенно газовые.

Как показали термометрические исследования, температуры гомогенизации первичных газовой-жидких включений в послойном кварце саксаганской и гданцевской свит различны. Так, в кварцах саксаганской свиты температура не превышает 470, в гданцевской свите в редких случаях достигает 550 °С.

Широко распространены в послойном кварце углекислотные включения. По фазовому составу выделено три типа: существенно углекислотные, водно-углекислые и сложные водно-углекислые с твердыми фазами. Среди них преимущественно развиты существенно углекислотные и водно-углекислые, а последние встречаются редко. Температуры частичной гомогенизации в жидкую фазу первичных включений 15–20, вторичных – 18–22 °С.

Водно-углекислые включения содержат жидкий  $\text{CO}_2$  и водный раствор в различных соотношениях. Второй занимает 20–80 % включения. Соответственно температуры частичной гомогенизации в жидкую фазу 25–30, температуры полной 410–530 °С.

Третий тип водно-углекислых включений с твердыми фазами довольно редок. В состав этих включений входит раствор  $\text{CO}_{2\text{ж}}$  и  $\text{CO}_{2\text{г}}$ , а также один-два минерала-узника,

которые по оптическим характеристикам могут быть отнесены к галиту или сильвину, а возможно, и к другим легкорастворимым хлоридам.

При нагревании включений редко удается достигнуть полной гомогенизации. Единичные включения гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 505 °С. Остальные включения, не достигнув полной гомогенизации, взрываются. По-видимому, растворы были изначально гетерогенны, имели большую плотность, концентрации солей в них были достаточно высоки.

На основании полученных результатов можно сделать вывод, что в составе метаморфогенного флюида пород гданцевской свиты преобладал диоксид углерода. В гранате обнаружены только углекислотные включения с температурами частичной гомогенизации в жидкую фазу 14–17 °С.

Полученные термобарометрические данные свидетельствуют, что формирование пород саксаганской свиты происходило в условиях зеленосланцевой фации, а пород гданцевской — в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой. Величина давления, оцененная по плотности CO<sub>2</sub>, для пород саксаганской свиты достигает 2,0·10<sup>8</sup>, а гданцевской не превышает 3,5·10<sup>8</sup> Па.

На КМА были изучены газово-жидкие включения в послыном и прожилковом кварце, прожилковом карбонате и апатите карбонатно-, биотит-, силикат-, гематит-магнетитовых кварцитов и кристаллических сланцев курской серии.

В послыном кварце были обнаружены первичные газово-жидкие включения, гомогенизирующие в жидкую фазу при температурах 360–470, а в прожилковом кварце — при 300–410 °С.

В прожилковом карбонате изучены первичные газово-жидкие включения с температурами гомогенизации 270–330 °С в жидкую фазу. В апатите гомогенизация первичных газово-жидких включений происходит по первому типу в интервале температур 230–360 °С.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что в курской серии КМА метаморфическое преобразование пород проходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации при температуре и давлении, не превышающих 470 °С и 2,5·10<sup>8</sup> Па, с участием водно-углекислых растворов.

На основании этих данных можно сделать некоторые выводы. В частности, наличие в породах гранулитовой фации только метаморфогенных включений и высокоплотной углекислоты (при отсутствии других видов включений) свидетельствует в пользу метаморфического образования этих пород в результате сложных метаморфических реакций. Гранулитовая фация характеризуется безводным режимом (или, по крайней мере, дефицитом воды), а не только обычно высокими температурами и давлениями, т.е. основным флюидом данной фации является не вода, а углекислота. Последняя играла ведущую роль при метаморфическом преобразовании железорудных пород эпидот-амфиболитовой фации, в то время как при формировании пород в условиях зеленосланцевой фации она была второстепенной.

### **Силикат- и карбонат-магнетитовые руды гранулитовых комплексов Украинского щита (побужский тип)**

В районах и зонах развития гранулитовых комплексов Украинского щита распространена интенсивно метаморфизованная карбонат-метабазитовая железисто-кремнистая формация, залегающая среди пород бугской и центрально-приазовской серий [374]. Она вмещает эпигенетическую железорудную формацию абиссальных магнезиально-железистых метасоматитов, тесно связанную с сингенетической рудной формацией метаморфизованных железистых кварцитов [371–375].

#### *Геологическое положение и строение рудно-метасоматических залежей*

Карбонат- и силикат-магнетитовые руды наиболее развиты и изучены в Молдовском (Молдовское, Грушковское, Секретарское, Шамраевское рудопроявления) и Слюсаревском (Слюсаревское, Байбузовское, Богдановское, Гвоздавское, Савранское, Шелехов-

ское, Чемирпольское рудопроявления) железорудных районах, приуроченных соответственно к Голованевскому и Синицевскому блокам в средней части Белоцерковско-Одесской зоны. Они чаще всего участвуют в строении комплексных залежей, где тесно ассоциируют с разнообразными метасоматитами, замещившими различные породы карбонат-метабазитовой железисто-кремнистой, формации. Субсогласные крутопадающие линзовидные залежи приурочены к переходам метаморфических пород рудоносной формации к мигматитам, контактам и проницаемым зонам среди кальцифиров и железистых кварцитов и участкам их переслаивания. Нередко рудные залежи сосредоточены в ядрах флексуроподобных структур. Протяженность рудно-метасоматических залежей — от десятков до сотен метров, мощность — от первых до 20–30 м. Наиболее мощная (до 100 м) и протяженная (до 700 м) комплексная залежь, единичными скважинами прослеженная до глубины приблизительно 1300 м, приурочена к ядру флексуроподобной структуры Молдовского месторождения. Переход к рудам постепенный, через метасоматиты с вкрапленным магнетитом; в рудной залежи наблюдаются частые взаимопереходы карбонат- и силикат-магнетитовых руд с различными соотношениями в последних орто- и клинопироксенов, оливина разной железистости. В рудной залежи Молдовского месторождения установлена тенденция к увеличению с глубиной доли силикат-магнетитовых руд за счет руд карбонат-магнетитовых. Среди эпигенетических силикат-магнетитовых руд и метасоматитов наблюдаются реликтовые участки полосчатых железистых кварцитов. В центральной части рудной залежи на Молдовском месторождении преобладают гидросиликат-магнетитовые руды с амфиболами и серпентином. На Слюсаревском месторождении отмечается связь прожилково-вкрапленных карбонат-магнетитовых руд с жилами турмалинсодержащих аплит-пегматоидных гранитов, приуроченных к зонам трещиноватости в кальцифирах.

Установленные условия залегания указывают на синхронность процессов метасоматоза и рудообразования как со складчатыми деформациями, так и постскладчатым преобразованием карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации.

### *Типы и состав руд и метасоматитов*

Метасоматиты развиты шире руд, они слагают фланги рудных залежей, а также наблюдаются в виде реликтов среди руд. Многообразие типов метасоматитов отражает главным образом разнообразие состава замещаемых ими пород, а также зональность и стадийность процессов метасоматоза. По минеральному и химическому составу выделяются кальций-магнезиальные клинопироксеновые, полевошпат-пироксеновые, форстерит-пироксеновые, шпинель-форстеритовые, а также магнезиально-железистые гранат-ортопироксеновые, ортопироксеновые и фаялит-ортопироксеновые метасоматиты, между которыми существуют переходные двупироксеновые разновидности. Кальций-магнезиальные метасоматиты приурочены к контактам кальцифиров с кремнеземсодержащими породами, развиты на флангах рудных залежей и в реликтах кальцифиров среди руд. Магнезиально-железистые и существенно железистые метасоматиты тесно связаны с участками гранитизации железисто-кремнистых пород, а также с зонами переслаивания их с кальцифирами.

Для метасоматически измененных железисто-кремнистых пород характерно образование мономинеральных обособлений, сложенных полевыми шпатами, кварцем, фаялитом, пироксенами, роговой обманкой, гранатом, магнетитом, а также участков, в которых количественные и текстурно-структурные взаимоотношения этих минералов самые разнообразные. В зонах переслаивания железисто-кремнистых и карбонатных пород преобладают двупироксеновые и оливин-пироксеновые метасоматиты. Метасоматические изменения в гнейсах выражены интенсивным окварцеванием, которое сопровождается образованием вторичных гранат-биотитовых обособлений с силлиманитом и кордиеритом. С двупироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами связаны роговообманко-, гранат- и полевошпат-пироксеновые метасоматиты, как правило, с пиротином и пиритом. Железистость орто- и клинопироксенов в метасоматитах характеризуется значительным разбросом, но меняется сопряженно: для ортопироксена она изменяется от 73 до 59, для клинопироксена — от 27 до 58 %. При этом железистость пироксенов выше в безрудных метасоматитах и несколько снижается при появлении вкрапленности магнетита. Ортопироксены содержат мало титана (0,01–0,04 %) и глинозема (0,06–

1,77 %); для клинопироксенов характерно низкое содержание натрия (0,03–0,40 %) и глинозема (0,56–2,47 %). В ортопироксеновых метасоматитах железистость граната несколько выше (82–94 %), чем в клинопироксеновых (77–80 %). Оливин также имеет различную железистость; наиболее железистый фаялит наблюдался в безрудных метасоматитах на фланге рудной залежи Володарского ( $f = 87$  %) и Слюсаревского ( $f = 95$  %) рудопроявлений. В метасоматитах с вкрапленным магнетитом и рудах установлен оливин с железистостью 40–64 %.

Для метасоматитов характерно развитие вторых генераций пироксенов, граната, оливина, шпинели, биотита и кордиерита, которые по сравнению с более ранними метаморфическими генерациями обогащены марганцем, кальцием и трехвалентным железом [374]. В качестве второстепенных минералов в метасоматитах установлены шпинель, клиногумит, кордиерит, сфен.

В локальных зонах метасоматиты с пироксенами, гранатами и оливинами замещаются гидросиликатными метасоматитами, минеральный состав которых очень разнообразен, зависит от соотношения различных амфиболов, слюд, полевых шпатов, скаполита, кварца, граната, гидрослюд, хлорита, серпентина, карбонатов, а также реликтовых оливинов и пироксенов более ранних метасоматитов. Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом, редко — монацитом; характерно присутствие графита и сульфидов. Установлена зависимость состава амфиболов (актинолита, антофиллита, роговой обманки, куммингтонита) и слюд (флогопита, биотита) от минерального и химического состава более ранних метасоматитов. В биотитах меньше титана и глинозема в шестерной координации; содержание фтора в анализировавшихся слюдах (0,07–0,1 %) и амфиболах (0,04 %) незначительное.

По текстурно-структурным особенностям, минеральному и химическому составу выделяются карбонат- и силикат-магнетитовые разности руд; последние по составу преобладающих силикатов могут быть разделены на орто- и двупироксеновые, оливиновые и гидросиликатные. Выделенные разности тесно связаны пространственно и генетически, характеризуются постепенными переходами, зональностью и стадийностью развития. Зональность достаточно четко проявлена лишь в наиболее мощных комплексных залежах, в маломощных она проявлена менее или ее вообще нет, а руды представлены меньшим числом разновидностей. Переходы между рудами и вмещающими породами постепенные: силикат-магнетитовые руды переходят во вмещающие породы через околорудные метасоматиты, а переход карбонат-магнетитовых руд в кальцифиры осуществляется в результате увеличения плотности вкрапленного магнетита.

Карбонат-магнетитовые руды сложены карбонатом (преимущественно кальцитом), оливином и магнетитом; коэффициент окисленности, отражающий степень оруденелости карбонатных пород, варьирует от 0,1 до 0,9 %. В незначительных количествах в рудах присутствуют шпинель, пироксены, амфиболы, серпентин и флогопит.

Текстура карбонат-магнетитовых руд гнездово- и прожилково-вкрапленная, реже неясно- и линзовидно-полосчатая. Иногда намечается прямая корреляция между размером агрегатов и количеством магнетита в кальцифирах. Амфиболы и флогопит, как правило, развиты вдоль зон трещиноватости, секущих карбонатную массу, а иногда — и крупные обособления магнетита.

Пироксен- и оливин-магнетитовые руды плотные, с массивной текстурой; структура их grano- и порфиробластовая, участками сидеронитовая. Силикат-магнетитовые руды образуются главным образом по силикатным метасоматитам, что определяет состав силикатов в рудах. Оруденевают в основном ортопироксеновые и фаялитовые метасоматиты по железисто-кремнистым породам и двупироксеновые метасоматиты по кальцифирам. Наблюдались различные стадии оруденения метасоматитов: образование в них редких межзерновых обособлений магнетита, затем развитие участков обильной вкрапленности магнетита в силикатах и, наконец, сплошных его масс с реликтивными корродированными зёрнами силикатов. Для пироксенов и оливинов руд характерны интенсивная трещиноватость и широкие вариации железистости.

Так, в рудах Володарского рудопроявления в центре залежей железистость оливина опускалась до 40 %, тогда как по периферии этих залежей установлено развитие фаялита с железистостью до 87 % [232]. Глиноземистые минералы в рудах распределены очень неравномерно и представлены густо-зеленой шпинелью или кирпично-красным гранатом, вероятно, андрадит-гроссулярового ряда.

Гидросиликатные руды установлены в центральных частях мощных залежей Молдовского и Володарского рудопроявлений, где вдоль зон трещиноватости наблюдается интенсивное замещение пироксенов и оливина амфиболами, флогопитом, серпентином, иддингситом и гидрослюдами. Особенно характерно развитие гидросиликатных руд для Слюсаревского района. В этих рудах преобладают текстуры тектонического происхождения: плитчатые, полосчатые, блочные, пятнисто-вкрапленные, что указывает на их образование на поздних этапах формирования рудных зон, когда деформации и оруденение протекали в относительно жестких породах. Структура гидросиликатных руд средне- и мелкозернистая с элементами натечной, колломорфной. Характерная особенность — наличие в них графита, количество которого участками достигает 2–5 %.

Рентгенографический анализ степени кристалличности графита из руд показал хорошую упорядоченность его решетки, что фиксируется малой полушириной рефлекса (002) и указывает на образование руд в напряженной тектонической обстановке.

По данным электронно-микроскопических и термомагнитных исследований, в рудах установлены три генерации магнетита: наиболее ранний вкрапленный, развитый в метасоматитах и силикат-магнетитовых рудах; прожилково-шиповый основной рудной стадии, характерный для всех типов руд; прожилковый и гистерогенный поздней стадии. Для магнетита первой и второй генераций всех типов руд характерны вроски шпинели, связанные с распадом твердых растворов. Наличие структур распада свидетельствует о высоких температурах и многостадийности образования руд; последнее подтверждается особенностями криптоагрегатного строения магнетита и многообразием спектров термомагнитной сепарации. По составу магнетиты из карбонат- и силикат-магнетитовых руд отличаются незначительно, характеризуются стехиометрическими отношениями  $Fe_2O_3 : FeO$ , малым количеством элементов-примесей. По сравнению с магнетитами железистых кварцитов в магнетитах этих руд несколько ниже содержания Cr, V, Ti и выше — MnO и MgO [374, 381].

Сульфиды в рудах по отношению к магнетиту более поздние, преобладает высоко-температурный пирротин со структурами распада. Установленные отличия минералов руд и метасоматитов от минералов метаморфических пород незначительны, что указывает на близость условий метасоматоза и прогрессивного метаморфизма. Существование отличий свидетельствует об образовании руд и метасоматитов в наиболее флюидопроницаемых участках метаморфической толщи, характеризовавшихся подвижным поведением многих компонентов и более высоким парциальным давлением кислорода.

В карбонат-магнетитовых рудах колебание общего содержания железа довольно значительное. Установлена прямо пропорциональная зависимость между содержанием общего и магнетитового железа, а также высокий коэффициент его окисленности ( $Fe_2O_3/FeO > 0,5$ ), что отражает связь подавляющего количества железа именно в магнетите. По данным химического анализа, общее содержание железа в карбонат-магнетитовых рудах 17–43 %, содержание вредных примесей очень низкое ( $P_2O_5 = 0,01–0,06$  %;  $S_{сульф}$  — следы). Карбонат-магнетитовые руды относятся к самоплавкам; при комплексной добыче и переработке они могут офлюсовывать развитые совместно с ними силикат-магнетитовые руды.

Силикат-магнетитовые руды по общему содержанию железа относятся как к бедным, так и к богатым разностям. Общее содержание железа в анализировавшихся разностях, по данным химического анализа, колеблется от 21 до 60 %; коэффициент его окисленности ( $Fe_2O_3/FeO$ ) 0,4–0,8. Содержания  $P_2O_5$  и  $TiO_2$  составляют 0,01–0,1 %; сульфидная сера, как правило, не обнаружена, но локально установлены участки сульфидно-магнетитовых руд, в которых ее содержится до 8 %.

### *Физико-химические условия образования руд и метасоматитов*

Детальное комплексное изучение железных руд и пород рудоносной формации гранулитовых комплексов Украинского щита позволило установить тесную связь син- и эпигенетических руд, выявить особенности, подтверждающие определяющую роль процессов метасоматоза в образовании последних, и вычислить параметры его протекания. О метасоматической природе тесно связанных между собой карбонат- и силикат-магнетитовых руд

гранулитовых комплексов Украинского щита свидетельствуют следующие установленные особенности их состава и строения: 1) залегание руд, контролируемое литотектоническими факторами; 2) тесная связь руд с метасоматитами и зависимость их состава от состава метасоматитов; 3) отличия минерального и химического составов метасоматитов и состава слагающих их минералов (в том числе изотопно-геохимических особенностей) от таких метаморфических пород и минералов; 4) стадийность образования руд и метасоматитов; 5) морфогенетические особенности, состав магнетита, характер его распределения и взаимоотношения с нерудными минералами.

Для выяснения источников флюидов и железа при образовании эпигенетических руд гранулитовых комплексов Украинского щита важными являются те следствия, которые вытекают из эволюции состава пород рудовмещающей карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации при высокотемпературном метаморфизме и ультраметаморфизме. Это, например, силификация и декарбонатизация сидеритовых, сидероплезитовых и доломитовых пород, сопровождавшиеся отделением больших масс  $\text{CO}_2$ ; взаимодействие кислородоемких железисто-кремнистых пород с восстановленными мантийными газами ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ), сопровождавшееся окислением газов и выделением  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ; извлечение и мобилизация железа при гранитизации значительной массы метабазитов и железисто-кремнистых пород рудоносной формации; образование потенциально-рудоносных метаморфических кварц-силикатных высокожелезистых сланцев (эвлизитов), а также магнезиально-железистых метасоматитов за счет магнезиально-железистых кварц-карбонатных пород рудоносной формации.

В развитии метасоматоза и рудообразования установлено три стадии: ранняя щелочно-нейтральная, связанная с прогрессивным метаморфизмом; кислотная, связанная с ультраметаморфизмом; поздняя кислотно-щелочная, связанная с диафорезом.

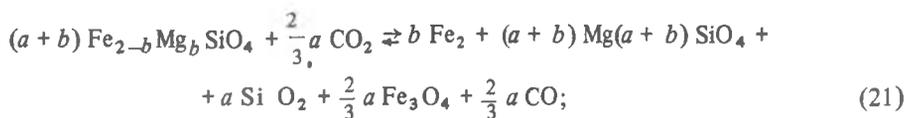
Наиболее ранними являлись орто- и оливин-пироксеновые магнезиально-железистые метасоматиты, возникновение которых было возможно уже при прогрессивном метаморфизме, так как магнезиально-железистые карбонаты при наличии кремнезема устойчивы до температуры  $300^\circ\text{C}$ . Кальцит-доломитовые породы на участках, где нет кремнезема, были устойчивыми вплоть до гранулитовой фации; их метасоматоз с образованием клинопироксеновых пород осуществлялся главным образом при увеличении подвижности кремнезема в условиях ультраметаморфизма.

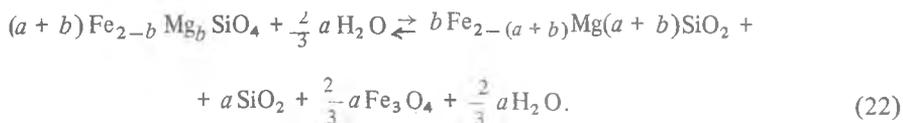
Образование различных минеральных типов метасоматитов определялось соотношением в метаморфических породах  $\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ ,  $\text{SiO}_2/(\text{MgO} + \text{CaO})$  и  $\text{MgO}/\text{CaO}$ , а также соотношениями  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  во флюидах. Установлено, что дорудные метасоматиты ранней стадии, согласно классификации [125], относятся к форстерит-пироксен-шпинелевой фации относительно низкой щелочности; температурный диапазон их образования при  $p_f \leq 500$  МПа составляет  $620\text{--}780^\circ\text{C}$ ; метасоматиты ранней кислотной стадии образовались в интервале температур  $530\text{--}620^\circ\text{C}$ .

Образование основной массы силикат-магнетитовых руд, вероятно, произошло в результате замещения дорудных магнезиально-железистых метасоматитов и высокожелезистых кварц-силикатных метаморфических сланцев. Оруденение осуществлялось в результате разложения магнезиально-железистых силикатов с образованием обильного мелкозернистого магнетита, что свойственно высокотемпературным рудам Молдовского и Володарского рудопоявлений.

Замещение силикатов магнетитом было обусловлено двумя основными факторами: некоторым понижением температуры и повышением парциального давления водно-углекислых флюидов, выступавших в высокотемпературных условиях в роли окислителя. Высказанное положение подтверждается приуроченностью оруденения к тем структурным элементам (зонам трещиноватости в ядрах складок, контактам пород), где фильтрация флюидов была наибольшей, а также развитием его главным образом либо в высокожелезистых фаялитовых и гиперстенных метасоматитах, либо в ортопироксеновых участках двупироксеновых метасоматитов и редко — в метасоматитах диопсидового состава.

В участках обильного перемещения флюидов железисто-магнезиальные силикаты метасоматитов разлагались по реакциям такого вида:





Механизм такого разложения рассматривался в ряде работ [232, 230].

Оруденение ортопироксеновых и ортопироксен-фаялитовых метасоматитов сопровождалось образованием бедных вкрапленных силикат-магнетитовых руд, общее содержание железа в которых (25–35 %) отвечало общему содержанию железа в неоруденевших метасоматитах. Формирование богатых руд с общим содержанием железа более 45 % могло происходить лишь в тех участках, где образование магнетита сопровождалось удалением из зоны рудообразования части кремнезема, а возможно, и магнезия. Вероятно, именно с выносом кремнезема из рудной залежи связано интенсивное окварцевание надрудных амфиболитов и гнейсов в ядре структуры Молдовского рудопроявления. В участках, где происходила локальная перекристаллизация мелкозернистого магнетита или привнеслось железо, образовались массивные руды, содержание магнетита в которых превышало 60–86 %.

Возможно, в их образовании определенную роль играли процессы тектонического выжимания магнетита в благоприятные тектонические зоны.

Процесс замещения магнетитом силикатов в метасоматитах осуществлялся при  $p_{\text{O}_2} > 10^{-16}$  Па, что свидетельствует о его высокотемпературности [232], так как фаялит, например, при таком давлении может существовать лишь при температурах приблизительно 700 °С.

На достаточно высокотемпературный характер образования пироксен- и оливин-магнетитовых руд указывает наличие в магнетите из этих руд структур распада с выделением шпинели.

Некоторые представления о флюидном режиме образования высокотемпературных метасоматитов и силикат-магнетитовых руд дают результаты хроматографического анализа, которые показывают, что высокотемпературные метасоматиты флангов рудной залежи Молдовского месторождения образовались в более восстановительной обстановке ( $\Sigma$  восстановленных газов  $\sim 7,42$  %) с участием щелочных водно-углекислых флюидов, а для центральной части залежи был характерен более окислительный режим ( $\Sigma$  восстановленных газов  $\sim 2,1$  %). Часть силикат-магнетитовых руд могла образоваться при десиликации железистых кварцитов на контакте с кальцифирами.

На поздней кислотно-щелочной стадии в трещинных зонах по мере падения температуры и увеличения содержания  $\text{H}_2\text{O}$  во флюидах образовались гидросиликатные метасоматиты и гидросиликат-магнетитовые руды. Существенно водный состав флюидов установлен при изучении газово-жидких включений в метасоматитах и рудах Ялусаревского рудопроявления. Режим гидротермального метасоматоза характеризовался уменьшением активности щелочей, бора, фтора, хлора, серы, что привело к развитию фторсодержащих слюд, амфиболов, турмалина, скаполита и сульфидов. На этой стадии образовались генерации силикатов, обогащенные марганцем, кальцием и трехвалентным железом.

К этой стадии приурочены также интенсивная серпентинизация форстерит- и карбонат-магнетитовых руд и образование амфибол-магнетитовых руд. Установлено, что образование руд при определенном соотношении  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  во флюидах было возможным при температурах 330–530 °С.

Полученные представления о стадийности и условиях рудно-метасоматических процессов, проявленных в карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации Украинского щита, отвечают общим закономерностям эволюции процессов метасоматоза, разработанным Д.С.Коржинским [168, 170], А.А.Маракушевым [226], В.А.Жариковым [124], Л.И.Шабыным [355] и детализованным многими исследователями [259, 223, 299, 117] при изучении конкретных регионов.

Необходимо указать на существование пространственно-временной связи процессов метасоматоза и рудообразования с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма рудовмещающей карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации. Конкретно такая связь в пределах Белоцерковско-Одесской зоны выражается в следующем. Наиболее ранние высокотемпературные метасоматиты и силикат-магнетитовые руды приурочены к прогрессивно-метаморфизованным породам гранулитовой фации более эродированного Голованевского блока (Молдовский район), где вскрываются глубинные части диф-

фузионных рудно-метасоматических залежей. Более поздние гидросиликатные метасоматиты, карбонат-магнетитовые и гидросиликатные руды средне- и низкотемпературной стадии приурочены к интенсивно гранитизированным и диафторированным породам менее эродированного Синищевского блока (Слюсаревский район), в пределах которого вскрыты верхние части инфильтрационных рудно-метасоматических залежей и жильные калиевые гранитоиды.

По условиям залегания, параметрам, составу, околорудным метасоматитам, стадийности образования карбонат-магнетитовые и эпигенетические силикат-магнетитовые руды гранулитовых комплексов Украинского щита [36, 72, 76, 374] сходны с рудами и метасоматитами гранулитовых комплексов южной части Алданского щита [225, 184, 355], Северного Прибайкалья [118], некоторых районов Северной и Центральной Швеции [339, 436], северо-западной части Кольского п-ова [83], Адирондакского района Канадского щита [387].

В последнее время железные руды, имеющие некоторое сходство с рудами и метасоматитами Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита, установлены в фундаменте Русской платформы в пределах Варенской магнитной аномалии в Литве, Гарсенской, Инчукалнской аномалий в Латвии [176].

Большинство исследователей относят руды указанных районов к эпигенетическим скарновым, в образовании которых определяющая роль отведена метасоматозу при разном понимании источников флюидов и железа. Согласно другой точке зрения, руды представляют собой осадочные концентрации железа, незначительно перекристаллизованные при метаморфизме. Эти крайние точки зрения на генезис руд гранулитовых комплексов удовлетворительно не объясняют всех особенностей строения, состава и главное многообразия руд этих комплексов. Возникновение этих точек зрения связано с недооценкой исследователями возможности совмещения в гранулитовых комплексах нескольких железорудных формаций, выделенных при изучении гранулитовых комплексов Украинского щита [374].

Детальное изучение железных руд и пород рудоносной формации гранулитовых комплексов Украинского щита позволило на новом конкретном материале обосновать представления о тесной связи син- и эпигенетических руд, а также выявить особенности, подтверждающие определяющую роль процессов метасоматоза в образовании последних.

## ГЛАВА 5 ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

В настоящей главе излагаются варианты терригенно- и вулканогенно-осадочной гипотез, по мнению авторов, наиболее приемлемые для архейских и протерозойских железисто-кремнистых формаций Восточно-Европейской платформы.

Основу для дальнейшего анализа, по нашему мнению, составляют два исходных положения: 1) железистые кварциты всех докембрийских геологических формаций являются едиными по генезису (первично-осадочными), а не конвергентными образованиями; 2) главные различия между ними вызваны разными источниками вещества, геотектоническими, физико-химическими и фациальными условиями седиментации.

### Седиментация и диагенез железисто-кремнистых формаций

Любая генетическая модель должна удовлетворительно объяснять следующие главные особенности железисто-кремнисто-сланцевых формаций (ЖКССФ).

1. Уникальные масштабы накопления железа в нижнепротерозойских бассейнах ( $10^{13}$ – $10^{14}$  т) [424].

2. Трансгрессивный характер всех нижнепротерозойских железоносных формаций, особенно четко выраженный в криворожской серии (конгломераты – метапесчаники – филлиты – железистые сланцы – железистые кварциты и джеспилиты); циклическое строение железорудных свит (чередование железистых и сланцевых горизонтов в разрезе); ярко выраженную форму залегания железистых кварцитов в виде протяженных пластов с закономерной аутигенно-минеральной зональностью вкрест простирания и по латерали (см. [130]).

3. Выдержанная тонкая полиритмическая слоистость железистых кварцитов, связь объемного содержания и средней толщины силикатных прослоев с аутигенно-минеральной зональностью; постепенные переходы железистых кварцитов в филлиты (Кривой Рог, КМА) или карбонатные породы (Трансвааль, ЮАР; Минас-Жерайс, Бразилия), первично-осадочное происхождение которых не вызывает сомнений.

4. Сходство минерального состава, текстурно-структурных и геохимических особенностей железистых кварцитов всего мира, в частности своеобразие химического состава с резким преобладанием железа и кремния (см. гл. 3), что свидетельствует о глубокой химической дифференциации вещества при отложении ЖКСФ.

5. Сравнительно небольшие масштабы отложения железистых кварцитов в архее (3700–2600 млн лет назад), относительно кратковременная эпоха массового их накопления (2500–2000 млн лет назад) при почти полном отсутствии фанерозойских железистых кварцитов, что свидетельствует о связи железнакопления с необратимой химической эволюцией внешних оболочек Земли и тектонической эволюцией литосферы.

6. Присутствие свободного углерода (графитита и графита) в железистых кварцитах и вмещающих породах всех ЖКСФ; наличие биогенных органических остатков в некоторых формациях (оз. Верхнего, Лабрадорского трога, в бассейне Набберу – свидетельство существенной роли живого вещества в железорудном литогенезе раннего докембрия.

Эти и другие характерные черты ЖКСФ позволяют исходить из "осадочной" гипотезы образования нижнепротерозойских железистых кварцитов: они отлагались в крупных, скорее всего связанных с океаном, относительно неглубоких спокойных бассейнах как фации единого трансгрессивного ряда, в котором терригенная седиментация сланцев сменялась химическим или биохимическим осаждением железисто-кремнистых осадков, практически лишенных кластического материала; физико-химические условия в атмосфере и гидросфере в то время резко отличались от современных.

Исходя из этого дальнейший материал удобно привести по следующей, ставшей уже традиционной, схеме:

данные о составе раннепротерозойской атмосферы, физико-химических условиях в океанских и поверхностных водах, эволюции жизни;

причины и условия терригенной и вулканогенной мобилизации железа и кремнезема, их миграции и накопления в океане;

факторы и режимы седиментации соединений железа и кремния, образования первичных железисто-кремнистых осадков и их слоистости в озерных, морских и эвапоритовых бассейнах; постседиментационные преобразования железисто-кремнистых осадков.

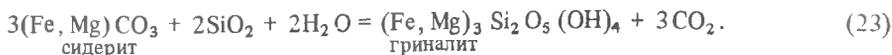
### *Физико-химические условия в раннепротерозойской атмосфере и гидросфере*

Газовый состав атмосферы в раннем докембрии, по-видимому, являлся главным фактором, контролировавшим формы и условия мобилизации железа и кремнезема в корях выветривания и дальность их миграции в поверхностных водах, pH и Eh морских вод, что в конечном счете определяло возможности аккумуляции растворенного железа в океане, причины и формы хемогенного осаждения минералов железа и кремния. Поэтому принятие той или иной гипотезы о составе докембрийской атмосферы играет ключевую роль в построении любых моделей докембрийского осадочного железнакопления.

Из анализа литературы, выполненного Ю.П.Мельником [231], можно заключить, что первичная (доархейская) атмосфера, по-видимому, была сильно восстановительной, лишенной свободного кислорода. Однако трактовка дальнейшей эволюции состава атмосферы в архее и протерозое различна; эти различия сводятся к трем пунктам: 1) о роли восстановленных газообразных форм серы на бескислородном этапе развития атмосферы; 2) об источниках и времени появления в атмосфере свободного кислорода; 3) о содержании CO<sub>2</sub> в древней атмосфере.

Согласно Ю.П.Мельнику [230, 231], восстановленные формы серы играли в первичной атмосфере резко подчиненную роль, а главными составляющими ее газами были метан, аммиак, водород, азот. После окисления водорода, аммиака и значительной части метана началось окисление C<sub>своб</sub> до CO<sub>2</sub> и быстрый переход к азотно-углекислой атмосфере

ре, на всех стадиях развития которой железо могло беспрепятственно мигрировать в равновесных с ней водах в виде ионов и комплексов Fe (II) и, следовательно, накапливаться в океане за счет выветривания, вулканогенно-гидротермальной деятельности и других источников. Параллельное возрастание  $p_{\text{CO}_2}$  в атмосфере приводило к уменьшению pH вод и установлению карбонатных и карбонатно-силикатных равновесий в океане, сыгравших важную роль в стабилизации физико-химических условий в гидросфере и атмосфере. В частности,  $p_{\text{CO}_2}$  контролировалось буферными реакциями типа



По мере уменьшения содержания  $\text{Fe}^{2+}$  в водных средах и, по-видимому, увеличения магнетиальности осаждающихся минералов буферная величина  $p_{\text{CO}_2}$  уменьшалась в несколько раз: от  $(0,1-0,15) \cdot 10^5$  до  $(0,01-0,001) \cdot 10^5$  Па. Барьерный этап кислородной эволюции соотносится с массовым окислением растворенных форм Fe (II) в гидросфере, после которого в атмосфере появился свободный кислород в геохимически значимых количествах ( $p_{\text{O}_2} \approx 10^0 - 10^{-2}$  Па), содержание которого затем росло, а  $p_{\text{CO}_2}$  уменьшалось под влиянием биосферного фотосинтеза.

Иную схему кислородной эволюции первичной атмосферы предлагает А.А. Дроздовская. Главным отличием ее схемы от схемы Ю.П. Мельника является предположение о важной роли сероводорода (и других газообразных соединений восстановленной серы) в составе первичной и архейской атмосферы с резко подчиненной ролью метана, аммиака и водорода. По мере окисления такой азотно-углекисло-сероводородной атмосферы в равновесии с гидросферой, кроме процессов окисления метана и аммиака, происходило и окисление сероводорода до сульфат-иона, который накапливался в океане. Поскольку до полного окисления сероводорода атмосферы в водных средах присутствовали ионы  $\text{H}_2\text{S}^0$  и  $\text{HS}^+$ , вплоть до кислородного барьера, миграция и накопление растворенного Fe (II) в океане были практически невозможными. И только с полным исчерпанием  $\text{H}_2\text{S}$  атмосфера стала азотно-углекислой, а воды выветривания и океанские воды – слабостановительными и слабокислыми, что создало условия для беспрецедентной миграции  $\text{Fe}^{2+}$  в реках и океане. Массовое окисление и осаждение Fe (II) завершилось появлением в атмосфере свободного кислорода около 2 млрд лет назад, как и в схеме Ю.П. Мельника.

Весьма популярной в последние годы является гипотеза о том, что свободный фотосинтетический кислород при парциальном давлении  $10^2 - 10^3$  Па появился в атмосфере еще в начале архея [47, 49, 207, 407, 418, 179]. Основными компонентами такой атмосферы были азот, диоксид углерода и водяной пар. По мнению Х.Д. Холланда [424], пока не представляется возможным точно оценить  $p_{\text{CO}_2}$  в архейской атмосфере, хотя оно наверняка было выше современного. Вся масса океанских вод из-за разложения биогенного  $\text{C}_{\text{орг}}$  в целом была восстановительной (кроме верхнего фотического слоя), что обеспечивало возможность длительной аккумуляции в океане растворенного Fe (II) в течение всего архея в основном за счет подводной вулканогенно-гидротермальной деятельности и гальмиролиза.

Считается, что катионный состав морских вод (за исключением  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Si}(\text{OH})_4$ ) в начале массового отложения железисто-кремнистых формаций был близок к современному, а в анионном составе значительно большую роль играли растворенные формы  $\text{CO}_2$ . Температура у поверхности Земли предполагалась близкой к современной, хотя при повышенном давлении  $\text{CO}_2$  в атмосфере она могла быть выше из-за "парникового эффекта". Вероятно, возможны были значительные флуктуации  $p_{\text{CO}_2}$ , например его повышение в периоды активизации вулканизма. Отсутствие озонового слоя в верхней атмосфере обуславливало намного большую интенсивную ультрафиолетовую радиацию у поверхности Земли, чем сейчас.

Простейшие фотосинтезирующие формы жизни, видимо, появились еще в раннем архее, что подтверждается наличием битумоидов и других органических соединений биогенной природы в древнейших породах Земли [296]. Остатки простейших организмов встречаются и в архейских, и в нижнепротерозойских железистых формациях [457]. Поэтому трудно не согласиться с предположениями о важной роли живого вещества в процессах докембрийской седиментации, формировании состава атмосферы и гидросферы. Считается [161], что в архее и раннем протерозое существовали только безъядерные микроорганизмы (прокариоты), которые не были в состоянии осаждавать кремнезем и вряд ли мог-

ли существенно осаждают карбонаты. Альтернативную точку зрения о ведущей роли железобактерий в осаждении железа высказал В.И.Лазуренко. Предположения об абиогенной природе свободного углерода в ЖКСФ [113, 303] пока еще убедительно не аргументированы.

Физико-химические условия миграции железа в докембрии были подробно исследованы Ю.П.Мельником [230, 231], который пришел к таким выводам: миграция Fe (III) в растворенном виде крайне ограничена; коллоидная форма переноса оксидного железа в докембрии имела, по-видимому, меньшее значение, чем в последующие эпохи; основной формой миграции двухвалентного железа в кислых и нейтральных растворах является простой ион  $Fe^{2+}$ , равновесные концентрации которого в восстановительных средах, лишенных свободного кислорода, могут быть достаточно высокими и регулируются величинами pH и Eh.

В восстановительных условиях только колебания pH или  $p_{CO_2}$ , величины которых были, видимо, взаимосвязаны, могли вызвать осаждение избытка Fe (II) в виде карбоната или силиката. Массовое выпадение оксидного железа явилось следствием резкого изменения Eh из-за появления свободного кислорода.

К аналогичным выводам о том, что главной формой миграции железа в докембрии был ион  $Fe^{2+}$ , пришли В.Эверс [410], А.А.Дроздовская (см. главу 3), Х.Холланд [424] и другие исследователи.

Более сложна оценка причин и форм миграции кремнезема в раннем докембрии. Ю.П.Мельник [231] сделал вывод, что вынос кремнезема в ионной или коллоидной форме из выветривающихся горных пород суши и осаждение его в морских бассейнах мало вероятны. Он допускал миграцию кремнезема в термальных, а затем холодных ионно-коллоидных растворах, образовавшихся в областях вулканической деятельности.

Однако другие авторы считают, что в нижнедокембрийских водоемах кремнезем находится в основном в мономерной форме ( $Si(OH)_4$ ) в концентрациях до 100–120 мг/л (насыщение относительно аморфного кремнезема) [240, 108, 410, 424]. В случае терригенного источника кремнезема его мобилизация при разложении силикатов в условиях выветривания происходила без существенного изменения температуры, а растворы были истинными и не пересыщенными. Предполагается также, что основным фактором повышения концентраций  $Si(OH)_4$  было испарение вод в морях и озерах; извлечение кремнезема реакциями образования смешанослойных силикатов было ограниченным; отсутствовали кремнеосаждающие организмы (они появились не раньше рифея). Перенос коллоидного кремнезема происходит только в непосредственной близости от вулканических очагов.

Таким образом, можно предположить, что наиболее вероятными причинами мобилизации железа и кремнезема были процессы выветривания пород суши в атмосфере, лишенной свободного кислорода и сероводорода [158]; железо в виде иона  $Fe^{2+}$  и ионный кремнезем  $Si(OH)_4$  мигрировали в озера, моря и океаны с поверхностными водами, где аккумуляровались наряду с железом и кремнеземом, поступавшими при подводной вулканогенно-гидротермальной деятельности, а также при подводном выветривании (гальмиролизе). Если же атмосфера архея и раннего протерозоя имела состав, соответствующий модели Х.Холланда [424], т.е. содержала около 0,05 %  $O_2$ , тогда гальмиролиз и вулканогенный привнос были главными источниками растворенного Fe (II) в массе восстановленных вод океана, а поставка железа с суши ограничивалась переносом железосодержащих взвесей водотоками. В модели Х.Холланда следует предполагать низкий сульфатный резерв океана или слабое развитие сульфатредуцирующих бактерий, вплоть до эпохи железонакпления в раннем протерозое, поскольку в противном случае сероводородное заражение океанских вод препятствовало бы накоплению железа.

Если справедлива аккумуляционная модель Ю.П.Мельника [230, 231], то интересен вопрос о концентрации растворенного  $Fe^{2+}$ , накопившегося в океане к началу отложения ЖКСФ. В них железа сосредоточилось порядка  $10^{15}$  т [424]. Если принять массу нижнепротерозойского океана равной современной (порядка  $10^{24}$  г), то концентрация  $Fe^{2+}$  в нем должна была бы составить минимум 1 г/л. Это намного превышает физико-химические оценки А.А.Дроздовской (1–10 мг/л) [108], В.Эверса (20 мг/л) [410], Х.Холланда (7 мг/л) [345] и даже Ю.П.Мельника (от 10 до 400 мг/л) [231]. Нужно учесть, что объем океана 2 млрд лет назад составлял около двух третьих современного, к тому же за этот период значительная часть железисто-кремнистых толщ была эродирована.

Время седиментации саксаганской свиты Кривбасса оценивается в 10 млн лет. Если принять площадь бассейна  $5 \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>, то при средней скорости седиментации железа 20 мг/см<sup>2</sup> в год, а кремнезема 40, то за 1 год в нем осаждалось около  $1 \cdot 10^6$  т железа. По данным [206], такое количество растворенного Fe (II) и втрое большее – кремнезема могло быть за этот период мобилизовано при сиаллитном выветривании плагиогранит-зеленокаменных пород на площади в 150 тыс. км<sup>2</sup>. Однако суммарная денудация при этом составила бы порядка 500–700 м, т.е. в бассейн должно было поступить в 15–20 раз больше кластического материала. Поэтому области терригенного привноса вещества реками в морской бассейн не могли быть совмещены в пространстве или во времени с областями седиментации преимущественно хомогенных железисто-кремнистых осадков.

Следовательно, океаны или моря играли роль не долговременного аккумулятора, а как бы буфера-накопителя растворенного Fe (II), поступающего из кор выветривания, вулканических областей и других источников. За время отложения ЖКСФ (не более 100 млн лет) океанское железо рециклировало минимум 100 раз, что косвенно свидетельствует в пользу бескислородной атмосферы. По-видимому, лишь небольшая часть железа ЖКСФ (в прибрежных фациях) привносилась непосредственно с водами выветривания с суши; основная же доля – с притоком океанских вод, практически лишенных кластогенного материала.

### *Факторы и режимы седиментации железисто-кремнистых осадков и причины образования первичной слоистости*

Главными минеральными формами железа в ЖКСФ являются гематит Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и магнетит Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> с подчиненным значением железо-магниевого карбоната и силикатов. Гематит и магнетит, скорее всего, являются продуктами первичных железо-оксидных осадков, а не результатом диагенетического или метаморфического окисления осадков, содержащих только Fe (II). Следовательно, процессы осаждения железа ЖКСФ по необходимости включали окисление иона Fe<sup>2+</sup>.

Окисление Fe (II) могло происходить несколькими способами. Наиболее детально разработана "биогеохимическая" модель, согласно которой основным продуцентом кислорода был фотосинтез развивавшихся в океане синезеленых водорослей (цианобактерий) [230, 231].

Следует, однако, отметить, что в настоящее время нет прямых палеонтологических свидетельств в пользу существования хемо- и фотоавтотрофных организмов во время отложения ЖКСФ [457]. Об участии фитопланктона в отложении железисто-кремнистых осадков косвенно свидетельствуют такие факты: присутствие C<sub>орг</sub> в железистых кварцитах [230, 231]; изотопный состав углерода графититов и графитов; изотопный состав серы сульфидов, указывающий на процессы сульфатредукции при отложении осадков; находки в железистых кварцитах минерализованных чехлов предположительно циано- и железобактерий.

Экспериментальные данные А.Кэрнс-Смита [397] и П.Брейтермана с сотрудниками [395] вызывают большой интерес, поскольку дают основание рассматривать процесс окисления Fe<sup>2+</sup> ультрафиолетовым излучением Солнца в верхних слоях воды в качестве причины осаждения железа, не менее значимой, чем фотосинтез. По мнению этих авторов, в слабнокислой среде (рН от 4,8 до 6,1) фотоокислению подвергались аквакомплексы (Fe (H<sub>2</sub>O)<sub>6</sub>)<sup>2+</sup>, поглощающие свет с длиной волны около 254 нм, что вызывает переход железа в трехвалентное состояние, выделение свободного водорода и гидролиз Fe<sup>3+</sup> с выпадением гидроксида и подкислением раствора. Полученные в экспериментах значения квантового выхода реакции  $0,06 \pm 0,03$  h показывают, что таким путем, в принципе, могло быть осаждено все железо джеспилитов оксидной фации. Бескислородная атмосфера и как следствие – отсутствие озонового экрана – могли обуславливать весьма высокие уровни ультрафиолетового излучения молодого Солнца у поверхности Земли, способствуя фотоокислению Fe<sup>2+</sup>.

Наблюдалось также резкое увеличение (на порядок) скорости образования Fe (III) под действием света с длиной волны около 400 нм при рН выше 6,5. Авторы связывают это с фотохимическим переходом гидроксиокомплекса Fe(OH)<sup>+</sup> в Fe(OH)<sup>2+</sup>, а также с выделением в атмосферу H<sub>2</sub> и выпадением гидроксида железа. Как предполагают П.Брейтер-

ман и др. [395], скорость осаждения железа фотохимическим путем была от 50 до  $250 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ , что больше оценки А.Трендалла ( $22,5 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ ) и нашей ( $30 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ ). Фотохимические процессы окисления железа, конечно, заслуживают дальнейших детальных экспериментальных исследований.

Можно предполагать, что фотоокисление железа в верхних 10–15 м водной толщи бассейна лучше протекало в условиях сухого климата при малой облачности. Выделение при этом свободного водорода и подкисление раствора буферировались в масштабах бассейна реакциями растворения силикатов, а также, видимо, параллельно протекавшим фотосинтезом. Часть водорода могла диссипировать в атмосферу. Резкое преобладание гематита и магнетита в джеспилитах окисной фации ЖКСФ при крайне низких содержаниях  $\text{C}_{\text{орг}}$  (0,01–0,02 %) и железистых карбонатов (менее 1–3 %) лучше всего объясняется тем, что в таких случаях фотоокисление железа превалировало над другими формами его осаждения.

Если в атмосфере присутствовал свободный кислород [424], то, возможно, окисление железа происходило на контакте с атмосферой в мелководных участках бассейнов, куда поднимались глубинные восстановительные железознозные воды (апвеллинг). Однако в свете изложенного о процессах миграции железа в раннем докембрии, прямое окисление  $\text{Fe}^{2+}$  атмосферным кислородом играло существенную роль, когда атмосфера уже прошла барьерный этап кислородной эволюции, т.е. на завершающих стадиях раннепротерозойского железнанакопления (в формациях оз. Верхнего, Лабрадорского трога, бассейна Набберу, гданцевской свиты Кривого Рога и Кременчуга, оскольской серии КМА). Параллельно могло происходить и биохимическое осаждение железа.

Каким бы из трех указанных механизмов или их комбинаций железо ни окислялось, его седиментация в виде гидроксидов или продуктов их частичного восстановления подчинялась прежде всего сезонной цикличности, наследуемой в виде неконтрастной микроритмичности. В случае биохимического осаждения такая микроритмичность подчеркивалась сезонным выпадением небольших количеств  $\text{C}_{\text{орг}}$  отмершего фитопланктона.

Некоторая часть железа, по-видимому, осаждалась непосредственно в виде железисто-магнезиальных карбонатов и силикатов в результате флуктуаций концентрации  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{PCO}_2$  в атмосфере и других факторов. Однако представления об исключительно карбонатной форме отложения ЖКСФ [326, 31, 413] не достаточно убедительно аргументированы.

Осаждение железа в ЖКСФ сопровождалось седиментацией дисперсного кремнезема со скоростью, приблизительно в полтора – два раза большей ( $35\text{--}60 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ ). Причины осаждения кремнезема еще дискуссионны потому, что толщина кварцевых микрослоев в железистых кварцитах очень резко варьирует от нуля до 7 мм и более при мало изменчивой толщине рудных микрослоев (0,1–0,5 мм). В джеспилитах и смешанных кварц-рудных и рудно-кварцевых мезослоях кварцевые микрослои имеют почти такую же мощность, как и рудные (0,2–1 мм). Поскольку пара соседних микрослоев (смешанного и кварцевого или смешанного и рудного) образует микроритм, соответствующий годовичному циклу седиментации, можно предполагать, что скорости осаждения  $\text{Fe}$  (III) и кремнезема не испытывали резких драматических флуктуаций. Наиболее приемлемым способом такого "спокойного" осаждения следует признать сорбционное соосаждение кремнезема с частицами дисперсного гидроксида железа [2, 201, 410, 423]; его основным условием является отсутствие кремнеосаждающих организмов, благодаря чему ионный кремнезем накапливался в древних водоемах до концентраций 10–100 мг/л.

Такой механизм имеет два достоинства: в описываемом процессе седиментация гидроксидов железа неразрывно связана с осаждением дисперсного кремнезема, причем соосаждение инициируется окислением железа; не требуется высокой концентрации коллоидного кремнезема в морских или озерных водах, возможной только в непосредственной близости от вулканических очагов.

"Нормальная" скорость седиментации кремнезема ЖКСФ ( $30\text{--}60 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ ) могла быть достигнута и путем эвапоритового осаждения кремнезема, что, видимо, происходило наряду с эвапоритовой седиментацией железисто-магнезиальных карбонатов и силикатов [411, 413]. При концентрации ионного кремнезема 120 мг/л такое осаждение в среднем требует годовичного испарения толщи воды в 3,3 м, что близко к современной скорости чистого испарения [411]. Оба способа садки кремнезема карбонат-силикат-гидроксидных осадков сложного состава могли накладываться друг на друга. В результате возникали долговременные вариации соотношения железа и кремнезема в осадке, воз-

можно, отражающие флуктуации привноса железа и кремнезема в бассейн седиментации, что обусловило ритмичность на уровне мезоритмов, макрослоев и пачек железистых кварцитов и джеспилитов.

Наибольшие трудности возникают при интерпретации условий осаждения кремнезема, соответствующих образованию фоновых и особенно аномальных кварцевых мезослоев, содержащих  $2000 \text{ (мг} \cdot \text{см}^{-2} \text{ на микроритм) SiO}_2$  и более. Если предположить, что распределение кремнезема в железистых породах с контрастной или аномальной слоистостью унаследовано от седиментации, то получается, что с промежутками в десятки лет скорость осаждения кремнезема скачкообразно менялась в десятки раз — от почти полного прекращения садки до быстрых выпадений огромных количеств  $\text{SiO}_2$  за один сезон. Причины столь резких флуктуаций катастрофического характера не ясны; во всяком случае, при миграции ионного кремнезема геохимических барьеров такого рода не существует. Одно из возможных объяснений [230, 231] — это поступление больших масс ионно-коллоидных растворов кремнезема с концентрациями до  $1 \text{ г/л}$  из вулканических очагов и с его быстрой коагуляцией. Дальность переноса коллоидного кремнезема не могла быть большой, поэтому такая схема противоречит выдержанности микрослоев железистых кварцитов на десятки и даже сотни километров [454]. Подобный процесс более вероятен для отложения архейских формаций, непосредственно связанных с вулканизмом, хотя в них кварцевые мезослои встречаются редко.

Другая возможность резких изменений скорости седиментации кремнезема рассмотрена в "эвапоритовой" модели Р.Гаррелса [413]. Она маловероятна, потому что не согласуется с удельным содержанием кремнезема в микрослоях аномальных кварцевых мезослоев: чтобы осадить  $2 \text{ г/см}^2$  в год кремнезема, надо выпарить 130-метровую толщу воды, что совершенно нереально. Поэтому причину образования аномально мощных кварцевых мезослоев разумнее искать в диагенетических преобразованиях осадков.

Важной формой совместного осаждения железа и кремнезема ЖКСФ были, по-видимому, железисто-магнезиальные силикаты. Осаждение силикатов становилось возможным при повышении pH и падении  $Eh$  среды, которые могли быть связаны со смещением морских и речных вод, жизнедеятельностью фитопланктона, глобальными и локальными флуктуациями  $p\text{CO}_2$ , повышением температуры, степени испарения вод в бассейне, и другими, не до конца понятными факторами. Перспективна в этом отношении гипотеза А.А.Дроздовской о температурном барьере, вызывавшем осаждение силикатов, хотя установленное ею конкретное значение этой температуры ( $15 \pm 5 \text{ }^\circ\text{C}$ ) очень ненадежно из-за неопределенности в термодинамических параметрах смешано-слоистых железистых силикатов.

Литологические данные свидетельствуют о нерегулярном распределении хлоритов, альбитов и других алюмосиликатов, обычно сосредоточенных в отдельных прослоях большинства разновидностей железистых кварцитов ЖКСФ. Это указывает на какие-то катастрофические причины выпадения тонкого кластического материала (ураганы, цунами, взрывные вулканические извержения), сопряженные с химическим осаждением железисто-магнезиальных карбонатов и силикатов. Щелочно-железистые силикаты, наоборот, распределены равномерно и тяготеют к рудным микрослоям джеспилитовидных рибекит-магнетитовых или селадонит-магнетит-гематитовых кварцитов (Кривой Рог, Михайловский район КМА), что позволяет предполагать их аутигенную природу и нормальное отложение силикатно-железисто-кремнистых осадков в бассейнах с повышенной активностью калия и натрия, вероятно, в эвапоритовых условиях [205]. Отметим, что критерии эвапоритовых условий отложения ЖКСФ еще предстоит детально разработать.

### *Диагенетические преобразования железисто-кремнистых осадков и их слоистых текстур*

Первичные железисто-кремнистые осадки, вероятнее всего, представляли собой смесь дисперсных гидроксидов железа, гидромагнетита, дисперсного или коллоидного кремнезема, железисто-магнезиальных карбонатов, силикатов типа гриналита, в отдельных разновидностях — шамозита, глауконита или магадитита, а также некоторых количеств органического вещества преимущественно биогенного происхождения. Присутствовали, видимо, кластогенный кварц, гидроолюды и другие обломочные минералы, локализованные

в отдельных прослоях. Осадки имели очень хорошо выдержанную нечеткую сезонную ленточную микрослоистость без резких контрастов содержаний кремнезема и минералов железа между соседними "варвами", с плавными вариациями содержаний железа, кремнезема,  $S_{орг}$  и других компонентов в сантиметровом, дециметровом и метровом масштабах. Органическое вещество, скорее всего, было локализовано в отдельных тонких микропрослойках (осаждение вследствие отмирания фитопланктона), а также в глинистых прослоях (сорбция на глинистых минералах).

Как известно, в верхнем слое современных глинистых и других осадков происходят весьма активные процессы жизнедеятельности бактерий. Вероятно, бактерии развивались и в свежих железисто-кремнистых осадках. Весьма дискуссионной является оценка роли микроорганизмов в диагенетических преобразованиях таких осадков.

Деятельность сульфатредуцирующих бактерий, восстанавливающих сульфат-ион до сульфидов железа, несомненно, имела место, что подтверждается данными по изотопии серы сульфидов железистых пород Кривого Рога, КМА и других районов [247]. Однако низкие содержания пирита в железистых кварцитах указывают на весьма незначительные масштабы этого процесса [456]. Из других хемоавтотрофных микроорганизмов, которые могли жить в железисто-кремнистом осадке, можно назвать бактерии, окисляющие органическое вещество, а также железобактерии, результатом жизнедеятельности которых является окисление железа выделяемым ими пероксидом водорода. Еще Н.И.Свитальский [286] начал разрабатывать представления о ведущей роли железобактерий в преобразованиях железисто-кремнистых осадков, формировании их слоистости и образовании магнетита. По мнению В.И.Лазуренко, железобактерии не только преобразовывали уже отложившиеся железистые осадки (как считал Н.И.Свитальский), окисляя железо, но главным образом осаждали растворенное  $Fe^{2+}$  из наддонных вод, циркулирующих в верхних слоях нежелезистого осадка, формируя рудные слои. Цианобактерии, живущие в верхних слоях воды, играли в седиментации железа лишь подчиненную роль. Свою аргументацию этот автор строит на обнаружении в железистых кварцитах многочисленных микроструктур, которые он интерпретирует как чехлы железо- и цианобактерий, состоящие из гематита (магнетита) с примесью органического вещества.

К сожалению, пока нет достаточно убедительных критериев, на основании которых можно однозначно идентифицировать остатки железобактерий, а также оценить масштабы их деятельности при седиментации и диагенезе ЖКСФ. Кроме того, в развиваемой В.И.Лазуренко "микрорональной" теории Б.В.Перфильева применительно к железистым кварцитам остается неясным механизм осаждения кремнезема, а также резко пониженные содержания алюминия, магния, кальция, щелочей и других петрогенных и малых элементов.

Собственно диагенез железисто-кремнистых осадков начинался с их уплотнения и обезвоживания, раскристаллизации аморфных и дисперсных минеральных фаз, что сопровождалось уменьшением растворимости минералов [231]. Гидроксид железа превращался в гетит, а затем и в гематит; аморфный кремнезем раскристаллизовывался в халцедон, а затем в кварц; дисперсные железистые силикаты превращались в гриналит и далее в миннесотаит и стильпномелан [429].

Уникальность железисто-кремнистых осадков, прошедших стадию раннего диагенеза, состояла в том, что в соседних весьма тонких слоях создавалась различная окислительно-восстановительная обстановка из-за присутствия разных количеств соединений  $Fe(II)$  и  $Fe(III)$ , а также  $S_{орг}$ . Отдельные слои и в целом вся система осадка становились термодинамически неравновесными. По мере возрастания температуры создавались условия для реакций окисления  $S_{орг}$  и восстановления  $Fe(III)$  в тех слоях, где эти вещества присутствовали совместно с кварцем. В зависимости от исходного состава слоев в них могли образовываться сидерит, магнетит, миннесотаит, рибекит; равновесные с ними растворы имели весьма различные pH, Eh, концентрации карбонатных ионов и растворенных форм  $Fe(II)$  и  $Fe(III)$ , градиенты которых между соседними слоями были весьма высоки (до 3-4 порядков) [204]. Это вызывало диффузионное или инфильтрационное перераспределение железа между слоями, подчеркивавшее контрасты границ и состава соседних слоев и возникновение магнетитовых микрослоек и микроконкреций. Условия возникновения магнетита могли быть таковы, что вызывали растворение кварца и его миграцию с переотложением в виде кварцевых фоновых и аномальных мезослоев или линз. Подобные процессы осложнялись тектоническими деформациями, что обусловило, в итоге, весьма сложный текстурный рисунок железистых кварцитов.

Следует отметить, что диагенетические преобразования железисто-кремнистых осадков исследованы недостаточно и нуждаются в детальном физико-химическом и экспериментальном обосновании. Однако уже сейчас из литолого-петрографических наблюдений и по изотопно-геохимическим данным видно, что процессы диагенеза сыграли важнейшую роль в преобразовании слоистости исходных осадков, генезисе большей части магнетита и карбонатов, перераспределении железа и кремнезема между слоями или группами слоев. Это относится не только к железистым кварцитам Кривого Рога и КМА, но и к их аналогам в крупнейших железорудных бассейнах мира [454, 422, 411, 405, 393].

Намечается определенная стадийность диагенетических преобразований железисто-кремнистых осадков. На самых ранних этапах диагенеза происходили микробиологические процессы сульфатредукции, восстановления части гидроксидов железа или гематита, окисления  $C_{орг}$  и части Fe (II) железобактериями до магнетита или гематита. Позднее при температурах до 50–70 °С происходили дегидратация и раскристаллизация первичных дисперсных минеральных фаз, окремнение части слоев, возможно, ведущее к образованию аномальных мезоритмов. Подобные процессы могли протекать миллионы лет [437]. И уже на стадиях катагенеза и метагенеза при температуре 200 °С и выше, по-видимому, происходили основные реакции окисления части  $C_{орг}$ , восстановления гематита до магнетита или сидерита, завершающие трансформацию исходной слоистости пород. В этих условиях нельзя исключать и возможность образования сингенетических железных руд в местах массового выклинивания кварцевых микрослоев [160].

### *Особенности седиментации железисто-кремнистых формаций алгоманского и гданцевского типов.*

Архейские вулканогенно-осадочные железисто-кремнистые формации и формации переходного типа, развитые в зеленокаменных поясах (Чертомлыкский, Сурский, Белозерский районы Среднего Приднепровья, михайловская серия КМА, Костомукшский район Карелии), несмотря на пространственную ассоциацию с основными или кислыми вулканитами, являются сами по себе осадочными ассоциациями, в которых железистые кварциты залегают преимущественно среди сланцев. Как установил В.И.Ганоцкий, появление в составе формаций существенного количества вулканических и пирокластических пород резко снижает рудонасыщенность разреза и качество руд. Это свидетельствует о глубоком литогенетическом единстве образования железисто-кремнистых рудных формаций архея и протерозоя, опровергая тем самым мнение об их конвергентности [185].

Вместе с тем первично-осадочные железисто-кремнистые формации архея обладают рядом особенностей, существенно отличающих их от ЖКСФ [290, 292, 294, 388]:

весьма небольшие масштабы архейского железнакопления по сравнению с протерозойским (на 2–3 порядка меньше);

малая протяженность (максимум первые десятки километров) и сильная фациальная изменчивость пластов железистых кварцитов, особенно связанных с зеленокаменными породами, небольшая мощность пластов (не более 100–200 м);

несимметричная или неполная аутигенно-минеральная зональность пластов с явным преобладанием карбонатной и силикатной фаций, нередко с наличием сульфидной фации железистых пород при подчиненном значении (а часто и при отсутствии) оксидной фации;

повышенные (по сравнению с ЖКСФ) содержания в железистых кварцитах архея алюминия, титана, никеля, кобальта, ванадия, хрома и других малых элементов; пониженные содержания марганца, бериллия.

Отмеченные особенности вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций архейского возраста, несомненно, следует связывать с необратимой эволюцией тектонических процессов, вулканизма, химического состава атмосферы и гидросферы в раннем докембрии.

Большая часть архейских железисто-кремнистых формаций приурочена к толщам верхнего архея (2600–3000 млн лет назад); это может свидетельствовать, что, по крайней мере, в позднем архее газовый состав атмосферы уже допускал миграцию растворенных форм Fe (II) на значительные расстояния, т.е. был уже азотно-углекислым с незначительными примесями других восстановленных газов. Количество диоксида углерода в ат-

мосфере, а также рН морских вод контролировались силикат-карбонатным буфером;  $p_{\text{CO}_2}$  не превышало  $(0,1-0,15) \cdot 10^5$  Па, рН вод было в пределах 5–6,5 [231]. Геологические данные [127, 130, 102] не позволяют согласиться с мнением А.А.Дроздовской, что в позднем архее атмосфера содержала значительные количества сероводорода, который резко ограничивал миграцию железа из-за образования сульфидов. Менее вероятно также, что в архее существовала атмосфера, содержащая заметные количества свободного кислорода, как это предполагает, например, Х.Холланд [424].

Органическая жизнь, по-видимому, еще не достигла той степени развития, какова была в раннем протерозое, хотя в породах зеленокаменных поясов найдены остатки строматолитов, микроорганизмов (возможно, фотосинтезирующих) и (по изотопным данным) установлены биогенное фракционирование изотопов углерода и сульфатредукции (см. [161, 457]). Климатические условия в архее не поддаются реконструкции, однако находки обеленных метаморфизованных кор выветривания сиаллитного типа [424], стратиформных баритов [383], наличие доломитов и рибекитсодержащих железистых кварцитов (Костомукшский, Чаро-Токкинский районы) позволяют предполагать, что средние температуры не слишком отличались от современных, а климат, по крайней мере в отдельные периоды, был гумидным или аридным.

Большинство ученых считают, что железо и кремнезем архейских и переходных железисто-кремнистых формаций поступали преимущественно из вулканогенных источников.

Суммарная интенсивность вулканических процессов в позднем архее была выше, чем в протерозое и в настоящее время, что фиксируется массовым развитием зеленокаменных поясов (ультраосновной или основной вулканизм) и платиогранитных куполов (средний и кислый вулканизм). Площадь континентальной коры архея была на порядок меньше, чем в раннем протерозое; на архейской суше доминировали процессы физического выветривания, что фиксируется преобладанием граувакк над зрелыми глиноземистыми сланцами. Поэтому интенсивность терригенной мобилизации железа в корях выветривания была намного ниже (возможно, на один-два порядка), чем в протерозое.

Геологические данные свидетельствуют, что седиментация архейских железисто-кремнистых осадков происходила в небольших бассейнах с весьма изменчивыми, но в целом небольшими или средними (до 400 м) глубинами, причем эти бассейны находились на некотором удалении от вулканических очагов. По данным А.М.Гудвина [88], на поднятиях или шельфовых зонах бассейнов отлагались окисные фации, ассоциирующиеся со сланцами, граувакками или безрудными кварцитами. На максимальных глубинах, вблизи вулканических очагов, происходила седиментация сульфидной и силикатной фаций, обычно залегающих на пирокластических породах основного состава и перекрывающихся кислыми вулканитами. На промежуточных глубинах шла седиментация карбонатных (количественно преобладающих) железистых фаций.

По-видимому, при отложении архейских железисто-кремнистых формаций происходило и биохимическое, и фотохимическое, и прямое химическое осаждение железа (см. выше). Однако относительная роль их была иной, чем при седиментации ЖКСФ.

Преобладающим, по-видимому, было хемогенное осаждение железо-магниевого карбоната и силикатов в зонах смещения нагретых вулканогенно-гидротермальных растворов с холодными морскими водами, богатыми углекислотой [231].

Общая схема эволюции состава осадков по мере удаления от вулканического очага смоделирована А.А.Дроздовской. Параллельно в верхних слоях воды могло происходить фотохимическое или биохимическое окисление  $\text{Fe}^{2+}$ , вызывающее соосаждение гидроксида железа и дисперсного кремнезема. Накладываясь на хемогенный карбонат-силикатный материал, кремнисто-гидроксидный осадок на стадии диагенеза превращался в магнетитовые прослойки или микрослои.

На отдельных этапах развития архейских бассейнов, по-видимому, могли возникать эвапоритовые обстановки, которые фиксируются наличием рибекит-магнетитовых железистых кварцитов (Костомукшское месторождение) или пластов доломитов, подстилающих железистые породы (район Хоогеног, Южная Африка) [42]. В таких случаях среди железистых пород преобладает оксидная, в меньшей степени силикатная фация; карбонатная фация не характерна, а сульфидной обычно нет. Подобный тип разреза более присущ лептитовым переходным вулканогенно-осадочным железисто-кремнистым формациям.

Малые размеры и неровный рельеф дна архейских железорудных бассейнов обусловили быструю смену фаций по латерали, а также существенное участие кластического

(вулканогенного или терригенного) материала в отложении железистых пород. Режим седиментации глинистых взвесей был весьма неустойчивым, нередко они совершенно подавляли осаждение железа и кремнезема, образуя мощные сланцевые прослои. В других случаях седиментация глинистого материала носила, по-видимому, паводковый характер, контролировавшийся сезонными и более длительными климатическими вариациями; в результате возникали ритмы, состоящие из тонких магнетитовых и силикатных слоев, столь характерные для железистых кварцитов Чертомлыкского, Сурского, Костомукшского и других месторождений архейского возраста [34].

Остается невыясненным механизм образования полосчатости при хемогенной седиментации сульфидов, силикатов и карбонатов железа с коллоидным кремнеземом в зонах смешения вулканогенно-гидротермальных вод с озерными или морскими.

Можно предположить, однако, что в среднем скорость седиментации железа была не ниже, а может быть, и выше, чем в ЖКСФ, поскольку на процессы фото- или биоокисления железа накладывались процессы его химического осаждения в зонах смешения.

Диagenетические преобразования архейских железисто-кремнистых осадков, в принципе, носили тот же характер, что и в ЖКСФ. Однако изучение текстурно-структурных особенностей показывает, что диagenетическая трансформация их исходной слоистости (по сравнению с ЖКСФ) была весьма незначительной; это подтверждается преобладанием неконтрастных текстур и почти полным отсутствием аномальных мезоритмов и аномальных кварцевых мезослоев. По-видимому, это следует связывать с незначительной ролью гидроксидной формы осаждения железа в большинстве архейских железорудных бассейнов, с невысокой активностью фитопланктона и менее интенсивным захоронением  $S_{org}$  в осадках, с частым и равномерным постушением силикатного (глинистого) материала в осадок, что препятствовало существенному перераспределению кремнезема под глинистыми прослоями.

Для понимания специфики осадочного накопления железисто-кремнистых пород кластогенной формации (гданцевская свита Криворожья и оскольская серия КМА) и кластогенно-доломитовой формации (гданцевская свита северной части Кременчугского района), возникших на завершающем этапе раннепротерозойской эпохи железнакопления, ключевое значение имеют такие факторы [130]:

1. Небольшие масштабы накоплений железа в доломитовой и особенно кластогенной формациях по сравнению с ЖКСФ. Асимметричная или редуцированная аутигенно-минеральная зональность железистых пачек, их крайне фациальная неустойчивость по простиранию, наличие косой и градиционной слоистости в кластогенных железистых породах. В целом трансгрессивный характер формаций, выраженный в смене базальных кластических пород, содержащих продукты перемива подстилающих ЖКСФ, более глубоководными высокоуглеродистыми сланцами и хемогенными доломитами. Пестрота литологического состава формаций, наличие кластогенных и хемогенных железистых пород, в том числе богатых руд, доломитов, углеродистых сланцев с сульфидами, а в отдельных районах — метавулканитов и глиноземистых сланцев.

2. Наличие в кластогенных железистых породах кластического кварца, магнетита, гематита и даже обломков богатых железных руд в любых соотношениях, а также седиментационных брекчий железистых кварцитов. Повышенные содержания титана, хрома, циркония и других кластофильных элементов. Резкое утяжеление изотопного состава серы сульфидов по сравнению с породами ЖКСФ, что указывает на более широкое развитие процессов сульфатредукции.

Перечисленные особенности кластогенной и доломитовой железистых формаций характерны не только для гданцевской свиты Криворожья и оскольской серии КМА, но и для формаций других районов мира, например Грикватаун в бассейне Трансвааль [393] и Кеднат-Иджил в Мавритании [396]. Однако заметим, что наличие доломитов в разрезах железорудных толщ само по себе еще не может служить основанием для выделения доломитовой железисто-кремнистой формации гданцевского типа, для этого необходимо учитывать весь комплекс признаков описываемой формации.

Изотопно-геохимические данные, а также резкое преобладание гематитсодержащих железистых кварцитов среди хемогенных железистых пород рассматриваемых формаций свидетельствуют, что среда осадконакопления в целом была более окислительной, чем во время отложения ЖКСФ. Речь идет, скорее всего, о коротком промежутке времени после прохождения кислородного барьера и появлении в атмосфере свободного кислорода.

Это способствовало расцвету органической жизни в морях и океанах, а также усилению процессов сульфатредукции. Однако свободный кислород, по-видимому, затруднил миграцию железа из кор выветривания суши, что выразилось в небольших масштабах накопления железа в гданцевскую эпоху, а затем и в почти полном его прекращении. Исключением составляет гданцевская свита Кременчугского района.

Процессы хемогенной седиментации железистых осадков, однако, принципиально не отличались от таковых во время отложения ЖКСФ. Ведущим фактором окисления растворенных форм Fe (II) становилось прямое окисление на контакте вод с кислородсодержащей атмосферой, хотя, по-видимому, происходило и биохимическое, и фотохимическое окисление железа и его осаждение в виде гидроксида, соосаждавшегося с дисперсным кремнеземом. Кластогенные железистые породы отлагались предположительно в волноприбойной зоне, дельтах и конусах выноса водотоков по законам механической дифференциации. Наличие обильного магнетита в железистых метапесчаниках и кластогенных богатых рудах свидетельствует, что после прохождения кислородного барьера содержания O<sub>2</sub> в атмосфере были еще низкими, а периодами он вообще исчезал. К тому же дальность переноса магнетита водотоками была вряд ли большой; его сохранности способствовало также залечивание пород сидеритовым или хлоритовым цементом при диагенезе. По-видимому, водная толща в бассейнах седиментации была еще в целом восстановительной, за исключением, может быть, самого верхнего приповерхностного слоя, о чем свидетельствует наличие высокоуглеродистых сланцев с сульфидами.

Специфическая ситуация создавалась во время отложения гданцевской свиты в Кременчугском районе, где в разрезе фиксируются мощные (до 800 м), но фашиально невыдержанные железистые горизонты, сложенные магнетитовыми и гематит-магнетитовыми контрастными кварцитами. Как предполагает Т.А.Скаржинская [91], участки с повышенной мощностью железистых кварцитов соответствуют депрессиям бассейна седиментации, а в зонах поднятий мощности железистых пластов резко уменьшаются; железистые пласты чередуются с пачками доломитовых мраморов, углеродистых и глиноземистых сланцев, а также разнообразных метавулканитов. Образование столь мощных и богатых (хотя и невыдержанных) пластов железистых кварцитов, в общем нетипичное для других районов развития кластогенной железистой формации, можно объяснить близкорасположенными центрами субмаринного или наземного вулканизма как дополнительного источника железа и кремнезема, а также эвапоритовыми условиями, способствовавшими их быстрому и эффективному осаждению, вероятно, в достаточно глубоких лагунах.

### **Генетические особенности железистых кварцитов глубокометаморфизованных комплексов**

Проблема образования железистых кварцитов докембрия переживает сейчас новый этап развития. Мировой геологической наукой накоплен огромный фактический материал по слабометаморфизованным железисто-кремнистым формациям, который, бесспорно, свидетельствует об их первично-осадочной природе. Однако для глубокометаморфизованных комплексов, наряду с представлениями о первично-осадочном происхождении железистых кварцитов, поддерживаемыми большинством геологов, ряд исследователей отстаивают альтернативную метасоматическую гипотезу их генезиса [126, 164, 237, 238]. В основе формирования последней, на наш взгляд, лежит ряд объективных и субъективных обстоятельств: сложность литологического изучения пород глубокометаморфизованных комплексов из-за сильной затушеванности их первичных особенностей, более слабый уровень изученности железисто-кремнистых пород этих комплексов, отсутствие методически правильного подхода к исследованию. Отсюда вытекает абсолютизация частных фактов и положений, например пространственной связи железистых кварцитов с метабазитами или метаультрабазитами [164, 250] либо реакционных метасоматических явлений в контактах железистых кварцитов с другими породами [126, 238].

Железистые кварциты глубокометаморфизованных комплексов Восточно-Европейской платформы изучены крайне неравномерно. Опорными для решения генетических вопросов можно считать хорошо изученные железисто-кремнистые породы Украинского щита и Тараташского блока Южного Урала, особенности которых и использовались для доказательства их генезиса. В той или иной мере эти особенности отмечаются и для менее

изученных или сильно тектонически переработанных железистых кварцитов в глубокометаморфизованных комплексах Кольского п-ова, Белорусско-Прибалтийского региона, КМА и Волго-Уральского поднятия.

Рассмотрим особенности высокометаморфизованных железистых кварцитов и вмещающих их пород, свидетельствующие о первичной осадочно-метаморфогенной природе их образования.

### *Стратифицированное положение пачек железисто-кремнистых пород и их стратиграфическая коррелируемость*

В подавляющем большинстве случаев отчетливо устанавливается стратифицированное положение железистых кварцитов глубокометаморфизованных комплексов в разрезе метаморфических толщ. Оно всегда однотипно (в средней части рудоносной толщи) и отражает закономерное положение железисто-кремнистых осадков на седиментогенном профиле.

Некоторые горизонты железисто-кремнистых пород в глубокометаморфизованных толщах часто хорошо коррелируются даже на отдаленных друг от друга участках, например в тараташском комплексе Южного Урала [171, 334]. Выделяемые в нем три пачки железистых кварцитов, залегающие среди основных кристаллических сланцев (метавулканитов) и ассоциирующие с глиноземистыми гнейсами, коррелируются не только геологически, но и по изотопным соотношениям свинца.

### *Форма тел железистых кварцитов и структурные взаимоотношения их с другими породами*

Очень часто отчетливо фиксируются контроль линзовидно-пластовых тел железистых кварцитов складчатыми структурами, согласное залегание и переслаивание их с другими метаморфическими породами в этих структурах. Использование в качестве доказательства метасоматического генезиса железистых кварцитов факта их "несогласного" залегания относительно общего структурного плана представляется ошибочным, являющимся следствием неверного понимания природы вмещающих их структур. Отмечаемое "структурное несогласие" вполне объяснимо с точки зрения установленной приуроченности железисто-кремнистых пород и вмещающих их глубокометаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ к наложенным вулкано-тектоническим структурам, которые образовались вдоль конседиментационных разломов, расчленивших архейский фундамент. Естественно, что по отношению к фундаменту структуры, выполненные этими толщами, будут автономными и взаимосекущими. Именно в соответствии с приуроченностью железисто-кремнистых пород и вмещающих их толщ к вулкано-тектоническим структурам можно объяснить наличие в этих толщах тел мета- и ультрабазитов, за счет переработки которых сторонники метасоматической гипотезы пытаются объяснить образование железистых кварцитов [164, 250].

### *Ассоциации пород, вмещающих железистые кварциты*

Установлен тесный парагенезис (переслаивание, постепенные переходы) железистых кварцитов не только с ортопородами, среди которых преобладают метаморфизованные толеитовые базальты, но и с парапородами смешанного состава — гнейсами, кальцифирами, безрудными кварцитами, графитсодержащими породами. Характер породных ассоциаций (типы разрезов, соотношения в них пара- и ортопород) отражает палеотектонические условия накопления осадочно-вулканогенных толщ и их латеральную фациальную изменчивость. Полученные в последнее время данные об эффузивной природе метасульфидитов, ассоциирующих с железистыми кварцитами в некоторых районах [380], убедительно объясняют парагенетическую связь этих пород, которые являются сочленами единой осадочно-вулканогенной формации.

*Аутигенно-минеральная и химическая зональность горизонтов  
железисто-кремнистых пород:  
первично-осадочная природа  
железисто-силикатных сланцев (эвлизитов),  
имеющих постепенные взаимопереходы с железистыми кварцитами*

Аутигенно-минеральная зональность в глубокометаморфизованных железорудных толщах выражается в приуроченности к центральным частям железистых горизонтов малосиликатных железистых кварцитов, а к периферическим — крупнозернистых кварц-силикатных сланцев. Согласно представлениям сторонников метасоматической гипотезы, крупнозернистые кварц-, гранат- и оливин-пироксеновые породы совместно с железистыми кварцитами относятся к единой метасоматической "зональности", якобы образовавшейся либо при базификации [126], либо при кислотном выщелачивании [237, 250]. Но, во-первых, такая "зональность", как справедливо указывает А.А.Глаголев [73], совершенно не "подчиняется" теории метасоматоза, в соответствии с которой во внутренней зоне должна находиться мономинеральная порода, каковой железистый кварцит не является. Во-вторых, многие ученые убедительно показали [83, 119, 262, 343, 379], что зональность тел железисто-кремнистых пород существует независимо от того, с какими породами они контактируют. Эта зональность характеризует их внутреннее строение и, в первую очередь, является аутигенной химической, отражающей распределение в бассейне седиментации окисных и закисных железисто-кремнистых осадков.

Изучение разрезов высокометаморфизованных железорудных толщ показало, что интенсивные процессы метаморфизма не привели к изменению первичной аутигенно-минеральной зональности в смысле окисления или восстановления минеральных ассоциаций железисто-силикатных сланцев. Недооценка возможности довольно широкого развития закисных фаций железисто-кремнистых пород приводит к тому, что исследователями за метасоматиты принимаются не только участки локальной метасоматической перекристаллизации контрастных по ряду свойств пород, но и сами железистые кварциты.

Закономерное положение железистых кварцитов на фациальном профиле железисто-кремнистой формации — один из основных признаков, на основании которого железистые кварциты относят к первично-седиментационному типу. Однако набор пород в этом профиле может отличаться в каждом конкретном случае, несмотря на общие черты строения всех железисто-кремнистых формаций. Стремление создать универсальный "простой" перечень всех возможных вмещающих пород, существующее у сторонников метасоматической концепции, может лишь запутать и исказить реальную картину геологических взаимоотношений.

В глубокометаморфизованных комплексах широко распространено явление конвергенции, что связано с упрощением минерального состава пород при метаморфизме. Из пород разных генетических групп, но с близкими химическими составами, при метаморфизме образуются породы со сходным минеральным составом. Железисто-силикатные сланцы по содержанию главных породообразующих элементов, с одной стороны, близки к железистым кварцитам, а с другой — к ультрабазитам. Когда метаморфизм этих пород не превышает зеленосланцевой фации, то в них четко устанавливаются кластогенный материал, слоистость и другие признаки их первично-осадочной природы. При высокотемпературном метаморфизме эти признаки стираются и по своему облику эти образования уже напоминают ультрабазиты (пироксениты), так как сложены в основном высокожелезистым пироксеном (эвлитом) с подчиненным количеством фаялита и граната.

Не отличая эвлизитов от ультрабазитов, некоторые исследователи воспринимают частные метаморфические реакции как главные процессы образования всех разновидностей железисто-кремнистых пород. То, что недоучитывается возможность существования пород сходного минерального состава, но совершенно различной генетической природы и является одной из причин появления ошибочных суждений о метасоматическом образовании железистых кварцитов глубокометаморфизованных комплексов.

### *Особенности метаморфизма*

Накопленный обширный материал по высокометаморфизованным комплексам докембрия свидетельствует о сингенетичности и изофациальности метаморфизма железистых кварцитов и переслаивающихся с ними пород рудоносной формации, а также о высокотемпера-

турных условиях образования пироксен-магнетитовых кварцитов, не отвечающих представлениям о генезисе этих пород в связи с процессами, сопровождающими гранитизацию, как более низкотемпературными, чем метаморфизм гранулитовой фации.

### *Структурно-текстурные особенности железистых кварцитов*

Важным признаком первично-осадочного происхождения железистых кварцитов глубоко-метаморфизованных комплексов является характер их полосчатости. Последняя претерпела ряд изменений на прогрессивном и регрессивном этапах метаморфизма, однако сохранила многие признаки первичной слоистости исходных железисто-кремнистых образований.

Выделяются следующие факторы, отразившиеся на формировании текстур железистых кварцитов: изначальная слоистость в исходных железисто-кремнистых образованиях (в частности, установлено, что тонкие магнетитовые полосы, "законсервированные" в крупных перекристаллизованных зернах силикатных минералов, являются реликтовыми); огрубление полосчатости в ходе прогрессивного регионального метаморфизма вследствие собирательной перекристаллизации основной массы минералов; влияние полициклических деформаций на регрессивном этапе метаморфизма (сплющивание прослоев, межслоевое скольжение); послойное упорядоченное расположение поздних генераций чешуйчатого гематита, создающее джеспилитовидную текстуру в уже перекристаллизованных породах; наличие в исходных железисто-кремнистых образованиях значительных количеств первичного (диагенетического, раннеметаморфического) гематита, преобразовавшегося затем с повышением степени метаморфизма в мушкетовит без существенного нарушения полосчатости.

Детальными исследованиями [261] установлена тектоническая природа линз силикатных прослоев, широко распространенных в железистых кварцитах высокометаморфизованных комплексов. Представление о них как о "реликтах исходных ультрабазитов, сохранившихся от общего замещения этих пород кварцем и магнетитом в спокойной тектонической обстановке" [165], — не подтверждается, а гипотеза об образовании полосчатости железистых кварцитов за счет "согласных трещин кливажа раскола" не выдерживает критики. Трещины кливажа обычно образуют систему не в одном, а в нескольких пересекающихся направлениях. Поэтому естественно было бы ожидать появление в результате замещения соответственно не полосчатых, а сетчатых текстур. Кроме того, при "метасоматическом" образовании железистых кварцитов замещение исходных пород происходило бы не только по плоскостям кливажа, но и по многочисленным незакономерно расположенным трещинам и в более мелком масштабе (по границе зерен пироксенов, трещинам спайности в них) с образованием сидеронитовой структуры. В действительности признаки таких процессов наблюдаются, но в весьма ограниченном масштабе. При этом они локализованы в силикатных прослоях, что свидетельствует о наложении процессов замещения на уже сформировавшуюся в текстурном отношении железисто-кремнистую породу.

### *Петрохимические и геохимические особенности железисто-кремнистых пород*

Железисто-кремнистые породы высокометаморфизованных комплексов характеризуются весьма низким содержанием элементов-примесей. На основании изохимического характера прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород можно утверждать, что такая "стерильность" унаследована от исходных осадочных образований. Средние содержания малых элементов в высокометаморфизованных железистых кварцитах различных районов совпадают с содержаниями их в железистых кварцитах саксаганской свиты криворожской серии Украинского щита, осадочно-метаморфическая природа которых считается несомненной.

Особенности химизма железисто-кремнистых пород, свидетельствующие об их седиментогенной природе, таковы: взаимозависимое распределение в них кремнезема, глинозема, магния, окисного и закисного железа, ряда элементов-примесей, незначительное содержание щелочных и щелочно-земельных элементов.

## Особенности минералогии железисто-кремнистых пород

Все геологические этапы образования железисто-кремнистых пород высокометаморфизованных комплексов в большей или меньшей мере отражены в составе, структурно-морфологических и геохимических характеристиках породообразующих и акцессорных минералов. Весьма информативными могут быть не только силикатные минералы, состав которых традиционно использовался для генетических построений, но и сульфиды, и оксиды.

Для железистых кварцитов Правобережного района Украинского щита, в частности Петровского месторождения, установлено, что наиболее полно все этапы образования этих пород (от седиментационно-диагенетического до поздних тектонических движений и окисления в зоне гипергенеза) отражены в генерациях рудных минералов, прежде всего магнетита, являющегося "сквозным" минералом, весьма восприимчивым к изменению геологической обстановки [261]. Здесь выделяются до восьми основных морфогенетических разновидностей магнетита, образующих две его генерации. Метасоматическая модель не в состоянии объяснить такого разнообразия морфогенетических разновидностей магнетита. Для железистых кварцитов Тараташского блока Южного Урала, Побужского и Приазовского блоков Украинского щита и других аналогичных им районов фундамента Восточно-Европейской платформы с точки зрения метасоматической теории совершенно неясно, почему в одних случаях присутствуют титаномагнетит, магнето-ильменит в ассоциации с ильменитом, магнетит со структурами распада шпинели, а в других — чистый магнетит. В то же время это можно объяснить в рамках осадочно-метаморфической теории как явление, связанное с прогрессивным метаморфизмом, диафорезом и гранитизацией железистых кварцитов.

Рассмотренные особенности состава и строения железорудных толщ высокометаморфизованных комплексов Восточно-Европейской платформы, а также встречающихся в них железистых кварцитов свидетельствуют, что эти породы являются закономерным осадочным сочленом осадочно-вулканогенных формаций. В качестве главных факторов генезиса этих железисто-кремнистых пород, по-видимому, выступали процессы слабо дифференцированного основного вулканизма и вулканогенно-осадочного литогенеза, сопровождавшегося биогенно-хемогенным накоплением окисных и закисных железисто-кремнистых продуктов, и последующего высокотемпературного изохимического метаморфизма с незначительным перераспределением вещества.

Надо отметить, что железорудные толщи высокометаморфизованных комплексов имеют разный возраст. Например, железорудная толща Тараташского блока Южного Урала — архейского возраста, так как время проявления гранулитового метаморфизма этой толщи фиксируется в 3300–2700 млн лет [78]. Накопление железорудной толщи Правобережного района Украинского щита синхронно накоплению криворожской серии в примыкающем к нему Криворожском железорудном районе [335]. Ее разрезы хорошо сопоставимы с разрезами Тарапако-Лихмановской синклинали и Западно-Анновской полосы Криворожского бассейна, а также Криворожской сверхглубокой скважины, вскрывшей железистые кварциты, которые по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям аналогичны железистым кварцитам Правобережного района.

Железорудные толщи высокометаморфизованных комплексов докембрия Восточно-Европейской платформы разнообразны по своему составу и строению. Если в Правобережном районе они преимущественно метатерригенно-осадочные, то в Побужском и Приазовском районах Украинского щита, а также в Тараташском блоке Южного Урала сложены в основном метавулканитами. Среди метаморфических пород Тараташского блока, в отличие от аналогичных районов Украинского щита, сложенных высокометаморфизованными комплексами, отсутствуют карбонатные породы. В Побужском районе Украинского щита встречаются карбонатно-магнетитовые самофлюсующиеся руды [374], характерные для высокометаморфизованных комплексов Алданского щита.

Совершенно очевидно, что часть высокометаморфизованных железорудных толщ в докембрии Восточно-Европейской платформы представляет собой аналоги слабометаморфизованных толщ нижнепротерозойских железорудных бассейнов или архейских зеленокаменных поясов. По-видимому, характеризует специфические геотектонические условия, существовавшие на месте гранулитогнейсовых поясов. В частности, к таким толщам могут быть отнесены породы Одесско-Белоцерковской и Орехово-Павлоградской зон Украинского щита.

# ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

## ГЛАВА 6 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Основу генетических моделей всегда составляют геологические особенности рудных формаций. Геология обсуждаемых в этой части месторождений подробно освещена в серии капитальных монографий и статей [57–61, 101, 103, 122, 219, 277]. Однако многие из этих сведений произвольно или намеренно игнорируются и потому некоторые из предлагаемых даже в настоящее время схем образования (первично-осадочное, магматогенно-гидротермальное и даже магматическое) богатых руд вступают в противоречие с реальными особенностями рассматриваемых месторождений [98, 164].

В связи с этим остановимся на девяти положениях, специфических для ЖФД геологических и рудоконтролирующих факторах, а также на вытекающих из этих положений следствиях, которые недопустимо игнорировать при разработке современных генетических моделей богатых руд эпигенетических формаций.

1. Главные типы формаций богатых железных руд, перечисленные в табл. 2, на 99 % являются эпигенетическими по отношению к железистым кварцитам. Для гипергенных формаций бурых железняков и дисперсногематит-маритовых руд белгородского типа это — очевидно из условий их залегания; для остальных данное заключение обосновывается комплексом признаков:

несогласным залеганием залежей, которое видно по секущим слоистость контактам, "блужданию" рудных тел между висячим и лежащим боками вмещающих горизонтов, перемещению залежей из одного стратиграфического горизонта в другой;

большим разнообразием форм рудных тел и частыми переходами друг в друга в контурах единичных залежей при неперменном и разном структурном контроле каждый из таких форм;

достаточно резкими и неодинаковыми переходами богатых руд в материнские железистые кварциты вдоль слоистости.

Данное положение не отрицает присутствия среди железисто-кремнистых формаций и сингенетических богатых руд наряду с эпигенетическими. Первично-осадочные метаморфизованные богатые руды известны в гданцевской железноносной формации [65, 271]. Они возможны и среди других формаций [3, 160, 217, 332], но их количество не превышает 1 % общего количества богатых руд.

2. Каждая из пяти формаций эпигенетических руд промышленного значения (табл. 2) неоднородна в генетическом отношении; в рамках конкретных месторождений она может объединять от двух до четырех генетических типов залежей. Наиболее ярко это выражено в формации ингулецкого типа, в крупных телах которой одновременно присутствуют богатые руды метаморфогенного, первично-осадочного и двух разновозрастных типов гипергенного происхождения [65, 187].

В итоге в пяти выделенных формациях комбинируются не менее 10 генетических типов залежей [182]. Объемная роль их различна, но основу месторождений составляют всего четыре генетических типа оруденения, по которым названы главные формации богатых руд: белгородский, саксаганский, первомайский и ингулецкий. Остальные шесть типов играют роль спутников. Игнорирование этой особенности часто оказывается главной причиной генетических разногласий. Следствием второго положения является необходимость независимого исследования генезиса каждой из основных рудных формаций, но при

обязательном изучении всех присутствующих в ней второстепенных генетических типов залежей.

3. Месторождения эпигенетических богатых руд европейской части СССР сосредоточены в бассейнах Большого Кривого Рога и КМА. В них представлены все пять главных формаций таких руд, но степень развития каждой из них в отдельных районах резко различна: в КМА господствует белгородский тип, в Кременчугском и Белозерском районах Украинского щита — саксаганский, и только в Криворожском бассейне одновременно присутствуют все пять рудных формаций в составе 10 генетических типов залежей, хотя сохранность их разная.

Следствием третьего положения является объективная возможность использовать Кривбасс в качестве эталона для изучения генезиса и генетических взаимоотношений всех типов месторождений богатых руд. Эталонной роли бассейна способствуют его наиболее полная изученность и максимальный вертикальный диапазон вскрытия разведочными скважинами (2600 м).

Появление всех генетических типов и промышленных формаций богатых руд именно в Кривбассе закономерно обусловлено сложной историей его геологического развития. Достоверных аналогов Криворожской структуры немного. Пока к ним можно отнести только Кременчугский и Белозерский районы на Украинском щите и район Куюна на Канадском щите. Вместе они представляют собой характерный тип докембрийских поясов структур.

4. Независимо от внутреннего строения Криворожского бассейна (разломно-складчатый, по [18, 28] или чешуйчато-моноклиальный, по [218]) его структуру следует рассматривать как предельно деформированную — сжатый фрагмент первоначального бассейна железнакопления, который сохранился в форме линейного эрозионно-тектонического останца внутри зоны Криворожско-Кременчугского глубинного разлома. Важнейшими для понимания генезиса богатых руд данной структуры являются такие особенности: крутое падение; осложнение продольными и поперечными складками и системой генеральных продольных разрывов, которые ограничивают пластинообразные блоки, ориентированные по простиранию бассейна.

В числе таких блоков главной рудоносной структурой является Саксаганская синклиналь, по [61], или восточный блок одноименной моноклинали, по [196], в которой размещаются главные месторождения богатых руд. С запада эта структура ограничена Саксаганским разломом второго порядка, который имеет более крутое падение, чем падение пластов саксаганской свиты, поэтому их распространение на глубину ограничено поверхностью разлома. Именно к этому сопряжению приурочены крупнейшие залежи богатых руд.

Следствием такого понимания строения Криворожского бассейна и его аналогов является вывод о проявлении в нем всех промежуточных этапов тектогенеза, которые обусловили максимальное многообразие генетических типов месторождений и залежей богатых руд.

5. Геологическая история Криворожского бассейна охватывает огромный период продолжительностью около 2,5 млрд лет. В ряде работ [57, 61, 69, 182] показано, что в этом возрастном интервале формирование богатых руд происходило многократно, основными процессами рудообразования были гипергенез и метаморфизм, широко распространено было пространственное наложение генетически разных процессов даже в отдельных залежах. Поэтому необходимы тщательный учет и анализ в рудных телах любых реликтовых признаков генетически разных этапов минералообразования.

В числе относительно надежных стратиграфических реперов проявления постседиментационных (посткриворожских) эпигенетических процессов можно назвать: 1) региональное стратиграфическое несогласие между саксаганской и гданцевской свитами в Криворожско-Кременчугской зоне и между курской и оскольской сериями в КМА —  $2150 \pm 100$  млн лет [128]; 2) региональный метаморфизм, сопряженный с гранитизацией и появлением гранитов кировоград-житомирского комплекса —  $2020 \pm 40$  млн лет [5]; 3) возникновение урановой минерализации в карбонатно-натриевых метасоматитах северной части Криворожского бассейна —  $1770 \pm 50$  млн лет [5]; 4) внедрение субширотных даек диабазы, секущих криворожскую структуру и залежи богатых руд саксаганской формации — 1140–1250 млн лет [62, 180]; 5) возраст базальных слоев осадочного чехла в основных железорудных районах: палеогенский — в Криворожье, меловой — в Бело-

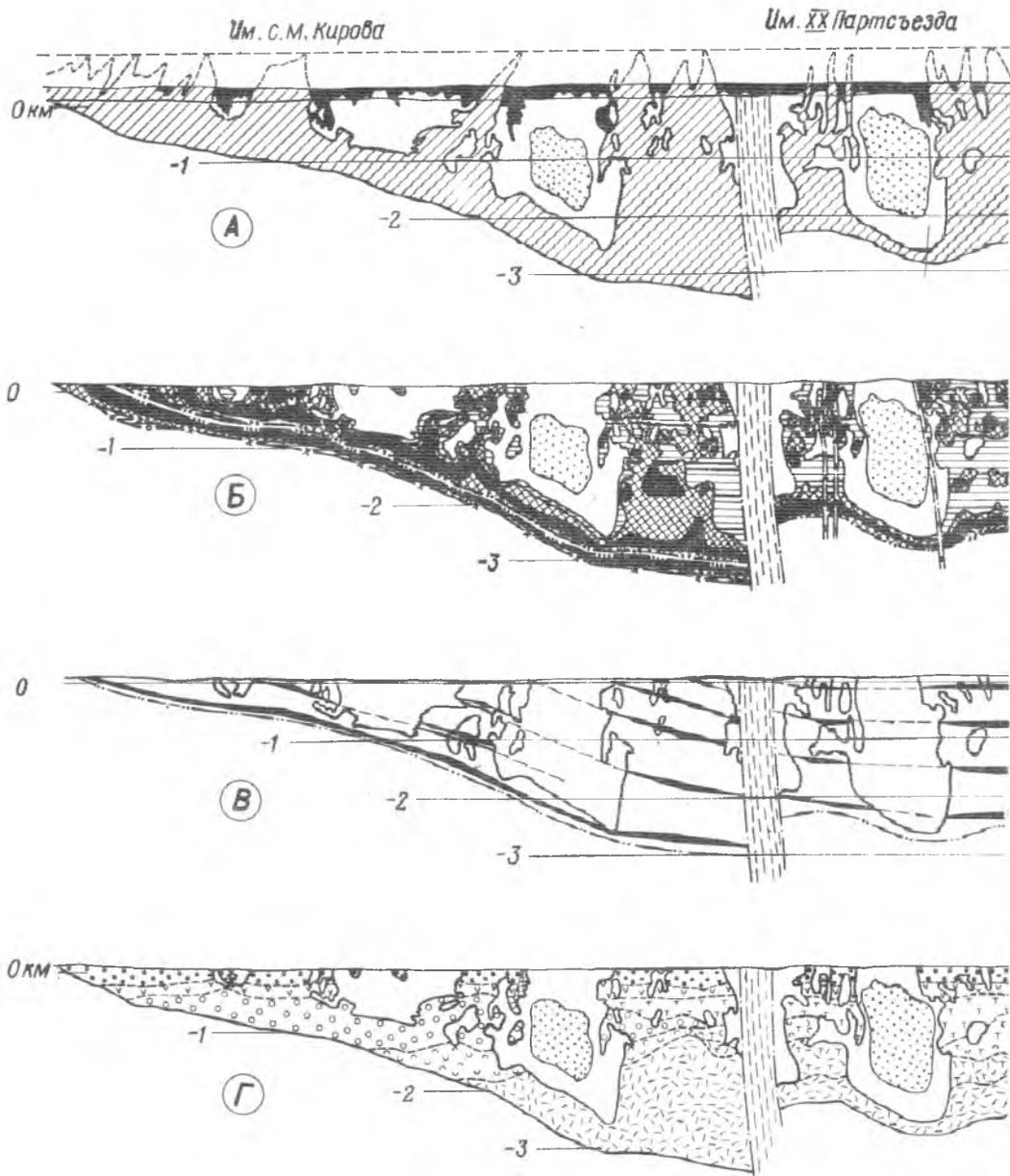
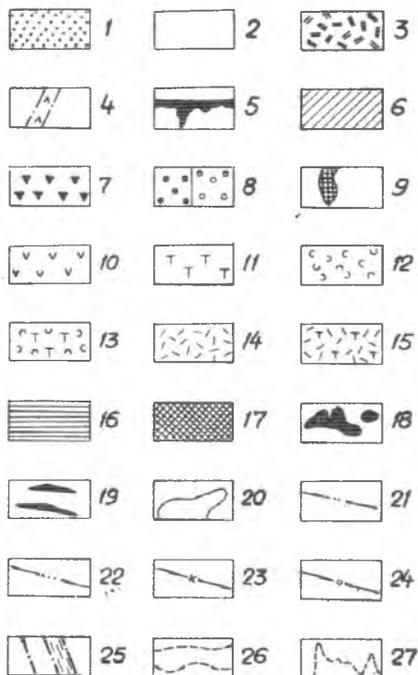
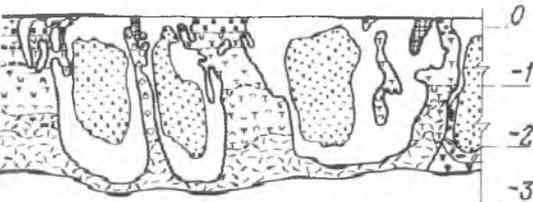
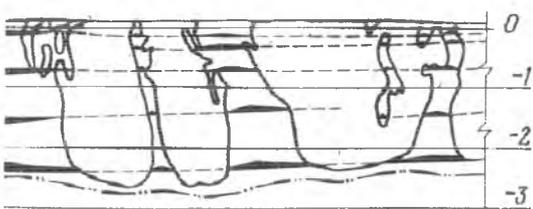
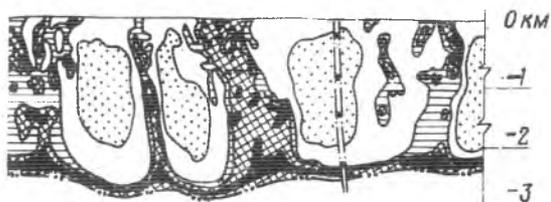
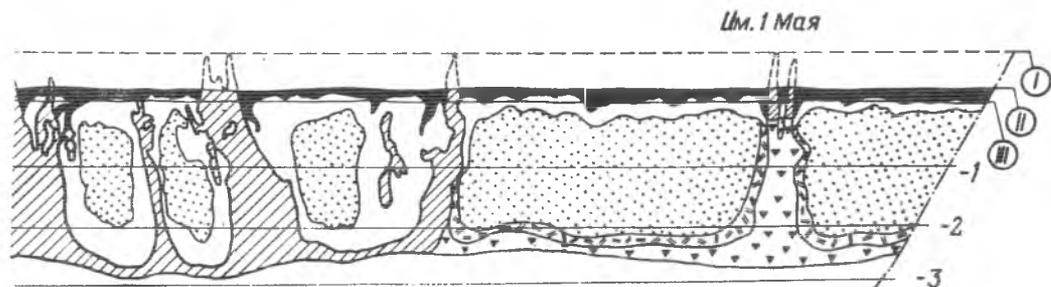


Рис. 29. Вертикальная зональность Криворожского бассейна (продольные проекции А – размещение эпигенетических железорудных формаций (римские цифры справа в кружках – эрозионная зональность в изолиниях мощности залежи богатых руд саксаганского типа; В – зоны максимумов; железистые кварциты: 1 – неокисленные, 2 – окисленные, 3 – эгиринизированные; 4 – дайки дисперсногематит-мартитовые богатые руды: 8 – пористые полурыхлые, 9 – сцементированные гетинитом, 13 – с каолинитом и пойкилитовым кварцем, 14 – с шамозитом, серпентином и тальком, 15 – более 40; 19 – оси зон максимумов рудных площадей; контакты: 20 – пород и руд; пластовые зоны, 27 – контуры размытой час

зерском и среднекаменноугольный в Кременчугском районах, позднедевонский – в бассейне КМА.

6. Среди рудоконтролирующих факторов эпигенетических месторождений богатых руд ведущую роль играют геотектонические, структурные, формационные, метаморфогенные, гипергенные, литолого-фациальные и минералого-геохимические [185, 219]. Каждый имеет несколько форм выражения и потому под приведенными названиями следует понимать не один, а группу из двух-четырех факторов геологического контроля, а то и более. Это объясняется множественностью уровней или рангов проявления одно-



Саксаганской структуры); составили: В.М.Кравченко (А, Г) и В.И.Шелегеда (Б, В) [196]:  
 онные срезы: I – нижнерифейский, II – верхнерифейский, III – современный); Б – структурно-морфо-  
 симумов рудных площадей в пятом железистом горизонте; Г – эпигенетическая гипсегснная зональ-  
 диабазов; формации богатых руд, т и п: 5 – белгородский, 6 – саксаганский, 7 – первомайский;  
 том; окварцованные: 10 – кварц халцедоновидный, 11 – кварц пойкилитовый; руды: 12 – с каоли-  
 с силикатами и пойкилитовым кварцем; мощности залежей (в м); 16 – от 0 до 20; 17 – от 20 до 40;  
 21 – К<sup>3</sup><sub>2</sub>, 22 – К<sup>6</sup><sub>2</sub>, 23 – К<sup>4</sup><sub>2</sub>, 24 – К<sup>1</sup><sub>2</sub>, 25 – зоны разрывных нарушений, 26 – границы минеральных  
 тн рудных столбов (реконструкция)

именных факторов (глобальный, региональный, локальный) и неодинаковой их ролью  
 для разных формаций богатых руд. Поэтому выявление различных форм выражения  
 одноименных факторов применительно к разным эпигенетическим формациям – непре-  
 менное условие достоверной реконструкции их генезиса. Наиболее это видно на примере  
 геотектонических факторов регионального контроля.

Группа геотектонических и структурных факторов играет первостепенную роль в раз-  
 мещении обсуждаемых формаций. На уровне железорудных провинций и зон это выра-  
 жается в расположении разных формационных типов месторождений на двух ярусах от-

носителем поверхности эрозионного среза фундамента: приповерхностном и глубинном [182, 196] (рис. 29).

К приповерхностному ярусу приурочены гигантские месторождения гипергенных дисперсногематит-маритовых руд формации белгородского типа, продукты их переотложения и мелкие месторождения формации бурых железняков. Они образуют покровные залежи на головах пластов железистых кварцитов и погружаются в карманообразные углубления подошвы до 300–500 м, редко более. Глубинный ярус образуют месторождения саксаганской, первомайской и ингулецкой формаций, которые пока известны только на Украинском щите. Совместно с материнскими железистыми кварцитами они прослежены от поверхности фундамента до глубины более 2600 м без признаков выклинивания.

У поверхности фундамента залежи обоих ярусов иногда совмещены и потому маскируют друг друга. Факторы их структурного контроля различны. Для месторождений приповерхностного яруса определяющим условием является площадь обнажения материнских железистых кварцитов в эрозионном срезе фундамента, от которой зависят контуры и размеры покровных залежей. Напротив, месторождения глубинного яруса всегда выделяются отчетливым структурным контролем. При этом залежи формации саксаганского и первомайского типов полностью заключены внутри обязательно крутопадающих пластов и свит железистых кварцитов и в этой связи являются классическими рудными столбами.

Различная роль формационных фациальных и метаморфогенных факторов на региональном уровне отчетливо видна по их разному влиянию на размещение формаций эпигенетических руд внутри выделенных ярусов. Так, месторождения приповерхностного яруса возникают на всей площади обнажения железистых кварцитов любой геологической формации, независимо от ее фациальных особенностей. Не имеет решающего значения и метаморфизм пород. Наоборот, месторождения глубинного яруса сопряжены только с криворожской и белозерской железноносными формациями и не встречаются в других. В отличие от приповерхностных месторождений они строго локализованы в участках разреза рудоносных свит с равномерной расслоенностью на породы разной компетентности [192]. Не менее категорична и роль метаморфизма: саксаганский тип оруденения обусловлен только зеленосланцевой фацией, а первомайский — амфиболитовой.

7. В каждом типе формаций эпигенетических богатых руд установлена своя вещественная и морфоструктурная зональность оруденения. Она является результатом изменчивой комбинации седиментационной (аутигенно-минеральной), структурной, метаморфогенной, эндогенно-метасоматической и гипергенной зональности процессов минералообразования [187, 196]. В понимании генезиса эпигенетических руд первостепенное значение имеет аутигенно-минеральная зональность, что определено ее сохранностью на всех этапах преобразования железистых кварцитов в богатые руды. Она выражается как в чередовании руд разного минерального состава в мощных залежах, одновременно охватывающих два-пять стратиграфических горизонтов, так и в циклической смене ассоциаций рудных минералов внутри залежей, залегающих среди отдельных пластов. Все другие типы зональности вещественного состава богатых руд отчетливо наложены на аутигенно-минеральную и потому проявляются на ее фоне.

Это обстоятельство обязывает изучать все зоны изменения оруденевающих пород и бедных руд вдоль слоистости — в пределах стратиграфически единых слоев. Только при соблюдении этого условия можно избежать грубых ошибок в решении принципиальных вопросов о составе исходного субстрата для богатых руд, привносе и балансе железа и других компонентов при рудообразовании. Нарушение этого принципа приводило к необоснованным заключениям об активной миграции глинозема при образовании "красковых" руд [174, 227], энергичном замещении пород сланцевых горизонтов магнетитом и гематитом в телах первомайского типа [57, 61] и в других случаях.

Применение принципа послойного изучения изменений в ряду железистый кварцит — богатая руда в значительной мере облегчено четкой макро- и микрослоистостью пород и руд, все детали которой (мощность, структура, состав слоев) прекрасно сохраняются в рудах. Именно эта особенность среды рудообразования резко выделяет ее среди других рудных объектов и позволяет учитывать даже объемные изменения при изучении контактовых переходов порода — руда [74].

8. Все эпигенетические руды в своей основе являются остаточными. Они возникают

с равным успехом из любых разновидностей железистых кварцитов, в том числе и не содержащих метаморфогенный магнетит и гематит (сидероплезитовые, тюрингит-сидероплезитовые кварциты). Разумеется, состав исходных пород определяет качество богатых руд.

В то же время пути обогащения железистых кварцитов в разных эпигенетических формациях различны. Это обязывает при создании генетической модели решать три одинаковых вопроса для каждой формации: что является непосредственным субстратом богатой руды? сколько ступеней обогащения прошел железистый кварцит? с каким генетическим процессом или процессами связано его обогащение? При этом образование генетически разных богатых руд из одних и тех же железистых кварцитов обуславливает неизбежную конвергенцию эпигенетических формаций. Недооценка конвергенции привела, в частности, к длительному заблуждению о единстве происхождения саксаганской и белгородской формаций богатых руд.

9. Два минералого-геохимических фактора. Первый выражается в противоречивом влиянии гипергенных процессов на физико-механические свойства руд: при выщелачивании в них возникает высокая пористость и резко снижается крепость, а на заключительной стадии цементации плотность и крепость снова возрастают до предельных значений [179]. Игнорирование роли цементации часто приводит к ошибочному мнению о соответствии всех типов плотных руд (в том числе и так называемых blastomylonites Южно-Белозерского месторождения [172]) метаморфическим рудам, в то время как подавляющая их часть возникает при цементации пористых руд.

Второй фактор заключается в появлении множества генераций одних и тех же минеральных видов в едином объеме большинства рудных тел. Эта особенность является прямым следствием многократного проявления и совмещения генетически разных процессов. Она особенно характерна для кварца, гематита, магнетита и карбонатов.

Множественность генераций одного минерального вида требует четкости используемой терминологии и описания морфологических признаков каждой генерации с неизменным указанием ее количественной роли. Без этого правила теряется конкретность восприятия описываемых явлений, как, например, при употреблении терминов "гематит-мартитовый", "кварц-гематитовый", когда неясно, о каком гематите или кварците идет речь. Но самые серьезные ошибки вызывает несоблюдение этого правила при оценке количества привноса вещества в зону формирования руд.

## ГЛАВА 7 МЕТАМОРФИЧЕСКОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕНЕЗИС БОГАТЫХ МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Конкретные признаки собственно метаморфического рудообразования установлены в месторождениях формаций первомайского и саксаганского типов. Несмотря на резкие различия в минеральном составе и прочих свойствах руд, обе формации очень близки в генетическом отношении, так как основная часть рудных тел размещается в одних и тех же железистых горизонтах, имеет одинаковую форму, структурный и другие виды контроля, а также распространение на глубину. В реконструкции их генезиса спорными являются исходный субстрат богатых руд и пути его возникновения. Поэтому обоснование модели метаморфического рудообразования необходимо начать именно с этого.

### Исходная основа богатых руд формаций саксаганского и первомайского типов

Для каждой из рассматриваемых формаций данный вопрос имеет разное содержание и аргументацию. Начнем его обсуждение с месторождений саксаганского типа. Большинство исследователей связывают высокую пористость, полурыхлое сложение и гематитовый состав богатых руд этой формации с гипергенными процессами. Существуют две точки зрения на оценку количества этапов рудообразования, их природу и субстрат для образования руд современного облика. М.Н.Доброхотов, Н.А.Корнилов, Л.И.Мартыненко обосновывают одноактное образование руд непосредственно из железистых кварцитов [101, 175, 227]; Я.Н.Белевцев, Ю.Г.Гершойг, В.М.Кравченко и Ю.П.Мельник аргументируют двух-

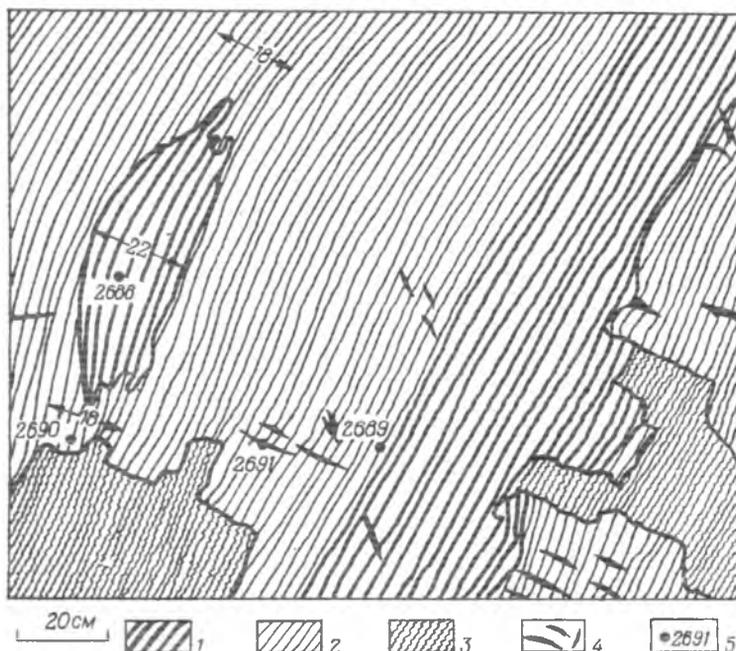


Рис. 30. Останец (будина) плотного маритового кварцита (1) в плотной кварц-маритовой руде (кварц микрогранобластовый) (2); 3 – пористая рыхлая маритовая руда, 4 – линзы и гнезда кварца альпийского типа, 5 – номер образца. Зарисовка южной стенки орта 36 на горизонте 512 м шахты им. Артема

стадийное обогащение железистых кварцитов: образование на первой стадии метаморфических богатых руд, а затем – преобразование их на стадии гипергенеза до современного вида [3, 10, 25, 35, 40, 57, 63, 69, 178, 195].

Первые признаки существования промежуточной ступени были обнаружены внутри залежей остаточных гематитовых руд в форме многочисленных проявлений плотных маритовых руд среди пористых [21]. Специальное изучение состава и взаимоотношений плотных руд с пористыми рудами и железистыми кварцитами показало, что это – неоднородная по составу и происхождению группа разновидностей, среди которых выделяются как сцементированные различными минералами ранее пористые руды, так и разновидности кварц-маритового и кварц-железнослюдко-маритового состава (кварц микрогранобластовый), послужившие основой для образования пористых полурыхлых руд в результате растворения кварца и полного выноса кремнезема [177, 178, 186].

Наиболее выразительно первичную природу плотных кварц-маритовых руд последнего типа по отношению к пористым подтверждают контактовые отношения между ними (рис. 30). При переходе вдоль слоистости из плотной руды в пористую мощность, а следовательно, и объем обеих разновидностей руды не меняются, но возрастают пористость и содержание железа (соответственно с 2,9 до 27,6 и 53,5 до 69,2 %). Определение аналогичных величин на таком же контакте железистого кварцита с плотной рудой показывает, что именно здесь происходит обогащение железистого кварцита: его объем в частном случае сокращается на 20, а содержание железа возрастает с 40,2 до 53,5 %. Крайне важно, что это происходит при сохранении одинаково низкой пористости (до 3 %) и крепости по обе стороны от контакта.

Плотные кварц-маритовые руды, образующие зону перехода между железистым кварцитом и пористой рудой, содержат 52,5–56,3 % железа. В них резко преобладают оксиды железа ( $Fe_2O_3$  73–79;  $FeO$  1,5–2 %),  $SiO_2$  (19,6–24,6),  $Al_2O_3$  (0,3–0,4 %); сумма этих оксидов всегда близка к 100 %, масса составляет 3,8–4,1, плотность 4,2–4,7 г/см<sup>3</sup>, крепость, по М.М.Протодьяконову, 12–14 баллов, коэффициент общей пористости 2,3–9,7 % (в среднем 7,7 %), а коэффициент потенциальной пористости, полученной расчетным путем при условии удаления кварца, равен в среднем 39,3 %.

В плотной руде сохранены микростойсто-полосчатая текстура и минеральный состав

исходных железистых кварцитов (джеспилитов). Главные минералы — гематит (мартит и послынная микротаблитчатая железная слюдка, совместно 54—60%) и кварц (40—45%). Новообразованных минералов нет. Подавляющая часть кварца имеет микрогранобластовую структуру с размером зерен 0,08—0,2 мм. Объяснить образование такой руды до ее окисления иначе, как метаморфогенным путем, невозможно.

Изучение геологической позиции охарактеризованных плотных руд внутри крупнейшей залежи "Объединенная", где они занимают до 11% площади богатых руд пятого железистого горизонта (рис. 31), показало, что плотные руды образуют прерывистый ореол вокруг останцев железистых кварцитов, имеют секущие слоистость формы залегания и распространены по всей мощности железистого горизонта.

В совокупности с контактовыми соотношениями эти закономерности однозначно свидетельствуют не только об эпигенетическом характере плотных руд, но и о возникновении из них всего объема пористых руд упомянутой залежи. Ввиду полной аналогии остаточных мартитовых руд на всем простирании Саксаганского рудного поля оба заключения справедливы и для остальных залежей главных рудоносных горизонтов района. С полным основанием они распространяются и на Галещинское месторождение, где на контактах мартитовых руд также присутствуют плотные руды с микрогранобластовым кварцем [182].

Окисленный характер рассмотренных руд и то, что их нет среди дисперсногематит-мартитовых и дисперсногематитовых разновидностей, постоянно стимулировали поиски незатронутых окислением богатых руд в границах рудных полей саксаганского типа. В итоге среди блоков неокисленных железистых кварцитов четвертого, пятого и шестого рудоносных горизонтов Саксаганского рудного поля, и особенно в продуктивном горизонте Южно-Белозерского и Переверзевского месторождений было выявлено и описано более 20 проявлений и мелких залежей богатых неокисленных руд, соответствующих по составу всем аутигенно-минеральным зонам пластов и горизонтов железистых кварцитов [3, 35, 106, 182, 191, 195]. Единичные залежи таких же руд подробно описаны и вне связи с месторождениями саксаганской формации — в бассейне КМА и Чаро-Токкинском районе [73, 74, 160]. Это свидетельствует о самостоятельном, хотя и непромышленном значении данного генетического типа оруденения.

Все проявления богатых неокисленных руд хорошо прослеживаются визуально — по отсутствию кварцевых слоев среди железистых кварцитов. Минеральный и качественный химический состав, микрослоистая текстура и гранобластовая структура любых слоев одинаковы с вмещающими железистыми кварцитами и зависят от их положения в стратиграфическом разрезе неоднородных в данном отношении рудоносных горизонтов.

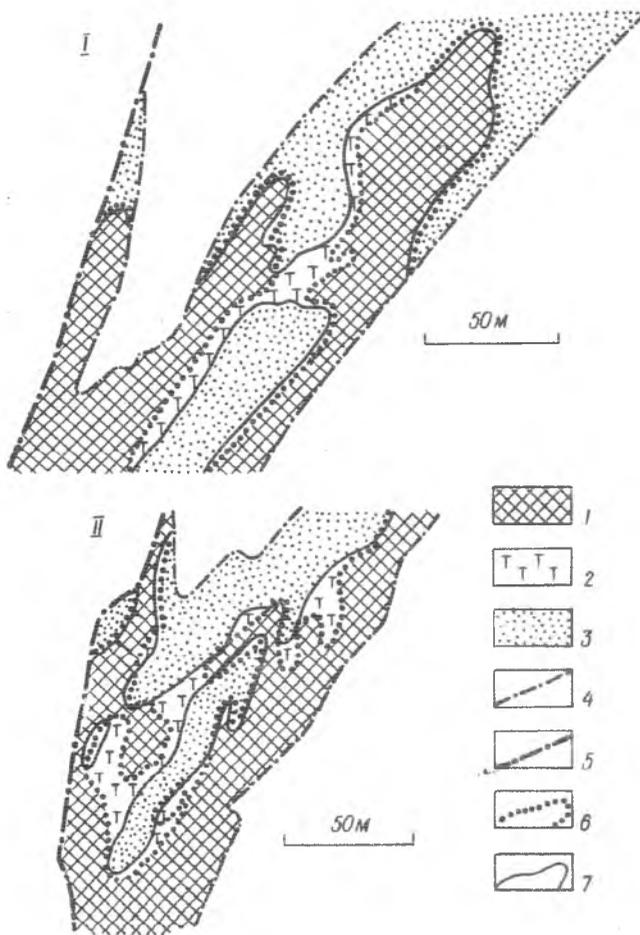


Рис. 31. Разрезы залежи "Объединенная" в границах горизонта  $K_5^2$  (рудоуправление им. С.М.Кирова): I — в оси 6, II — в оси 36; руды: 1 — мартитовая пористая рыхлая, 2 — кварц-мартитовая плотная, крепкая (кварц микрогранобластовый), 3 — железистые кварциты мартитовые, 4 — стратиграфические контакты, 5 — разрывные нарушения, 6 — граница зоны выщелачивания, 7 — контур рудного тела

От этого зависят и содержания железа, которые составляют 52,01–56,5 % в кварц-магнетитовых (с железной слюдкой и без нее) и сидероплезит-магнетитовых разновидностях и понижаются до 47,3–41,1 % в существенно карбонатных (с анкеритом и доломитом) и карбонат-силикатных рудах. Соответствие последних разновидностей богатой руде определяется по неизменно низкой концентрации кремнезема – от 2,0 до 7,9 %. Общая пористость – 2,7–7,3 %.

Условия залегания рассматриваемых руд при самостоятельном развитии выявляются с трудом, поскольку вскрыты одиночными скважинами. Преобладает линзовидная форма тел с нормальной мощностью от 0,4–6 до 29 м в неоднородных по составу пачках богатых руд. Ориентировка тел относительно слоистости близка к согласной, реже отчетливо выражено пологосекущее залегание. Большинство рудопроявлений приурочено к зонам смятия железистых кварцитов; в отдельных случаях зафиксированы крутосклоняющиеся флексурные складки, явления неполного будинажа железистых кварцитов и перераспределение материала более пластичных сланцев и кварцито-сланцев [195]. На основании этих особенностей можно предположить эпигенетический характер богатых руд.

Сомнения именно в такой, а не сингенетической природе неокисленных богатых руд полностью отпадают при совместном их залегании с высокопористыми гематитовыми рудами в контурах единых, бесспорно, эпигенетических залежей, как это установлено в "Залежи 8П" рудника им. В.И.Ленина [35] и особенно на Южно-Белозерском месторождении (рис. 32) [195]. В обоих случаях такое совмещение стало возможным благодаря локальному сокращению ореола окисленных пород на флангах месторождений, когда граница зоны окисления отступает внутрь залежей (результат воздействия карбонатизации, эгиринизации).

В итоге оказалось возможным проследить постепенные переходы неокисленных богатых руд в высокопористые окисленные. При этом в "Залежи 8П" зафиксирован переход плотных кварц-маритовых и кварц-железнослюдко-маритовых руд в кварц-магнетитовые и кварц-железнослюдко-магнетитовые, а на Южно-Белозерском месторождении – карбонат-магнетитовых богатых руд непосредственно в высокопористые дисперсногематит-маритовые. В последнем случае отсутствует промежуточная зона плотных окисленных руд. Это объясняется незначительным содержанием кварца в исходных рудах при их существенно карбонатном составе. В результате окисление сидероплезитовых слюев сопровождается потерей диоксида углерода и появлением на их месте пористых скопленений дисперсного гематита.

Отмеченные факты убеждают, что богатые кварц-магнетитовые, сидероплезит-магнетитовые руды являются прототипом исходного субстрата для образования маритовых и дисперсногематит-маритовых руд железистых горизонтов, составляющих подавляющую долю оруденения саксаганского типа.

Попутно коснемся исходного субстрата дисперсногематитовых ("красковых") руд сланцевых горизонтов. Из-за нарушения принципа изучения всех зон изменения пород при образовании богатых руд по простиранию единого слоя длительное время считалось, что дисперсногематитовые руды возникают на месте различных сланцев [57, 174, 227]. Ошибочность такого утверждения подробно аргументирована В.С.Федорченко: "Исходными породами для "красковых" руд были сидеритовые, хлорито-сидеритовые и сидерито-хлоритовые руды, богатые сидеритовые и хлорит-сидеритовые роговики, хлоритовые и сидерито-хлоритовые сланцы, а не различные сланцы, в том числе и кварц-слюдяные, безрудные и силикатные роговики, как считали предыдущие исследователи. Железистые силикаты (хлориты) в образовании богатых красковых руд (с содержанием железа 58–63 %) играли подчиненную роль. Только для бедных глиноземистых красковых руд железистые хлориты были главными исходными минералами, а сидерит второстепенным".

Таким образом, любые минеральные типы высокопористых гематитовых руд саксаганской формации сформировались из первоначально богатых железом неокисленных руд и пород, а не из железистых кварцитов и сланцев. Поскольку исходные руды образуют с окисленными пористыми рудами совместные залежи и сопутствуют этим залежам, а также вместе с ними обладают комплексом признаков несогласного залегания, перечисленных в шестой главе, то и они являются эпигенетическими рудами по отношению к вмещающим железистым кварцитам и сланцам. Дополнительные подтверждения этого заключения рассмотрены при анализе контактов руд и околорудных явлений, раскрывающих суть процесса образования неокисленных богатых руд.

Основным отличием исходных руд и обогащенных железом пород от железистых

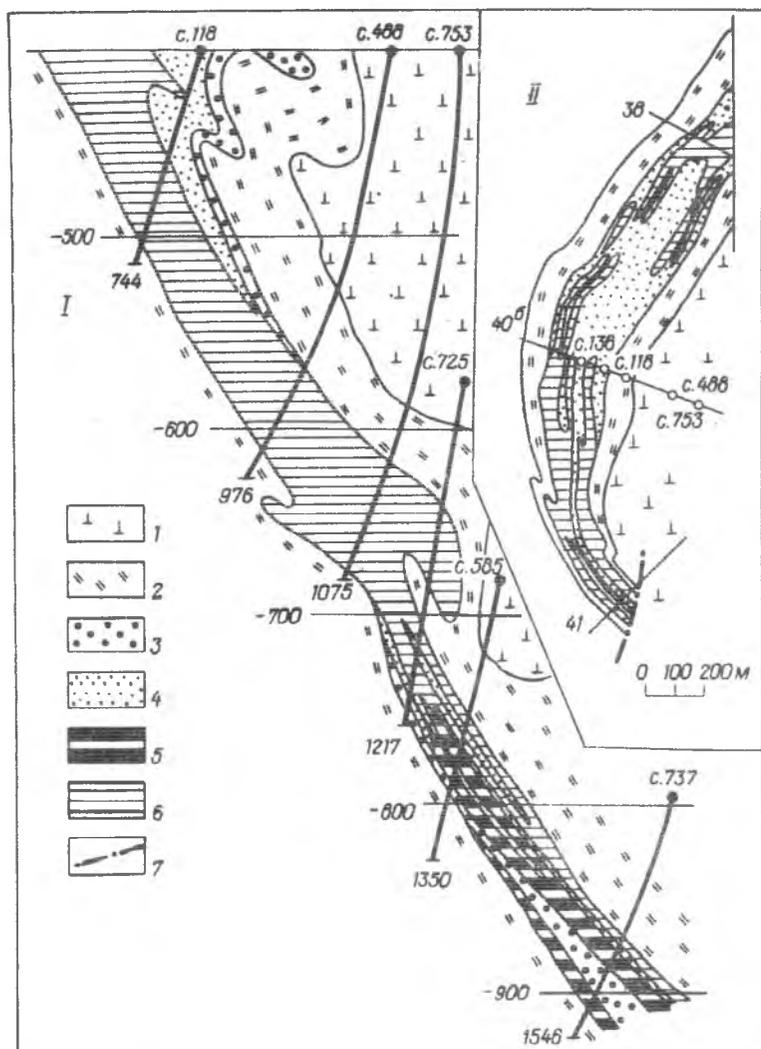


Рис. 32. Южно-Белозерское месторождение (составили В.М.Кравченко и В.И.Ганоцкий [195]): I – разрез по профилю 40, II – фрагмент карты поверхности фундамента; 1 – метаяльтрабазиты, 2 – парасланцы; железистые кварциты: 3 – неокисленные, 4 – окисленные; 5 – богатые магнетитовые руды, 6 – богатые дисперсногематит-мартитовые руды, 7 – разломы

кварцитов и кварцито-сланцев является отсутствие в них кварцевых слоев (фото 13). Именно этим обстоятельством объясняется наиболее распространенная и в то же время предельно высокая концентрация железа в рассматриваемых рудах, равная 52–56, в среднем 54,5 %. Эта величина соответствует среднему содержанию железа в рудных слоях железослюдко-магнетитовых, магнетитовых и сидероплезит-магнетитовых кварцитов. Она снижается до 47–38 % при существенной концентрации в рудах и обогащенных породах анкерита, доломита и железистых хлоритов. Текстурно-структурные особенности и минеральный состав исходных неокисленных руд строго соответствуют их положению в аутигенно-минеральных зонах железистых и сланцевых горизонтов. В целом они повторяют главные особенности материнских железисто-кремнистых пород.

Охарактеризованные свойства исходного субстрата пористых дисперсногематит-мартитовых руд саксаганского типа, независимо от взглядов на его генезис, определенно показывают, что он сформировался без дополнительного привноса железа в рудные тела любых по литологическому составу стратиграфических горизонтов. При этом среди горизонтов железистых кварцитов в роли основы всегда выступали богатые руды, а в сланцевых горизонтах – относительно обогащенные железом (за счет отсутствия кварцевых слоев) некондиционные сидероплезитовые и хлорит-сидероплезитовые породы.

Иначе стоит вопрос об исходном субстрате для образования магнетитовых и железно-слюдко-магнетитовых руд формации первомайского типа, представленной эталонным Первомайским и мелким Северо-Белозерским месторождениями. В отличие от месторождений Саксаганского рудного поля, Первомайское месторождение окружено мощным ореолом щелочных метасоматов, защитившим породы и руды от глубинного окисления, и сильно нарушено системой послерудных поперечных и диагональных разрывов. Положение в зоне метаморфизма амфиболитовой фации определило исчезновение в породах и рудах аутигенного сидероплезита, преобразованного при взаимодействии с кварцем в куммингтонит-грюнерит.

Эти особенности месторождения существенно усложняют реконструкцию генезиса, в том числе и исходного субстрата для образования богатых руд. При этом, благодаря их магнетитовому составу и зависимости остальных минералов от аутигенных зон вмещающих пород, не возникают особых сомнений в образовании руд в один — метаморфогенный — этап и преимущественно из железистых кварцитов, но появляются особенные для данной формации вопросы: существует ли привнос железа в рудные тела и какова его количественная роль? возникают ли богатые руды на месте сланцев, не содержащих магнетита и гематита? в чем заключается роль щелочного метасоматоза при рудообразовании?

Все три вопроса достоверно решаются при соблюдении главного принципа: если сопоставление состава исходных пород, измененных пород и богатых руд осуществляется по аутигенно-минеральным зонам стратиграфического разреза.

При таком подходе прежде всего необходимо поставить под сомнение сколько-нибудь значительную роль магнезиально-железистого метасоматоза в рудных телах и окружающих породах, поскольку широко распространенный в них куммингтонит является в основном не метасоматическим, а метаморфическим и образовался он в соответствующих аутигенно-минеральных зонах среди магнетит-сидероплезитовых, сидероплезитовых и сидероплезит-хлоритовых кварцитов.

В итоге на их месте сформировались не только куммингтонитсодержащие железистые кварциты, но и широко распространенные куммингтонитовые сланцы и кварцито-сланцы (в том числе с магнетитом, хлоритом и биотитом). Ранее, не учитывая зависимости смены метаморфических ассоциаций от состава аутигенно-минеральных зон, куммингтонитовые сланцы и кварцито-сланцы ошибочно принимались за магнезиально-железистые метасоматиты.

Общепризнано, что главная часть богатых магнетитовых руд образовалась из железистых кварцитов. Но при этом многие исследователи допускают существенный привнос железа в рудные тела с его отложением в виде новообразованных агрегатов магнетита и гематита. Тщательное изучение всех генераций обоих минералов в рудах и вмещающих породах (с учетом аутигенной зональности) позволяет утверждать, что новообразованные генерации рассматриваемых минералов играют незначительную роль и образованы за счет перераспределения железа в микрообъемах вещества. К ним, в частности, относятся проявления тончайших жилок дисперсного магнетита в куммингтоните, который замещается рибекитом, а также редкие выделения ланцетовидного гематита в трещинках кливажа. Совместное содержание таких форм не превышает 1–2 %.

Напротив, повсеместно рудные минералы практически полностью сложены микрослоистыми агрегатами магнетита и железной слюдки, которые унаследованы от исходных железистых кварцитов и сохранили при этом свои структурные особенности. Отмечаются лишь укрупнение и полисинтетическое двойникование табличек железной слюдки, свидетельствующие о ее перекристаллизации.

Аутигенная природа послерудных агрегатов такого гематита наиболее ярко проявляется в закономерном нарастании с глубиной концентрации железной слюдки в главных залежах, где ее содержание достигает 15–25 %. Причиной столь очевидного изменения является перемещение рудных тел из объединенных третьего — пятого сланцевых горизонтов в пятый — шестой железистые, в которых железно-слюдко-магнетитовые кварциты особенно характерны для пятого железистого горизонта.

Таким образом, относительно руд, залегающих в железистых горизонтах, можно констатировать, что никаких признаков дополнительного привноса рудного вещества в них нет, следовательно, все железо в них остаточного происхождения. Аналогичный вывод в полной мере относится и к рудам залежи "Основная", залегающей в третьем — пятом "сланцевых" горизонтах. Он подтверждается следующими фактами.

Подавляющая часть руд этой залежи содержит 52—56 % железа, что аналогично рудам из железистых горизонтов, и соответствует его среднему содержанию в рудных и "полурудных" слоях железистых кварцитов (как и для субстрата руд саксаганского типа). Рудные и амфиболовые слои имеют структуру одноименных слоев, присущую железистым кварцитам, а не сланцам. Такие же соответствия показали массовые замеры и статистические подсчеты содержаний и размеров минералов в рудных и нерудных слоях, мощности слоев, строения микроритмов слоистости, выполненные Л.П.Бугриным в рудах, железистых сланцах и кварцитах, а также развитых по ним эгиринитах [40].

Далее, в залежи "Основная", как и в других телах, распространены останцы эгиринизированных железистых кварцитов, а прослои неизмененных куммингтонит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов нередко встречаются в рудоносной части третьего — пятого сланцевых горизонтов. Среди руд этой залежи редко, но встречаются и полосчатые железослюдко-магнетитовые руды — бесспорные аналоги одноименных железистых кварцитов. Наконец, амфибол-магнетитовые руды объединенных сланцевых и железистых горизонтов ничем не отличаются друг от друга.

Приведенные доводы позволяют утверждать, что все богатые руды Первомайского месторождения сформировались на месте железистых кварцитов и (за исключением карбонатизированных позднее разновидностей) без дополнительного привноса рудного вещества. Прежняя точка зрения о стадии железорудного метасоматоза и образовании части руд путем замещения магнетитом и гематитом куммингтонитовых (рибекитовых) сланцев в настоящее время ничем не подтверждена.

В отличие от магнизиально-железистого и железорудного метасоматоза проявление карбонатно-щелочного метасоматоза — бесспорно. С ним связана ярко выраженная эндогенно-метасоматическая зональность [196]. Наиболее широко распространено замещение куммингтонита в породах и рудах щелочными амфиболами. Второе место занимает эгиринизация, при которой интенсивно замещаются кварц и послойные агрегаты железной слюдки. Остальные минералы вытесняются эгирином незначительно. Карбонатизация выражена локально и для решения вопроса о субстрате богатых руд не имеет значения.

Заметим, что и на рассматриваемых явлениях проявляется отчетливая зависимость наложенных процессов от аутигенно-минеральной зональности: эгиринизация развита в основном среди железистых кварцитов, щелочные амфиболы — среди куммингтонитовых сланцев, альбитизация приурочена к хлоритовым, биотитовым и гранатсодержащим сланцам.

Изучение контактовых переходов из железистого кварцита в полосчатый магнетитовый эгиринит внутри единого слоя показало, что процесс эгиринизации происходит без изменения объема пород, с выносом кремнезема, который компенсируется привносом магния и натрия при неподвижности железа. При этом трехвалентное железо в виде гематита (железная слюдка) полностью поглощается эгирином, а при отсутствии гематита — заимствуется из магнетита, слои которого приобретают раскрошенную структуру. Аналогичные взаимоотношения фиксируются и в телах богатых руд.

Перечисленные особенности щелочного метасоматоза свидетельствуют о его более позднем характере по отношению к уже сформировавшимся богатым рудам. При любом варианте нет никаких оснований связывать с ним концентрацию железа и поэтому он является типичным преобразующим процессом.

Таким образом, относительно исходного субстрата богатых руд формаций саксаганского и первомайского типов можно сделать такой вывод:

богатые руды современного вида обеих формаций являются результатом генетически разных преобразований одного и того же исходного субстрата, который реконструирован выше — на примере формации саксаганского типа; главной его особенностью является устойчивое содержание железа в пределах 52—56 %, что объясняется соответствием данной величины среднему содержанию в рудных слоях материнских железистых кварцитов;

исходные богатые руды образуются только из железистых кварцитов; в железисто-кремнистых породах сланцевых горизонтов появляются лишь обогащенные железом породы, но не кондиционные по его содержанию.

Перейдем к генетической сущности минералообразующих процессов, которые обусловили появление столь своеобразной исходной основы богатых руд.

## Метаморфогенный вынос кремнезема и усадка железистых кварцитов — основной рудообразующий процесс

Признание промежуточной эндогенной стадии обогащения железистых кварцитов само по себе не решает вопроса о генезисе исходного субстрата богатых руд саксаганского и первомайского типов. Первые наблюдения в этом направлении были осуществлены в 1945—1946 гг. Я.Н.Белевцевым при изучении контактовых взаимоотношений богатых руд с железистыми кварцитами [17]. Позднее они были дополнены и развиты Ю.Г.Гершойгом, А.А.Глаголевым, В.М.Кравченко и Г.В.Тохтуевым [63, 74, 178, 191, 315].

Из множества (свыше 150) изученных нами контактов богатых руд в горных выработках всех рудников Криворожского бассейна вполне достоверную информацию несут только переходы из руд в железистые кварциты внутри единого слоя. Контакты между ними, наблюдаемые поперек слоистости, — малоинформативны, так как соприкасающиеся руды и породы относятся к разным слоям. Контакты первого типа сохраняются относительно редко, но они встречены и подробно описаны на многих рудниках Кривбасса, в Белозерском районе и на Коробковском месторождении КМА.

В итоге исследования строго ограниченного названными условиями количества контактов выявлено очень важное явление — эндогенное сокращение объема (усадка) железистых кварцитов при переходе их в богатую руду. Оно заключается в сближении рудных (кварц-железностюльков, кварц-магнетитовых, сидероплезитовых) и силикатных слоев вследствие массового выклинивания кварцевых слоев при сохранении высокой плотности пород и руд по обе стороны контакта (фото 13, рис. 30, 33—35).

Главным следствием усадки является сокращение объема оруденевающих пород на 20—40 % по мощности. Средняя величина потери объема близка к 30 % и зависит от переменного объема кварцевых слоев в железистых кварцитах и сланце-кварцитах. С потерей объема связано повышение концентрации железа от 31—37 в существенно магнетитовых железистых кварцитах до 52—56 % в плотных богатых рудах, что соответствует его среднему содержанию в рудных слоях. Заметим, что при описываемой усадке не происходит полного удаления кварца, так как целиком сохраняется его доля, содержащаяся в рудных слоях. Поэтому концентрация кремнезема снижается всего с 49—41 до 20—25 %.

Несколько иначе выглядят эти величины в малорудных сидероплезитовых и магнетит-сидероплезитовых кварцитах со средним содержанием железа 25—30 %. Существенно карбонатный состав рудных слоев в данном случае определяет незначительный объем кварца и потому после усадки содержание кремнезема не превышает 2—7 %. Однако из-за обилия диоксида углерода (15—20 % и более) концентрация железа возрастает только до 38—47 %.

Это явление названо Д.С.Коржинским эндогенной метасоматической контракцией или усадкой [69]. Поскольку предложенный термин предельно точно выражает сущность процесса образования неокисленных богатых руд, в дальнейшем тексте его используют как основной и рекомендуют для широкого применения.

Эндогенная метасоматическая усадка — явление малоизвестное и слабоизученное. Она установлена при десиликации пегматитов, залегающих в доломитах и гипербазитах, в скарновом процессе и некоторых иных случаях [170]. Однако лишь в железистых кварцитах она наблюдается в очень крупных рудных телах и отличается особой выразительностью благодаря четкой слоистости и полосчато-микрослоистой текстуре оруденевающих пород. Именно в них эндогенная усадка наиболее ярко выражает явно нетрадиционный и достаточно мощный эндогенный рудообразующий процесс и потому заслуживает более обстоятельного рассмотрения.

Обычно усадка доступна прямому изучению в стенках и кровле продольных горных выработок (штреков), позволяющих проследить по простирацию изменения слоев мощностью до 1—2,5 на расстоянии 5—10 м. Дополнительную информацию в микрообъемах пород (слои мощностью 1—5 см на расстоянии 5—20 см) предоставляют поперечные к слоистости выработки и керн разведочных скважин. В итоге изучения соответствующих контактов установлены следующие особенности эндогенной метасоматической усадки.

Как правило, выклинивание кварцевых слоев происходит на резко выраженном ступенчато-прямолинейном фронте, секущем слоистость. При этом характерно исчезнове-

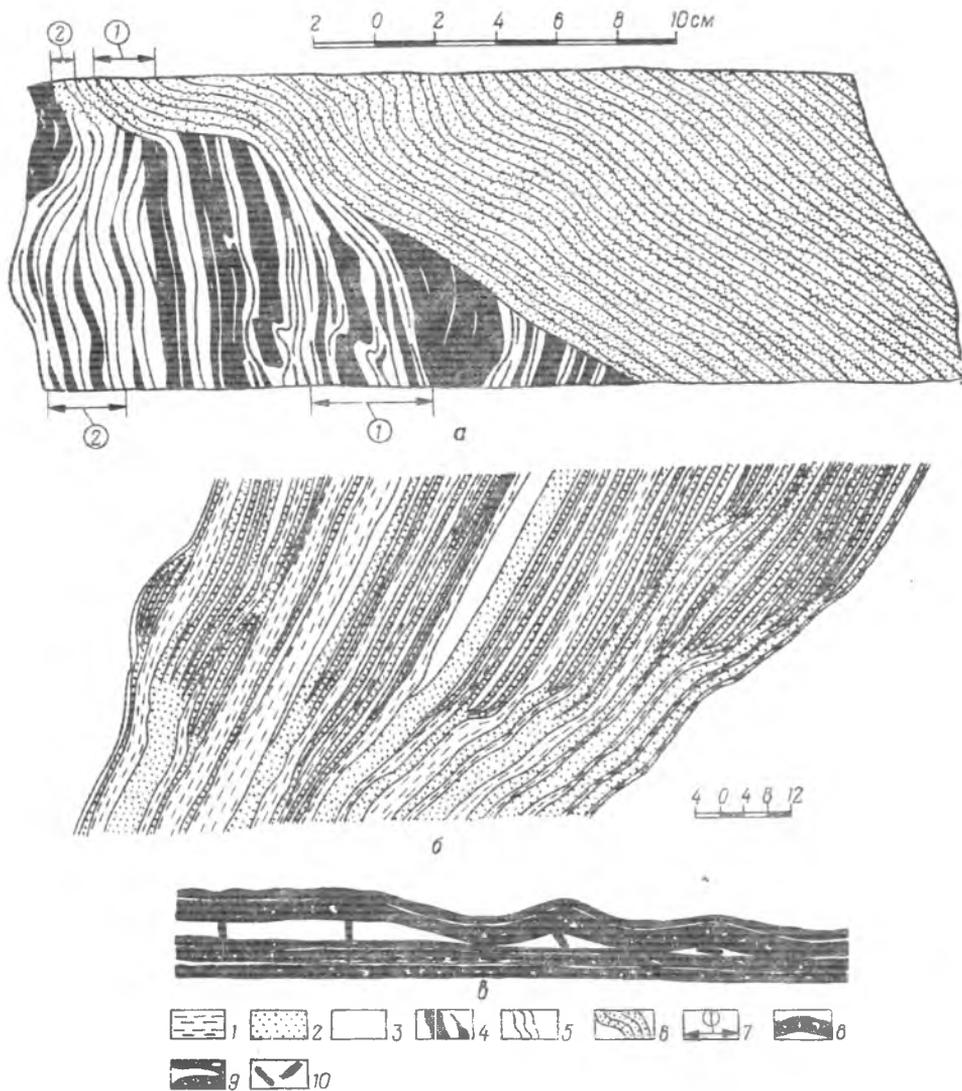


Рис. 33. Контактные взаимоотношения богатых руд и железистых кварцитов вдоль слоистости: *а* – контакт мартитового кварцита с мартитовой рудой; *слойки*: 1 – кварцевые, 2 – плотные рудные, 3 – пористые рудные; 4 – сопоставляемые интервалы измеренных мощностей (зарисовка керна); *б* – контакт хлорит-магнетит-сидероплезитовых кварцитов и руды того же состава (по данным В.С.Федорченко [332]; *слойки*: 5 – хлоритовые, 6 – магнетит-сидероплезитовые; 7 – кварцевые (зарисовка стенки Саксаганского карьера); *в* – поведение жилек спекулярита (10) в мартитовом кварците (слева) и плотной кварц-мартитовой руде (справа); *слойки*: 8 – мартитовые, 9 – кварцевые (зарисовка пачки слоев в образце)

ние нерудных слоев на очень коротком расстоянии (от 2–5 до 10–20 см) и даже тупое, выклинивание (фото 13) Редко зона выклинивания достигает в длину 1–4 м. Именно из-за этих особенностей контактов нельзя объяснить их фаціальным выклиниванием.

Исчезновение кварца происходит избирательно: он полностью удаляется из собственно кварцевых и существенно кварцевых слоев, но сохраняется внутри рудных слоев. При этом в зоне выклинивания происходит два изменения структуры равномернозернистого микрогранобластового кварца нерудных слоев: первоначально изометричные зерна размером 0,02–0,06 мм приобретают овально-уплощенную форму и ориентируются вдоль полосчатости; внутри зерен происходит микрогрануляция с их распадом (раздроблением) на три – пять более мелких зерен размером 0,004–0,01 мм, которые ориентируются по-разному.

Наиболее отчетливо оба изменения видны при больших увеличениях и вращении шлифов на столике Федорова. Они свидетельствуют о воздействии интенсивного поперечного

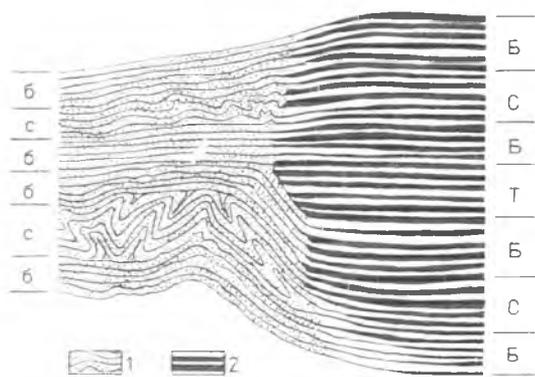


Рис. 34. Обобщенная схема контактовых отношений богатых руд и железистых кварцитов: 1 — богатая руда, 2 — железистый кварцит; Б — б — постепенное выклинивание кварцевых слоев, С — складчатый контакт, Т — трещинный контакт

и всех элементов микротекстурного и структурного рисунка, в том числе и количественных соотношений разных по составу и строению рудных слоев (микроритмов). Наряду с сохранностью кварца рудных слоев, это свидетельствует, что вещество рудных минералов, силикатов и сопряженной с ними доли кварца не участвует в процессе гипогенной метасоматической усадки оруденеваяющих пород. Именно этим объясняется полное соответствие минерального и химического состава неокисленных богатых руд составу рудных слоев материнских железистых кварцитов.

Вместе с тем по мере перехода в богатую руду отмечаются признаки перекристаллизации рудных минералов. Они незначительны для магнетита и проявляются в укрупнении его зерен всего на 10–15 %. Намного ярче выражена перекристаллизация послойных скоплений железной слюдки: размеры ее таблитчатых индивидов укрупняются в пять — десять раз, в них часто появляются полисинтетические двойники давления.

Отдельно остановимся на спорном вопросе о замещении кварцевых слоев рудными минералами. По мнению ряда исследователей, такое замещение сопутствует эндогенной усадке и может даже послужить главной причиной образования богатых неокисленных руд [57, 63, 315 и др.]. Необходимо подчеркнуть, что ни в одном из большого числа исследованных нами контактов с послойным переходом железистого кварцита в руду сколько-нибудь убедительных явлений замещения кварцевых слоев новообразованным магнетитом или гематитом не обнаружено.

Таким образом, наряду с отмеченной в предыдущем разделе незначительной ролью новообразованных рудных минералов в составе неокисленных богатых руд рассмотренные доводы свидетельствуют, что единственной причиной обогащения оруденеваяющих железистых кварцитов и кварцито-сланцев была их эндогенная метасоматическая усадка без привноса дополнительного рудного вещества. Выводы же предшествующих исследователей о существенной роли такого привноса можно считать своеобразной данью классической концепции магматогенно-гидротермального рудообразования, от чего следует решительно отказаться.

В понимание условий, причин и времени проявления метасоматической усадки существенный вклад вносит изучение околорудных и внутрирудных текстур и тектонических нарушений. Как правило, они выражены отчетливо. Так, в околорудных зонах мощностью 2–5 м (вкост слоистости) сокращаются число и мощность кварцевых слоев. Широко развиты резкое выклинивание и будинаж кварцевых слоев при сопутствующем сближении рудных. В итоге у контактов с магнетитовыми рудами в неокисленных железистых кварцитах возрастает концентрация железа (до 38–45 %).

Весьма интересны многообразные жильные проявления альпийского типа, в которых присутствуют любые минералы железистых кварцитов — бесспорные показатели частичной миграции всех компонентов оруденеваяющих пород. Они имеют секреторную природу, средне- и крупнозернистую структуру и представлены несколькими генерациями, генетическое значение которых различно.

сжатия. Весьма показательны, что таких изменений нет в сростках микрогранобластового кварца среди агрегатов магнетита, сидероплезита и хлорита рудных и силикатных слоев. К аналогичному заключению о неодинаковом поведении кварца в нерудных и рудных слоях под воздействием тектонических напряжений приводит исследование оптической ориентировки всех разновидностей кварца, выполненное В.В.Кушеевым отдельно по типам слоев; она принципиально различна в кварцевых и рудных слоях [210].

Совершенно иначе ведут себя рудные и силикатные слои при переходе из железистого кварцита в богатую руду. Первое, что обращает на себя внимание, — это сохранность мощности

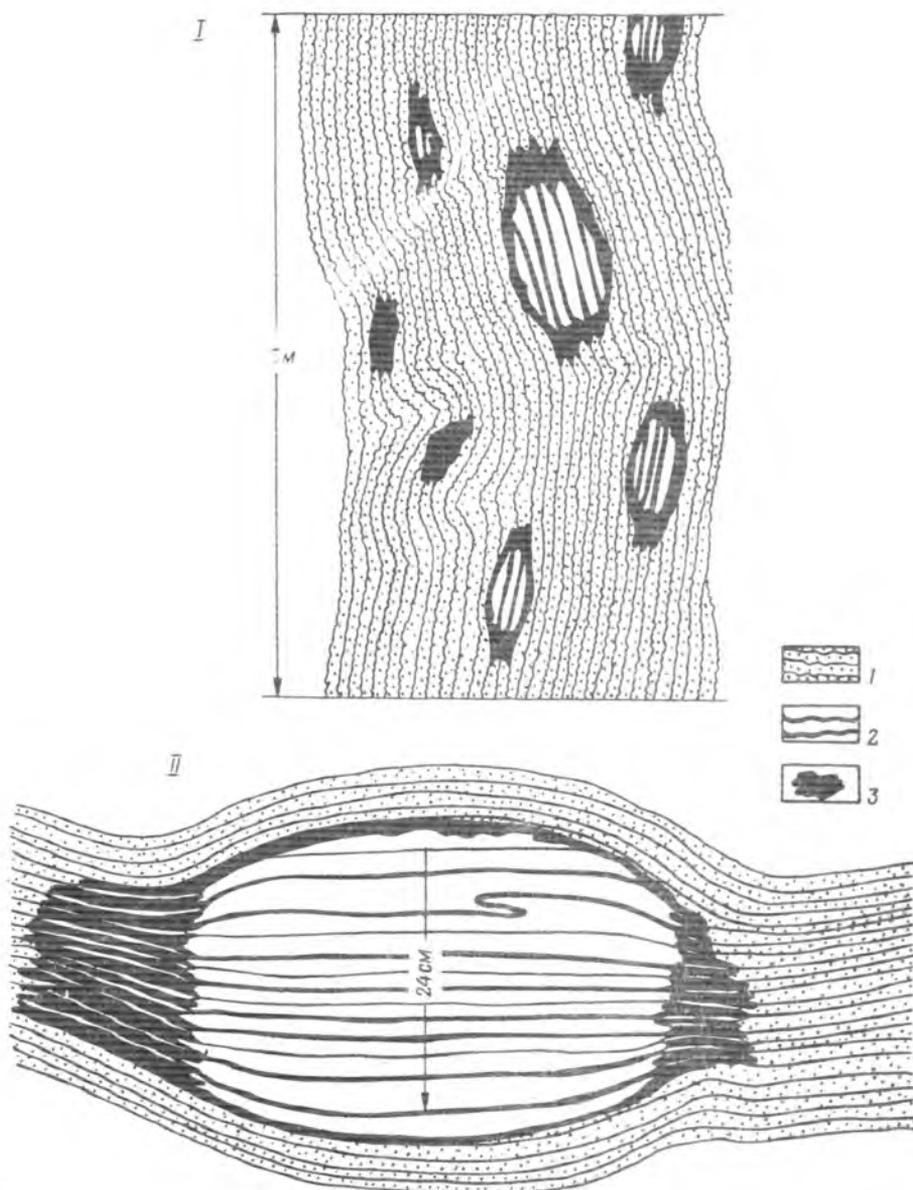


Рис. 35. Будины мартитового кварцита в пористой мартитовой руде (зарисовка):  
 I — группа будин в кровле выработки, II — отдельная будина (рудник им. В.И.Ленина,  
 горизонт 447 м, квершлаг 38 оси): 1 — руда мартитовая пористая рыхлая, 2 — железистый  
 кварцит мартитовый плотный, 3 — руда кварц-мартитовая плотная крепкая

К отчетливо околорудным образованиям относятся преимущественно секущие жилы, линзы и гнезда гетерогранобластового зубчатого кварца мощностью 1–5 см, которые постоянно сопутствуют контактам с эндогенной метасоматической усадкой как железистых кварцитов, так и сланце-кварцитов. Они заполняют трещины скола и отрыва, иногда группируются в рои (рис. 30) и являются прямыми свидетелями растворения и перетолжения кремнезема кварцевых слойков, т.е. близки к пострудным образованиям.

Однако наиболее интересны поперечные жилки кварца, спекулярита, сидероплезита и магнетита мощностью 0,2–2 мм, которые приурочены к трещинкам кливажа разлома — растяжения внутри кварцевых либо рудных слойков, но не выходят за пределы отдельного слойка. Состав таких жилок в смежных слойках различен, они повсеместно разви-

ты в железистых кварцитах и сопряженных с ними богатых рудах (фото 13, рис. 33). Количество их заметно возрастает в околорудных зонах и в рудных телах – соответственно повышению интенсивности кливажа в рудах по сравнению с материнскими породами. Перечисленные особенности указывают на преимущественно дорудный и синрудный характер рассматриваемых образований; их можно использовать для оценки физического состояния пород во время усадки.

В самом деле, явно секреционный тип описываемых жилков указывает на их возникновение после хрупкой деформации вмещающих слоев. Разный состав и избирательное развитие жилков по независимым системам трещинок кливажа в рудных и кварцевых слоях свидетельствуют о различиях в механических свойствах сопоставляемых слоев, а также о одновременности проявления хрупких деформаций в них.

В свете таких данных привлекает внимание поведение поперечных жилков спекулярита в кварцевых слоях, выклинивающихся при переходе в богатую руду в зоне гипогенной усадки (рис. 33, в): эти жилки сначала оказывают сопротивление сближению плавно огибающим их рудным слоям, а затем принимают положение, параллельное микрослоистости, и в таком виде сохраняются в богатых рудах. На основании описанного явления можно сделать вывод, что жилки спекулярита и вызвавшая их появление незначительная миграция железа имеют дорудный возраст, усадка происходит в полностью сформировавшихся, достаточно жестких и способных к хрупкой деформации железистых кварцитах, рудные слои во время усадки в значительной мере пластичны.

Полученное заключение об усадке железистых кварцитов в компетентном, а не пластичном состоянии дополнительно подкрепляется примерами сокращения мощности за счет выклинивания кварцевых слоев не только в плоскопараллельных пачках, но и в блокированных среди них пакетах слоев, которые были смяты в сжатые изоклинные складки волочения до усадки (фото 13, б). По данным В.И.Шелегеды [310] и нашим наблюдениям, это подтверждается и в крупном масштабе (внутри залежей богатых руд) по наличию в них складок того же типа, но с амплитудой в несколько метров и более.

Природу эндогенной усадки железистых кварцитов во многом раскрывают и другие детали морфологии и структуры контактов руд с вмещающими породами. В их числе – часто встречающиеся вдоль контактов цепочки и целые рои мелких будин железистых кварцитов с ореолами плотных богатых руд и яркими проявлениями эндогенной усадки (рис. 35), жиллоподобные формы оруденения кинкбандов [319] и другие. Но детали выступают в результате анализа главных вариантов морфологии контактов с эндогенной метасоматической усадкой, которые показаны на фото 13, рис. 34, 35.

Описанный вариант постепенного и спокойного выклинивания кварцевых слоев является частным. Обычно потеря объема железистых кварцитов даже в таком случае сопровождается интенсивной дисгармоничной складчатостью, которая частично компенсирует сокращение объема, но исчезает в глубь рудного тела. При этом в руде наблюдаются признаки межслоевого скольжения со срезанием призматических частей дисгармоничных складок.

Наряду со спокойным исчезновением кварцевых слоев встречаются тупые обрывы с зазубренными краями, которые облекаются смятыми рудными слоями. Иногда видно резкое секущее прилегание слоев руды к железистому кварциту, плавно сопрягающееся со складчатыми участками, где кварцевые слои выклиниваются постепенно. Редко встречается отмеченное выше оруденение пачки слоев железистого кварцита, предварительно смятой в изоклинные складки (фото 13).

Названные варианты не только встречаются в микрообъемах штуфов, но и комбинируются в макро- и мегаобъемах целых залежей. Это объясняется очень большой (30 %!) потерей объема железистых кварцитов, переходящих в руду. В результате оказывается неизбежным совместное проявление постепенного и тупого выклинивания кварцевых слоев околоконтактного смятия рудных слоев и секущего их прилегания к слоям оруденевших пород, построенного по реально наблюдавшимся контактам.

Возникает вопрос, как отражается вызванная гипогенной метасоматической усадкой потеря объема (равная в среднем 30 %) на общей мощности рудовмещающих горизонтов железистых кварцитов [25, 315, 317, 318]? Мнения по этому поводу весьма противоречивы; прямой связи между мощностью рудоносных горизонтов и степенью их богатого оруденения нет.

Таким образом, закономерности и причины изменения мощностей горизонтов желе-

зистых кварцитов, в том числе вызванные появлением в них описываемых рудных столбов, изучены недостаточно. И все же среди них можно назвать по меньшей мере четыре реально выявленных фактора такой изменчивости (в последовательности их проявления): фациальный, унаследованный от седиментации; тектонический, вызванный пластическим течением и изгибами пластов пород; динамометаморфический, порожденный гипогенной усадкой; литостатический, проявившийся в зонах развития пористых руд. Безусловно, их роль неравноценна, но очевидно, что различные комбинации перечисленных факторов создают достаточно сложную и запутанную картину фактической мощности оруденевающих пластов. При этом важно, что она не противоречит признанию эндогенной метасоматической усадки как главной причины появления богатых неокисленных руд.

Приведенное описание гипогенной усадки железистых кварцитов позволяет определить генетический тип исходного субстрата богатых руд формаций саксаганского и первомайского типов, образующих классические рудные столбы внутри пластов и горизонтов железисто-кремнистых пород.

Отчетливые признаки их несогласного залегания, своеобразная морфология и резкий характер контактов, наличие околорудных явлений обязывают, по меньшей мере, усомниться в первично-осадочной, метаморфизованной природе неокисленных богатых руд [332]. Отсутствие сколько-нибудь серьезных признаков их связи с магматическими породами побуждает отказаться не только от магматической, но и от любого варианта магматогенной гидротермально-метасоматической концепции рудообразования, периодически возрождаемой некоторыми авторами без учета охарактеризованных геологических особенностей рассматриваемых руд [98, 164]. Наконец, высокая плотность неокисленных руд, превосходная сохранность в них текстурно-структурных особенностей рудных слоев железистых кварцитов и отсутствие признаков восстановления при метаморфизме высших оксидов железа исключают признание первоначального гипергенно-остаточного образования названных руд [227].

Таким образом, оказалось невозможным связать образование исходного субстрата богатых руд саксаганской и первомайской формаций с каким-либо традиционным способом концентрации рудного вещества, который приемлем для железистых кварцитов. Остается обратить внимание на возможность метаморфогенного рудообразования.

Впервые динамометаморфическая концепция в общем виде была обоснована П.М.Каниболоцким [153]. Однако конкретное подтверждение и развитие она получила много позднее — на основании анализа и обобщения освещенных выше особенностей исходного субстрата и его взаимоотношений с вмещающими железисто-кремнистыми породами [17, 57, 182, 315].

В результате было показано, что на примере рассмотренной метасоматической усадки мы имеем дело с малоизвестным процессом эндогенной остаточной концентрации рудного вещества, которая обусловлена метаморфизмом. Поэтому образующиеся руды следует называть не просто метаморфогенными, а **остаточными гидротермально-метаморфическими**, т.е. собственно метаморфическими, сама возможность появления которых до сих пор вызывает сомнение у наиболее консервативных исследователей. По структурным условиям проявления такой процесс был отнесен к своеобразному типу метаморфического будинажа с частичным растворением компонентов [315]. Подчеркнем главные признаки остаточно-метаморфического образования неокисленных богатых руд:

повышение концентрации рудного вещества осуществляется только за счет его относительного накопления в итоге выноса основной доли главного нерудного компонента — кремнезема, заключенного в кварце;

магнетит, гематит и силикаты ведут себя инертно, в миграции компонентов участвует незначительная часть вещества сидероплезита; рудное вещество не привносится и поэтому не происходит замещение им нерудных компонентов в виде оксидов железа;

объем (мощность) оруденевающих пород существенно, на одну треть, сокращается при сохранении высокой плотности пород и руд; наряду с отсутствующей микрогрануляцией кварца одноименных слоев это свидетельствует об интенсивных сжимающих усилиях, ориентированных поперек слоистости;

образующиеся руды целиком локализируются в материнских железистых кварцитах, в которых слагают своеобразные метаморфические рудные столбы — морфологические и концентрационные.

Метаморфогенная метасоматическая усадка является не только главным, но и единст-

венным процессом образования первоосновы богатых руд саксаганской и первомайской формаций. Это заключение обосновывается рядом доводов.

Во-первых, руды каждой формации одинаковы в пределах соответствующих рудных полей, отдельных месторождений и залежей. Следовательно, они могут иметь одинаковый генезис.

Во-вторых, морфология и строение контактов богатых руд с вмещающими породами вдоль слоистости также совершенно одинаковы для всех минеральных типов оруденевающих железистых кварцитов (железнослюдковых, магнетитовых, сидероплезитовых) и сланце-кварцитов. Это касается и любых разновидностей богатых руд саксаганского и первомайского типов оруденения и определенно указывает на единство эндогенной природы данных контактов и независимость их строения от последующих преобразований.

В-третьих, в неокисленных и плотных окисленных богатых рудах (с микрогранобластовым кварцем) повсеместно отмечено устойчивое среднее содержание железа 52–56 %, обусловленное таким же его содержанием в рудных слоях оруденевающих пород. Исключения из этого правила — редкость и лишь подчеркивают единство природы исходных богатых руд.

### Региональные и локальные геологические условия образования остаточных метаморфических руд

Систематический обзор геологических факторов метаморфического рудообразования начнем с формационного и литофациального контроля месторождений саксаганского и первомайского типов. *Формационный* заключается в приуроченности рассматриваемых месторождений только к криворожской и белозерской железноносным геологическим формациям. Это связано с особым составом и строением их продуктивных толщ, т.е. с *литофациальным* фактором: рудные тела в них размещаются строго избирательно и приурочены только к участкам равномерного расслоения железорудных свит и горизонтов на породы разной компетенции — железистые кварциты, с одной стороны, и сланцы, сланце-кварциты — с другой [192]. Наиболее благоприятно отношение мощностей пластов неодинаковых по компетентности пород, близкое к 1 : 1.

Такая закономерность хорошо выражена на всех месторождениях саксаганского типа Украинского щита. Именно ею объясняется разная позиция рудных залежей в Саксаганском районе (средняя часть разреза одноименной свиты) и на Галещинском месторождении (нижняя часть той же саксаганской свиты), а также их появление на месторождениях Белозерского района с одним рудным горизонтом. В зонах стратиграфического разреза с резким преобладанием мощностей железистых кварцитов или, наоборот, сланцев и сланце-кварцитов богатые руды криворожского и белозерской формаций отсутствуют.

Эта закономерность наблюдается не только на уровне железорудных свит, но и в отдельных стратиграфических горизонтах. Так, В.И.Шелегедой она установлена в лежачем боку шестого железистого горизонта месторождения рудника им. XX Партсъезда [310]. С нею же следует связывать смещение с глубиной рудных столбов месторождения рудника им. В.И.Ленина из пятого железистого горизонта в шестой (вызвана фациальным выклиниванием шестого сланцевого горизонта).

Пространственная взаимосвязь рудных тел только с равномерно расслоенными зонами стратиграфического разреза пород различной компетенции указывает на благоприятные условия образования рудовмещающих структур. Среди них в первую очередь обращает на себя внимание интенсивное развитие будинажа в неоднородно-слоистой среде, где пластичный компонент составляет около 50 %. Эта закономерность впервые установлена Г.В.Тохтуевым в микрообъемах слоистых железисто-кремнистых пород [315] и подтверждается на более высоком уровне — в пределах железистых горизонтов и всей железорудной свиты. Она хорошо соответствует сути процесса метаморфогенной усадки железистых кварцитов как разновидности метаморфического будинажа.

Геотектонические и структурные факторы определяют геодинамическую обстановку эндогенной метасоматической усадки. В их числе — приуроченность рудных полей и отдельных месторождений саксаганского и первомайского типов к предельно деформированным крутопадающим поясовым структурам внутри зон глубинных разломов. Этим обеспечено крутое моноклинальное залегание рудовмещающих пластов — обязательное

условие для проявления стресса, без которого невозможна рудообразующая эндогенная усадка железистых кварцитов.

На примере южной части Саксаганского рудного поля данное условие наиболее полно реализуется в зоне сопряжения рудовмещающих горизонтов с серией продольных дизъюнктивов, составляющих зону Саксаганского сдвига-надвига [196]. Именно здесь располагается наиболее мощная пологосклоняющаяся непрерывная залежь, образование которой объясняется максимальным развитием поперечных и продольных деформаций вблизи поверхности разлома. Рудоконтролирующее значение подобных интенсивно сжатых зон приразломной складчатости вызвано массовым развитием будинажа и секущей трещиноватости в связи с неоднократным наложением тектонических деформаций сжатия, ориентированных нормально к напластованию, и деформаций растяжения в плоскости пластов.

Значительно сложнее обстоит дело с объяснением тектонической природы крутосклоняющихся рудных тел, которые распространены на всех месторождениях Саксаганского рудного поля, особенно в его северной части. Они же являются единственным морфологическим типом оруденения на Первомайском, Галещинском, Южно-Белозерском, Северо-Белозерском и Переверзевском месторождениях, где крутосклоняющиеся тела развиты без комбинации с мощной приразломной залежью.

Практически повсеместно установлено, что обсуждаемые рудные залежи развиты в пределах крупных пологих изгибов (складок и флексур) железистых пластов. В Саксаганском рудном поле выделяются шесть таких изгибов шириной 1,5–2 км, разделенных по простиранию периодическими перерывами такой же ширины [57, 61]. В пределах изгибов размещаются месторождения богатых руд, перерывы между ними безрудны. Амплитуда изгибов составляет 300 м и более, шарниры погружаются по падению горизонтов под углом 50–80°.

Сам факт существования и периодичность проявления крупных пологих изгибов установлены достоверно. Однако условия их образования еще окончательно не исследованы. В ранних схемах [19, 288] появление рудовмещающих изгибов связывалось с ундулирующей шарнира Саксаганской структуры, в поздних [6, 154, 357] — предпринимались попытки увязать их появление с крупными разрывами и внешними по отношению к Криворожской структуре тектоническими усилиями.

Так, В.И.Шелегеда связывает возникновение рудоносных изгибов с влиянием Восточного разлома, в зоне которого образуются "распирающие" структуры сдвояния подстилающей скелетатной свиты [196, 310]. О.В.Капун, не касаясь серьезной геологической интерпретации, обращает внимание на связь всех, без исключения, месторождений саксаганского и первомайского типов с узлами пересечения широтных разломов ортогональной сети с Криворожским, Кременчугским и Белозерским железорудными поясами [154].

Последнюю закономерность Ю.Л.Ахкозов и Ю.М.Крестников [6] объясняют с таких позиций: появление изгибов, контролирующих месторождения, связывается с предполагаемыми разворотами блоков восточного обрамления Криворожского пояса, разделенных широтными разломами через 3–4 км. Они считают, что при сдвиговом скольжении системы таких блоков к северу относительно поверхности Восточного разлома юго-западные углы блоков вдавливаются в железорудную свиту и оказываются главной причиной сжимающих условий в образовании рудных столбов.

Заметим, что такая интерпретация интересна как самостоятельное объединение крутосклоняющихся форм рудных тел, независимо от приразломной складчатости. Она указывает на возможность повсеместного развития крутосклоняющегося столбообразного оруденения, в том числе и в северной половине Саксаганского поля, без непременно слияния на глубине с гигантской приразломной ("шарнирной") залежью.

Это особенно важно для месторождений Белозерского района, который располагается в зоне Конкско-Белозерского глубинного разлома, закартированного по геофизическим данным [218] и подтвержденного рядом крупных сместителей (Пограничный и другие разломы). В этом свете продолжительная дискуссия о синклинальном или антиклинальном характере центральной структуры Белозерского района воспринимается как второстепенная. Очевидно, и здесь рудоносная белозерская подсвита залегает в форме моноклинали, осложненной в северном окончании приразломной складкой с почти отвесным погружением шарнира. Открытая к югу форма складки свидетельствует о недостаточно интенсивных сжимаемых условиях в период ее формирования, а потому и об отсутствии здесь "шарнирной" залежи богатых руд.

Отмеченные региональные тектонические и локальные структурно-геологические данные позволяют обсудить и третий вариант возможных условий формирования рассматриваемых крупнейших пологих складок, в которых размещаются месторождения богатых руд. И в этом случае решающую роль играет размещение Криворожского и других поясов в зонах долгоживущих глубинных разломов с многократным перемещением пластинообразных блоков по серии образующих разломы сместителей.

Такая геодинамическая оценка, в частности зоны Криворожского разлома, позволяет искать источник складкообразующих сил в относительных смещениях сдвиго-надвигового типа крупных блоков гранитоидов западного и восточного обрамлений синклинория. Слоистая толща пород криворожской серии реагировала на эти дислокации по зоне разлома складкообразованием. Складчатость наиболее ярко выражена в равномерно чередующихся горизонтах железистых кварцитов и сланцев саксаганской свиты, сложенных контрастными по составу слоями. Данные о последовательности формирования складок в породах саксаганской и гданцевской свит с учетом ориентировки шарниров складок свидетельствуют, что на ранних этапах складкообразования преобладала надвиговая, а на поздних этапах — сдвиговая составляющая движений по продольным долгоживущим разломам Кривбасса [140].

Изложенное хорошо согласуется с данными В.В.Кушеева [210] о сложном, многоплановом характере тектонических движений в Саксаганском рудном поле. Это установлено с помощью исследования оптической ориентировки кварцевого агрегата в железистых кварцитах.

В подобной геодинамической обстановке зоны Криворожского разлома изгибы, контролирующие месторождения, сформировались в условиях всестороннего неравномерного сжатия с преобладанием продольной к напластованию сдвиговой составляющей; при этом в парагенезисе могли возникать, в частности, и линзовидные "сдвоения" пластов скелетатской свиты. В соответствующих участках поперечные разломы, смещения по которым достоверно не выявлены, а также меридиональные разломы в принципе могли усложнять структурно-геологические неоднородности среды складкообразования, спровоцировавшие заложение изгибов при действии существенно продольных складкообразующих сил.

Таким образом, главным следствием обсуждения приведенных вариантов геодинамической обстановки является заключение о геологической реальности возникновения региональных сжимающих усилий (стресса), порождающих метаморфогенную усадку железистых кварцитов.

Структурные факторы метаморфического рудообразования проявляются главным образом в пределах месторождений и отдельных залежей. Они детально исследованы и освещены в специальной монографии [133]. Поэтому мы остановимся на генетической связи структурных форм и факторов с главным рудообразующим процессом.

Для руд саксаганского типа структурами, определяющими пространственное развитие процессов оруденения в железистых горизонтах, являются пологие складки и флексуры, зоны закрытых внутрипластовых складок волочения, структуры будинаж эмбриональной разновидности. В межбудинном пережиме последних развиваются столбообразные залежи. По Г.В.Тохтуеву [316], именно здесь рудообразующий процесс наиболее ярко связан с удалением из породы кварцевой составляющей и соответствующим эндогенным обогащением железистых кварцитов.

В продуктивных железистых горизонтах достаточно широко распространены участки, совмещающие в себе морфологические признаки пологих и закрытых рудоконтролирующих разновидностей складок, а также структур-будинаж [139, 140, 320, 357]. Приуроченность залежей руд саксаганского типа к различным структурам объясняется как длительной структурно-тектонической подготовкой пород, предшествовавшей процессам рудообразования, так и многостадийностью последних. В рудоконтролирующих структурах можно выделить две структурно-тектонические обстановки, роль которых во времени различна. Это — а) зоны всестороннего неравномерного и ориентированного сжатия — окрестности межбудинных "эмбриональных" пережимов пласта, крылья закрытых (изоклинальных) складок, ядра в разновидностях блокированных пологих складок и б) зоны растяжения и расслоения — внешние части замков пологих складок, внутренние части "эмбриональных" межбудинных пережимов пласта, участки выполаживания закрытых складок, участки раздува пласта в блокированных пологих складках.

На этапе формирования плотных остаточно-метаморфических магнетитовых руд ру-

доконтролирующими были структуры с участками сжатия, благоприятными для эндогенного выноса кремнезема. На этапах же преобразования магнетитовых руд в маритовые в глубинных зонах окисления благоприятными для дополнительного выноса кремнезема и образования высокопористых полуприхлывчатых богатых руд становились уже структуры с участками растяжения. При этом происходило дообогащение богатых руд и в участках структур, находившихся ранее в условиях сжатия.

Эндогенный вынос кремнезема метаморфогенными растворами обеспечивался повышенной проницаемостью железистых кварцитов во всех типах названных рудовмещающих структур. Она обусловлена широким развитием мелких пликативных, а также полойных и секущих дизъюнктивных нарушений, составляющих структурный парагенезис крупных складок.

Однако широкомасштабный процесс рудообразования стал возможным лишь при возникновении дренирующей секущей трещиноватости, по которой мог бы удаляться раствор кремнезема на завершающем этапе поперечной складчатости и метаморфизма. Особенную роль в этом сыграли микроструктурные формы кливажа, всегда присутствующего в рудах и часто достигающего очень высокой концентрации в единице объема руд.

Приведенная информация аргументирует закономерный, структурно обусловленный характер гипогенной усадки железистых кварцитов. При этом следует иметь в виду, что рудовмещающие структуры сформировались в результате совмещения нескольких типов и этапов деформаций, в многократно менявшихся геодинамических обстановках, в том числе при всестороннем, но неравномерном, а на рудообразующем этапе — и существенно ориентированном сжатии.

*Метаморфогенные факторы* определяют главные физико-химические условия обсуждаемого рудообразования. Однако определение их конкретной роли затруднено невозможностью связать образование руд с каким либо одним типом метаморфизма.

В самом деле, общеизвестная и не имеющая исключений закономерность расположения месторождений саксаганской формации в гранатовой зоне регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, а формации первомайского типа — в ставролитовой зоне эпидот-амфиболитовой фации [196] создает только кажущееся впечатление о прямой связи метаморфических руд с региональным метаморфизмом. В действительности она не объясняет эту связь, поскольку условия рудообразующей усадки не соответствуют физико-химическим условиям прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Об этом свидетельствуют, во-первых, обоснованное выше компетентное, а не пластичное состояние железистых кварцитов в момент усадки; неперемещенное и решающее значение стресса, ориентированного поперек слоистости; тесная связь образующихся руд со строго локальными зонами его проявления. Приведенный перечень уже свидетельствует о признаках локального и в огромной степени динамотермального метаморфизма, который нетрудно связать с условиями формирования глубинных разломов. Во-вторых, на это указывает необычайно пестрая по формам проявления и геодинамическим условиям образования группа рудоконтролирующих структур различного ранга, которые невозможно совместить в рамках однотипных и единовременных тектонических и метаморфических процессов.

Поэтому закономерную связь месторождений с зонами зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, проявление в них изоклинальной складчатости и других следов пластического течения пород можно объяснить подготовительной, дорудной ролью регионального метаморфизма, сформировавшего исходные физико-механические свойства и химический состав железисто-кремнистых пород. Весьма важно, что минеральные парагенезисы богатых метаморфических руд соответствуют зеленосланцевой фации, а это позволяет утверждать, что условия рудообразования не выходили за рамки ее параметров, т.е. полноценные руды возникали без участия более высоких ступеней метаморфизма, которые могли сыграть только преобразующую роль.

Прямым следствием таких преобразований следует считать снижение водопроницаемости метаморфических руд, обусловленной микрокливажем разлома — растяжения и другими мелкими структурными формами. Она была высокой в гранатовой зоне минимального метаморфизма, где находятся месторождения саксаганской формации, но резко понизилась в ставролитовой вследствие уплотнения руд и залечивания пор и трещинок эндогенно-метасоматическими минералами на Первомайском месторождении. Именно с этими обстоятельствами связаны коренные отличия конечного вещественного состава богатых руд формаций саксаганского и первомайского типов.

Условиям метаморфогенной метасоматической усадки отвечают либо локальные проявления регрессивной стадии регионального метаморфизма, либо типично дислокационный гидротермальный метаморфизм зон глубинных разломов, специфические условия которого (в том числе полиметаморфизм) только начинают активно изучаться [48, 368].

Таким образом, в первом приближении можно наметить время проявления отмеченных метаморфических процессов. Предрудный региональный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации соответствует двум фазам тектогенеза – слабой “догданцевской” ( $2150 \pm 100$  млн лет) и энергичной “последгданцевской” ( $2020 \pm 40$  млн лет). Во втором случае он сопряжен с формированием основных гранито-гнейсовых куполов и валов Приднепровского и Кировоградского блоков Украинского щита, когда возникло крутое залегание железорудных свит.

Рудообразующий локальный динамотермальный (дислокационный) метаморфизм зон глубинных разломов мог проявиться только после завершения диапировой гранитной тектоники – по достижению блоками фундамента жесткого состояния. Очевидно, что это произошло и завершилось не позднее времени появления в богатых рудах гидротермально-метасоматической урановой минерализации, т.е. в период от  $2020 \pm 40$  до  $1770 \pm 50$  млн лет. Роль иных факторов эндогенной метасоматической усадки представляется несущественной.

### **Мобилизация, миграция и осаждение железа различными по составу растворами при повышенных температурах и давлении**

Общепризнано, что железо обладает самой высокой геохимической подвижностью в кислых средах, тогда как в нейтральных и соленых его миграционная способность на несколько порядков ниже [141, 309, 366, 45]. Это в основном относится к разбавленным растворам, характерным для зон гипергенеза. Но вместе с тем известно [168], что в гипогенных условиях могут возникать концентрированные растворы, формирование которых связывается с кислотно-щелочной эволюцией метаморфизирующих сквозьмагматических флюидов. Доказательством существования таких растворов являются, во-первых, экспериментальные данные и, во-вторых, изученные природные парагенетические ассоциации минералов. Анализ некоторых парагенезисов метасоматитов показал, что образованы они при взаимодействии концентрированных щелочно-карбонатных растворов с вмещающими породами. О поведении железа при взаимодействии с железосодержащими породами и минералами прямых данных нет, хотя с карбонатитами связан целый ряд железорудных месторождений.

Для выяснения геохимических особенностей таких растворов было выполнено несколько серий экспериментов.

Опыты проводились в автоклавах (объемом 3–20 см<sup>3</sup>) и экзоклавах (объем 180 см<sup>3</sup>) в закрытой и открытой системах. Навеска пробы бралась таким образом, чтобы соотношение веса раствора и веса твердой фазы было постоянным при различных температурных условиях. Экспериментальным путем установлено, что наиболее приемлемым для данных промежутков времени (6–96 ч) является соотношение, равное шести. Исследовалось взаимодействие исходной минеральной фазы с различными растворами при температурах от 200 до 600 °С и давлении от 30 до 60 МПа. Точность измерения температуры составляла  $\pm 5$  °С. Степень заполнения автоклавов подбиралась таким образом, чтобы давление было равным 30 МПа. В тех случаях, когда работы проводились в экзоклавах, давление создавалось и поддерживалось жидкостным насосом типа НЖР-Т в пределах заданных параметров (2 МПа) с помощью электроконтактных манометров ЭКМ-1. Оптимальное время выдержки исходного образца в авто- и экзоклаве было выбрано исходя из наших экспериментальных работ по изучению равновесия между раствором и твердой фазой при различных РТ-условиях. Как правило, и в экзоклавах, и в автоклавах формировались идентичные новообразования (в зависимости от поставленных задач).

В качестве исходного вещества для экспериментов были взяты мономинеральные фракции (–0,5; 0,25) гематита, представленного зернами удлиненно-чешуйчатой и таблитчатой формы в гематит-магнетитовой руде (рудник “Ингулец”), и мартита, замещаю-

шего почти полностью зерна магнетита в мартит-магнетитовых рудах Тарапаковской рудной полосы.

Для изучения характера и динамики фазовых превращений был использован метод ядерного гамма-резонанса (ЯГР) на ядрах  $Fe^{57}$ . Обработка спектров проводилась на ЭВМ БЭСМ-4М и М-4030 по методу наименьших квадратов.

*Миграция и фазовые превращения железа  
в щелочно-карбонатных и щелочных растворах  
до температуры 600 °С при давлении от 30 до 60 МПа*

Анализ данных о поведении железа в щелочно-карбонатных расплавах и растворах показал, что при определенных условиях оно становится геохимически подвижным элементом, поскольку тогда может осуществляться вынос его в форме ферратов щелочных металлов и гидроксоферратов натрия и калия [278, 245, 50], которые могут существовать только в концентрированной щелочно-карбонатной среде. В более разбавленных растворах в гипогенных условиях возможен перенос железа в форме сложных комплексных соединений типа  $(K, Na) [Fe^{2+}(CO_3)_2]$  и  $(K, Na) [Fe^{3+}(CO_3)_2]$  [79].

Для выяснения подвижности железа в этих условиях были выполнены экспериментальные исследования системы  $Fe_2O_3 - K_2CO_3 - H_2O$  при температурах 500–600 °С и давлении от 30 до 60 МПа в открытой системе. Реакция взаимодействия 40 %-ного раствора  $K_2CO_3$  с тонкой фракцией порошка природного гематита происходила в проточном экзоклаве. Время взаимодействия гематита с раствором составляло 72 ч. При указанных РТ-параметрах система была представлена двумя фазами: жидкой и газообразной.

В результате проведенных исследований установлено, что гематит практически полностью растворялся, а щелочно-карбонатный раствор приобретал красно-бурую окраску, характерную для коллоидных растворов железа. Химический анализ растворов после опытов показал значительные концентрации железа в растворе, достигающие 900 мг/л.

По аналитическим данным, железо в растворе находится в двух формах: коллоидно-го оксида (или гидроксида) и феррата калия.

Механизм формирования таких растворов можно объяснить исходя из физико-химических процессов, протекающих в системе в результате смены условий опыта на условия после опыта. Переход воды в газообразную фазу при температурах 500–600 °С приводит к увеличению концентрации  $K_2CO_3$  в остаточном растворе. Поступление новых порций раствора в рабочую камеру еще более увеличивало концентрацию карбоната калия, что в конечном итоге привело к его пересыщению и образованию высококонцентрированного щелочно-карбонатного расплава, представляющего собой вязкую, темно-бурую жидкость. Это вызвало более интенсивное взаимодействие его с гематитом и способствовало образованию ферратов. При охлаждении установки ниже температуры 100 °С пары воды конденсировались, соединяясь с расплавом, что, в свою очередь, обусловило частичный гидролиз феррата —  $2KFeO_2 + H_2O = 2KOH + Fe_2O_3$ . Оксид железа остался в растворе в виде коллоида, что, несомненно, свидетельствует о его вторичном образовании.

При заданных РТ-параметрах роль активного реагента, переводящего железо в миграционную форму, может выполнять только карбонат калия, так как растворимость  $K_2CO_3$  с ростом температуры увеличивается, а  $Na_2CO_3$  — уменьшается и становится равной нулю при температуре 348 °С.

Подобный механизм переноса железа в растворах возможен при процессах гранизации биотитовых гнейсов и сланцев и позволяет объяснить формирование богатых железных руд в Северном Криворожье, Белоруссии и Прибалтике.

В опытах по изучению растворимости и фазовых переходов при взаимодействии гематита с 40 %-ным раствором  $K_2CO_3$  при температурах от 200 до 600 °С и давлении 30 МПа в закрытой системе отмечается интенсивный переход гематита в магнетит при 500 и 600 °С. Характерной особенностью процесса является переход в раствор железа, отмечаемый двумя максимумами в области температур 250–350 и 550–600 °С и двумя минимумами при 200 и 500 °С. При температуре 500 °С концентрация железа в растворе падает до нуля, а повышение температуры до 600 °С приводит к резкому увеличению его содержания в растворе. Уменьшение рабочей камеры реактора до 20 см<sup>3</sup> снижает содержание железа в растворе, но не изменяет характера кривой растворимости гематита в экзоклавах (объем 180 см<sup>3</sup>) (рис. 36, I).

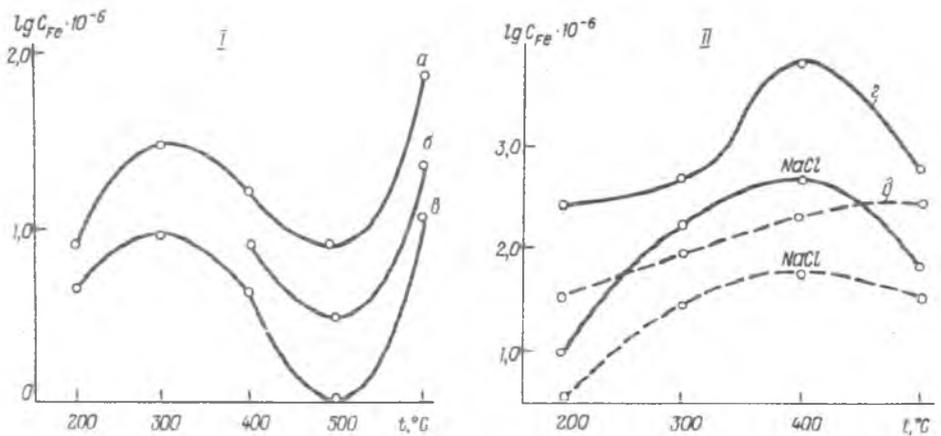


Рис. 36. Содержание железа в растворе в зависимости от температуры, состава раствора и типа установки при давлении  $3 \cdot 10^7$  Па (твёрдая фаза – гематит): I – содержание железа в растворе  $K_2CO_3$  (а) и КОН (б) в малых автоклавах (объем до  $20 \text{ см}^3$ ) и в растворе КОН (е) в экзоклавах (объем до  $180 \text{ см}^3$ ); II – системы закрытая (z) и открытая (d)

Взаимодействие гематита с 40 %-ным раствором КОН при температурах 400–600 °С и давлении 30 МПа показало, что характер кривой растворимости гематита в данной температурной области повторяет кривую его растворимости в щелочно-карбонатных растворах, хотя концентрация железа в них несколько ниже и переход гематита в магнетит происходит значительно слабее.

При изучении системы мартит – щелочно-карбонатный раствор (40 %-ный  $K_2CO_3$ ) при температуре 500 °С и давлении 30 МПа установлено, что при этих РТ-условиях изменений в минеральном составе не происходит. В твердой фазе отмечаются новообразования единичных зерен магнетита (в отличие от опытов с гематитом, где наблюдается почти 100 %-ный переход его в магнетит), а в растворах после опытов содержание железа не превышает единиц миллиграмма на литр. Различное влияние щелочно-карбонатных растворов на растворимость и фазовые переходы гематита и мартита, вероятно, можно объяснить их различной устойчивостью в указанных условиях. На основании этих опытов можно предположить, что конечный продукт метаморфического преобразования пород в значительной степени зависит от исходного минерального состава.

Проведенный комплекс экспериментальных работ predetermined постановку серии опытов по изучению фазовых превращений в системе гематит-щелочнокарбонатный раствор при температурах 500–600 °С и давлении 30–60 МПа.

Полученные результаты при температуре 500 °С показали, что взаимодействие компонентов рассматриваемой системы приводит к восстановлению железа и сопровождается фазовыми переходами гематита в магнетит. Максимальный переход отмечается при давлении 30 МПа. При этом концентрация магнетита в твердой фазе после опытов составляет примерно 96 %. Повышение давления до 60 МПа тормозит реакцию. Выход магнетита в данном случае понижается до 65 %. Отмечается также изменение стехиометрии состава магнетита, вызванное окислением октаэдрических катионов  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$ . Выход магнетита в реакции взаимодействия гематита с 40 %-ным раствором  $K_2CO_3$  при давлении 30 МПа и температуре 600 °С описывается линейной функцией в зависимости от времени взаимодействия. Максимальное время выдержки гематита в реакторе составляло 96 ч.

Установлено уменьшение полуширин линий поглощения ЯГР для переработанных гематитов и увеличение их для вновь образованных магнетитов с ростом давления в эксперименте.

### *Миграция и фазовые превращения железа в нейтральных и подкисленных хлоридных растворах при температурах от 200 до 600 °С и давлении 30 МПа*

Кроме карбонатов, в газовой-жидких включениях минералов рудных зон (в магнетитовых кварцитах Саксаганского района Криворожья) установлены высокие концентрации хлоридов щелочных металлов, что дает основание предположить их участие в мобилизации, переносе и осаждении железа в эндогенных условиях.

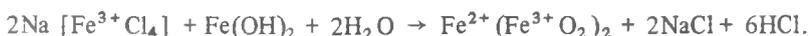
Согласно физико-химической модели, объясняющей форму переноса рудного вещества и причины его отложения, Fe, Na и Cl переносятся гидротермальными растворами одновременно в виде комплексных соединений типа двойных солей  $\text{Na} [\text{Fe}^{3+} \text{Cl}_4]$  и  $\text{Na}_2 [\text{Fe}^{2+} \text{Cl}_4]$  [147, 327]. Просачивание подобных растворов сквозь вулканогенно-осадочные породы, обогащенные силикатами и кальцием, вызывает ионообменные реакции между кальцием и натрием, что приводит к альбитизации основных плагиоклазов по схеме



Появление избыточных количеств кальция в растворе способствует распаду комплексных соединений и образованию  $\text{NaCl}$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{CaCl}_2$



$\text{Fe}(\text{OH})_2$ , в свою очередь, реагирует с анионным комплексом  $[\text{Fe}^{3+} \text{Cl}]$  с образованием магнетита



Освобождающиеся при реакции  $\text{NaCl}$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{CaCl}_2$  формируют во внешнем контуре месторождений новые рудоносные растворы, химизм которых зависит от минерального состава пород и термобарических условий.

Для изучения их геохимических особенностей было выполнено несколько серий опытов по взаимодействию с гематитом в области температур 200–600 °С и давлении 30 МПа.

Установлено, что взаимодействие высококонцентрированных хлоридных растворов (25 %  $\text{NaCl}$ ) с гематитом в закрытой системе при температурах до 600 °С характеризуется интенсивным растворением гематита и увеличением содержания железа в растворе после опытов (до 500 мг/л) с последующим падением его концентрации при повышении температуры до 600 °С (рис. 36, II). Снижение концентрации железа в жидкой фазе (400–600 °С) сопровождается частичным восстановлением железа в твердой фазе с образованием и ростом в ней магнетита.

Взаимодействие 25 %-ного раствора  $\text{NaCl}$  с гематитом в открытой системе при температурах от 200 до 500 °С и давлении 30 МПа показало, что характер кривой перехода железа в раствор сохраняется, хотя концентрация его в растворе снижается по сравнению с предыдущей серией опытов. Максимальные содержания железа в растворе (230 мг/л) отмечены при температуре 400 °С (рис. 36, II). Интенсивность перехода гематита в магнетит при температуре 500 °С снижается.

При изучении взаимодействия гематита с 0,01 Н растворами  $\text{HCl}$  в открытой системе при температуре от 200 до 500 °С и давлении 30 МПа установлено, что с ростом температуры до 500 °С происходит относительно плавное повышение концентрации железа в растворе. При максимальной температуре его содержание равно 400 мг/л (рис. 36, II). Образование магнетита (основного продукта преобразования гематита) составило менее 40 %. В подчиненном количестве (несколько процентов) в твердой фазе образовалась парамагнитная фаза.

Была выполнена серия опытов по изучению взаимодействия 0,01 Н раствора  $\text{HCl}$  с пиритом в закрытой системе при температуре от 200 до 400 °С и давлении 30 МПа. Установлено, что максимальная концентрация железа в растворе достигает 1000 мг/л при температуре 400 °С. В твердой фазе после опытов отмечаются новообразованные в виде шестигранных табличек латунно-желтого цвета пирротин и марказит, причем с ростом температуры их количество увеличивается.

Это еще раз подтверждает, что минеральный состав в ходе метаморфического преобразования пород и переход железа в раствор находятся в прямой зависимости от исходного минерального состава.

При изучении взаимодействия гематита с

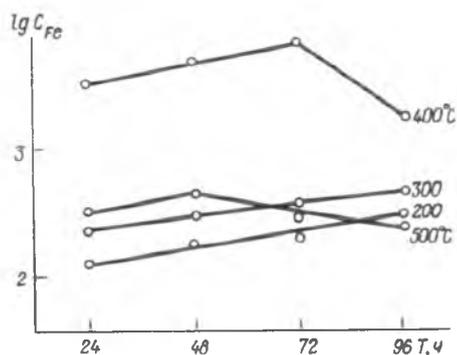


Рис. 37. Переход железа в раствор из гематита в зависимости от времени в 25 %-ном растворе  $\text{CaCl}_2$  при различных температурах и давлении  $3 \cdot 10^7$  Па

25 %-ным раствором  $\text{CaCl}_2$  в закрытой системе в области температур 200–500 °С и при давлении 30 МПа установлены значительные концентрации железа в растворе, превышающие 6000 мг/л (рис. 36, II). Максимальные его содержания отмечаются при температуре 400 °С. Повышение температуры до 500 °С приводит к некоторому снижению содержания железа в растворах после опытов, хотя оно остается достаточно высоким — 420 мг/л.

При изучении растворимости гематита в 25 %-ном растворе  $\text{CaCl}_2$  в зависимости от времени взаимодействия и температуры при постоянном давлении 30 МПа установлено, что равновесие между раствором и твердой фазой наступает примерно через 72 ч (для температур 400 °С). В целом отмечается тенденция сдвига установления равновесия в сторону уменьшения времени выдержки с ростом температуры (рис. 37). Характерным для данной серии опытов является подкисление растворов хлорида кальция в процессе эксперимента: исходное рН не превышает 5,5–6,0, а рН растворов после опытов — 3,5, что связывается нами с переходом в раствор железа.

### *Моделирование процессов взаимодействия химически активных растворов с обогащенными железом породами и минералами*

Явления мигматитизации и гранитизации амфиболовых гнейсов широко распространены среди пород архейского днепровского комплекса между Криворожской структурой на Западе и Орехово-Павлоградским разломом — на востоке. Рассматривая их с точки зрения метасоматического замещения, мы можем предположить участие в этих процессах кальций-хлоридных растворов, способствующих образованию плагиоклазов, пироксенов, ортосиликатов, кальциевых и магниевых амфиболов. В результате реакций замещения освобождающееся в больших количествах железо вполне могло служить источником в месторождениях докембрия.

Для экспериментального исследования физико-химических условий формирования рудоносного флюида и миграции в нем железа в условиях, приближенных к природным, была проведена серия опытов по изучению выноса некоторых породообразующих элементов в процессе гранитизации амфиболитов при температурах от 300 до 500 °С и давлении 30 МПа 15 %-ными растворами хлорида кальция и их подкисленными разновидностями. Использовались порошки мономинеральных фракций (–0,25 и 0,1) роговой обманки с добавлением триоксида алюминия и пластины амфиболита (амфиболитовая дайка Токовского массива).

По результатам минералогического анализа в исходном образце установлены роговая обманка (80 %), кварц (15–18 %) и биотит (5–2 %). Время выдержки образца в экзоклаве составляло от 24 до 96 ч. При длительных экспериментах проводился отбор проб в слабом протоке через 6, 12, 24 ч. Для диагностики вновь образованных минеральных фаз применялись оптический и в некоторых случаях рентгенометрический методы анализа.

Взаимодействие роговой обманки с 15 %-ным раствором  $\text{CaCl}_2$  при температуре 300 °С в открытой системе не привело к видимым изменениям в образце после опытов даже за 96 ч. Содержание железа, кремния и алюминия в растворе не превышало десятых долей миллиграмм на литр.

Увеличение температуры до 400 °С обусловило образование новой кристаллической фазы, развивающейся по отдельным обломкам роговой обманки в виде бесцветных прозрачных зерен размером до 10 мкм. Объем этой фазы составлял примерно 3–5 %. По оптическим и рентгенометрическим данным новая фаза соответствует анортиту. Концентрация железа в растворе после опытов была 6, алюминия — следы, кремния 22 мг/л.

Повышение температуры до 500 °С привело к резкому увеличению анортита, который интенсивно развивался по зернам роговой обманки, иногда полностью замещая само зерно. Размер отдельных зерен достигал 70 мкм. Объемная доля новой фазы составляла примерно 20 %. В некоторых местах отмечалась еще одна новая фаза — гиббсит, которая могла образоваться при более низких температурах (остывание установки в присутствии незначительных количеств раствора). Порошок  $\text{Al}_2\text{O}_3$  после опыта полностью перекристаллизовался. Содержание элементов в растворе было: железа 130–570, алюминия 1–5 и кремния от 4 до 53 мг/л (в зависимости от времени взаимодействия твердой фазы с рас-

твором — 24–96 ч). Максимальные их концентрации фиксировались примерно за 64–72 ч.

Для изучения влияния температурного градиента на вынос элементов из амфибола и пластин амфиболита были выполнены опыты в вертикальных экзоклавах, где был предусмотрен раздельный отбор проб в жидкой и газообразной фазах.

Опыты проводились с 15 %-ным раствором  $\text{CaCl}_2$  при температуре 500 °С и давлении 30 МПа. Было установлено, что в верхней части экзоклава (газовая фаза) порошок роговой обманки после опытов ощутимых изменений не претерпел. В отдельных местах появились бурые корочки гидроксидов железа. Триоксид алюминия частично перекристаллизовался в тонкозернистую массу. В нижней части (жидкая фаза) происходил интенсивный процесс замещения роговой обманки анортитом в форме мелкозернистой массы, которая покрывала практически все исходные зерна. Триоксид алюминия был полностью перекристаллизован. Наряду с гидроксидами железа появились отдельные тонкозернистые скопления магнетита.

Содержание элементов в растворе верхней части экзоклава (раствор бесцветный, прозрачный) было таким: железа 160 мг/л, алюминия — следы, кремния 15–20 мг/л; в нижней части (раствор темно-бурый, вязкий) — железа 550, алюминия — следы, кремния 50 мг/л.

При проведении опытов с пластинами амфиболита в аналогичных РТ-условиях, но с увеличенным временем выдержки (264 ч), установлено четкое различие в интенсивности образования новых фаз в верхней и нижней частях пластин.

В газовой фазе амфиболит был изменен примерно на 45 %. Из новых фаз следует отметить белые прозрачные и матовые кристаллы плагиоклаза (анортит), развивающиеся очень интенсивно по мелким трещинкам и в межзерновых пространствах, иногда образующие целые прожилки. Матовые кристаллы интенсивно заполнены газовыми пузырьками. В отдельных местах образовались бесцветные зерна, но с более высоким показателем преломления — андезин. Кроме этих новообразований, на поверхности пластины отмечалось интенсивное развитие бурой корочки, состоящей из очень мелкозернистых агрегатов с золотистым блеском (вероятно, железистая слюдка) и с черными включениями магнетита.

В жидкой фазе амфиболит был изменен примерно на 60 %. На его поверхности и в трещинках развивались сферолито- и войлокоподобные агрегаты зеленовато-желтого и бурого цвета, которые состояли из очень тонких иголок. По оптическим данным, это соединение отвечает паргаситу и антофиллиту. В некоторых местах исходные зерна роговой обманки были полностью замещены новообразованным кальциевым амфиболом, иногда даже сохраняли форму зерен. Отмечались и натечные образования — скопления мелких сферолитов нового кальциевого амфибола с включениями магнетита и гидроксидов железа. На границе раздела жидкость — газ происходил интенсивный процесс образования кристаллита, отдельные кристаллы которого покрыты были гидроксидами железа. Кроме этих фаз, не менее интенсивно развивались радиально-лучистые агрегаты голубовато-зеленого цвета, состоящие из удлинённых столбчатых кристаллов, в поперечном сечении образующих иногда квадрат; но большинство из них имело удлиненно-пластинчатое строение. На этих пластинках хорошо виден зональный рост кристаллов. По оптическим и рентгенометрическим данным эта фаза отвечает пироксенам геденбергит-диопсидового ряда.

Содержание элементов в растворе верхней части экзоклава (раствор бесцветный, прозрачный) было таково: железа 190 мг/л, алюминия — следы, кремния 25 мг/л; в нижней части (раствор темно-бурый, вязкий): железа 340 мг/л, алюминий — следы, кремния 35–50 мг/л.

Подкисление 15 %-ного раствора  $\text{CaCl}_2$  4н  $\text{HCl}$  в соотношении 10:1 в аналогичных РТ-условиях и временной выдержке привело к развитию тех же новообразованных кристаллических фаз, что и в предыдущей серии опытов, с той лишь разницей, что в газовой фазе более интенсивно шли процессы замещения роговой обманки плагиоклазом (анортит) и кальциевыми амфиболами. По трещинкам в отдельных местах появились крупные кристаллы столбчатой, длиннопризматической формы геденбергита, который развивался и в межзерновом пространстве наряду с анортитом. Вся поверхность пластины была покрыта корочкой гидроксидов железа. На нижней части пластины был незначительно развит магнетит в ассоциации с геденбергитом.

Содержание элементов в растворе в верхней части экзоклава (раствор бесцветный,

прозрачный) : железа 330 мг/л, алюминия – следы, кремния 15 мг/л; в нижней части (раствор темно-бурый, вязкий) : железа 13000 мг/л, алюминия и кремния – следы.

Исходное рН раствора в этом опыте составляло 1,0, а после опытов как в жидкой, так и в газообразной фазе 4,5.

Полученные нами в процессе эксперимента минеральные ассоциации однозначно указывают на восстановительную обстановку в нижней части экзоклава, где шло образование минералов геденбергит-фаялит-магнетитового ряда, и более окисленную в верхней, газовой фазе, где наряду с полным замещением роговой обманки плагиоклазом и кальциевым амфиболом развивались гидроксиды железа с незначительными примесями магнетита.

Из литературных источников [224, 147, 148, 149] известно, что геденбергит может быть синтезирован только в кислой и нейтральной средах при температурах от 400 до 700 °С и давлении 50 МПа; в щелочных же условиях вместо него синтезируется эгирин, а в среде, богатой магнием и бедной железом, легко образуется диопсид при температурах 400–500 °С. Для геденбергита благоприятна восстановительная обстановка.

Амфиболы (тремолит-ферротремолит, актинолит-ферроактинолит, паргасит-ферропаргасит) синтезируются только в нейтральных и кислых средах в температурном интервале 320–600 °С, из них наиболее благоприятен интервал 400–550 °С. Ферроактинолиты и ферропаргаситы устойчивы в довольно узкой восстановительной области.

В наших опытах созданы такие физико-химические условия, при которых вполне допустимо образование плагиоклазов (анортит-андезина), пироксенов (геденбергита), ортосиликатов (фаялита), кальциевых (паргасита) и магниевых амфиболов (антофиллита), оксидов железа (гематита и магнетита).

Серия экспериментов в малых автоклавах с фторпластовой футеровкой (объем до 20 см<sup>3</sup>, закрытая система) при низких температурах (150–200 °С) показала, что взаимодействие 25 %-ного раствора CaCl<sub>2</sub> с амфиболом приводит к переходу железа в раствор до 25 мг/л за 48 ч. Подкисление раствора (25 % CaCl<sub>2</sub> + 4н HCl в соотношении 10 : 1) вызывает резкое увеличение содержания железа до 850 мг/л. Минеральных преобразований в данной температурной области не отмечается.

Характерным для этой серии экспериментов является то, что металлические стенки автоклавов не контактировали с раствором и это полностью исключало их влияние на увеличение концентрации железа в растворе. Его содержание может быть связано только с разрушением приповерхностного слоя исходного вещества, и чем больше поверхность его взаимодействия с раствором, тем интенсивнее будет идти этот процесс.

Для всей серии экспериментов с амфиболами и амфиболитами отмечена значительная концентрация магния в растворах после опытов (качественное определение).

Таким образом, проведенный нами комплекс экспериментальных исследований позволяет сделать следующие выводы.

Подтвердилось наше предположение о возможности мобилизации железа из стабильных твердых фаз и его миграции в форме феррата калия. Даже слабоконцентрированные растворы карбоната калия в сверхкритических условиях способны мобилизовать железо из пород в жидкую фазу. В этом процессе, аналогичном природным условиям карбонатно-калиевого метасоматоза, железо является подвижным элементом.

В реакции щелочно-карбонатных растворов (40 % K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) с гематитом при температурах 200–600 °С и давлении 30 МПа установлено, что взаимодействие компонентов рассматриваемой системы приводит к восстановлению железа и сопровождается фазовыми переходами гематита в магнетит. Максимальный переход отмечается при температуре 500 °С, где концентрация его достигает 96 %. Для этого же температурного интервала характерны и минимальные содержания железа в растворе.

При изучении мобилизации, миграции и осаждения железа гидротермальными растворами в зависимости от их состава и температуры установлено, что наибольшей способностью мобилизовать и переносить железо обладают хлоридные растворы CaCl<sub>2</sub>, NaCl и HCl. Концентрирование железа в растворе зависит от их состава, рН и РТ-параметров системы. Высококонцентрированные хлоридные слабокислые растворы способны мобилизовать и переносить значительные концентрации железа в виде комплексных соединений типа двойных солей Na [Fe<sup>3+</sup>Cl<sub>4</sub>], Na<sub>2</sub> [Fe<sup>2+</sup>Cl<sub>4</sub>] – в растворах хлоридов щелочных металлов [NaCl]; Ca [Fe<sup>2+</sup>Cl<sub>4</sub>] – в растворах CaCl<sub>2</sub> и Fe [FeCl<sub>2</sub>] – в реакции с HCl. В кислых растворах при температуре 500 °С устанавливаются высокие концентрации железа в форме

$\text{FeCl}_2$ , способные при соответствующих условиях привести к формированию магнетитовых залежей. Например, образование магнетитовых рудопоявлений среди карбонатных пород можно объяснить реакцией взаимодействия кислотных растворов с кальциевыми карбонатами по схеме



К осаждению магнетита в данном процессе может приводить как снижение температуры, так и уменьшение количества циркулирующей кислоты.

Подогретые хлоридные растворы, в частности  $\text{CaCl}_2$ , обладают высокой агрессивной способностью, что, в свою очередь, может вызвать растворение не только породообразующих, но и рудных элементов. Можно предположить, что подобного типа гидротермальные растворы в эндогенных условиях могли мобилизовывать и переносить значительные концентрации железа не только из глубинных источников, но и из вмещающих пород даже при низких температурах.

Подтверждаются представления о подогретых хлоридных растворах, обладающих большей способностью к комплексообразованию. Эти растворы характеризуются высокими транспортирующими свойствами и относительным постоянством присущего им набора рудных компонентов; катализирующими свойствами, увеличивающими скорости реакций и снижающие их нижние температурные границы; другими физическими свойствами, обуславливающими сдвиг начала критических явлений из области высоких температур в более низкие. Существование термически устойчивых хлорацидокомплексов и их способность к выщелачиванию железа из силикатных пород подтверждают эти положения.

### **Фильтрационные свойства железисто-кремнистых пород и их генетическая связь с процессами метаморфогенного рудообразования**

Исследование фильтрационных свойств горных пород включает изучение динамической проницаемости, ее зависимости от флюидного и геостатического давления, а также градиента давления от температуры, кислотности и состава раствора. Важной характеристикой являются величины удельной поверхности и радиуса поровых каналов, линейной и объемной скорости фильтрации, анизотропия проницаемости пород, а также общая и эффективная пористость. Эксперименты проводились на стандартных стендовых установках, позволяющих вести исследования в линейных градиентах температур от 20 до 800 °С и давлении от стандартного до  $3 \cdot 10^8$  Па с фиксацией результатов массопереноса и рудолокализации, а также уточнение гидродинамического разреза с учетом явления гидроразрыва в процессе фильтрации (табл. 13).

Нами установлено, что физические свойства пород (наряду с химизмом вмещающих образований, структурными условиями и геохимическими барьерами) играют огромную роль в процессе миграции и отложения рудоносных элементов. Экспериментальные данные, изложенные в настоящей работе, освещают фильтрацию растворов в железисто-кремнистых породах Криворожского железорудного бассейна. Исследования железисто-кремнистых пород выполнены в основном на материале магнетитовых кварцитов второго, четвертого и пятого железистых горизонтов, а также второго, третьего и четвертого сланцевых горизонтов саксаганской свиты.

По степени проницаемости все горные породы можно подразделить на проницаемые ( $K_{\text{пр}} = 10$  мкм<sup>2</sup> и более), полупроницаемые ( $K_{\text{пр}} = 0,1-10$  мкм<sup>2</sup>) и непроницаемые ( $K_{\text{пр}}$  меньше 0,1 мкм<sup>2</sup>). Мы исследовали непроницаемые породы. Непроницаемость их относительная, т.е. растворы имели незначительную скорость движения. Рассчитанные средние величины коэффициентов проницаемости для марититовых джеспилитов составляют  $6 \cdot 10^{-4}$  мкм<sup>2</sup> и для магнетитовых джеспилитов  $3 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Таким образом, проницаемость магнетитовых джеспилитов в среднем на один порядок больше, чем марититовых. Их этого следует, что при мартизации происходит цементация путей движения компонентов различными поздними процессами перекристаллизации вещества и наложенной минерализацией (окварцеванием, хлоритизацией, карбонатизацией). Зоны окисления, уходящие на большие глубины (они же, вероятно, и зоны фильтрации растворов), часто яв-

Т а б л и ц а 13. Физические свойства магнетитовых и мартитовых джеспилитов

pH		Плотность, г/см <sup>3</sup>	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %		Истинная скорость движения раствора $v_{н} \cdot 10^{-4}$ , см/с	Скорость фильтрации $v_{ф} \cdot 10^{-4}$ , мл/с·см <sup>2</sup>	Коэффициент проницаемости $K_{пр} \cdot 10^{-4}$ , мкм <sup>2</sup>
исходного раствора	фильтрата			Общая	Эффективная			
<i>Мартитовый джеспилит</i>								
1,30	2,25	3,65	3,50	4,11	0,28	1,4	8,7	5,70
1,97	3,60	3,97	3,93	1,01	0,18	1,0	1,3	0,70
3,97	5,47	3,87	3,82	1,04	0,73	1,4	26,0	1,30
5,00	5,75	3,98	3,92	1,51	0,62	1,4	12,0	1,56
6,07	6,25	3,97	3,93	1,04	0,18	1,6	2,4	0,13
8,61	7,81	4,02	3,86	4,00	0,45	7,8	3,7	1,70
8,65	8,25	3,99	3,82	4,26	0,26	5,4	13,0	2,60
9,70	7,80	3,95	3,85	2,51	1,24	16,0	10,5	6,00
13,01	12,97	3,76	3,72	1,06	0,37	1,4	3,7	2,02
13,40	13,09	3,95	3,65	12,00	0,95	16,0	23,4	1,02
<i>Магнетитовый джеспилит</i>								
6,00	7,06	3,79	3,69	3,00	1,20	—	—	30,00
6,00	7,15	3,49	3,40	2,60	0,90	—	—	20,00
6,00	7,00	2,91	2,80	3,80	1,21	—	—	30,00
6,00	7,20	4,95	4,89	1,20	0,89	—	—	20,00
6,00	7,37	4,89	4,69	4,00	1,20	—	—	10,00

Т а б л и ц а 14. Изменение проницаемости (мкм<sup>2</sup>) железисто-кремнистых пород от температуры параллельно слоистости

Температура опыта, °С	Зеленосланцевая фация			Эпидот-амфиболитовая фация	
	Аспидные сланцы, $K_2^2c$ , $K_2^{3-4c}$	Кварциты карбонатно-магнетитовые, $K_2^{2ж}$ , $K_2^{4ж}$	Магнетитовый кварцит, измеренный перпендикулярно к слоистости, $K_2^{4ж}$	Сланец аспидный с гранатом, $K_2^{2c}$ , $K_2^{4c}$	Кварцит амфибол-магнетитовый с гранатом, $K_2^{2ж}$ , $K_2^{4ж}$ , $K_2^{5ж}$
20	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
50	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$
100	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
150	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
200	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
250	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$
300	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$
350	—	—	—	$9,6 \cdot 10^{-5}$	—

ляются участками с очень низкой проницаемостью в результате указанных процессов. Однако при значительном выносе кремнезема происходит образование высокопористых мартитовых руд (Саксаганский район).

При определении проницаемости магнетитовых кварцитов четвертого железистого горизонта перпендикулярно к слоистости видно, что она уменьшилась примерно в десять раз (табл. 14). Таким образом, выявляется анизотропия проницаемости, которая характеризует направление движения и миграцию компонентов при фильтрации.

Формирование богатых железорудных залежей часто связано с заключительными стадиями складкообразования, когда породы находились в состоянии наибольшей тектонической напряженности. Такие условия в местах растяжения могли приводить к образованию зон высокой пористости пород, что обеспечивало хорошую фильтрацию растворов и широкое развитие рудолокализации.

Известно, что в породах зеленосланцевой фации метаморфизма шире развито оруденение железистых кварцитов по сравнению с эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фациями. Вероятно, на процессы рудолокализации большое влияние оказывает сочетание высокопроницаемых участков с низкопроницаемыми, служащими экранами или подвижными барьерами в отношении рудных компонентов, т.е. отложение вещества как бы перемещается навстречу движущемуся раствору. В этой связи интересны исследования фильтрационных свойств пород и выявление закономерностей динамики в зависимости от степени метаморфизма. Так как основные параметры метаморфических превращений (температура и давление) — различны, то и фильтрационные свойства пород, претерпевших

изменения, должны быть различными. При изучении этой зависимости для разных фаций метаморфизма установлено влияние пластового и геостатического давления.

Увеличение пластового давления способствует увеличению проницаемости пород и, следовательно, раскрытию порового пространства. Увеличение геостатического давления, наоборот, приводит к сжатию каркаса породы, следовательно, к уменьшению проницаемости. Эти зоны, образуя подвижные экраны по отношению к динамике растворенных рудных компонентов, могут влиять на изменение физико-химической обстановки с образованием геохимических барьеров, способствующих концентрации рудного вещества.

Выделяют абсолютную (общую, полную или физическую), открытую (пористость насыщения) и динамическую (эффективную) пористость. Абсолютная пористость определяется разностью между объемом образца и объемом составляющих его зерен. Определения велись по способу Мельчера. Величина пористости составляет 1–12 %. Определена и динамическая эффективная пористость. Она включает ту часть поровых каналов, которая занята подвижной жидкостью в процессе фильтрации при данных температуре и давлении. В дальнейшем мы будем называть ее просто эффективной пористостью. Средние величины эффективной пористости приведены в табл. 13.

Из сопоставления приведенных величин видно, что эффективная пористость прямо не зависит от общей пористости породы. Это значит, что при одной и той же общей пористости количество пор, участвующих в фильтрации одного и того же раствора, — неодинаково. Полученные данные по эффективной пористости характеризуют емкость пород, т.е. то максимальное количество жидкости, которое может содержать порода при определенных РТ-параметрах.

Аналитические работы показали, что проницаемость находится в сложной зависимости от пористости пород, так как не все поровое пространство участвует в фильтрации раствора. Таким образом, только эффективная пористость может характеризовать проницаемость пород.

Скорость фильтрации раствора  $\text{мл}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$  определяется объемом подвижной жидкости, которая прошла через породу за определенное время:

$$v_{\text{ф}} = \frac{v_{\text{ПОДВИЖН}}}{\tau s},$$

где  $\tau$  — время,  $s$  — площадь поперечного сечения образца.

Из расчетов, проведенных по каждому эксперименту, определены величины скоростей  $v_{\text{и}}$  и  $v_{\text{ф}}$  (табл. 14). Скорость фильтрации изменяется в пределах  $(1,3-34) \cdot 10^{-4}$   $\text{мл}/(\text{с}\cdot\text{см}^2)$ , а истинная или линейная скорость движения раствора  $(1,4-21) \cdot 10^{-4}$   $\text{см}/\text{с}$ .

Эволюция щелочности — кислотности растворов играет большую роль в процессе фильтрации рудного раствора при смене геохимического потенциала и выпадении рудного вещества. Проведены опыты с растворами, рН которых менялось от 1 до 14. В процессе фильтрации кислых и щелочных вод рН фильтрата изменяется: в первом случае повышается, во втором — понижается. Величина изменения рН находится в пределах единицы (табл. 13, 15).

В процессе эксперимента проводился химический анализ раствора. В результате определений содержания железа и кремнезема в фильтрате можно сделать следующий вывод: при фильтрации кислых вод железо выносится интенсивно, а кремнезем — слабо. При прохождении щелочных вод сквозь джеспилит в раствор переходит значительное количество  $\text{SiO}_2$ , которое стабилизирует в растворе коллоидное железо. В процессе фильтрации коллоиды железа заполняют поры и замедляют фильтрацию вплоть до ее прекращения. В кислых и нейтральных водах этого явления не наблюдается.

При определении проницаемости и пористости сланцевых и железистых пород в зависимости от степени метаморфизма установлено, что эти физические характеристики уменьшаются с увеличением степени метаморфических изменений (табл. 14, 16). Исследованиями температурного влияния на фильтрационные свойства установлено, что независимо от метаморфизма фильтрационные параметры снижаются с увеличением температуры движущегося флюида и вмещающей среды. Эту зависимость можно выразить уравнением

$$K_{\text{пр}} = \frac{k}{t},$$

где  $k$  — коэффициент пропорциональности.

Т а б л и ц а 15. Изменение кислотности флюида в процессе эксперимента

Температура опыта, °С	Аспидные сланцы		Железистые кварциты	
	рН (средние значения)			
	Исходное	Конечное	Исходное	Конечное
20	5,40	7,13	5,40	7,01
100	5,40	6,94	5,40	7,12
150	5,40	6,79	5,40	7,14
200	5,40	7,00	5,40	7,14
250	5,45	6,90	5,40	7,01
300	5,40	7,20	5,40	6,75

го пространства, растворение и вынос компонентов. Увеличение фильтрационных параметров происходит также за счет аномально высокого пластового давления, создающего эффект гидроразрыва поровых систем. Процессы наложенной минерализации, увеличение степени метаморфизма пород (от фации к фации), глубины залегания (при одинаковой

Уменьшение проницаемости с увеличением температуры флюида железисто-кремнистых пород может быть объяснено миграционной подвижностью компонентов железа, вследствие чего происходит закрытие поровых каналов. Относительно высокая проницаемость осадочно-метаморфических пород зеленосланцевой фации, по-видимому, зависит от исходной сингенетической эффективной пористости и тектонической деформации. На проницаемость как главную фильтрационную характеристику пород линейно влияют наличие в порах растворов, возникновение вторичного порового

Т а б л и ц а 16. Средние значения объемного веса, плотности и общей пористости железисто-кремнистых пород

Порода	Горизонт	Средняя плотность, г/см <sup>3</sup>	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Общая пористость, %
<i>Зеленосланцевая фация</i>				
Аспидные сланцы	K <sub>2</sub> <sup>3c</sup> , K <sub>2</sub> <sup>3-4c</sup>	2,94	3,10	5,2
Магнетитовые кварциты	K <sub>2</sub> <sup>2ж</sup> , K <sub>2</sub> <sup>4ж</sup>	3,25	3,38	3,8
<i>Эпидот-амфиболитовая фация</i>				
Сланцы аспидные с гранатом, биотит-мусковитовые сланцы	K <sub>2</sub> <sup>1-4c</sup> , K <sub>2</sub> <sup>3c</sup> , K <sub>2</sub> <sup>5-4c</sup>	2,99	3,13	4,3
Кварциты амфибол-магнетитовые, гематит-магнетитовые	K <sub>2</sub> <sup>1ж</sup> , K <sub>2</sub> <sup>2ж</sup> , K <sub>2</sub> <sup>4ж</sup> , K <sub>2</sub> <sup>5ж</sup>	3,39	3,51	3,2
<i>Гранулитовая фация</i>				
Сланцы аркозовые, сланцы слюдястые	—	2,89	2,97	2,5
Магнетитовые кварциты	—	3,30	3,37	2,0

тектонофизической характеристике) снижают фильтрационные свойства горных пород. Это неблагоприятный фактор для переноса и концентрации железа. Вероятно, в связи с этим месторождения железа (богатые рудные залежи в железистых кварцитах) приурочены главным образом к породам низких фаций метаморфизма.

Изложенный фактический материал позволяет сделать вывод, что при увеличении степени метаморфизма пород фильтрация вод затухает и преобразование толщи может происходить без привноса компонентов, в результате перераспределения рудного вещества диффузионным путем. Вероятно, процесс обогащения железистых кварцитов с участием растворов происходит в основном в интервале невысоких температур (до 300 °С), что характерно для зеленосланцевой фации и более низкотемпературных эпигенетических изменений пород.

Таким образом, наличие структур фильтрации, образованных за счет высокопроницаемых пород в зонах разуплотнения, является основополагающим фактором возможного развития процессов рудообразования; повышение геостатического давления в местах складкообразования, в моноклинальных пережимах, а также при дислокационных перемещениях может приводить к образованию структурных экранов и геохимических "подвижных" барьеров, благоприятных для рудообразования.

В результате экспериментального моделирования установлено:

зоны фильтрации растворов, или зоны разуплотнения пород, являются рудокализирующими структурами, уходящими на большие глубины;

структуры фильтрации, образованные в высокопроницаемых породах за счет тектоно-

физических факторов и метаморфизма, предрасположены к возможному развитию процессов рудообразования;

РТ-условия фильтрации растворов указывают на определенную роль геостатического и флюидного давления, а также температуры в процессах динамики растворов и рудоотложения;

геостатическое давление — один из важных факторов при формировании рудо локализирующих экранов или ловушек.

### Процессы образования остаточных метаморфических руд и месторождений формации первомайского типа

В предшествующих разделах главы рассмотрены геологические причины и условия формирования богатых остаточно-метаморфических руд, которые возникли вследствие выноса кремнезема и эндогенной усадки железистых кварцитов и послужили основой для месторождений первомайского и саксаганского типов. Обсуждение их генезиса завершим реконструкцией физико-химических условий и анализом динамики процесса рудообразующей метасоматической усадки.

Исходное состояние пород на предрудной стадии метаморфогенного формирования месторождений определено выше — на основании заключения о связи метасоматической усадки с локальным гидротермально-дислокационным метаморфизмом зон вмещающих глубинных разломов. Из этого следует, что физико-механические свойства, текстурно-структурные особенности и минеральные парагенезисы пород уже сформировались на ранее прошедших этапах прогрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. В итоге их вполне можно сопоставить с реально наблюдающимися свойствами железистых кварцитов, сланце-кварцитов и сланцев железорудных свит.

Напомним, что на том же предрудном этапе завершилось и формирование подавляющей массы широко распространенных альпийских жилок магнетита и спекулярита, которые наряду с сидероплезитом и кварцем заполняют трещинки кливажа в границах отдельно взятых слоев железистых кварцитов и других пород. Такие жилки являются единственными свидетелями ограниченной и притом явно дорудной миграции железа и его перераспределения в форме оксидов.

*Источник гидротермальных рудообразующих растворов* следует в первую очередь усматривать во вмещающих метаморфических породах, способных на зеленосланцевой и даже эпидот-амфиболитовой ступени метаморфизма сохранять достаточно большое количество воды и сопутствующих газов ( $\text{CO}_2$  и др.) в виде кристаллизационной влаги хлоритов, слюд и других гидроксилсодержащих минералов, межзерновой пленочной влаги, а также газово-жидких включений в любых минералах пород. Летучие компоненты могут сохраняться в местах генерации до образования проницаемых микротрещиноватых, трещинных и разломных зон [233], обеспечивая тем самым при своем освобождении появление необходимого гидротермального потока в условиях регрессивного или дислокационного метаморфизма.

Наряду с реальными автохтонными источниками метаморфогенных растворов не следует исключать и аллохтонные — пока проблематичные: ювенильные, метеорные и комбинированные. Совместно они способны обеспечить необходимый объем и повышенную агрессивность транспортирующей среды при ее циркуляции в зонах разломов.

*Анализ причин и путей движения растворов* также не вызывает принципиальных затруднений. В условиях непременно крутого падения рудовмещающих пород и многочисленных разрывов их сплошности, а также при большом разнообразии отмеченных выше проницаемых структурных форм рудного контроля движение термального потока направлено к дневной поверхности и обеспечивается перепадом различных по глубине геостатического давления и температуры. Дополнительным фактором можно считать повышение внутрисластового давления на раствор в зонах стресса, из которых он отжимается в процессе метасоматической усадки.

Результаты экспериментального исследования фильтрационных свойств железистых кварцитов в зависимости от комплекса переменных факторов (степени метаморфизма, температуры, всестороннего и ориентированного сжатия, направления потока относительно слоистости), приведенные в предыдущем разделе главы, подтверждают достаточно вы-

сокую проницаемость пород и руд для перемещения растворов вдоль слоистости в условиях зеленосланцевой фации метаморфических изменений и при температуре ниже 300 °С.

*Термодинамические параметры* рудообразующего динамотермального метаморфизма непосредственно не изучались и потому судить о них можно только по косвенным материалам. Последние основаны на заключении о проявлении метасоматической усадки после завершения прогрессивной стадии регионального метаморфизма, притом наиболее интенсивно — в пределах зеленосланцевой зоны.

В этой связи соответствие минеральных парагенезисов остаточного-метаморфических богатых руд парагенезисам минералов вмещающих пород позволяет утверждать, что искомые параметры не превышали РТ-условий зеленосланцевой ступени метаморфизма. В итоге можно оценить ориентировочные значения термодинамических параметров рудообразующей усадки по нескольким источникам.

Так, на основании расчетных данных по равновесным минеральным ассоциациям Р.Я.Белевцев называет максимальные температуры 460–510 °С, а геостатические давления 400–600 МПа [13]. Иные значения (250–450 °С) обосновывает М.Я.Ярошук [373]. По термобарометрическим определениям С.И.Терещенко, интервалы температур составляют 320–400 °С, а давления 150–180 МПа [313]. При этом интересно пока единичное указание на повышение давления до 350 МПа вблизи рудного тела. Не исключено, что эта величина приближается к истинному значению ориентированного сжатия в зоне усадки. И.А.Калугин [150, 151], основываясь на минералого-геохимических особенностях среды рудообразования, отмечает, что для высококремнистых образований, к которым относятся железистые кварциты, интенсивный вынос кремнезема с соответствующим накоплением железа возможен только при температуре ниже 300 °С.

Совокупность приведенных данных (с учетом полной неподвижности оксидов железа в процессе усадки) позволяет остановиться на температурах порядка 200–350 °С и геостатическом давлении 150–200 МПа. Особую роль играет стресс, величина которого может находиться в пределах 300–600 МПа.

Геохимические условия среды, при отсутствии привноса минералообразующих веществ из внешних источников, целиком определены химическим составом вмещающих пород. Основные их активные компоненты — щелочные земли, частично щелочи, кремнезем, глинозем и анионы слабой угольной кислоты — обуславливают в целом слабо щелочную реакцию растворов, которая при определившихся температурах и давлениях способствует повышенной растворимости кремнезема.

Несколько иначе представляют состав и реакцию растворов М.А.Ярошук и В.Л.Онопrienko [377], придающие большое значение реакциям декарбонатизации пород и вызванному этим существенно углекислому составу рудообразующих гидротермальных растворов. Следует заметить, что явные хотя и неповсеместные признаки карбонатизации пород и руд подтверждают кислую реакцию растворов, но на заключительных стадиях остаточного-метаморфического рудообразования. Второстепенная же роль диоксида углерода в принятых термодинамических условиях основной стадии рудообразования подтверждается и составом газово-жидких включений в микрогранобластовом кварце пород Саксаганского рудного поля, среди которых водно-углекислотные включения образуют не более 10 % (против 90 %) в минералах зоны эпидот-амфиболитовой фации [313], когда декарбонатизация пород достигает максимума.

Постоянное присутствие свободного углерода в сланцах железоносной формации, сохранившегося и после метаморфизма, свидетельствует о восстановительных условиях среды, на что совершенно справедливо обратил внимание еще П.М.Каниболоцкий [153].

Отмеченные условия практически исключают возможность миграции катиона  $Fe^{3+}$  и отложения из растворов оксидов железа. Этим в какой-то мере объясняется, что главные рудные минералы (магнетит, гематит) не участвуют в образовании богатых руд. В то же время принятые параметры не противоречат частичной миграции катиона  $Fe^{2+}$  в бикарбонатной форме. Разумеется, эти параметры соответствуют основной стадии рудообразующего процесса и выглядят совершенно иначе при последующих преобразованиях руд. Например, Eh-потенциал меняет свой знак на положительный в узлокальных зонах наложенной поздней карбонатизации, с которой связана гипогенная мартизация магнетита.

Рассмотрев комплекс физико-химических условий, перейдем к объяснению главного фактора рудообразующего процесса — энергичному выносу кремнезема из железистых

кварцитов. Попытка связать его с региональным метаморфизмом, кроме несоответствия геологическим фактам, еще и резко противоречит ограниченной миграционной способности кремнезема в условиях такого метаморфизма.

В самом деле, до просачивания через рудную зону растворы фильтровались через толщу высококремнистых пород и потому достигли равновесного с ними насыщения кремнеземом. В хорошо проницаемой рудной зоне пластовое давление на раствор ниже, чем в окружающих породах, следовательно, растворимость кремнезема понижается, и он должен не растворяться, а выпадать в осадок, закупоривая пути перемещения раствора, и тем самым автоматически прекращать рудообразующий процесс.

Подобного противоречия не возникает при сопряжении выноса кремнезема с гидротермальным дислокационным метаморфизмом, прежде всего из-за иного физического состояния пород. Однако и в этом случае необходимо объяснить три главные особенности остаточного метаморфического рудообразования: избирательное растворение кремнезема кварцевых слоев; безучастное поведение рудных минералов, кварца и силикатов в рудных и силикатных слоях; необычайно высокую растворимость кремнезема в зонах образования руд. Ответы на эти коренные вопросы можно получить только с учетом петрологической сущности рассматриваемого процесса.

Напомним, что обсуждаемое явление отнесено Д.С.Коржинским [168] к крайним выражениям метасоматизма, когда метасоматоз протекает при постоянном давлении на минералы  $p_m$  и на поровый раствор  $p_p$ , но при меняющемся объеме  $v$  (изобарический процесс). Поскольку минералы плотнее водного раствора, то  $p_m$  превышает  $p_p$ . В итоге: "Замена экстенсивного фактора объема  $v$  на интенсивный фактор давления на минералы  $p_m$  влечет за собой уменьшение максимального числа сосуществующих минералов. Это означает отсутствие "избыточных вполне подвижных минералов", могущих осаждаться по мере падения давления в породе, минералы которой подвергаются растворению. При изобарическом процессе уменьшение давления в результате растворения минералов породы или при их замещении минералами, занимающими меньший объем, вызывает уменьшение объема изменяемой породы вследствие механического сжатия (метасоматическая "контракция" или "усадка") [168].

Заметим, что в нашем случае оговорка Д.С.Коржинского о непременном превышении  $p_m$  над  $p_p$  приобретает особое значение, поскольку ранее была показана геологическая взаимосвязь рудных зон с зонами стресса, резко повышающего давление  $p_m$  на твердый скелет оруденеваящих пород, но слабо влияющего на  $p_p$  благодаря перемещению раствора из зоны рудообразования к дневной поверхности.

При таком понимании петрологической сущности остаточного метаморфического образования богатых руд избирательное растворение кварцевых слоев объясняется на редкость благоприятным взаимодействием стресса и неоднородно-слоистых по физико-механическим свойствам железистых кварцитов и кварцито-сланцев. Без такого сочетания ориентированного попеременно слоистости сжатия и контрастных свойств перемежающихся в породах слоев разного состава описываемый процесс вряд ли мог осуществиться.

Рассмотрим значение неоднородно-слоистой текстуры в условиях стресса на примере наиболее распространенного сочетания кварцевых и кварц-магнетитовых слоев. При этом приняты во внимание относительно резкие различия в прочностных (упругих) свойствах магнетита и кварцита, подтвержденные прямыми измерениями микротвердости и хрупкости обоих минералов в железистых кварцитах с помощью микротвердомера ПМТ-3.

Как следует из табл. 17, параметры пределов упругости магнетита превышают характеристики кварца в два – четыре раза.

В существенно кварцевых слоях зерна наиболее хрупкого минерала (кварца) повсеместно контактируют между собой. В образцах из зоны метасоматической усадки на столбике Е.С.Федорова наблюдаются их интенсивное растрескивание и микрогрануляция. Обилие возникших при этом внутризерновых микротрещин увеличило водопроницаемость рассматриваемых слоев и растворимость кварца.

В кварц-магнетитовых и других рудных и силикатных слоях сростки кварцевых зерен изолированы друг от друга и от кварцевых слоев непрерывно связанными сростками более упругих минералов (магнетит, железная слюдка, сидероплезит, тюрингит). Благодаря упругой реакции в стесненном объеме эти минералы не растрескиваются и бронируют заключенный в них кварц от растворения. В итоге кварц, рудные минералы и силикаты испытывают только перекристаллизацию с укрупнением размеров зерен.

Т а б л и ц а 17. Пределы упругости магнетита, гематита и кварца\*

Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Модуль Юнга, (Н/см <sup>2</sup> ) · 10 <sup>6</sup>	Модуль сдвига, (Н/см <sup>2</sup> ) · 10	Модуль объемно- го сжатия, (Н/см <sup>2</sup> ) · 10	Коэффициент Пуассона
Магнетит	5,17	23,08	9,14	16,17	0,26
Гематит	5,10	21,17	9,28	9,82	0,14
Кварц	2,65	9,64	4,46	3,83	0,08

\*По данным Б.П.Беликова, К.С.Александрова и Т.В.Рыжова [210].

Вынос растворенного кремнезема осуществляется в основном через межзерновое пространство микрогранулированных при раздавливании кварцевых слоев и сопряженные с ними поперечные микротрещинки кливажа рудных слоев (рис. 33). По мере их сближения (вследствие растворения кварцевых) наступает соприкосновение рудных слоев, когда порода теряет неоднородно-слоистую текстуру и ее усадка прекращается. При этом трещинки кливажа сохраняются открытыми и обеспечивают повышенную и даже высокую водопроницаемость образовавшихся остаточных метаморфических руд по сравнению с окружающими породами.

Дифференциальное поведение разных по составу и физико-механическим свойствам слоев железисто-кремнистых пород в условиях ориентированного поперек слоистости сжатия объясняет не только избирательный характер растворения кварца, но и безучастное поведение более упругих рудных минералов и силикатов в процессе усадки. Причины необычайно высокой растворимости кремнезема в условиях стресса также находят свое объяснение и заключаются в трех обстоятельствах.

Во-первых, в прямом воздействии ориентированного сжатия  $p_m$  на твердый скелет породы, в том числе и на кварц безрудных слоев. При этом величина  $p_m$  существенно превышает геостатическое сжатие  $p_T$  и давление на раствор  $p_p$ . Очевидно, что величина  $p_m$  не достигает предела упругости рудных и силикатных слоев, но она в два — четыре раза выше предела упругости кварцевых слоев (табл. 17), которые растрескиваются и микрогранулируются, пропитываются поровым раствором и энергично растворяются под влиянием избыточного давления  $p_m$ . Именно эту причину высокой растворимости кварца подтверждают экспериментальные исследования Ф.В.Сыромятникова и др. [311], которые показали, что начиная с определенных соотношений величин гидростатического и ориентированного сжатия (например, соответственно 1000 и 4000 кг/см<sup>2</sup>) растворимость кварца резко повышается.

Во-вторых, в опосредованном воздействии стресса, которое анализируют Б.И.Пирогов, Ю.Л.Ахкозов и Ю.М.Крестников [265], оценивая растворяющую способность пленки поровых метаморфогенных растворов на контакте магнетитовых и кварцевых слоев. Толщина такой пленки в железистых кварцитах по электронно-микроскопическим наблюдениям составляет 1—3 мкм. Отмечается, что многими экспериментаторами показано резкое повышение растворяющей способности пленочного раствора при сокращении толщины пленки до 1 мкм и менее. В итоге максимальная концентрация кремнезема в анодальной пленочной воде достигает 790 мг/л.

На этом основании авторами сделан вывод, что в процессе перекристаллизации магнетита и кварца под воздействием сжимающих усилий стресса наступает момент, когда толщина пленки раствора достигает критического предела 1 мкм, после чего перекристаллизация кварца скачкообразно сменяется его энергичным растворением. Поскольку критический момент проявляется в микрообъеме пород, то его скачкообразный характер вполне объясняет необычайно резкий контактовый переход вдоль слоистости от железистого кварцита к богатой руде (на расстоянии всего 2—20 см).

Наконец, третьим (но пока еще не оцененным для обсуждаемых условий) обстоятельством повышения растворимости кремнезема можно считать магнитные свойства железистых кварцитов. На это указывают принятые температурные интервалы рудообразования, далеко не достигающие точки Кюри магнетита, а также экспериментальные данные о существенном повышении растворимости кварца в присутствии магнетита и под воздействием постоянного магнитного поля [123].

И все же главной причиной высокой растворимости кремнезема в зонах метасоматической усадки следует считать прямое воздействие стресса на кварцевые зерна, которое по величине в два — четыре раза превосходит гидростатическое давление растворов. Это

подтверждается массовым образованием секущих кварцевых жил и прожилков гетерогранобластового кварца альпийского типа, заполняющих трещины разрыва в околорудных зонах железистых кварцитов (рис. 30). Своим появлением они обязаны, скорее всего, отсутствию или снятию стрессовой нагрузки за пределами рудной зоны, что сопровождается резким падением растворимости кремнезема и заполнением окружающих полостей жильным кварцем.

Итак, в результате метаморфогенной метасоматической усадки сформировались остаточно-метаморфические магнетитовые руды (их свойства подробно охарактеризованы в первом разделе данной главы). Они образуют пласто-, столбообразные и другие классические рудные формы внутри пластов железистых кварцитов, от которых отличаются отсутствием кварцевых слоев, повышенным до 52–56 % содержанием железа и вероятной пористостью около 10–12 %.

Названный нормальный предел концентрации железа позволяет оценить роль метаморфического этапа рудообразования в рудах саксаганской формации. Количественный подсчет соотношения кварца в одноименных и рудных слоях показал, что в ходе метаморфогенной усадки из железистых кварцитов удаляется 60–63 % кремнезема, остальная его часть сохраняется в рудных слоях до гипергенного этапа обогащения [178]. Таким образом, на метаморфическом этапе была заложена основа руд саксаганского типа, но не обеспечено высокое качество современных руд.

Остаточно-метаморфические руды обусловили форму залежей в месторождениях первомайской и саксаганской формаций, но в первоначальном виде сохранились незначительно – в небольших останках за пределами глубинных зон окисления месторождений саксаганского типа. При отсутствии окисления они в разной степени изменены последующими метаморфическими и гипогенно-метасоматическими процессами перекристаллизации, грюнеритизации, ранней карбонатизации и оталькования, щелочного и сопутствующего ему позднего карбонатного метасоматоза.

Перечисленные процессы проявились повсеместно и, как правило, несущественно изменили первоначальный облик остаточно-метаморфических руд. И только в зонах щелочного метасоматоза произошли коренные преобразования их состава, обусловившие появление самостоятельной формации первомайского типа. Характер этих изменений зависит от положения руд в различных фациях метаморфизма.

В зонах зеленосланцевой фации гипогенные изменения представлены ранней карбонатизацией, оталькованием руд и окружающих их железистых кварцитов. Оба явления интенсивно выражены только на Южно-Белозерском месторождении. На Переверзевском, Галешинском месторождениях и в контурах Саксаганского рудного поля они проявились незначительно либо их совсем нет [3, 89, 90, 101, 174, 195].

При слабом проявлении карбонатизация выражается в залечивании трещинок кливажа сидероплезитом, что сопровождается резким снижением пористости руд и вмещающих пород. В зонах интенсивной карбонатизации Южно-Белозерского месторождения секреторная минерализация сопровождается почти сплошным замещением кварца и даже магнетита сидероплезитом, а хлоритов, биотита и стильпноmelана – тальком [89, 90, 101].

Перекристаллизация и грюнеритизация богатых руд являются простейшими изменениями, которые наблюдаются в условиях эпидот-амфиболитовой и более высоких ступеней метаморфизма. Минеральный состав руд и здесь полностью соответствует составу рудовмещающих железистых кварцитов и поэтому трудно решить вопрос о времени проявления рудообразующей усадки относительно регионального метаморфизма (до или после него). Примерами таких изменений остаточно-метаморфических руд в зонах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций являются мелкие залежи куммингтонит-грюнеритовых руд среди одноименных железистых кварцитов Тарыннахского и Горкитского месторождений в Якутии [75].

В условиях гранулитовой фации выявлена залежь богатых кварц-магнетитовых руд среди железистых кварцитов Гарсенского месторождения в Латвии [233]. Для этих руд характерно почти полное исчезновение слоисто-полосчатой текстуры и необычайное укрупнение зерен кварца и магнетита (от 0,3–0,7 до 2–3 мм).

Щелочной (натриевый) и сопутствующий ему поздний магнезиально-железисто-карбонатный метасоматоз относится к наиболее интенсивным и крупным по масштабам проявления гипогенным преобразованиям. Они наблюдаются только в ставролитовой зоне

эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (Первомайское, Северо-Белозерское месторождения).

Геологические особенности распространения метасоматических минералов в рудах и вмещающих породах, а также баланс вещества при метасоматозе освещены в первом разделе данной главы. Там же обоснован более поздний по отношению к рудообразованию — наложенный характер щелочных амфиболов, эгирина, альбита, сидероплезит-мезитита и показано, что в отличие от метасоматической усадки щелочной метасоматоз протекал по обычной схеме — при сохранности постоянного объема пород. Более подробно геологические и физико-химические условия и процессы карбонатно-щелочного метасоматоза описаны во многих работах и воспроизведены в экспериментальных условиях [3, 5, 40, 57, 61, 120, 122, 190, 234, 325, 368].

Последовательное совмещение условий эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, щелочного и позднего карбонатного метасоматоза вызвало ряд существенных преобразований состава остаточно-метаморфических руд и окружающих железисто-кремнистых пород. В их числе:

неравномерное и в общем незначительное появление псевдоморфных скоплений дисперсного магнетита, возникшего при грюнеритизации и замещении куммингтонит-грюнерита щелочными амфиболами [7, 91, 122];

интенсивная гипогенная мартитизация основной генерации магнетита в зоне карбонатизированных руд [40, 57, 190];

неблагоприятное частичное растворение железослюдковых слоек эгирином, активно поглощавшим трехвалентное железо гематита, но практически не затронувшим магнетит, который ведет себя в процессе эгиринизации почти безучастно [182];

изменение химического состава руд и эгиринизированных железистых кварцитов за счет привноса натрия и частичного выноса кремнезема без усадки объема породы руд [61, 182];

заполнение пор и трещинок кливажа в рудах и окружающих породах секреторными формами эгирина, рибекита и сидероплезит-мезитита, что предохранило их от последующих гипергенных изменений и обеспечило сохранность магнетитового и железослюдкового магнетитового состава руд месторождений первомайского типа с характерным содержанием железа 52–56 %.

По значительности перечисленных изменений остаточно-метаморфических руд они несопоставимы с коренной трансформацией их состава в процессе гипергенных преобразований, обусловивших появление дисперсногематит-мартитовых руд саксаганского типа оруденения и рассматриваемых в следующей главе.

## ГЛАВА 8 ГИПЕРГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕНЕЗИС БОГАТЫХ ГЕМАТИТОВЫХ РУД

В отличие от метаморфогенного гипергенное рудообразование охватило оба структурных яруса эпигенетических формаций. Оно проявилось на фоне платформенного периода продолжительностью около 2 млрд лет, что обусловило появление нескольких разновозрастных формаций (табл. 2). При этом все месторождения приповерхностного яруса обязаны своим образованием только гипергенно-остаточной концентрации железа. Их основу составляют гигантские месторождения дисперсногематит-мартитовых руд формации белгородского типа. В месторождениях глубинного яруса гипергенные процессы сыграли важную, но все же подчиненную роль дополнительного фактора обогащения исходных остаточно-метаморфических руд. В итоге сформировались крупные месторождения наиболее ценных, также дисперсногематит-мартитовых руд формации саксаганского типа. Рассмотрим взаимоотношения этих главных формаций.

### Сходство и различия формаций саксаганского и белгородского типов

Месторождения остаточных гематитовых руд сравниваемых формаций относятся к конвергентным образованиям. Геология белгородской формации подробно освещена в нескольких монографиях [136, 174, 219, 277]. Не менее обстоятельно охарактеризованы

Т а б л и ц а 18. Различия в геологии формаций саксаганского и белгородского типов

Признак	Саксаганский тип	Белгородский тип
Тип и возраст рудоносных зон преобразования пород	Нижнерифейские глубинные зоны окисления (вместе с рудами рас-секаются дайками диабазов с воз-растом 1140–1250 млн лет)	Палеозойские площадные, отчасти линейные коры выветривания (пе-рекриты осадками девонского – карбонового возраста)
Морфологический тип и внут-ренняя структура залежей	Классические рудные: столбооб-разная, гнездовая, линзовидная и другие формы залежей, насы-щенные микротрещинками кли-важа, иногда микроскладками с крутым погружением шарниров (природа тектоническая)	Покровные ленто- и плащеобразные залежи; микротрещиноватость руд такая же, как и в железистых квар-цитах, микроскладчатость гиперген-ная ("гравитационно-просадочная"), с горизонтальной ориентировкой шарниров
Условия залегания и глубина погружения рудных тел	Руды находятся внутри обязатель-но крутопадающих пластов в оре-ло окисленных железистых кварци-тов. Прослежены до 2500 м; воз-можная глубина до 4–5 км	Горизонтальное залегание в верхней зоне коры выветривания на головах пластов железистых кварцитов с лю-бым падением; вертикальная мощ-ность до 200–250 м
Тектонический и структур-ный контроль	Зоны глубинных разломов; внут-ри них водонепроницаемые мета-морфогенные круто- и полого-склоняющиеся рудные столбы и продольные разрывы	Складчатые формы дислокации же-лезистых кварцитов определяют па-раметры их выходов на палеозой-скую эрозионную поверхность
Формационный и метамор-фогенный контроль	Железистые кварциты только кри-ворожской и белозерской формаций в зеленосланцевой фации ме-таморфизма	Железистые кварциты преимущест-венно криворожской формации в зе-леносланцевой и амфиболитовой фа-циях метаморфизма
Исходный субстрат и степень гипергенного обогащения	На 95 % – метаморфогенные бога-тые руды; степень концентрации железа с 52–56 до 65–70 % (пре-образующая роль гипергенеза)	На 95 % – железистые кварциты; ступень концентрации железа с 25–35 до 65–70 % (рудообразующая роль гипергенеза)
Цементационные минералы в порах руд в зональность их размещения	Пойкилитовый и халцедоновид-ный кварц, микропластинчатый гематит, доломит, апатит, каолинит, гидрослюда, шамозит, тальк, серпентин (температура образова-ния – до 115–195 °С); характер-на вертикальная зональность	Сидерит, кальцит, барит, шамозит, каолинит, магнетит, пирит, гидро-гетит и гетит; отчетливой зональ-ности нет

геологические особенности гипергенного этапа рудообразования в месторождениях саксаганской формации [10, 57, 59, 101, 123, 181, 227]. Поэтому ограничимся напоминанием общих и отличительных сторон, которые необходимо учесть в реконструкции гене-зиса каждой формации.

Главные черты их сходства заключаются в вещественном составе богатых руд. Они сложены тремя разновидностями гематита, которые образуют самостоятельные рудные слои (мартит, дисперсный гематит, железная слюдка). Соотношения и размещение этих разновидностей в залежах отражают исходную аутигенно-минеральную зональность горизонтов железистых кварцитов. Сопутствующие минералы представлены маршалитом, каолинитом, гидрослюдами. Содержание железа превышает 60 и достигает 65–70 %.

Отмеченные признаки конвергенции, независимо от одного или двух этапов обогащения, обусловлены составом исходных железистых кварцитов и воздействием на них метеорных вод. При этом гипергенная природа дисперсногематит-мартитовых руд обеих формаций обосновывается двумя группами признаков.

Во-первых, высокой пористостью и полурыхлым сложением остаточных руд, кото-рое указывает на дезинтеграцию минеральных агрегатов; дисперсным характером мине-ралов и типичной ассоциацией высшего оксида железа (гематита) с глинистыми минера-лами: гидролизом и гидратацией силикатов с выносом из них щелочей и щелочных зе-мель, а из карбонатов – и диоксида углерода; растворением кварца и удалением кремне-зема с образованием открытых пор.

Во-вторых, признаками метеорного происхождения минералообразующих раство-ров: полное окисление минералов, содержащих катион  $Fe^{2+}$ , при отчетливом облегчении изотопного состава кислорода в мартите и инфильтрационных карбонатах, а также нали-чие в остаточных рудах привнесенных с поверхности растительных остатков, бесспорно,

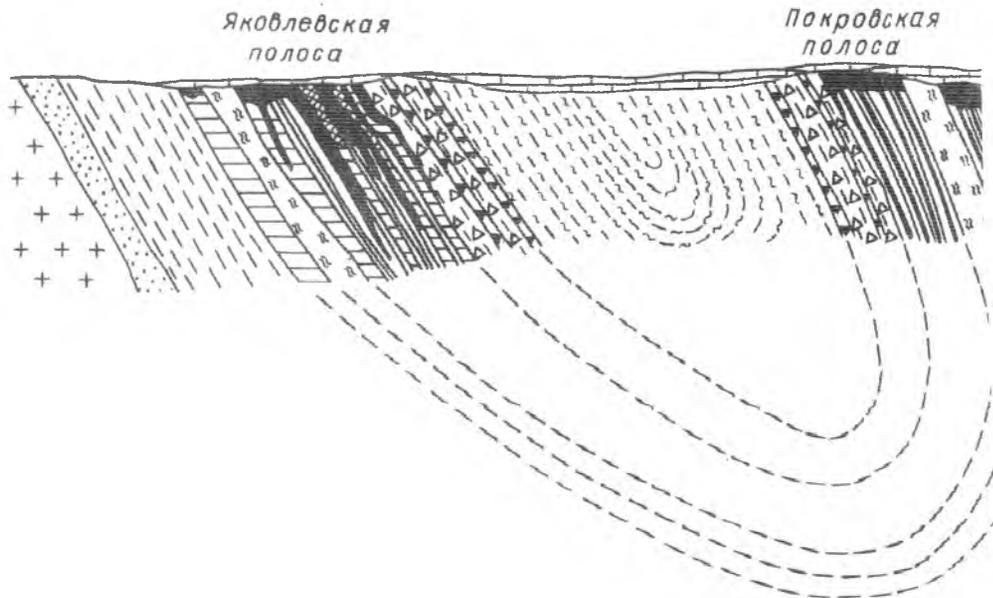


Рис. 38. Разрез района Яковлевского и Гостищев  
 1 — известняки карбона; 2 — богатые железные руды гематит-мартитовые (а) и гетит-гидрогеномартитовые; 5 — конгломераты железистых кварцитов среди филлитовых сланцев надрудной товы, 8 — силикатные слаборудные, 9 — широко- и грубополосчатые (Покровская полоса), 10 — внутрирудные; 12 — филлиты внутриформационные ( $K_2^1$ ); 13 — филлиты черные пири

наземного происхождения (микроспор, водорослей) даже на глубине более 2300 м [183, 189].

Главные признаки различия формации белгородского и саксаганского типов контрастно выступают при их сравнении за пределами зоны совмещения у поверхности фундамента (табл. 18).

В дополнение отметим особенности распространения на глубину рудных тел формации белгородского типа, которые по-разному выражены в Криворожском бассейне и КМА. Например, в Белгородском районе они заключаются в сочетании подавляющих для КМА покровных залежей на глубину от 200–250 до 600–700 м от поверхности фундамента и характерны для линейных кор выветривания (рис. 38, 39).

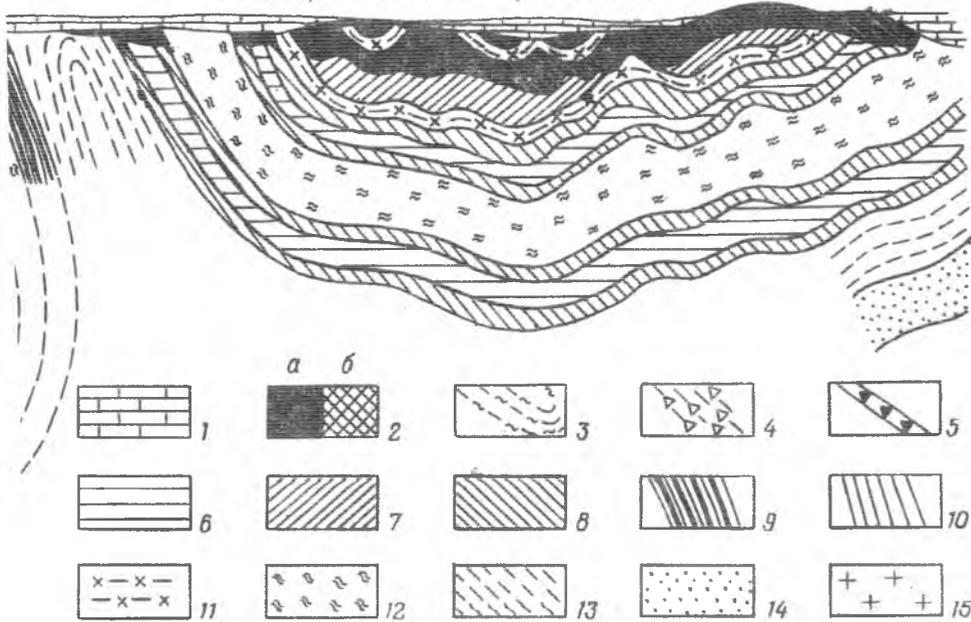
В рамках этой формации целесообразно обособить два подтипа: старооскольский, представленный только покровными залежами площадной коры, и яковлевский, в котором комбинируются площадный и линейный виды оруденения. В Криворожском бассейне старооскольский подтип полностью размыт, но в нем сохранились корневые части залежей яковлевского подтипа, которые позволяют оценить уровень эрозионного среза на 250–300 м глубже, чем в КМА [181, 196] (рис. 30).

Из табл. 18 видно, что столь контрастные различия между формациями саксаганского и белгородского типов невозможно объяснить единой схемой гипергенного рудообразования и потому для каждой формации далее разработана отдельная генетическая модель. Однако перед их изложением следует осветить некоторые новые результаты геохимических и физико-химических исследований дисперсногематит-мартитовых руд.

### Малые элементы в процессах формирования руд саксаганского типа

Вещественный состав богатых окисленных руд, выделяемых в саксаганский геолого-промышленный тип, изучен достаточно полно на минеральном и петрохимическом уровнях. Но геохимия малых элементов в железных рудах данного типа разработана слабо.

Гостищевское месторождение



ского месторождений (по С.И.Чайкину):

титовые (б); 3 – металаевофиллиты рудной толщи ( $K_2^3$ ); 4 – филлиты с обильной вкрапленностью; железистые кварциты: б – гематит-магнетитовые, 7 – магнетитовые и силикат-магнетитово- и микрополосчатые (Яковлевская полоса); 11 – сланцы гидрогематит-гидрослюдистые тизированные подрудной толщи ( $K_2^3$ ); 14 – метапесчаники; 15 – плагииграниты архея

Настоящий раздел посвящен одному из важных вопросов геохимии руд саксаганского типа – закономерностям распределения малых элементов в связи с развитием в рудах эпигенетической зональности. Как установлено [193, 310], одним из характерных ее проявлений является прогрессирующая от приповерхностных частей рудных залежей на глубину апатитизация, а также связанные с последней каолинизация, образование гидрослюдов и другие процессы. Предполагается, что с повышением интенсивности апатитизации на глубоких горизонтах рудных залежей существенно увеличивается содержание в рудах фосфора – вредной примеси руд; поэтому подобные геохимические исследования приобретают прямое практическое значение. Материалом для них послужили данные геохимического опробования и минералого-петрографического изучения богатых окисленных руд района рудника им. Карла Либкнехта (Кривбасс), выполненного А.Г.Батуриной.

Богатые руды в районе рудника им. Карла Либкнехта, как и в других районах Кривбасса, разнообразны по составу, что обусловлено прежде всего разнообразием исходных пород, занимающих различное положение на обобщенном литофациальном профиле железисто-кремнистого седиментогенеза. Как подчеркивалось в разделе о геохимической характеристике сингенетических руд – железистых кварцитов, первичная седиментогенная литофациальная неоднородность пород криворожской формации выражена в их геохимической изменчивости. Анализ полученных данных убеждает в унаследованности этих закономерностей богатыми рудами (табл. 19).

Вместе с тем сам характер распределения малых элементов в породах в процессе преобразования последних в богатые окисленные руды, очевидно, претерпел коренные изменения. С одной стороны, селективный вынос кремнезема, которому отводится ведущая роль в образовании богатых руд [233], должен был приводить к относительному обогащению малыми элементами руд ввиду весьма низких их содержаний в кварце железистых кварцитов. С другой стороны, гипергенные процессы должны были вызвать мобилизацию элементов и перераспределение их в новообразованных минеральных фазах, что, вероятно, сопровождалось миграцией элементов на значительные расстояния в пределах зон гипергенеза и частичным их выносом за пределы зон. При этом нарушались сложившиеся

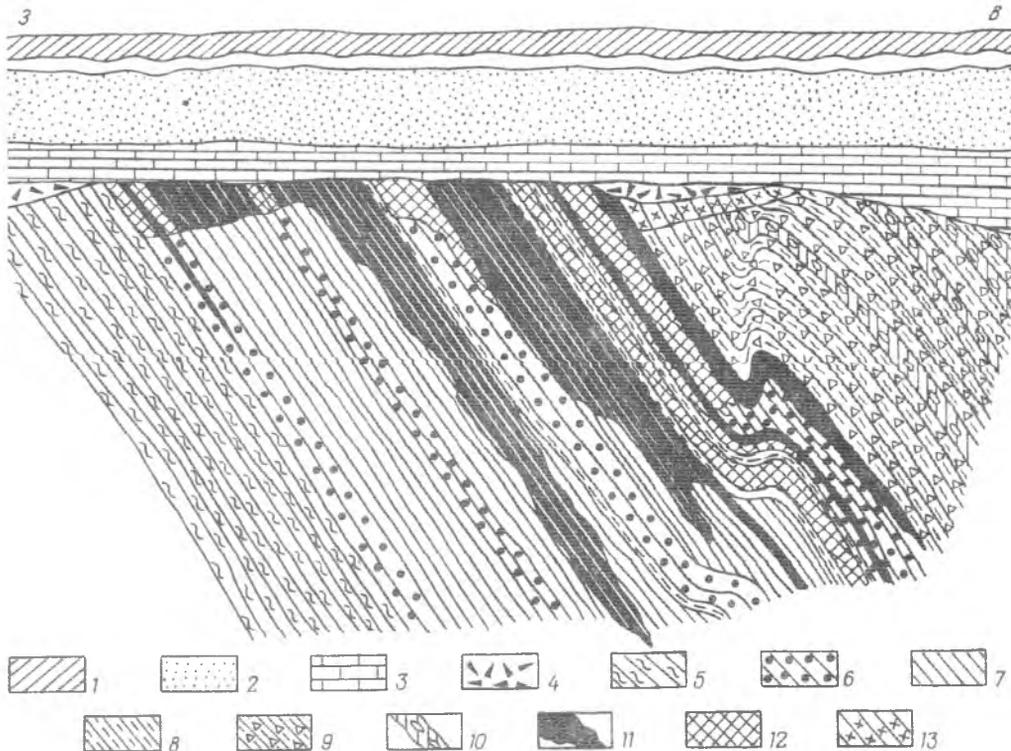


Рис. 39. Геологический разрез рудоносного комплекса Яковлевского месторождения (с отображением оруденения площадного и линейного типов) (по С.И.Чайкину):

1 — надьорская толща; 2 — юрские отложения; 3 — каменноугольные отложения; 4 — переотложенные железные руды; 5 — филлиты подрудной толщи; железистые кварциты: 6 — силикат-магнетитовые и существенно силикатные (куммингтонитовые); 7 — гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые с полосчатостью широких и средних ритмов; 8 — магнетит-гематитовые тонкополосчатые; 9 — сланцы внутрирудные; 10 — филлиты надрудной толщи с вкрапленностью мартита; 11 — конгломераты из железистых кварцитов среди сланцев надрудной толщи; богатые руды: 12 — мартит-гематитового состава (синьки), 13 — мартит-гидрогематитового и гидрогематит-гетит-гидрогетитового составов (красковские руды)

в процессе седиментогенеза геохимические ассоциации элементов, что устанавливается корреляционным анализом.

В различных по составу железистых кварцитах (рис. 40, А, В, Д) обнаружено большое число статистически значимых корреляционных связей (с 95 %-ной доверительной вероятностью), в подавляющем большинстве положительных. Это свидетельствует об общности форм накопления элементов при седиментогенезе и, вероятно, сходстве их поведения в процессе регионального метаморфизма. Единственная характерная для разного состава железистых кварцитов отрицательная корреляция устанавливается между Mn и Ge, что объяснимо разделением их в процессе седиментации: первый накапливается преимущественно в карбонатах, а второй изоморфно входит в оксиды железа, особенно в магнетит [84].

В окисленных рудах (рис. 40, Б, Г, Е) количество статистически достоверных корреляционных связей невелико. Так, в дисперсногематит-мартитовых и мартит-дисперсногематитовых рудах положительными корреляционными связями объединены Cr и V с Ti, Cu с Zn, а также наблюдается отрицательная корреляция между Mn и Ge. В мартитовых рудах имеют место только две достоверные (положительные) корреляционные связи — Mn с Ga и Mn с Ti. Невелико количество достоверных (также положительных) связей и в железослюдко-мартитовых и мартит-железослюдковых рудах: V с Ge, а также Mn с Cu и Ti (заметим, что в мартит-магнетитовых кварцитах существует отрицательная корреляция между этими элементами). Наблюдаемое общее ослабление геохимических взаимосвязей между малыми элементами в рудах по сравнению с исходными породами может быть следствием, с одной стороны, более сильного проявления индивидуальных геохими-

Т а б л и ц а 19. Средние содержания малых элементов в рудах различного состава ( $10^{-4}$ , %)

Руда, порода	Стратиграфический индекс	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Ga	P
Дисперсногематитовая с маршалитизированным кварцем	$sx_3^{6s}$ (5)	180	3,0	10,0	1080	8,2	7,8	30	1,0	540
Железнослюдково-мартитовая и мартит-железнослюдковая	$sx_3^{5f}$ (53)	70	2,9	3,0	160	7,6	4,6	42	1,0	500
Мартитовая	$sx_3^{5f}$ (19)	98	3,1	4,0	250	10,0	13,0	47	1,4	500
Мартитовая с дисперсным гематитом	$sx_3^{5f}$ (9)	79	3,1	4,3	180	14,0	7,2	39	1,0	500
Мартитовая с дисперсным гематитом апатитизированная	$sx_3^{5f}$ (6)	90	2,8	5,5	250	8,2	19,0	32	1,2	1000
Мартитовая с железной слюдкой	$sx_3^{5f}$ (7)	56	2,6	3,7	200	8,7	10,0	39	1,0	500
Дисперсногематит-мартитовая и мартит-дисперсногематитовая	$sx_3^{5f}$ (14)	380	4,2	9,4	410	9,9	18,0	49	1,0	500
Дисперсногематит-мартитовая и мартит-дисперсногематитовая апатитизированная	$sx_3^{5f}$ (15)	210	3,7	5,7	430	7,9	2,1	33	1,0	580
Кварц-железнослюдково-мартитовая	$sx_3^{5f}$ (13)	110	2,9	5,0	170	8,5	5,8	47	1,2	500
Кварц-мартитовая	$sx_3^{5f}$ (5)	110	2,8	8,0	410	7,8	4,7	42	1,0	500
Железистый кварцит мартитовый	$sx_3^{5f}$ (10)	99	3,0	7,8	220	9,0	4,0	42	1,0	500
Железистый кварцит мартит-дисперсногематитовый и дисперсногематит-мартитовый	$sx_3^{5f}$ (9)	290	5,0	8,9	290	13,0	7,7	48	1,3	500
Джеспилит железнослюдково-мартитовый	$sx_3^{5f}$ (13)	84	2,8	11,0	170	10,0	8,6	42	1,0	500
Дисперсногематитовая	$sx_3^{5s}$ (6)	620	4,8	12,0	600	18,0	5,7	37	1,4	500
Дисперсногематитовая каолинизированная	$sx_3^{5s}$ (6)	820	5,7	15,0	620	14,0	6,8	40	1,3	500
Дисперсногематитовая каолинизированная и апатитизированная с гетитом	$sx_3^{5s}$ (6)	580	4,6	16,0	400	12,0	1,0	42	1,2	580
Дисперсногематит-мартитовая, мартит-дисперсногематитовая каолинизированная и апатитизированная	$sx_3^{4f}$ (13)	480	5,1	17,0	580	13,0	8,8	41	1,5	530
Дисперсногематитовая	$sx_3^{4f}$ (5)	940	5,8	26,0	500	21,0	8,6	42	2,0	500
Дисперсногематитовая каолинизированная с гидрослюдой	$sx_3^{4f}$ (15)	650	4,7	23,0	970	13,0	4,8	41	1,7	650
Дисперсногематитовая с вкрапленным мартитом каолинизированная	$sx_3^{4f}$ (7)	710	4,1	10,0	810	14,0	10,0	44	1,5	500
Дисперсногематитовая с вкрапленным мартитом, каолинизированная и апатитизированная	$sx_3^{4f}$ (6)	780	5,6	17,0	880	21,0	9,8	38	2,9	500
Сланец каолинит-дисперсногематитовый	$sx_3^{4f}$ (5)	1200	9,6	47,0	700	26,0	13,0	34	3,0	500

Примечание: в скобках — количество проб.

ческих свойств элементов, определяющих их разделение в рудообразующих процессах, а с другой — большей однородности их распределения, обусловленной сокращением числа минеральных фаз на этапе развития процессов гипергенеза.

Вопрос о геохимической изменчивости окисленных руд с глубиной обсуждался и ранее, но вне связи с вертикальной эпигенетической зональностью руд. Отмечалось [220] наличие тенденции увеличения содержания некоторых элементов в окисленных железистых кварцитах и богатых рудах с глубиной, что связывалось с предполагаемым (непосредственно не установленным) ослаблением процессов окисления пород. Полученные данные, напротив, позволяют предполагать общее уменьшение содержаний ряда элементов (особенно Ni и Ti) в окисленных рудах одного и того же состава с глубиной, что естественно увязывать с рассматриваемыми ниже особенностями распределения малых элементов в апатитизированных и каолинизированных рудах (табл. 20).

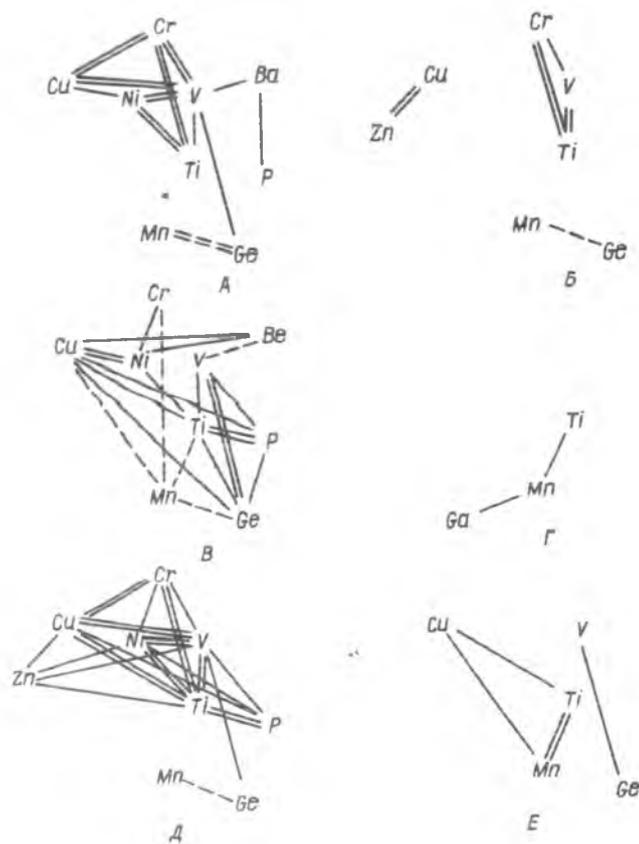


Рис. 40. Корреляционные связи малых элементов в железистых кварцитах и богатых окисленных рудах пятого железистого горизонта:

*A* — кварциты сидероплезит-куммингтонит-магнетитовые; *B* — руды дисперсногематит-мартитовые и мартит-дисперсногематитовые; *B* — кварциты мартит-магнетитовые; *Г* — руды мартитовые; *Д* — кварциты железослюдко-магнетитовые; *Е* — руды железослюдко-мартитовые и мартит-железослюдковые; *линии*: сплошная — корреляция положительная, штриховая — корреляция отрицательная, одинарные сплошная и штриховая — корреляция средней силы, двойные — корреляция сильная

(апатитизация, каолинизация и развитие гидрослюдов) имеют одни и те же тенденции в распределении малых элементов в рудах — снижение содержаний большинства элементов, повышение содержаний Mn и, предположительно P, различия содержания которого в сопоставляемых рудах статистически недостоверны, но устойчиво проявляют подобную тенденцию. Все это свидетельствует о генетической взаимосвязи всех трех процессов.

Однонаправленность изменений содержаний большинства элементов в рудах с развитием эпигенетических процессов выражается в усилении положительных корреляционных связей между ними; примером может служить сопоставление следующего ряда разновидностей дисперсногематит-мартитовых и мартит-дисперсногематитовых руд: неизмененные рассматриваемыми процессами (пятого железистого горизонта) — апатитизированные (пятого железистого горизонта) — апатитизированные и каолинизированные (четвертого железистого горизонта) — апатитизированные, каолинизированные с гидрослюдой (четвертого железистого горизонта). Как отмечалось, дисперсногематит-мартитовые и мартит-дисперсногематитовые руды, не затронутые этими процессами, характеризуются ограниченным количеством корреляционных связей. В апатитизированных рудах количество статистически значимых корреляционных связей еще меньше: положительной корреляцией связаны Zn с Ni и Ti с Mn и V (рис. 42, *A*). Однако в апатитизированных, особенно содержащих гидрослюду, рудах значительно увеличивается количество корреляционных связей и происходит их усиление (рис. 40, *B, B*). В рудах, затронутых всеми

Анализ различных содержаний элементов (с применением критерия Стьюдента) в идентичных по минеральному составу измененных и не измененных процессами апатитизации и каолинизации рудах позволяет констатировать следующее. Процесс апатитизации приводит к существенному снижению содержаний в рудах Cu и Ni, а также, по-видимому, V при повышении содержания P (рис. 41, *I-III*).

Процесс каолинизации (как и апатитизации) сопровождается уменьшением содержаний в рудах V и Cr и увеличением содержания Mn. Можно предполагать, что каолинизация сопровождается и увеличением содержания P (рис. 41, *IV*). При одновременном проявлении процессов апатитизации и каолинизации в рудах также повышается содержание Mn (рис. 41, *V*). В каолинизированных рудах, содержащих значительные количества гидрослюды, существенно понижены содержания Cr и повышены (статистически не значимо) — P (рис. 41, *VI*). В рудах, в которых происходили процессы апатитизации, каолинизации и образования гидрослюдов, существенно повышены содержания Mn и не значимо — P (рис. 41, *VII*).

Таким образом, все три рассматриваемых частных процесса

Т а б л и ц а 20. Средние содержания малых элементов в рудах, залегающих на разных глубинах ( $sx_{3}^{5f}$ )

Состав руд	Глубина (м)	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Ga	P
	Количество проб									
Руда железнослюдко-мартитовая и мартит-железослюдковая	1000-1500	88*	3,0	3,5*	160	9,2*	6,0*	46*	1,1	<500
	35									
	1500-2000	32*	2,6	<3,0*	170	3,9*	2,1*	31*	<1,0	<500
	16									
Руда мартитовая	1000-1500	94	3,1	3,8	230	11,0	11,0	48	1,3	500
	16									
	1500-2000	100	3,0	4,0	280	7,8	15,0	50	1,5	500
	4									
Джеспилит железнослюдко-мартитовый	1000-1500	98*	2,9	11,0	180	12,0*	8,8	46	1,2	500
	10									
	1500-2000	37*	2,7	10,0	130	6,0*	8,3	30	<1,0	<500
	3									

\*Различия содержаний элементов в аналогичных породах на разных глубинах статистически значимы с 95 %-ной доверительной вероятностью.

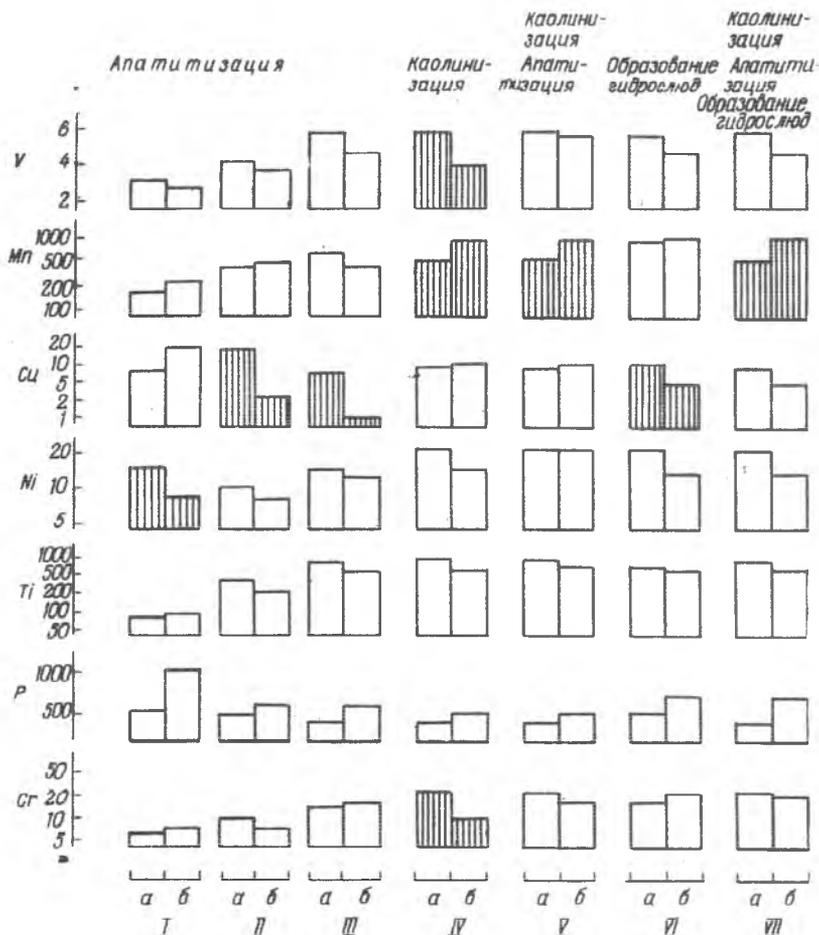


Рис. 41. Влияние процессов апатитизации, каолинизации и образования гидрослюдов на содержания малых элементов в богатых окисленных рудах ( $10^{-4}$  %); руды: I - мартитовые с дисперсным гематитом (горизонт  $sx_{3}^{5f}$ ), II - дисперсно-гематит-мартитовые и мартит-дисперсногематитовые ( $sx_{3}^{4f}$ ), III - дисперсногематитовые каолинизированные ( $sx_{3}^{5S}$ ); IV-VII - дисперсногематитовые ( $sx_{3}^{4f}$ ); а - не измененные, б - измененные. Вертикальной штриховкой отмечены статистически достоверные различия средних содержаний элементов в рудах

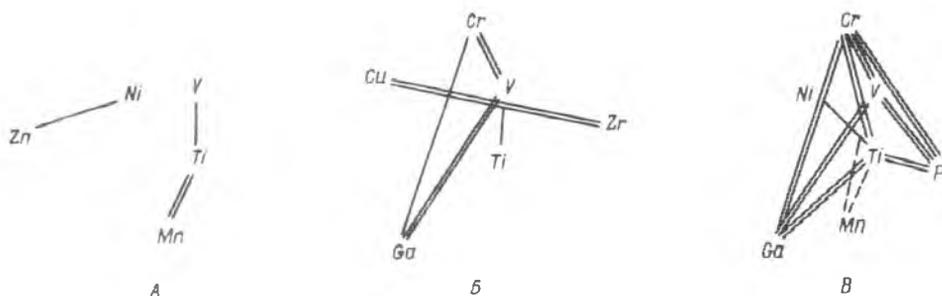


Рис. 42. Корреляционные связи малых элементов в богатых окисленных рудах, измененных процессами апатитизации, каолинизации и образования гидрослюду; руды: А – апатитизированные; Б – каолинизированные и апатитизированные; Б' – каолинизированные, апатитизированные, содержащие гидрослюду; обозначения линий см. на рис. 41

тремя процессами, наряду с сильными корреляционными связями, объединяющими Ti, V, Cr, Ga, отмечается отрицательная корреляция Mn с Ti и V, вообще не свойственная ни окисленным богатым рудам, ни исходным железистым кварцитам (для них характерна положительная корреляция Mn с Ti и некоторыми другими элементами, а отрицательная корреляция Mn с Ge). Фактом отрицательной корреляции Mn с Ti и V подчеркивается противоположность тенденций распределения Mn (понижение содержаний) и ряда других элементов (повышение содержаний) по мере развития процессов апатитизации, каолинизации и образования гидрослюды в рудах. Вместе с тем заметим, что в рудах, испытавших влияние этих процессов, отмечается сильная положительная корреляция P с Ti, V и Cr, но не устанавливается положительная корреляция P с Mn, которую следовало бы ожидать. Положительная корреляция P с другими элементами, скорее всего, унаследована от неизменных эпигенетическими процессами железистых кварцитов, а предполагаемое, статистически недостоверное повышение содержаний P в апатитизированных рудах было столь слабым, что не отразилось на характере его корреляционных связей с другими элементами, в частности с Mn.

На основании изложенных результатов можно сделать такой вывод. В распределении малых элементов в окисленных железных рудах унаследованы закономерности геохимической дифференциации элементов в процессе железисто-кремнистого седиментогенеза. Наряду с этим уменьшаются содержания большинства малых элементов при одновременном увеличении содержаний Mn и, возможно, P в богатых окисленных рудах с глубиной как в связи с развитием процессов апатитизации, каолинизации и образования гидрослюды, так и вне видимой связи с ними. Можно предположить, что при формировании вертикальной эпигенетической зональности происходил прогрессирующий с глубиной вынос ряда малых элементов и привнос Mn. Выяснение сущности такого распределения малых элементов в связи с вертикальной зональностью богатых окисленных руд требует дальнейших исследований.

Развитие процессов апатитизации и каолинизации в богатых рудах, вероятно, не привело к существенному увеличению содержаний P. Поэтому следует в первую очередь признать не вполне верным использование в данных условиях термина "апатитизация". Очевидно, значительная часть апатита (представленная поздними его генерациями), который содержится в измененных рассматриваемыми процессами рудах, явилась результатом местного перераспределения P с образованием локальных концентраций, существенно не повлиявших на средние содержания P в рудах (хотя некоторый незначительный его привнос, возможно, имел место). Представляется справедливым высказанное ранее [193] предположение, что повышенные концентрации P, встречающиеся в богатых окисленных рудах глубоких горизонтов Кривбасса, имеют не глубинный, а местный источник.

### Вариации стабильных изотопов серы, углерода и кислорода в железистых кварцитах и богатых железных рудах

На современном уровне изученности глубинных зон окисления остаются неясными или спорными принципиальные стороны генезиса этих уникальных геологических тел, которые многими учеными принимаются как эндогенные образования. В решении вопроса

об эндогенном или гипергенном происхождении глубинных зон окисления большую роль может сыграть выявление возможных признаков обмена стабильных изотопов кислорода, углерода и серы между парами сопряженных по химическому составу первичных и новообразованных минералов в железистых кварцитах и богатых рудах.

В основу такого сравнения положены следующие взаимоотношения: замещение магнетита мартитом, сидероплезита — дисперсным гематитом, силикатов (хлорита, биотита, куммингтонита) — агрегатами дисперсного гематита, каолинита и гидрослюд; выщелачивание микрогранобластового кварца и обратное ему заполнение пор цементационным пойкилитовым кварцем, а также цементационным ширитом и карбонатами.

Пробы для изотопных исследований отбирались по всему простиранию Саксаганского района (от месторождения им. Карла Либкнехта на юге до месторождения им. Розы Люксембург на севере в пределах четвертого, пятого, шестого железистых и шестого сланцевого горизонтов) и таким образом, чтобы охарактеризовать главные породообразующие минералы неокисленных железистых кварцитов и сопряженные с ними обменом вещества новообразованные минеральные виды, либо продукты изменения метаморфических минералов в окисленных железистых кварцитах и богатых рудах в пределах одних и тех же стратиграфических горизонтов. Среди неокисленных пород особо выделена группа проб железистых кварцитов, частично преобразованных в зонах щелочного метасоматоза и карбонатизации, развитых в северной части Саксаганского района.

В результате исследований были определены соотношения стабильных изотопов кислорода магнетита из неокисленных железистых кварцитов в зоне щелочного метасоматоза и вне этой зоны; мартита из окисленных пород и богатых железистых руд; микрогранобластового кварца из окисленных, неокисленных железистых кварцитов и богатых руд; пойкилитового кварца, цементирующего богатую руду; железной слюдки из окисленных пород и богатых руд; кислорода и углерода в сидероплезите из железистых кварцитов, в доломите из карбонатизированного железистого кварца, в доломите и анкерите, цементирующих богатую руду; серы пирита из неокисленных железистых кварцитов, затронутых и не затронутых щелочным метасоматозом; пирита, выполняющего поры в богатой мартитовой руде (табл. 21).

Магнетит — главный рудный минерал неокисленных железистых кварцитов — имеет различный изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$ , зависящий от их минерального состава [236]. Так, в бедных карбонат-силикатных кварцитах шестого сланцевого горизонта, в незначительной степени затронутых окислением, его изотопный состав изменяется от 7,2 до 8,7 ‰. В аналогичных по минеральному составу железистых кварцитах из зоны слабого воздействия щелочного метасоматоза содержание тяжелого изотопа несколько снижается ( $\delta^{18}\text{O} = 6,5-6,8$  ‰). Для существенно магнетитовых кварцитов пятого и шестого железистых горизонтов оно довольно низкое ( $\delta^{18}\text{O} + 2,9-3,5$  ‰), что вполне соответствует данным, полученным ранее [236] для бескарбонатных разновидностей железистых пород. Слабое воздействие щелочного метасоматоза, зафиксированное в этих образцах, по-видимому, не оказало заметного воздействия на изотопный состав кислорода.

Мартит, заместивший магнетит в окисленных железистых кварцитах и джеспилитах, характеризуется отдельными значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , изменяющимися от  $-0,1$  до  $-0,6$  ‰. В богатых рудах он более обогащен легким изотопом ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-1,3$  до  $-3,3$  ‰).

Железная слюдка в железистых кварцитах обособляется в виде гематит-кварцевых слойков, где ее тонкопластинчатые выделения образуют тесные субграфические сростания с кварцем. В богатых рудах мелкие чешуйки железной слюдки слагают тонкие самостоятельные слойки. В железной слюдке из неокисленных пород и окисленных железистых кварцитов отмечены близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ : 1,9–5,5, в среднем 3,6 ‰. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  железной слюдки из богатой руды изменяются в тех же пределах, со слабой тенденцией к облегчению изотопного состава. Отрицательное значение  $\delta^{18}\text{O}$  возможно, объясняется примесью мартита.

Отношения изотопов углерода и кислорода в карбонатах определены в сидероплезите магнетит-карбонат-силикатных кварцитов четвертого и шестого железистых горизонтов, в карбонат-силикатных кварцитах с вкрапленным магнетитом шестого сланцевого горизонта. Сидероплезит либо образует в породах самостоятельные слойки с микрогранобластовой структурой, либо в виде порфиробластовых зерен рассеян в кварцевых и силикатных слоях. Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  в сидероплезитах из различных горизонтов саксаганской

Т а б л и ц а 21. Характеристика изотопного состава серы, углерода и кислорода в минералах железистых кварцитов и богатых руд

Месторождение	Горизонт	Скважина, интервал, м	Порода и руда	Изотопный состав						
				Пи $\delta^{34}\text{S}$	Ка		Кв $\delta^{18}\text{O}$	Мг $\delta^{18}\text{O}$	Гм $\delta^{18}\text{O}$	Ма $\delta^{18}\text{O}$
					$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$				
Рудник им. Карла Либкнехта	sx <sup>5f</sup>	Скв. 18163,	Сидерит-хлорит-куммингтонитовый кварцит с магнетитом, магнетитовый кварцит с хлоритоидом и графитом Сидероплезит-биотит-куммингтонитовый кварцит с графитом и магнетитом	—	-8,6	—	—	+7,6	—	—
	sx <sup>5f</sup>	930,5–932,6;		-4,2	-11,5	—	—	+8,7	—	—
	sx <sup>5f</sup>	939,6–943,7;		—	-12,6	—	—	+7,2	—	—
	sx <sup>5f</sup>	943,7–947,7		—	—	—	—	—	—	—
Им. XX Партсъезда Рудник им. XX Партсъезда	sx <sup>5f</sup>	Скв. 20265,	Сидерит-биотит-куммингтонитовый кварцит с магнетитом Сидерит-биотит-куммингтонитовый кварцит с магнетитом Железослюдково-магнетитовый кварцит с доломитом	—	-9,1	—	—	+6,5	—	—
	sx <sup>5f</sup>	1500–1502,1		—	—	—	—	+6,8	—	—
	sx <sup>5f</sup>	1518–1524,0;		-5,6	-6,3	—	—	+6,3	—	—
Рудник им. Карла Либкнехта		Скв. 18183,	Хлорит-дисперсногематит-магнетит-мартитовый кварцит катаклазированный Магнетит-сидероплезит-хлоритовый кварцит Магнетит-сидероплезит-биотит-хлоритовый кварцит	-9,6	—	—	—	—	-6,9	—
	sx <sup>4f</sup>	771,3–774,3;		-2,8	-8,5	+28,6	—	—	—	—
	sx <sup>6f</sup>	1048,5–1061,0; 806,5–807,2		-6,2	-11,9	+20,1	—	—	—	—
Им. XX Партсъезда	sx <sup>5f</sup>	Скв. 20265,	Магнетитовый кварцит с биотитом, рибекитом, доломитом Магнетитовый джеспилит с железной слюдкой и мушкетовитом	-11,2	—	—	—	+2,9	—	—
	sx <sup>5f</sup>	1464,0–1471,0; 1559,4–1568,0		—	—	—	+14,5	+3,5	—	—
Им. Коминтерна Им. Карла Либкнехта	sx <sup>5f</sup>	Скв. 20262,	Железослюдково-мартитовый джеспилит Мартитовый джеспилит Железослюдково-мартитовый джеспилит Мартитовый кварцит	—	—	—	—	—	+3,6	—
	sx <sup>5f</sup>	2124,8–2125,7 Скв. 15450,		—	—	—	—	—	—	-0,6
	sx <sup>5f</sup>	1873,4–1881,0 Скв. 17436,		—	—	—	+15,2	—	—	—
	sx <sup>6f</sup>	1228,8–1238,6; 1143,7–1152,2		—	—	—	—	—	—	-0,1
Им. Розы Люксембург Им. Коминтерна	sx <sup>5f</sup>	Скв. 17731, 1773,9–1784,8	Железослюдково-мартитовая руда Мартитовая руда с железной слюдкой	—	—	—	+16,3	—	—	—
	sx <sup>5f</sup>	Скв. 17446, 1581,4–1594,7		—	—	—	+14,7	—	—	+0,6
	sx <sup>5f</sup>	Скв. 17731, 1784,8–1788,0		-23,4	—	—	+17,3	—	—	—
Им. XX Партсъезда, шахта "Юбилейная", горизонт 860 м Им. XX Парт-	sx <sup>5f</sup>	Скв. 19704, 1507,2–1508,7	Пойкилит-кварцево-мартитовая руда Железослюдково-мартитовая руда	—	—	—	—	—	+1,9	—
				—	—	—	—	—	-1,3	—
	То же	То же		—	—	—	—	—	1,6	—

съемка Им. Фрунзе	sx 5f	Скв. 14104, 1822,3—1823,3	Мартитовая руда с анкеритом, серпентином	-7,7	+16,3	-	-
		Скв. 20260, 2730,4—2682,0;	Железнослюдково-мартитовая руда, марти- товая руда	-	-	-	-3,3
Им. Комин- терна	sx 5f	2711,3—2796,3 Скв. 2747,	Дисперсногематитовая руда с марти- том	-	-	-	-1,3
		2747,8—2751,0	Мартитовая руда с доломитом	-5,5	-	-	-2,4
	sx 5f	2754,0—2756,0	Марти-хлорит-дисперсногематитовая руда с доломитом	-15,3	-	-	-1,6
		2778,0—2782,0	Дисперсногематит-хлоритовые сланцы с мар- титом и магнетитом	-19,1	-	-	+0,4 -9,6

свиты составляют  $-8,5$  до  $-12,6$  ‰. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в сидероплезитах из четвертого и шестого железистых горизонтов равны соответственно 21,1 и 28,6 ‰, что значительно выше приводимых в литературе данных по изотопному составу кислорода сидероплезита из железистых кварцитов саксаганской свиты [236] — от 12,3 до 13,1 ‰.

Доломит, образованный в результате наложенных процессов карбонатизации в зонах щелочного метасоматоза, характеризуется величиной  $\delta^{13}\text{C}$ , равной  $-6,3$  ‰.

Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  дисперсного гематита, который замещает карбонаты и отчасти силикаты в окисленных железистых кварцитах шестого железистого горизонта и сланцах четвертого железистого горизонта, находятся в пределах от  $-6,9$  до  $-9,6$  ‰. В богатых железных рудах шестого сланцевого и лежащего бока пятого железистого горизонта значения  $\delta^{18}\text{O}$  дисперсного гематита ближе к соотношению изотопов кислорода в мартите и составляют  $-1,6$  ‰.

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в цементационном анкерите и доломите из мартитовой руды пятого железистого горизонта (пробы 1, 516) равны соответственно  $-7,7$  и  $-5,5$  ‰. Величина  $\delta^{18}\text{O}$ , определенная в анкерите, составляет 16,3 ‰. Содержание легкого изотопа углерода в цементирующем доломите заметно повышается ( $\delta^{13}\text{C} = -15,3$  ‰) в мартит-хлорит-дисперсногематитовой руде у контакта со сланцевым горизонтом. Еще более низкое его значение, равное  $-19,1$  ‰, определено в эпигенетическом доломите, образующем прожилки в окисленных сланцах четвертого железистого горизонта.

Пирит из магнетит-карбонат-силикатных кварцитов шестого железистого горизонта образует послонную вкрапленность удлинённых зерен в силикатных или силикатно-кварцевых слоях. В магнетит-карбонат-силикатном кварците из четвертого железистого горизонта пирит выполняет тонкие секущие прожилки. Полулучные значения  $\delta^{34}\text{S}$  пиритов, равные соответственно  $-6,2$  и  $-2,8$  ‰, укладываются в диапазон вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  послонно-вкрапленных сульфидов и сульфидов мало-мощных секущих жилков в породах саксаганской свиты [30].

В пробах пиритов из пятого и шестого железистых горизонтов, отобранных из железистых кварцитов, частично преобразованных наложенными процессами щелочного метасоматоза и карбонатизации, определены разные значения  $\delta^{34}\text{S} = -5,5$  ‰, а для пирита, образующего послонную вкрапленность идиоморфных кристаллов, эти значения достигают  $-11,9$  ‰. В пирите, образующем гнездовидные скопления в участке дробления полуокисленных железистых кварцитов шестого железистого горизонта, величина  $\delta^{34}\text{S}$  достигает  $-9,6$  ‰. Намного резче отклоняется в сторону облегчения изотопного состава серы секрционный пирит из мартитовой руды пятого железистого горизонта, где значение  $\delta^{34}\text{S} = -23,4$  ‰.

В микрогранобластовом кварце из железнослюдко-магнетитовых джеспилитов пятого железистого горизонта определено  $\delta^{18}\text{O}$ , равное 14,5 ‰. В микрогранобластовом кварце из железнослюдко-мартитовых джеспилитов и железнослюдко-мартитовых руд значения  $\delta^{18}\text{O}$  близки — от 14,5 до

+16,3 ‰. Секреционный пойкилитовый кварц цементирует богатую руду в виде крупных зерен неправильной или полигональной формы с отчетливой пойкилитовой структурой, обусловленной включениями рудных минералов. Пойкилитовый кварц из маритовой руды пятого железистого горизонта имеет такой же изотопный состав углерода, как и микрогранобластовый кварц ( $\delta^{18}\text{O} = 17,3 \text{ ‰}$ ).

Анализ изотопных данных (табл. 21) показал, что по значениям  $\delta^{13}\text{O}$  в карбонатах и  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах неокисленные железистые кварциты аналогичны описанным ранее [30]. Отрицательные значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пиритах свидетельствуют, вероятно, о биогенном происхождении серы, а обогащение карбонатов легким изотопом углерода является скорее всего результатом участия в их образовании окисленной органики. Следы органики сохранились в сланцевых горизонтах в виде графитита, в котором средний изотопный состав углерода соответствует  $-23,5 \text{ ‰}$ . Изотопный состав кислорода в карбонатах неокисленных железистых кварцитов отличается высоким содержанием тяжелого изотопа. По-видимому, этим объясняется тот факт, что ассоциирующие с ними магнетиты также значительно обогащены изотопом  $\delta^{18}\text{O}$ .

При мартитизации происходит обогащение оксидов железа легким изотопом  $^{16}\text{O}$ . Это возможно только в том случае, если окисляющиеся минералы будут постоянно контактировать с водами, обогащенными легким изотопом. Такими водами могли быть только метеорные, поскольку лишь для них характерны отрицательные величины  $\delta^{18}\text{O}$  [340]. Об окислительном характере вод свидетельствуют также отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$  дисперсного гематита, образующегося в глубинных зонах окисления. Этим же объясняется и изменение изотопного состава серы: в маритовых рудах секреционный пирит имеет значения  $\delta^{34}\text{S}$  до  $-23,4 \text{ ‰}$ .

В формировании цементирующих карбонатов участвовал диоксид углерода, образующийся при окислении карбонатсодержащих железистых кварцитов. Об этом свидетельствует изотопный состав цементационных доломита и анкерита. По значениям  $\delta^{13}\text{C}$  они подобны сидероплезитам, т.е. обогащены легким изотопом углерода.

Таким образом, исследование изотопного состава минералов, содержащих кислород, углерод и серу, показало, что при развитии процессов окисления железистых кварцитов и богатых железных руд самую важную роль играли инфильтрационные воды, обогащенные легким изотопом кислорода, т.е. метеорные. Не исключено, что на путях миграции этих вод происходило повышение температуры, обеспечивающее их нагрев. Постепенное снижение температуры могло быть важным фактором, влияющим на изотопный обмен кислорода.

### Термометрия флюидных включений в минералах окисленных богатых железных руд

Немалую помощь в решении вопроса о температурных параметрах рудообразования и последующего преобразования богатых руд в глубинных зонах окисления могут оказать термобарогеохимические исследования цементационного кварца и других минералов того же типа, входящих в состав богатых железных руд. Ранее такие исследования были выполнены Ю.Н.Пашковым и В.М.Кравченко [252]. В результате была определена температура гомогенизации газовой-жидкой включений в таком же кварце из окварцованных окисленных руд рудника им. В.И.Ленина. Ряд определений температур гомогенизации включений в пойкилитовом кварце был выполнен С.Н.Зимой и О.М.Решетниковой [142]. По данным этих исследователей, температуры гомогенизации включений в пойкилитовом кварце изменялись в интервале  $95-135 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Объектами термобарометрических исследований в нашем случае служили образцы окварцованных гематитовых и кварц-гематитовых руд, отобранные на различных глубинах месторождений им. Розы Люксембург, им. XX Партсъезда, им. Коминтерна (табл. 22). Изучены включения в таких морфологических типах кварца:

микрогранобластовом, 10-15 % его сохранилось в кварц-железнослюдко-маритовых рудах в виде реликтовых кварцевых либо кварц-железнослюдковых слоев, а также в небольшой примеси, рассеянной среди зерен маргита;

регенерационных каемках на зернах микрогранобластового кварца; в "чистом" виде отмеченных в кварц-железнослюдко-маритовых рудах;

Т а б л и ц а 22. Характеристика богатых железных руд, в которых исследовались газовой-жидкие включения

Номер пробы	Месторождение	Горизонт	Номер скважины, интервал, м	Руда	Соотношение типов кварца в образце, %		
					КвМ	КвП	КвР
24	Им. Розы Люксембург	sx 6f	15240; 1367,5–1370,5	КвМ–ЖС–Ма с КвП	10	5	5
27	То же	sx 6f	15240; 1369,3–1380,8	КвП–Ма	2	18	3
30	"	sx 5f	15240; 1387,9–1391,0	ДГ–Ма с КвП	6	15	6
31	"	sx 5f	17038; 1391,0–1393,3	КвП–ЖС–Ма	3	15	3
79	"	sx 5f	17731; 1764,6–1767,0	КвП–Ма	3	20	6
182	"	sx 5f	17735; 1784,7–1788,0	КвП–Ма	3	27	5
208	"	sx 5f	17735; 1946,7–1949,1	КвМ–ЖС–Ма	28	5	5
210	"	sx 5f	17735; 1958,2–1961,1	КвП–Ма	5	8	5
211	"	sx 5f	17735; 1961,1–1963,9	КвП–ЖС–Ма	2	15	6
1	Им. XX Партсъезда	sx 5f	Шахта Юбилейная, гор. 780 м	КвП–ЖС–Ма	–	20	–
140	Им. Коминтерна	sx 5f		КвП–ЖС–Ма	8	17	6

Условные обозначения минералов: ЖС – железная слюдка, Ма – мартит, КвМ – кварц микрогранобластовый, КвП – кварц пойкилитовый, КвР – кварц регенерированный, ДГ – дисперсный гематит.

пойкилитовом, который в виде крупных, часто полигональных зерен цементирует пористые полурыхлые руды в глубинных зонах окисления.

Особо выделен кварц, образующий секущие прожилки в кварц-железнослюдко-мартитовой руде у контакта плотных окисленных руд и джеспилитов, представляющий собой смесь вышеупомянутых разновидностей.

Все названные типы (генерации) кварца связаны между собой постепенными переходами и в "чистом" виде встречаются сравнительно редко. Это объясняется тем, что каждая более поздняя генерация кварца, как правило, заключает в себе ядра более ранних генераций, сохраняя их оптическую ориентировку. Взаимоотношения между генерациями кварца наиболее четко выявляются при термобарометрических исследованиях, так как каждой из них соответствует свой тип газовой-жидких включений.

Для микрогранобластового кварца характерны высокотемпературные первичные газовой-жидкие включения с температурой гомогенизации 520–385 °С (образцы 208, 210). Гомогенизация этих включений происходит в основном в жидкую фазу, реже в газовую; иногда включения, не достигнув гомогенизации, взрываются. Соотношение газовой и жидкой фаз достигает 80–20 %. Для таких включений характерна изометричная, бипирамидальная и правильно-удлиненная форма, одиночное расположение в центре зерна, реже – обособленные группы по два-три включения (рис. 43). Размер вакуолей бывает 0,003–0,007 мм. Этот тип включений вполне соответствует описанным ранее [313] первичным газовой-жидким включениям из микрогранобластового кварца железистых кварцитов Саксаганского района Кривбасса.

Кроме того, в микрогранобластовом кварце богатых железных руд (образец 208) встречены первичные низкотемпературные включения, подобные отмеченным [313] в микрогранобластовом кварце железистых кварцитов. Обычно это существенно жидкие включения, реже – газовой-жидкие с газовой фазой 5–10 % объема полости вакуоли, с максимальной температурой гомогенизации 75 °С. Зерна микрогранобластового кварца могут быть густо пронизаны такими включениями, вследствие чего приобретают замутненный облик. Форма таких включений обычно правильная, округлая, изометричная. Размеры в пределах одного зерна колеблются в небольшом интервале 0,003–0,005 мм.

Для кварца, образующего регенерационные каемки на зернах микрогранобластового кварца, характерны газовой-жидкие включения с малой плотностью, вплоть до существенно жидких с соотношением газовой и жидкой фаз 35–55 %. Их гомогенизация идет исключительно в жидкую фазу при температурах 385–195 °С. Размеры исследованных включений не превышали 0,01 мм. Форма вакуолей правильная, изометричная, овальная. Как правило, они приурочены к периферии зерен, т.е. явно заключены в регенерационные каемки (рис. 43).

Значительно реже встречаются газовой-жидкие включения с твердыми фазами. Минерал-узелок обычно просвечивает, имеет высокое двупреломление, светло-желтый, иногда с красноватым оттенком. Форма его квадратная, прямоугольная, часто со сглаженными

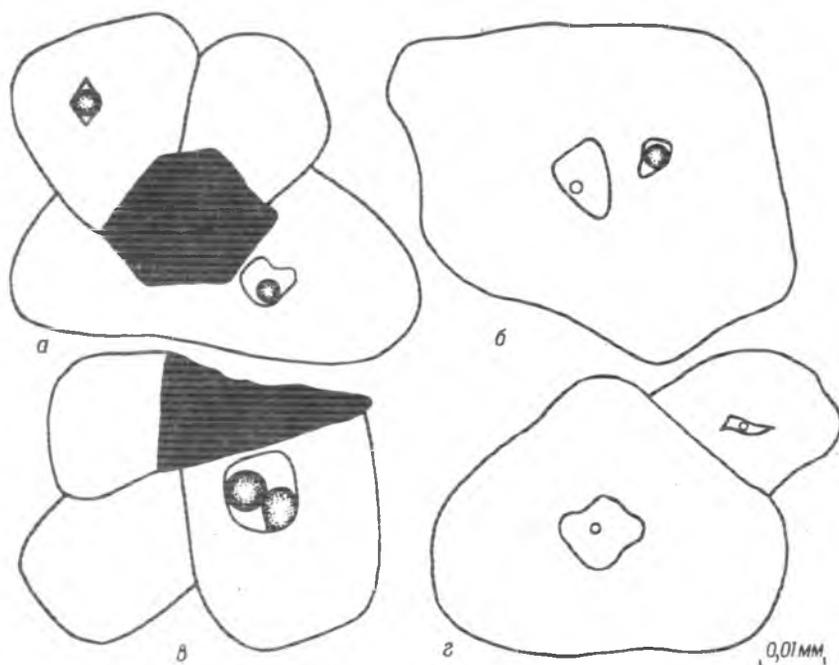


Рис. 43. Форма газожидких включений в кварце из богатых маритовых руд (белое — кварц, черное — марит); кварц пойкилитовый (а-в — с реликтами микрогранобластового): а — первичное включение (вверху), температура гомогенизации 406 °С, первично-вторичное включение (внизу), температура гомогенизации 267 °С; б — первичное включение (слева), температура гомогенизации 487 °С; в — вторичное включение (слева), температура частичной гомогенизации 387 °С; з — вторичные включения, температуры гомогенизации 134 и 150 °С

краями, округлая, неправильная. Твердая фаза занимает 20–40 %, газовая фаза 40–60 % объема полости включения. Крайне редко отмечаются сразу две твердые фазы (рис. 43).

Многообразные включения имеют изометричную, удлинённую и неправильную форму. Размер включений варьирует в небольших пределах от 0,007 до 0,01 мм. Как правило, располагаются они поодиночке на периферии зерна кварца, в контурах регенерационной каймы. При нагреве многофазные включения взрываются, не достигнув не только полной гомогенизации, но и частичной. Лишь в единичном случае удалось наблюдать температуру частичной гомогенизации (исчезновение газового пузырька), равную 384 °С, а потом включение взорвалось, не достигнув полной гомогенизации. Следовательно, твердая фаза — это не "дочерний" минерал, выпавший из маточного раствора, а минерал-"спутник".

К гипергенному пойкилитовому кварцу приурочена наиболее многочисленная группа низкотемпературных газожидких включений (образцы 21, 1, 27). В отдельных зернах пойкилитового кварца их содержание настолько велико, что они имеют "загрязненный" облик из-за обилия таких включений. Для них характерно расположение в виде полос, цепочек, группами. Размеры включений варьируют в широких пределах от 0,003 до 0,05 мм. Часто они зависят от размера зерна — чем больше зерна, тем больше включения. Пузырек газа занимает 3–35 % объема вакуоли. Форма включений самая разнообразная. Наряду с удлинённой, изометричной, которая встречается редко, преобладает неправильная угловая, вытянутая (рис. 43). Температура гомогенизации этих включений находится в интервале 195–115 °С. Гомогенизация, как правило, идет в раствор.

Обобщая результаты термодинамических исследований, можно сделать некоторые выводы. Первый из них заключается в выявлении нескольких генераций газожидких включений в кварце богатых железных руд.

Самая ранняя генерация представлена существенно жидкими включениями в микрогранобластовом кварците с температурой гомогенизации до 75 °С. Эти включения сформировались, скорее всего, на этапе осадкообразования и отражают состав и температуру растворов первичного субстрата метаморфических пород.

Первичные газожидкие включения в микрогранобластовом кварце с температура-

ми гомогенизации 520–385 °С характеризуют, вероятнее всего, этап прогрессивного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Вторичные многофазные и газово-жидкие включения с температурами гомогенизации 385–195 °С, приуроченные к регенерационным каемкам на микрогранобластовом кварце, возможно, отражают температуру и состав флюидов этапа регрессивного метаморфизма. Можно предположить, что именно с регрессивным метаморфизмом связана первая стадия растворения и выщелачивания микрогранобластового кварца, которая собственно и привела к формированию богатых метаморфогенных руд.

Последняя генерация поздневторичных существенно водных включений с температурами гомогенизации 116–195 °С образовалась в пойкилитовом кварце на этапе гипергенного преобразования метаморфогенных руд.

Как уже отмечалось, три последние генерации включений можно обнаружить в одном и том же зерне пойкилитового кварца, причем первичные высокотемпературные включения, как правило, располагаются внутри таких зерен. Вторичные многофазные и газово-жидкие включения встречаются как внутри, так и по периферии зерен. В последнем случае они располагаются исключительно у границы зерна с рудными минералами, но не у контактов двух пойкилитовых зерен. Это еще раз подтверждает их приуроченность к реликтовым ядрам более ранней генерации кварца и именно к периферийной (регенерационной) части такого ядра.

Следует отметить, что на малых глубинах (горизонт 780 м, образец 1) в пойкилитовом кварце обнаружены только низкотемпературные, поздневторичные гипергенные включения, а первичных (высокотемпературных) и вторичных (среднетемпературных) не было. По-видимому, вероятность их обнаружения возрастает на больших глубинах, где, возможно, интенсивность гипергенного выщелачивания кварца несколько снижалась.

Таким образом, термометрические исследования газово-жидких включений в кварце богатых железных руд показали, что формирование богатых железных руд саксаганского типа было сложным и довольно длительным, включающим этапы осадконакопления, прогрессивного, регрессивного метаморфизма и гипергенеза.

Основной этап рудообразования, по-видимому, связан с выносом кремнезема в условиях регрессивного метаморфизма при температурах 385–195 °С. Процессы гипергенного выщелачивания кварца при температурах 195–115 °С завершили формирование пористых окисленных руд.

### **Роль магнитных и электрохимических эффектов в образовании богатых руд**

До последнего времени в теориях и гипотезах, объясняющих механизмы геологических процессов, из широкого спектра физических полей принимались лишь два — гравитационное и тепловое, а из многообразия видов энергии — только механическая, тепловая, химическая и ядерная. Другие поля и виды энергии оставались вне поля зрения. Например, мощнейшие теллурические токи полностью игнорируются в любых геологических реконструкциях. Вековые вариации и инверсии магнитного поля принимаются во внимание лишь при определении движения магнитных полюсов, хотя совершенно очевидно, что они не могли не влиять на образование ферро-, ферри- и парамагнитных минералов, а следовательно, структур и текстур, в которых эти минералы участвуют. Наличие естественно заряженных геологических тел учитывается лишь применительно к гипергенным процессам в сульфидных рудах.

Столь же обойдены вниманием пьезо- и особенно пирозлектрики, в которых изменение температуры или давления вызывает электрическую поляризацию. Свойства кварца как пьезоэлектрика общеизвестны, а способность крупных тел песчаников и кварцитов вести себя как гигантский монокристалл зарегистрирована в качестве открытия. Но малоизвестен факт, что, например, в турмалине при изменении температуры на 1 °С возникает поле напряженностью до 400 В/см [369].

Изучение влияния физических полей, роли различных видов энергии в породе- и рудообразовании представляет обширную область деятельности для специалистов в различных геологических дисциплинах. Здесь рассматриваются лишь результаты моделирования воздействия магнитных и электрических полей на некоторые процессы образования богатых железных руд.

Эксперименты, проведенные Л.Г.Прохогиным и В.Г.Борисенко в НИГРИ (г.Кривой Рог) в 1974—1987 гг., позволили дать новое объяснение механизма формирования линейных и глубинных зон окисления и образования богатых окисленных руд, а также в какой-то мере устранить существующие противоречия.

В основу экспериментов положен гальванический эффект, что и вызвало отказ от модели окисления магнетитовых руд по реакциям классической химии, и он стал рассматриваться как существенно электрохимический процесс.

Суть гальванического эффекта состоит в том, что два любых рудных слойка в магнетитовых слоистых рудах ведут себя как гальваническая пара, т.е. имеют разность потенциалов 3—130 мВ. Разность потенциалов отмечается и на разных концах одного слоя. При погружении образца в раствор электролита она увеличивается и на образцах размерами около 10 x 10 см может достигать 0,3—0,5 В. Состав электролита существенного значения не имеет, но, естественно, эффект проявляется больше в сильных электролитах, например в растворе хлористого натрия. Иными словами, слоистые магнетитовые руды в электролите ведут себя как гальванические элементы или батареи, а реакции, протекающие в них, имеют электрохимическую природу.

Получены также данные, указывающие на наличие разности потенциалов на концах отдельных вытянутых полиэдрических агрегатов магнетита. Расположение таких агрегатов не случайно и подчиняется определенным закономерностям, что видно не только из петрографических данных, но и по измерениям кажущихся сопротивлений слойков магнетита на цилиндрических образцах, вырезанных перпендикулярно к слоистости.

Измерения осуществлялись через 5—15°. Оказалось, что в подавляющем большинстве случаев (примерно в 90 %) наблюдается четкая ориентировка проводимости: в узких зонах кажущееся сопротивление минимально (5—20 Ом), а за их пределами — на два-три порядка выше. Проверка, проведенная в Институте геофизики АН УССР на дисках, вырезанных из цилиндров, показала, что с этими направлениями совпадает вектор остаточного намагничивания.

Объяснение этих фактов следует, очевидно, искать в условиях образования магнетитовых кварцитов — можно предположить, что таким образом зафиксированы магнитное и электрическое поля, существовавшие в момент формирования пород. Векторы проводимости и остаточного намагничивания не совпадают в соседних слойках, различаясь иногда на 30° и более. В слойках, имеющих четкую электрическую анизотропию, агрегаты магнетита образуют длинные (иногда до нескольких сантиметров) послойные или ориентированные под острым углом к слоистости цепочки, часто соприкасающиеся между собой. В послойных шлифах видно, что во многих случаях такие цепочки разделены агрегатами шестообразного кварца.

Эксперименты по моделированию электрохимических процессов формирования зон окисления и богатых железных руд выполнялись в двух модификациях: за счет собственной энергии породы и с внешним источником тока. Вторая модификация служила для формирования естественных процессов и оценки возможностей их использования в технологических целях. Поэтому здесь ее результаты рассматриваются ограниченно.

Эксперименты первой модификации проводились для оценки токов, возникающих в магнетитовых породах, и результатов их воздействия на породу. Условия экспериментов: температура 18—27 °С, атмосферное давление, непрерывная или периодическая запись разности потенциалов. В зависимости от конкретных задач измерялись потеря массы образцов, изменения химического и минерального состава, а также химического состава электролитов, деформация.

**Разность потенциалов** фиксировалась во всех исследуемых образцах между двумя любыми слойками. Общая закономерность — разность потенциалов тем выше, чем больше разность объемов магнетита в испытываемых слойках. Слоек с большей общей массой магнетита (более мощный при равной длине, более длинный при равной мощности) всегда является положительным электродом по отношению к слойку с меньшей массой магнетита. Аналогичным образом несколько параллельно соединенных слойков всегда оказываются положительным электродом по отношению к одному слойку. В образцах размером 10 x 10 или 10 x 15 см разность потенциалов составляла от 2 до 500—600 мВ, в более крупных — 25 x 30 x 30 см — были достигнуты значения 0,8—0,9, хотя в дальнейшем она быстро падала до 0,3—0,15 В.

Падение разности потенциалов наблюдалось во всех случаях. При длительных экспериментах ее значения в течение 2–7 сут иногда за 4–5 ч падали до нуля, а затем вновь увеличивались до прежних, но со сменой полярности. Потом цикл повторялся многократно, однако постепенно уровень максимума разности потенциалов понижался до значений, в пять – десять раз меньше первоначальных. Полностью разность потенциалов не исчезала ни в одном случае, так как раньше наступало разрушение образца. Падение значений разности потенциалов и изменение полярности явно связано с поляризацией электродов "гальванического элемента", так как при кратковременном подключении внешнего источника тока с обратной полярностью картина мгновенно восстанавливается. При длительном подключении внешнего источника постоянного тока образцы ведут себя как аккумуляторы: заряжаются и довольно долго сохраняют накопленную энергию, хотя при замыкании наружной цепи быстро разряжаются – лампочка 2,5 В горит не более 2–5 мин.

Электролиты в экспериментах были испытаны во многих вариантах: NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, FeCl<sub>2</sub>, FeSO<sub>4</sub> и др. Гальванический эффект наблюдался во всех случаях. Однако предпочтение было отдано раствору хлористого натрия. Во-первых, потому что, используя его, были получены наилучшие результаты (определена и оптимальная концентрация – 4,7 г/л), а во-вторых, потому что в природных условиях преобладают именно хлоридно-натриевые растворы. Применялись в экспериментах и натуральные криворожские шахтные высокоминерализованные воды; они близки к раствору чистого NaCl.

В ходе экспериментов отбирались пробы электролитов, которые затем подвергались химическому анализу. Во всех случаях на второй-третий день эксперимента наблюдался рост содержаний ионов Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, продолжавшийся практически все время эксперимента (табл. 23).

Физическое состояние образцов контролировалось визуально и с помощью приборов непрерывно или периодически. Чтобы исключить влияние эпигенетических процессов, для экспериментов отбирались только свежие образцы, из которых вырезались правильные геометрические фигуры – призмы, кубы, цилиндры (использовался также керн скважин). Поверхности шлифовались и промывались.

Почти во всех случаях после помещения образцов в электролит в течение 1–3 сут карбонатные слои становились бурыми, магнетит и кварц осыпались; все это свидетельствует о разупрочнении рудных слоев. Контрольные образцы, помещенные в пресную или дистиллированную воду, сохранялись свежими и не осыпались. Одновременно увеличивался объем рудных слоев: в течение 70–140 сут он достигал 4–8 % первоначального, после чего происходило полное разрушение образца. Во многих случаях разрушение образцов, особенно малоразмерных призм (1 x 1 x 5 см), наступало значительно раньше – через 10–30 сут. При этом рудные слои теряли прочность, разрывались, затем рассыпались, а кварцевые полностью сохраняли свои свойства и лишь иногда изгибались или ломались, видимо, за счет остаточных напряжений. Характерно, что разрушению образцов предшествовал этап, когда они сохраняли свой облик и структуру, но почти полностью теряли прочность и разрушались при прикосновении – полная аналогия с известными в Криворожье магнетитовыми "сыпучками". Образцы окисленных кварцитов, подвергнутые таким же экспериментам, оставались совершенно индифферентными – никаких изменений в их физическом состоянии не происходило.

**Минеральный состав** образцов в ходе экспериментов изменялся довольно значительно. Прежде всего происходило растворение карбонатов внутри рудных слоев и в контакте с ними. Растворение сопровождалось образованием коллоидных гидроксидов железа, дающих бурые потеки на рудных слоях – "анодах", особенно интенсивным, когда такие слои контактировали с карбонатными.

Еще более четкая картина наблюдалась при внешнем источнике тока. В этом случае со слоя, служащего анодом, стекала зеленая гидрозакись железа, уже в растворе или на дне сосуда окислявшаяся в бурый гидроксид.

Т а б л и ц а 23. Изменение содержаний некоторых компонентов электролита в экспериментах, мг/л

Компонент	Исходный раствор 5 %-ый NaCl	Раствор после 10-суточного пребывания в нем магнетитового кварцита	
		ЦГОК	СевГОК
Mg <sup>2+</sup>	37,0	920,0	875,0
Ca <sup>2+</sup>	4,2	20,7	15,8
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	58,0	251,0	98,0
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	21,0	418,0	251,0
pH	7,9	8,0	8,0

П р и м е ч а н и е: масса образцов магнетитовых кварцитов составляла 0,8 кг, объем электролита 5 л.

В ходе экспериментов за 20–70 сут карбонаты растворялись практически полностью.

Кварц в рудных слоях и на контакте с ними подвергается поверхностному растворению: зерна в осыпи и в кварцевых слойках, контактирующих с рудными, корродированы и не имеют острых кромок. Растворение кварца фиксируется также появлением потоков белого коллоидного кремнезема на слойках — “катодах”, резко усиливающихся при приложении тока от внешнего источника. При смене полярности (естественным путем вследствие поляризации или искусственно — переключением контактов внешнего источника тока) изменяется и состав стекающего со слойков-электродов геля.

Среди вторичных минералов, образующихся в ходе экспериментов, помимо коллоидных гетита и опала, а также арагонита (он, как правило, ассоциирует с коллоидным кремнеземом и кристаллизуется при высыхании образцов) и появлявшегося иногда сидерита, особый интерес вызывают сепиолит — палыгорскит. Он всегда появлялся на отдельных участках образцов карбонат-магнетитовых кварцитов вначале в виде отдельных волокон, а затем по мере бурного роста и ветвления их — в виде ватоподобных сгустков. В порциях электролита, отобранных с таких участков (0,1–0,5 мл) и помещенных под микроскоп, визуально наблюдались рост и ветвление волокон. Свежие волокна и сгустки оптически изотропны и начинают поляризоваться по мере старения образующего их геля на пятые — седьмые сутки, что исключает их биогенную природу (в этом случае поляризация света наблюдалась бы сразу).

В одном случае, на призме, вырезанной из магнетитовых кварцитов Ингулецкого месторождения, выше поверхности электролита появился зеленый землистый селадонит, однако повторить этот опыт не удалось.

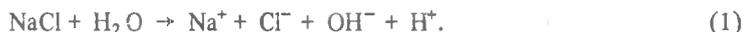
**Химизм** растворов электролитов в экспериментах, как указывалось, испытывает определенные изменения, связанные с растворением части материала образцов. Однако pH и Eh массы электролита существенно не меняются, чего нельзя сказать об участках, непосредственно контактирующих с “электродами” образцов. Общим правилом здесь и является резкое повышение pH у катода (8–12) и понижение у анода (5–3), что фиксируется даже индикаторной бумагой, однако в экспериментах у поверхности электролита среда — кислая за счет образующейся соляной кислоты (на катоде выделяются небольшие количества водорода, а на аноде — хлора, реагирующих в атмосфере над поверхностью электролита).

**Мартитизация** в обычных экспериментах, как без внешнего источника тока, так и с ним, не была установлена. Однако теоретически (это показано ниже) она неизбежна, так как все электрохимические процессы в рассматриваемом комплексе явно связаны с кристаллохимическими особенностями магнетита. Для проверки этих положений (вынос  $Fe^{2+}$  вследствие его миграции в кристаллах) был поставлен специальный эксперимент: из свежего рудного слоя без признаков мартитизации и полностью лишённого гематита (что было проверено тщательным микроскопическим обследованием) была вырезана призма размерами 1x1x5 см. К торцам ее через войлочные прокладки, пропитанные раствором NaCl, был подан ток напряжением 30 В с изменением полярности через 1 мин. Через 25 сут отполированные поверхности торцов были вновь обследованы под микроскопом. Установлено появление единичных тонких пластинок гематита в нескольких зернах магнетита на обоих торцах.

Таким образом, эксперименты свидетельствуют, что электрохимические процессы играли значительную роль в формировании зон окисления и залежей богатых окисленных руд. Все вещественные результаты, полученные в экспериментах, имеют аналоги в природе. Физические и химические параметры, измеренные в экспериментах, также подтверждены в натуральных условиях Кривбасса на рудниках им. В.И.Ленина и им. С.М.Жирова. Например, в горных выработках шахты им. Орджоникидзе солоноватые воды, сочащиеся из рудных слоев магнетитовых кварцитов, имели pH = 10, а на контакте окисленных и неокисленных кварцитов pH = 3,75 (он разъедал рельсы и металлическое крепление выработки). Здесь же в “кислой” зоне местами наблюдалось интенсивное выделение гелей гидроксидов железа, накопление которых достигало 0,5–1 см/сут. Магнетитовые “сыпучки” и палыгорскит обычны для участков, прилегающих к окисленным кварцитам, на Анновском карьере, ЮГОКе, руднике им. Дзержинского. Наличие разности потенциалов между рудными слойками, достигающей 0,5 В, установлено в магнетитовых кварцитах на руднике им. В.И.Ленина.

Механизм процессов, протекающих в ходе формирования зон окисления, можно представить следующим образом (на примере NaCl, хотя в них участвуют и другие компоненты).

Хлористый натрий в растворе полностью диссоциирован, диссоциирована и часть молекулы воды:



В отсутствие электрического тока (разности потенциалов) раствор находится в равновесии, но поскольку магнетитовые слои и агрегаты создают разность потенциалов, в растворе начинаются электрохимические реакции. У катода концентрируется  $\text{Na}^+$ , который не разряжается сам, а расщепляет воду

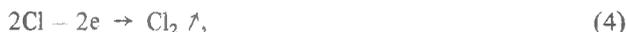


Водород разряжается на катоде



Остающиеся и накапливающиеся  $\text{Na}^+$  и  $\text{OH}^-$  обуславливают резко щелочную среду, что приводит к растворению кварца в ближней к катоду области.

К аноду стягивается хлор, который, разряжаясь,



образует соляную и хлорноватую кислоты, разрушающие карбонаты. Однако этим катодные и анодные процессы не исчерпываются. Вполне допустимо, что часть протонов ( $\text{H}^+$ ) проникает в кристаллы и образует гидриды железа, способствуя поляризации и смене полярности, а хлор на ионной и атомарной стадиях, будучи сильным окислителем и растворителем, "вырывает" с поверхности кристаллов часть  $\text{Fe}^{2+}$ , а затем и  $\text{Fe}^{3+}$ , образуя широко известные крупные поры мартита (вначале по магнетиту). Образовавшиеся  $\text{FeCl}_2$  и  $\text{FeCl}_3$ , попадая в среду с избытком натрия, разлагаются



с последующим окислением  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  до  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

Подобный процесс происходит, по-видимому, и в катодных зонах, где в условиях высокой щелочности ( $\text{pH} = 12-14$ ) кремнезем быстро растворяется, но, будучи вынесенным за пределы этих зон (по мере уменьшения значений  $\text{pH}$ ), раствор оказывается пересыщенным, избыток кремнезема переходит в гидрозоль, а затем в электролите коагулирует в гидrogель.

Представляется очевидным, что вынос из окисляющихся руд кремнезема и части железа происходил в форме не истинных (как подразумевается в существующих гипотезах), а коллоидных растворов. Это существенно меняет представление о балансе вещества в процессах окисления, и особенно в отношении объемов воды, участвовавших в них. Каналами транспортирования гелевых масс служили трещины, которые часто заполнены или окружены коллоидными массами гематита, иногда кварцем, редко опалом.

С описываемыми процессами связаны и являются их составными частями маршализация, образование белополосчатых кварцитов, "шелестух", формирование "красковых" (дисперсногематитовых) руд. Все эти явления, очевидно, могли происходить при больших масштабах электрохимических реакций, когда "батареи" имели крупные (десятки и сотни метров) размеры, обеспечивавшие перемещение больших масс вещества на значительное расстояние. В этом случае у "катодов" шло интенсивное растворение кварца, а избыточная щелочь, проникая в межзерновые пространства кварцевых слоев, растворяла часть их материала, вследствие чего кварц стал непрозрачным, белым. У "анодов", особенно на стадии мартитизации, шел активный вынос железа, причем, вероятно, имел место дефицит натрия, поэтому железо выносилось в форме хлоридов, которые, проникая во вмещающие сланцы, разрушали силикаты с резким повышением  $\text{pH}$  и выпадением гидроксидов железа.

При наличии алюмосиликатов образовывались также каолинит и монтмориллонит. Выпавшие в виде тонких сферических частиц гидроксиды железа в последующем дегидратировались и большей частью перешли в гематит.

Электрохимические механизмы, в частности электрофорез, очевидно, управляли и процессами перемещения и осаждения масс кремнезема и гидроксидов железа, а электроосмос — циркуляцией электролита (минерализованных вод) в массиве. Однако в отличие от преобладающих при растворении отдельных компонентов пород микроэлектрохимических реакций на уровне слоев, их пачек, и даже отдельных агрегатов здесь имели место макромасштабы, определяемые токами, протекавшими в рудных телах и пачках в целом.

Важнейшими моментами для истолкования результатов экспериментов и реконструкции условий окисления являются мартитизация и источники возникновения электролитов. Мартитизация непосредственно в рядовых экспериментах не была зафиксирована, хотя в одном случае химический анализ показал уменьшение содержания  $Fe^{2+}$  на 15 %, но это могло быть связано с растворением карбонатов. И лишь в целенаправленном эксперименте с электрической "раскачкой" решетки магнетита удалось заметить ее следы. Очевидно, опыты прекращались до ее развития. Сам факт гальванического эффекта и современные представления о кристаллохимии магнетита и его онтогении дают основания для таких предположений.

Ныне известно, что магнетит вообще (а из магнетитовых кварцитов в особенности) никогда не бывает стехиометричным и всегда имеет дефицит  $Fe^{2+}$ , причем в строении кристалла выделяются зоны более (магнетитовые) или менее (маггемитовые) богатые этим компонентом [266]. Такие зоны, естественно, параллельны граням кристаллов. Если учесть, что вакансии могут мигрировать в теле кристалла, то концентрация их в определенных направлениях и участках под влиянием внешнего электрического поля объясняет поляризацию кристаллов, их агрегатов и т.д., т.е. возникновение разности потенциалов и гальванического эффекта.

С другой стороны, маятниковая смена полярности вследствие самих электрохимических процессов заставляет ионы  $Fe^{2+}$  (и вакансии) перемещаться, "расшатывая" решетку кристалла, а постепенное извлечение этих ионов хлором все больше истощает и без того неравновесные "маггемитовые" зоны, пока они не лишатся  $Fe^{2+}$  полностью. Тогда под влиянием давления или широкого спектра других причин, включая воздействие хлора<sup>6</sup>, происходит локальная перекристаллизация маггемитовой решетки в гематитовую в пределах тонкой пластинки, параллельной одной или нескольким граням кристалла магнетита. Характерно, что под микроскопом в "свежем" мартите видна закономерная, одинаковая оптическая ориентировка всех параллельных одной грани кристалла пластинок гематита. Напротив, в "старых", полностью или почти полностью мартитизированных кристаллах, вероятно, происходит своеобразная перекристаллизация: пластинки распадаются на сравнительно крупные индивидуы, захватывающие и соседние, иначе ориентированные участки. Это хорошо видно в поляризованном свете.

Мартитизация явно завершает цикл электрохимических процессов, так как по мере ее развития затухает гальванический эффект.

У полностью мартитизированных кварцитов не обнаруживаются разности потенциалов и, как уже отмечалось, они совершенно индифферентны к нейтральным электролитам (щелочи и кислоты воздействуют на них по реакциям классической химии). Поэтому можно считать, что стадия мартитизации должна сопровождаться максимумом выноса железа, а завершение ее — накоплением в рудах гидроксидов железа ("обуружелезнение", по терминологии криворожских рудничных геологов).

Вторая проблема — происхождение электролитов — на первый взгляд проста: широко распространено мнение, что рассолы Криворожья, например, являются остаточными морскими, инфильтровавшимися в кристаллические породы из кайнозойских морей или лиманов. Однако эта гипотеза не может объяснить того факта, что высоко минерализованы только воды железорудной толщи и особенно рудных залежей, тогда как во вмещающих кристаллических породах на удалении 500–1000 м минерализация на один–два порядка ниже на тех же гипсометрических уровнях. К тому же в пределах одного рудного поля, а иногда и одной залежи в некоторых случаях наблюдаются резкие колебания минерализации (двух–трехкратные) и почти всегда минерализация вод, содержащихся в залежах богатых руд, выше, чем во вмещающих породах.

Столь строгую локализацию, по-видимому, удовлетворительно можно объяснить лишь фильтрационным эффектом — минерализация накапливалась в процессе циркуляции вод вследствие захвата и удержания диссоциированных ионов электрически заряженными кристаллами и агрегатами, т.е. вследствие гальванического, пьезо-, пироэлектрического и других эффектов, а также влияния магнитного поля. Между прочим, часть электрохимических реакций, вероятно, возможна и вследствие токов, возникающих при протекании диссоциированных растворов (проводник второго рода) в резко повышенном магнитном поле магнетитовых залежей.

<sup>6</sup> При травлении слабо мартитизированного магнетита плавиковой кислотой наблюдался резкий (в два–три раза) рост пластинок гематита в магнетите. Очевидно, хлор действует аналогичным образом.

Итак, на основании изложенного можно сделать следующие выводы:

процессы окисления магнетитовых руд связаны со специфическими особенностями их состава и свойствами магнетита; вследствие гальванического эффекта они могут быть описаны простыми электрохимическими реакциями и не требуют поступления извне кислот или щелочей;

особенность этих реакций состоит в том, что чем выше концентрация (количество) магнетита в породе, тем выше разность потенциалов между слоями, тем интенсивнее и быстрее идут реакции, тем полнее разложение содержащихся в рудах карбонатов, кварца, силикатов;

чем богаче магнетитом первичные породы и руды, тем выше содержание железа во вторичных окисленных рудах, тем больше глубина развития зон окисления. На первично наиболее богатых участках развились глубинные зоны окисления, на менее богатых — линейные, а на бедных магнетитом — площадные коры выветривания; и в тех, и в других сланцевые горизонты окисляются меньше и часто образуют неокисленные останцы. При формировании зон окисления имела значение также проницаемость пород для водных растворов;

генеральное направление движения фронта зоны окисления — сверху вниз — определяется особенностями общей циркуляции вод и условиями накопления первично необходимой для развития электрохимических реакций концентрации электролита (1–2 %, или 10–20 г/л), меньше которой реакции резко замедляются. Это направление не является обязательным: фронт может двигаться горизонтально, наклонно или снизу вверх (этим объясняются "слепые" участки зон окисления, соединяющиеся на больших глубинах с открытыми) в зависимости от текстуры и структуры породы, ее состава и тектонической подготовленности;

развитие зоны окисления идет в порядке последовательных этапов: растворение и вынос карбонатов, силикатов, кварца; образование магнетитовых сыпучек; мартитизация; цементация.

### *Роль постоянного магнитного поля в рудообразовании*

В последние годы было показано, что даже слабые магнитные поля напряженностью  $(8-10) \cdot 10^3$  А/м оказывают сильное влияние на физические и химические процессы в молекулярных твердых телах (электропроводимость и др.), на направление и скорость химических реакций в растворах, на зависимость скорости реакции от магнитных моментов ядер реагирующих частиц (магнитный изотопный эффект), на явление генерации химическими реакциями радиочастотного поля.

Природа этих эффектов объясняется спиновой селективностью химических реакций, т.е. существованием спиновых запретов на реакции. Магнитные взаимодействия, ничтожные по энергии, оказывают сильное влияние на химические реакции, изменяя спины (угловые моменты) электронов реагирующих частиц и снимая спиновые запреты. Эти явления показывают, что интенсификация химических реакций может иметь не энергетическую, а спиновую природу.

Под влиянием внешнего магнитного поля происходит изменение ряда свойств воды: повышаются плотность, поверхностное натяжение, вязкость, электропроводность. По сравнению с чистой водой магнитное поле значительно больше влияет на изменение свойств водных растворов солей [92, 208]. Внешнее магнитное поле воздействует на степень гидратации солей, создает условия для образования ионных ассоциатов, выполняющих роль центров кристаллизации; оно действует на примеси в воде, находящиеся в коллоидном состоянии, ускоряя процесс их коагуляции и уменьшая адгезию; приводит к изменению pH растворов [162, 235].

Открытие новых эффектов имеет важное значение для геохимии рудообразования, так как намечает новые пути решения проблемы химической эволюции природных процессов.

До настоящего времени не обсуждался вопрос о влиянии естественных магнитных полей на процессы рудообразования в земной коре, хотя этот фактор может играть значительную роль в природных процессах растворения, миграции и осаждения химических элементов. Естественными природными магнитами являются железистые кварциты, широко развитые в докембрийских щитах мира; их магнитные и электрические поля, по мне-

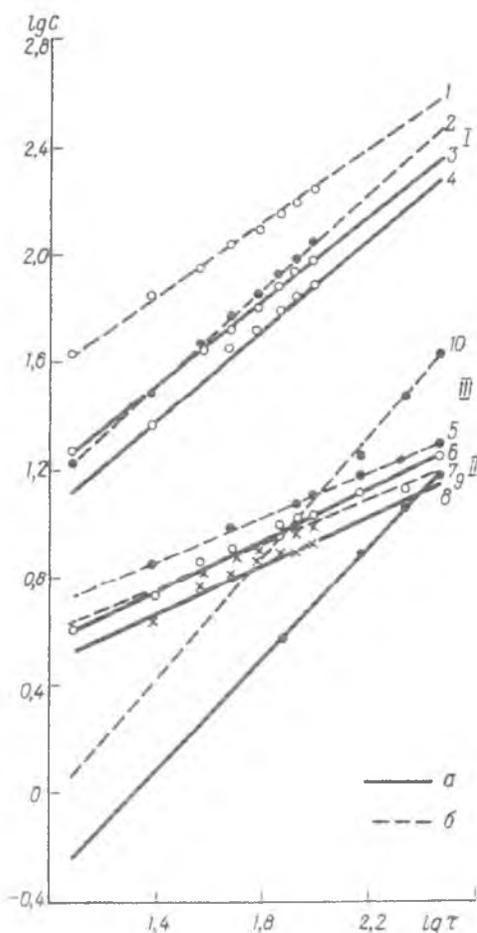


Рис. 44. Влияние магнитного поля на кинетику растворения карбонатно-магнетитового кварцита (I), кварца (II), магнетита (III): а — в отсутствии поля, б — в магнитном поле

+ Fe<sup>3+</sup>) в растворе в любой момент времени. Эта задача решалась путем использования уравнения материального баланса мигрирующих веществ (А) и уравнения, характеризующего скорость взаимодействия компонентов друг с другом (Б):

$$\frac{\partial q}{\partial \tau} + u \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial c}{\partial \tau} = 0, \quad (A)$$

$$u = - \frac{\partial q}{\partial \tau} = \gamma (C_H - C), \quad (B)$$

где  $\tau$  — время;  $u$  — скорость фильтрации;  $\gamma$  — константа скорости растворения;  $C_H$  — концентрация насыщения в объеме раствора в момент времени  $\tau$  [80].

Решение системы дифференциальных уравнений (А) и (Б) с частными производными позволяет найти распределение концентрации веществ в растворе в любой момент времени.

Изучение миграционной способности кремнезема и железа осуществлялось в следующих направлениях: а) растворение исследуемого материала в воде и воде, насыщенной CO<sub>2</sub>; б) то же, но в условиях постоянного магнитного поля. Все опыты проводились с использованием экстракционных насадок проточного типа с нисходящим движением растворителя (дистиллированной воды). Изучаемый материал находился в условиях постоянного протока жидкости, и по высоте насадки имелся большой избыток непрореагировавшего реагента, т.е. условия растворения по высоте были практически однородны. Скорость фильтрации поддерживалась постоянной в различных опытах —  $4,07 \cdot 10^{-3}$  см/с. Степень измельчения материала — 0,1–0,2 мм, величина навески 40 г, температура растворения 85 °С.

нию некоторых авторов [38, 183], могут оказывать существенное влияние на скорость взаимодействия вод с горными породами. Напряженность магнитного поля в этих случаях достигает 120 А/м.

Нами были проведены экспериментальные исследования по изучению влияния магнитного поля на миграционную способность кремнезема и железа в следующих системах: кварц — H<sub>2</sub>O, кварц — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub>, карбонат-магнетитовый кварцит — H<sub>2</sub>O, карбонат-магнетитовый кварцит — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub>, магнетит — H<sub>2</sub>O и магнетит — H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub>. Выбор систем был определен исходя из большой роли CO<sub>2</sub> в процессах эпигенетических изменений докембрийских магнетитовых кварцитов.

Методика экспериментальных исследований. Сложность моделирования природных процессов объясняется прежде всего их значительной продолжительностью во времени и многокомпонентностью геологических систем [254]. Поэтому для экспериментальных исследований нами была создана "модель", которая позволила оперировать тем или иным физико-химическим фактором, воздействующим на минерал (породу), и исключала возможность качественно иного развития изучаемого процесса. Конструктивно наша установка была создана на базе экстрактора Сокслета, работающего по принципу обратного холодильника [51].

Для характеристики процессов растворения кварца и магнетита мы использовали кинетические кривые растворения кремнезема и железа, позволяющие определить функции распределения SiO<sub>2</sub> и FeO<sub>общ</sub> (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>) в растворе в любой момент времени. Эта задача решалась путем использования уравнения материального баланса мигрирующих веществ (А) и уравнения, характеризующего скорость взаимодействия компонентов друг с другом (Б):

При изучении влияния внешнего магнитного поля на исследуемый процесс экстракционной насадку помещали в постоянное магнитное поле напряженностью 69,5 А/м, создаваемое двумя магнитами, расположенными симметрично относительно насадки.

В процессе экспериментального изучения растворения кремнезема и железа вычисляли  $C_{SiO_2}$  и  $C_{FeO_{общ}} (Fe^{2+} + Fe^{3+})$  через определенные интервалы времени (24 и 72 ч соответственно). Содержание  $SiO_2$  в растворе определялось фотоколориметрическим методом по интенсивности окраски синего кремне-молибденового комплекса [8], а содержание железа — также фотоколориметрическим методом с  $\alpha$ - $\alpha'$ -дипиридилем, предварительно восстанавливая  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$  [229]. Из графического изображения экспериментального материала (рис. 44) следует, что в общем виде математическое выражение скорости процессов растворения  $SiO_2$ ,  $FeO_{общ} (Fe^{2+} + Fe^{3+})$  в различных условиях наших экспериментов описывается уравнением

$$\lg C = \lg K + n \lg \tau,$$

где  $C$  — концентрация  $SiO_2$  и  $FeO_{общ} (Fe^{2+} + Fe^{3+})$  в растворе в момент времени  $\tau$ , а  $K$  и  $n$  — эмпирически определяемые коэффициенты.

На рис. 44 обозначено:

- I — 1)  $(Sd + Mgt + Q) - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,457 + 0,862 \lg \tau$ ;  
 2)  $(Sd + Mgt + Q) - H_2O$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,220 + 0,883 \lg \tau$ ;  
 3)  $(Sd + Mgt + Q) - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,202 + 0,883 \lg \tau$ ;  
 4)  $(Sd + Mgt + Q) - H_2O$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,473 + 0,755 \lg \tau$ ;  
 II — 5)  $Q - H_2O$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,191 + 0,440 \lg \tau$ ;  
 6)  $Q - H_2O$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,154 + 0,616 \lg \tau$ ;  
 7)  $Q - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,200 + 0,602 \lg \tau$ ;  
 8)  $Q - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{SiO_2} = 0,243 + 0,586 \lg \tau$ ;  
 III — 9)  $Mgt - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{FeO_{общ}} = 1,292 + 0,971 \lg \tau$ ;  
 10)  $Mgt - H_2O - CO_2$ ,  $\lg C_{FeO_{общ}} = 1,110 + 1,124 \lg \tau$ ;

$Sd$  — сидерит,  $Mgt$  — магнетит,  $Q$  — кварц,  $(Sd + Mgt + Q)$  — карбонат-магнетитовый кварцит,  $FeO_{общ} = Fe^{2+} + Fe^{3+}$  ( $C$  — концентрация).

Обсуждение результатов эксперимента. Анализ кинетических кривых (рис. 44) показал, что скорость растворения кварца в чистой воде в магнитном поле изменяется по сравнению с опытами без влияния магнитного поля в 1,2 раза. Аналогичные результаты получены и для углекислых вод. Незначительное увеличение скорости растворения  $SiO_2$  в чистой воде согласуется с существующими представлениями о зависимости количественного влияния магнитного поля от степени минерализации раствора.

Влияния внешнего магнитного поля на скорость растворения магнетита в воде при  $pH \sim 7,2$  не обнаружено. В углекислых омагниченных водах ( $pH \sim 5,30$ ) скорость растворения магнетита возрастает в 1,55 раза, что в 2,8 раза больше скорости растворения кварца в аналогичных условиях. Этот факт объясняется основными свойствами оксидов железа и активацией ионов железа в растворе под воздействием внешнего магнитного поля.

Для выяснения влияния многокомпонентных систем на растворимость кварца был выбран карбонат-магнетитовый кварцит следующего состава (в %):  $SiO_2$  36,13;  $TiO_2$  0,06;  $Al_2O_3$  2,69;  $Fe_2O_3$  25,84;  $FeO$  22,00;  $MnO$  0,30;  $MgO$  2,70;  $CaO$  1,69;  $K_2O$  0,20;  $Na_2O$  0,18;  $S$  — 0,06;  $P_2O_5$  0,03;  $H_2O_{гигр}$  0,07; п.п.п. 8,54; сумма 100,42 %. Минеральный состав (в %): магнетит ( $\sim 40$ ); кварц ( $\sim 30$ ) и сидерит ( $\sim 30$ ).

Скорость растворения кварца, входящего в состав карбонат-магнетитового кварца, в воде и воде, насыщенной  $CO_2$ , возрастает в 1,8 и 2,2 раза соответственно по сравнению с системами кварц —  $H_2O$  и кварц —  $H_2O - CO_2$ . Такое различие в скоростях растворения  $SiO_2$ , вероятно, обусловлено образованием бикарбонатов щелочноземельных элементов, образующихся в растворе при разрушении сидерита, а также под воздействием углекислых вод [239].

Под влиянием внешнего магнитного поля в системах карбонат-магнетитовый кварцит —  $H_2O$ , карбонат-магнетитовый кварцит —  $H_2O - CO_2$  скорость растворения кварца возрастает в 1,5 и 1,7 раза соответственно по сравнению с неомгниченными системами.

Полученные нами экспериментальные данные позволяют судить о влиянии внешних магнитных полей на кинетику растворения в водных растворах таких труднорастворимых природных соединений, как кварц и магнетит. В последнее время в литературе появились публикации о влиянии относительно слабых магнитных полей (10–100 А/м) на кинетику химических процессов [243, 304]. Причем было обнаружено, что скорость химических

реакций под действием магнитного поля может изменяться почти в десять раз. Механизм этого явления в настоящее время получил однозначное георетическое обоснование [243, 304].

Изложенные результаты экспериментальных исследований свидетельствуют о существенном влиянии достаточно слабых магнитных полей на кинетику растворения магнетита и кварца. Было обнаружено, что омагниченные воды ускоряют процесс выщелачивания оксидов кремния и железа, причем это влияние значительно увеличивается при переходе к многокомпонентным природным системам. В углекислых омагниченных растворах из единицы массы кварца, содержащегося в карбонат-магнетитовом кварците, оксида кремния выносятся приблизительно в 50 раз больше, чем из чистого кварца в аналогичных условиях.

Экспериментальные исследования влияния постоянных магнитных полей земной коры на химические реакции в растворах и молекулярных твердых телах позволяют расширить наши представления о физико-химических условиях образования экзо- и эндогенных месторождений. Рудообразование в земной коре — это совокупность огромного числа физико-химических процессов, среди которых магнитные могли быть решающими. Магнитные эффекты позволяют наметить новые пути решения проблем происхождения химической эволюции руд в истории развития земной коры.

### **Образование дисперсногематит-мартитовых руд саксаганского типа в глубинных зонах окисления**

Рассмотрим геологические и физико-химические условия, а также динамику процессов гипергенного обогащения и преобразования состава остаточно-метаморфических руд в глубинных зонах окисления, которые сформировались в раннерифейскую эпоху на возрастном интервале 1770—1140 млн лет. Поскольку главные закономерности пространственного размещения появившихся на этом этапе остаточных гематитовых руд унаследованы от регионального и дислокационного метаморфизма, то мы ограничимся анализом их влияния на гипергенные изменения исходных руд и вмещающих пород.

*Источником растворов* являются метеорные воды подземной инфильтрации, привносящие в сферу реакций главным образом кислород и  $\text{CO}_2$ . Доказательства их метеорной природы перечислены в первом разделе главы. В пользу этого свидетельствуют также признаки нисходящего направления потока преобразующих растворов: постепенное выклинивание маршалит-мартитовых руд; понижение степени окисления и выщелачивания остаточных силикатов в дисперсногематитовых рудах; нарастание с глубиной в пористых рудах количества инфильтрационных минералов, сокращение с глубиной объема измененных пород.

При этом важно, что рудные площади внутри ореола окисленных пород нередко сохраняются без существенных изменений (рис. 45). Тем самым подтверждается независимость объема руд от гипергенного обогащения.

*Гидродинамический режим* развития глубинных зон окисления продолжительное время был одним из самых неясных на гипергенном этапе рудообразования, поскольку попытки объяснить его традиционной схемой движения подземных вод в площадных корах выветривания выше местного и регионального базисов эрозии были бесплодными. Впервые реальный гидродинамический режим для рассматриваемых зон определил Г.В.Тохтуев [314]. Позднее его конкретизировали с учетом палеоморфологических и геотектонических особенностей докембрийского фундамента Русской платформы [181, 183].

Сущность его заключается в напорной миграции трещинных метеорных вод ниже океанической поверхности, возможность которой признана гидрогеологами. Необходимые условия сочетания плоских водосборных пространств, перепада уровней зоны инфильтрации, истечения и региональных каналов разгрузки напорных вод в бортах тектонических впадин, бесспорно, выражены на Украинском щите, который ограничен Днепровско-Донецким и Причерноморским прогибами с перепадом высот поверхности докембрийского фундамента не менее 10—20 км [152].

При этом важно, что рудоносные Криворожско-Кременчугский и Конкско-Белозерский глубинные разломы пересекают весь щит и выходят в обе впадины, выполняя роль региональных каналов разгрузки напорных вод в примыкающие авлакогены рифейского 182

возраста [183]. Именно этим сочетанием контрастного рельефа и глубинных разломов в рифейскую эпоху была создана комбинация гидравлически связанных структур, обеспечивших возможность глубинной циркуляции метеорных вод [100, 181, 314], которая вызвала интенсивное гипергенное обогащение исходных метаморфических руд месторождений саксаганского типа на всю глубину их распространения. Следует оговорить, что абсолютные отметки водосборной поверхности древнего плато вряд ли превышали 600–1000 м. Однако и эти величины могли обусловить достаточно мощный гидростатический напор порядка 6–10 МПа.

Не менее важную роль в обеспечении высокой водопроницаемости и гидравлической связи региональных структур сыграли зоны интенсивного микрокливажа в рудных телах, многочисленные сместители в глубинных разломах и сопутствующие им зоны расчленения и расщепления пород, в том числе возникавшие на последующих этапах обновления разломных и трещинных структур. Все эти формы обусловили сложную конфигурацию глубинных зон окисления, которая отражает пути перемещения метеорных вод.

Необходимо подчеркнуть особую роль водопроницаемости залежей метаморфических руд – главных каналов миграции метеорных вод. Именно тонкая сеть микротрещин кливажа разлома – растяжения, оставшихся открытыми в зонах зеленосланцевой фации метаморфизма, создала максимально благоприятные условия для просачивания метеорных вод и активного взаимодействия их с рудами. Залеченность такой же сети микротрещин эгирином, рибекитом и сидероплезит-мезититом в метаморфических рудах формации первомайского типа оказалась непреодолимым препятствием для глубинной циркуляции метеорных вод, которые сформировали здесь только приповерхностную зону окисления линейно-площадной коры выветривания (рис. 30).

*Термодинамические условия* определены глубиной проявления преобразующих процессов (предположительно до 5–6 км от поверхности). Следовательно, влияние геотермического градиента и возрастающего гидростатического давления велико.

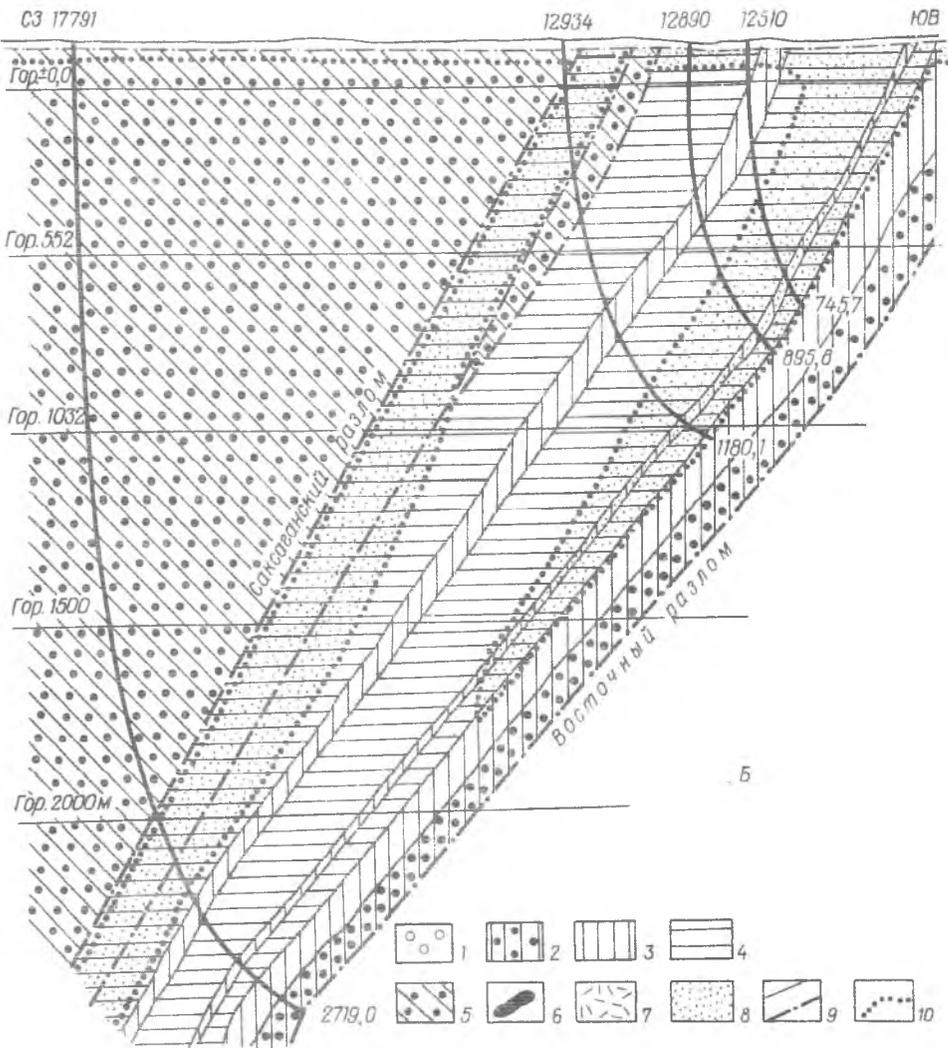
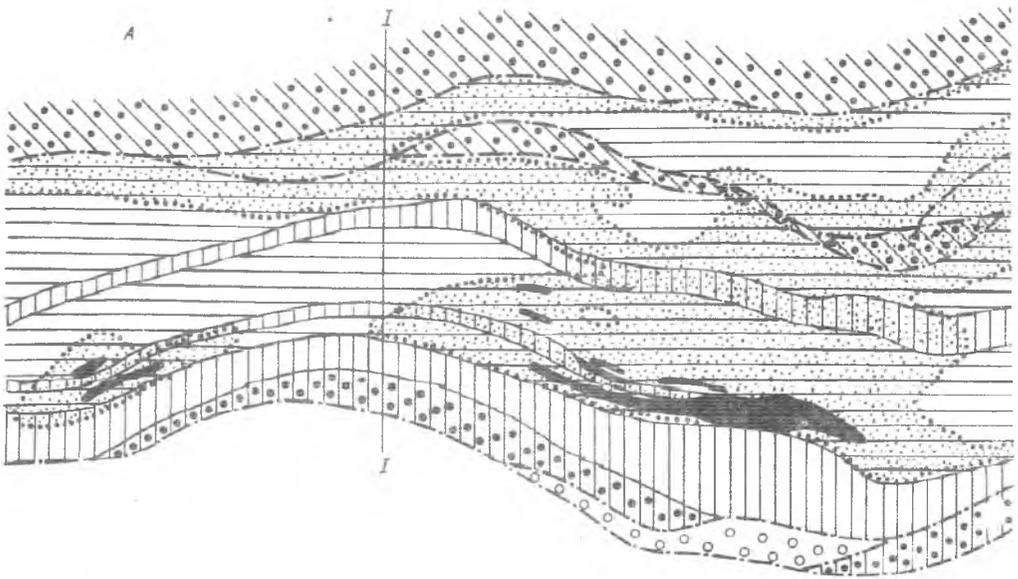
По данным Г.В.Дуганова [179], современная геотермическая ступень в Кривбассе составляет 60 м°С, при среднегодовой температуре воздуха 8 °С на глубине 25 м (зона постоянных температур). Это позволяет оценить современную температуру на глубинах 3–5 км не менее 50–80, а с учетом молодого возраста платформы в нижнем рифее, когда формировались глубинные зоны окисления, значительно большей величиной – до 100–150 °С.

Эта точка зрения косвенно подтверждена приведенными выше термометрическими исследованиями газово-жидких включений в цементационных кварце и апатите. В итоге предположительная температура минералообразования на стадиях окисления – гидратации и выщелачивания может быть оценена в зависимости от глубины в пределах 50–200 °С, а давление 0,1–50 МПа, что способствует повышенной растворимости кремнезема.

*Исходное состояние богатых метаморфических руд* охарактеризовано в седьмой главе. Важно подчеркнуть, что в их составе кварца было на 60 % меньше, чем в железистых кварцитах. Это более чем наполовину сократило объем вынесенной преобразующими растворами кремнекислоты по сравнению с остаточными рудами, которые образовались в площадной коре непосредственно из железистых кварцитов.

*Химический состав, pH и Eh растворов* формировались при просачивании через тела богатых руд и окружающих пород в результате окисления двухвалентного железа и обменных реакций гидратации силикатов и сидероплезита с выносом кальция, магния, натрия и диоксида углерода. По мере фильтрации они меняют слабокислую и окислительную реакцию на слабощелочную и восстановительную, благоприятную для миграции бикарбонатов железа и растворения кремнезема. Благодаря разной скорости фильтрации через крутопадающие пласты пород разного состава в зонах контакта между ними возможно взаимодействие растворов с разным *Eh*, которое неизбежно приводит к окислению бикарбоната железа и отложению в порах самого раннего секреторного минерала – цементационного микропластинчатого гематита [179].

Однако только химическим составом пород, взаимодействующих с метеорными водами, трудно объяснить колоссальную растворяющую способность гипергенных растворов по отношению к кремнезему. В предыдущем разделе этот главный и сопутствующие ему процессы минералообразования впервые объяснены как существенно электрохимические; они обусловлены магнитными свойствами полосчатых железистых кварцитов и кристаллохимическими особенностями магнетита – источника необходимой энергии [272, 273].



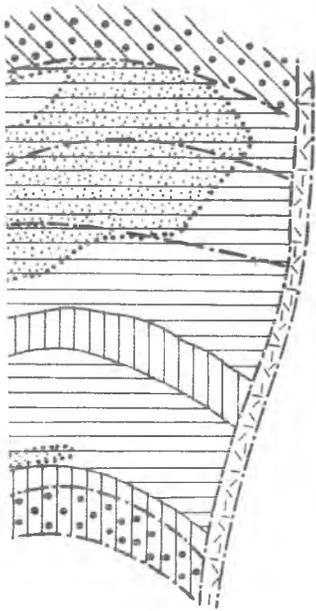


Рис. 45. Форма и внутреннее строение глубинной зоны окисления месторождения рудника им. П. Люксембург (по данным О.А. Калиниченко): А — план, горизонт 1000 м; Б — разрез по оси I-I; 1 — кластогенные породы скелетатской свиты; 2 — переслаивание железистых кварцитов и кварцито-сланцев; 3 — сланце-кварциты и кварцито-сланцы неокисленные; 4 — железистые кварциты неокисленные; 5 — кластогенные породы гданцевской свиты; 6 — богатые дисперсногематит-мартиновые руды; 7 — диабазы; 8 — окисленные железистые кварциты и кварцито-сланцы в сочетании с условными обозначениями 3 и 4; 9 — контакты стратиграфические (а) и тектонические (б); 10 — граница зоны окисления

кремнезема это может объяснить его практически полный вынос из остаточных метаморфических руд и появление подзоны выщелачивания, которая сложена пористыми полурыхлыми рудами.

Неизбежное понижение уровня эрозионного среза фундамента вследствие денудации, а возможно, и колебательных тектонических движений обусловило принципиальную смену гидродинамического режима в результате потери гидростатического напора метеорных вод. Вызванный этим замедленный водообмен в глубинных зонах окисления порождал повышение концентрации растворенных веществ и последующее минералообразование из насыщенных растворов, т.е. переход к эпигенетической стадии формирования рассматриваемых зон.

Эпигенетические изменения пористых полурыхлых руд представлены двумя группами явлений: усадкой под влиянием нарастающего с глубиной литостатического сжатия и заполнением связанных в пространстве пор и трещинок гаммой инфильтрационно-цементационных минералов.

Сокращение объема пор остаточных руд начинается одновременно с выщелачиванием кварца и приводит к повышению плотности богатых руд. Градиент снижения пористости,

Без сомнения, гипергенные преобразования развивались стадийно. При этом в соответствии с концентрически-зональным строением глубинных зон окисления целесообразно выделить три условные стадии преобразования исходных пород и руд [99, 100, 180]: окисления — гидратации (ранняя), выщелачивания и цементации (завершающая). Рудообразующими являются две первые, поскольку их совместное завершение привело к возникновению наиболее богатых, с высокой пористостью гематитовых руд; последняя стадия отнесена к эпигенетической.

Для окисления — гидратации минералов вполне достаточно пленочно-капиллярной миграции воды и кислорода. Поэтому они намного опережали процессы выщелачивания и захватывали наибольшие объемы отложений, представленных в итоге обширными ореолами окисленных, но достаточно крепких и плотных пород (рис. 45). Окисление облегчало гидратацию и вынос подвижных компонентов. Тем самым подготавливалось выщелачивание.

Наиболее активные изменения происходили в породах и рудах сланцевых и промежуточных по составу породах железистых горизонтов, богатых сидероплезитом, куммингтонитом, магнезиально-железистым биотитом, тюрингитом и стильпноmelаном. В процессе окисления эти минералы замещались в конечном счете дисперсным гематитом, а в присутствии глинозема переходили в комплексные каолинит-дисперсногематитовые псевдоморфозы. В водный раствор поступали агрессивный диоксид углерода и бикарбонат магния, усиливавшие растворение и вынос кремнезема.

Специфика одновременно протекающих процессов электрохимических реакций мартигизации магнетита и энергичного растворения нерудных компонентов рассмотрена в предшествующем разделе. Они достаточно убедительно объясняют высокую растворимость кварца и возможность энергичной миграции кремнезема и сопутствующих компонентов за пределы глубинных зон окисления. Решающим условием их подвижности является активный водообмен на стадиях окисления и выщелачивания. Низкая скорость денудации поверхности высоко поднятого плато способствовала длительному поддержанию соответствующего гидродинамического режима в течение, по меньшей мере, десятков миллионов лет. В совокупности с высокой растворимостью

обусловленный литостатическим сжатием, составляет 2,02 % на каждые 500 м. Ранее [196] он использован нами для расчета минимальной глубины эрозионного среза глубинных зон окисления, из которого следует, что столбообразные залежи остаточных руд Саксаганского рудного поля размыты не менее чем на 1000 м (рис. 29, А).

Влияние инфильтрационно-цементационных процессов более ощутимо и разнообразно. Они также начинаются одновременно с выщелачиванием и достигают высокой интенсивности на заключительной — эпигенетической стадии формирования глубинных зон окисления. В результате инфильтрации различных компонентов в погружающиеся на глубину рудные столбы саксаганского типа в них сформировалась вертикальная эпигенетическая гипергенная зональность (рис. 29, Г), описанная в ряде работ [100, 179, 180, 183, 196, 310]. Охарактеризован также необычайно пестрый состав секреционно-цементационных материалов. Среди них наибольший интерес вызывают минералы, находящиеся ниже 300–600 м от поверхности кристаллических пород, т.е. за пределами приповерхностной зоны преобразования руд под влиянием линейно-площадных кор выветривания (табл. 18).

В состав комплекса развитых здесь эпигенетических минералов входят цементационный микропластинчатый гематит, апатит, доломит, пойкилитовый и халцедоновидный кварц, тальк, серпентин, шамозит, гидрослюда и каолинит. Между ними существуют сложные и неоднозначные структурно-возрастные отношения. Для комплекса этих минералов характерны две важнейшие особенности: 1) в их составе присутствуют только компоненты подвергавшихся окислению и выщелачиванию окружающих пород железорудных свит; 2) для кварца и апатита (наиболее доступных изучению методами гомогенизации газовой-жидких включений) установлены температуры образования 90–195 °С.

Ранее обе особенности и весь необычный парагенезис перечисленных минералов объяснялись отмеченными выше термодинамическими и другими условиями глубинных зон окисления [183]. Сомнение вызывало лишь широкое распространение на глубину минералов, совершенно необычных для геохимической обстановки высококремнистых пород — талька и серпентина.

В последнее время эти сомнения усилились в результате исследований цементационных апатитов и распределения фосфора в богатых рудах, выполненных коллективом авторов. Привлекают внимание два обстоятельства: 1) наличие разновидностей апатита разного состава — основной, представленной фтор-apatитом, и резко подчиненной, соответствующей гидроксилфтор-apatиту; 2) случайный, а не закономерный характер распределения фосфора в рудах по глубине. Особенное недоумение вызывает высокая концентрация фтора в апатите, которую трудно объяснить гипергенным минералообразованием.

Не подвергая сомнению высказанные в начале главы доводы о метеорном происхождении растворов, сформировавших глубинные зоны окисления, целесообразно обратить внимание на пространственное совпадение следующих условий: наиболее высокая (180–195 °С) температура гомогенизации газовой-жидких включений в апатите и такая же температура в пойкилитовом кварце; высокая концентрация фтора в апатите, которую можно рассматривать как общепризнанную особенность состава гидротермальных минералов зон автономной тектоно-магматической активизации; пересечение залежей пористых окисленных руд саксаганского типа дайками диабазов (рис. 46), которые обладают признаками сопутствующей гидротермальной деятельности и фиксируют этап тектоно-магматической активизации Украинского щита; соответствие парагенезиса высокомагнезиальных минералов — талька и серпентина — составу гидротерм, сопутствующих внедрению оливиновых диабазов.

Перечисленные обстоятельства объясняются отложением талька, серпентина и основной части апатита (фтор-apatита) из магматогенно-гидротермальных растворов в период внедрения диабазов. Это могло произойти как после отложения других цементационных минералов из подогретых на глубине растворов гипергенного происхождения, так и одновременно с ними. В итоге возникли генетически разнородные и потому противоречивые по составу минеральные парагенезисы.

Большая глубина эрозионного среза Криворожской и аналогичных ей поясовых структур Украинского щита, а также огромная продолжительность континентального режима их развития обусловили возможность неоднократного формирования трещинно-площад-

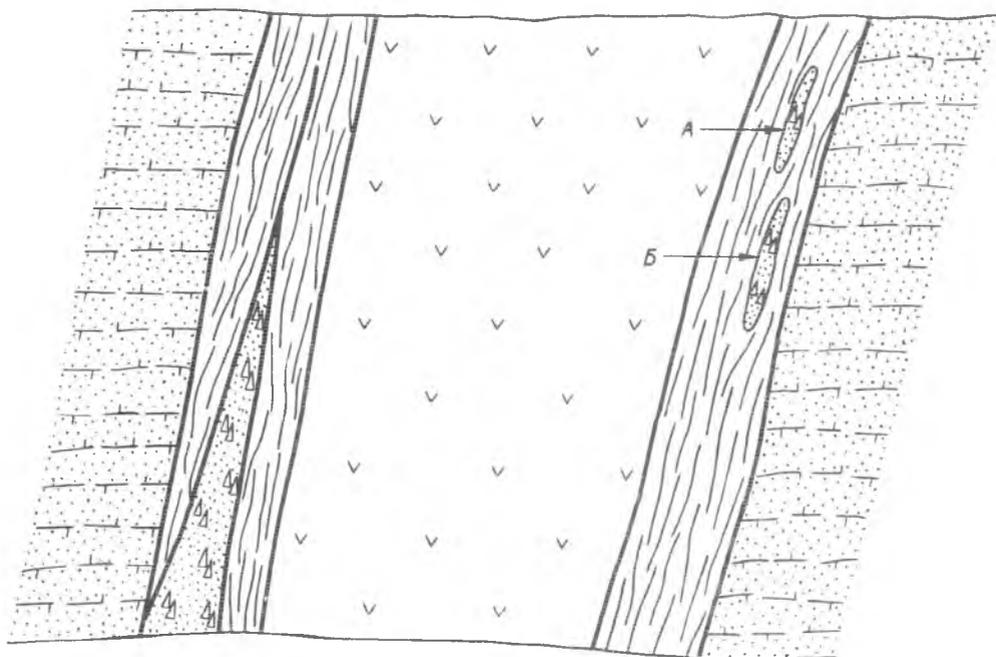


Рис. 46. Линзы спрессованной мартитовой руды в призальбандовых зонах дайки диабаз: 1 – пористая мартитовая руда, 2 – спрессованная мартитовая руда, 3 – расщелоченный и хлоритизированный диабаз, 4 – массивный диабаз, 5 – поверхности скольжения. Зарисовка стенки шторка на гор. 318 м рудника им. М.В.Фрунзе

ных кор выветривания на разных уровнях эрозионного среза глубинных зон окисления (рис. 29, А). Соответствующие эпохи активизации водообмена зафиксированы по разновозрастным спектрам растительных остатков в пористых рудах [189]. Возобновление гипергенных процессов способствовало дополнительному обогащению руд и расширению рудных площадей в приповерхностной зоне глубинных залежей, а также появлению новых парагенезисов инфильтрационно-цементационной минерализации, сходной по составу с эпигенетическим цементом пористых руд месторождений белгородского типа (кальцит, сидерит, барит, шамозит, пирит, марказит, гетит).

Итак, охарактеризованные условия и процессы образования остаточных гематитовых руд саксаганского типа в глубинных зонах окисления соответствуют гипергенезу. Учитывая своеобразие геологической и термодинамической обстановок, их проявления, возникшие в результате зоны преобразованных пород по комплексу признаков, лучше называть глубинными зонами термального гипергенеза (а не только окисления).

### Формирование остаточных гематитовых руд белгородского типа в площадных корах выветривания

Разные аспекты генезиса богатых руд КМА рассматривались рядом исследователей [41, 145, 146, 169, 182, 209, 277, 287, 347]. В настоящее время их генетическая связь с типичными корах выветривания является общепринятой. Нами обосновывается конкретная связь богатых руд с формированием палеозойской латеритной коры выветривания [349–351].

Ее принадлежность к латеритному типу подтверждается геохимическими особенностями богатых руд, состоящими в том, что, будучи злювием железистых кварцитов, они отличаются отчетливо выраженной концентрацией оксидов железа, глинозема и малых эле-

ментов семейства железа (титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля) при интенсивно проявленном выносе кремнезема, щелочных и щелочноземельных элементов.

Среди этих признаков особенно характерно накопление глинозема. Оно отчетливо видно в существенно дисперсногематитовых рудах, где содержание глинозема составляет 4–9 %, и в рудах присутствуют гели гидроксидов алюминия типа гиббсита. Встречающиеся прослои филлитовидных сланцев превращаются в бокситы.

Это обстоятельство подкрепляется парагенезисом богатых железных руд с несомненно латеритными бокситами, которые сопровождают богатые руды. При этом вертикальная зональность, наблюдаемая в железорудном профиле выветривания, хорошо коррелируется с зональностью в примыкающем латеритном профиле, установленной в бокситовых месторождениях Белгородского рудного района. Все это позволяет рассматривать богатые руды КМА в качестве своеобразного ферритного эквивалента бокситового горизонта латеритного профиля выветривания.

*Возраст* рудоносных кор выветривания КМА вызывает противоречивые суждения. Начало гипергенного рудообразования относят к досилурийскому и даже позднерифейскому времени [189, 282], а завершение — к поздней юре [209]. Однако столь обширный интервал существенно сокращается на основании анализа зависимости мощности покровных залежей остаточных руд от возраста перекрывающих осадочных отложений.

Так, богатые руды появляются на участках, где гряды древнего рельефа, сложенные железистыми кварцитами, перекрываются верхним горизонтом среднего и верхнего девона (старооскольские и щигровские слои). Под более древними осадками их нет [146, 330]. Мощность рудных зон во временном интервале верхний девон — визе возрастает по мере омоложения перекрывающих руды пород.

Для северных склонов Воронежской антеклизы под разными горизонтами среднедевонских отложений характерны небольшие мощности залежей. Наибольшие мощности рудных зон, достигающие 100–150 м в среднем, приурочиваются к юго-западному склону антеклизы (Белгородский железорудный район), где кристаллический фундамент в пределах рудных гряд перекрыт верхневизейскими отложениями. Эти данные однозначно свидетельствуют, что латеритное рудообразование на КМА связано с верхнедевонско-нижнекаменноугольным климатическим оптимумом с апогеем их образования в турне-визейскую эпоху.

Данное заключение подтверждается и отсутствием продуктов размыва рудоносных кор в базальных частях разрезов девонских отложений, покрывающих северный склон антеклизы, а также небольшими размерами залежей переотложенных руд в среднедевонских отложениях, примыкающих к месторождениям остаточных руд.

При создании их генетической модели сколько-нибудь серьезных проблем в определении источника рудообразующих растворов и термодинамических условий минералообразования не возникает. В самом деле, в проявлении отчетливой вертикальной зональности в строении коры выветривания железистых кварцитов, где богатые руды занимают ее верхнюю часть, отчетливо прослеживается постепенное затухание с глубиной процессов окисления и выщелачивания кремнезема. Это указывает на нисходящий характер рудообразующих процессов и подчеркивает метеорную природу минералообразующих растворов, привносящих кислород, обоснованную в предшествующих разделах. По этой же причине нет необходимости обсуждать термодинамические параметры, обычные для площадной коры выветривания.

*Гидродинамический режим* в период формирования рудоносной коры, наоборот, является принципиально важной стороной обсуждаемой модели. Он является следствием наиболее благоприятного сочетания морфотектонического, климатического, гидрогеологического и структурного факторов в течение позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи.

Палеоморфологическим фактором определена подготовка денудационной поверхности выравнивания кристаллического фундамента с ее пологим холмисто-грядовым рельефом, благоприятным для развития мощной площадной коры выветривания. Однако более значительную роль сыграл неодинаковый континентальный режим поверхности докембрия в северной и южной частях Воронежской антеклизы. Об этом можно судить по возрасту осадочных отложений, перекрывающих докембрийское основание.

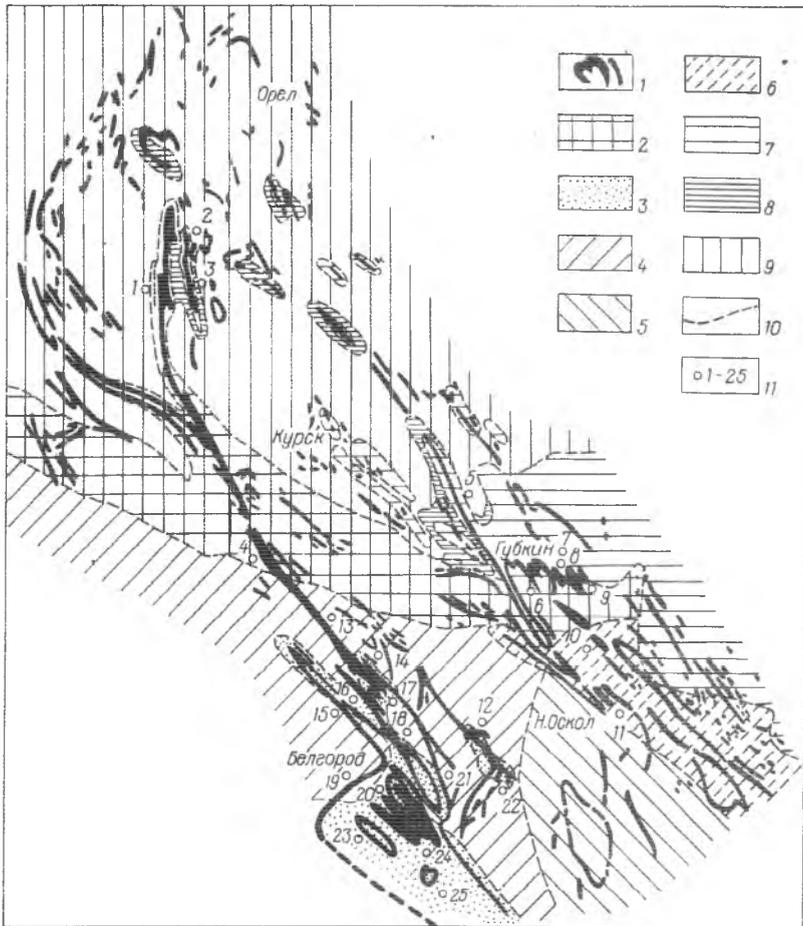


Рис. 47. Отложения, покрывающие породы докембрия на территории КМА, и размещение месторождений железных руд (по С.И.Чайкину):

1 – магнитные аномалии, отвечающие выходам железистых кварцитов на палеозойскую поверхность докембрийского фундамента; 2 – юрские отложения нерасчлененные ( $I_{2,3}$ ); *каменноугольные отложения*; горизонт: 3 – алексинский ( $C_1al$ ), 4 – бобриковский ( $C_1bb$ ), 5 – турнейские отложения ( $C_1t$ ); *девонские отложения*: 6 – мамондовская толща ( $D_3mm$ ), 7 – воробьевские слои ( $D_2vb$ ), 8 – мосоловская толща ( $D_2ms$ ), 9 – морская толща ( $D_2mr$ ); 10 – границы отложений разного возраста; *месторождения* (1–25 – цифры на схеме): 1 – Михайловское, 2 – Новоялтинское, 3 – Курбакинское, 4 – Реутецко-Дичнянское, 5 – Тимское (Роговское), 6 – Салтыково-Александровское, 7 – Коробковское, 8 – Лебединское; 9 – Стойленское, 10 – Чернянское, 11 – Погромское, 12 – Корочанское, 13 – Ольховатское; 14 – Беленихинское, 15 – Яковлевское, 16 – Лучкинско-Гостищевское, 17 – Тетеревино-Малиновское, 18 – Хохлово-Дальнегумское, 19 – Висловское, 20 – Белгородское, 21 – Мелиховское, 22 – Большетроицкое, 23 – Олимпийское, 24 – Разуменское, 25 – Топлинское

Из рис. 47 следует, что северный склон и присводовая часть антеклизы, развивавшиеся под влиянием Московской синеклизы, проявили тенденцию к медленному опусканию. Южный склон антеклизы, особенно его юго-западный сектор, развивался под влиянием более молодого Днепровско-Донецкого авлакогена и сохранил высокое стояние поверхности выравнивания намного дольше (до поздневизейского времени). В результате именно здесь, в Белгородском районе, в зоне одноименного плато, создались необходимые гипсометрические градиенты и обусловленные ими мощные зоны дренажа, содействовавшие формированию столь же мощной латеритной коры выветривания, в том числе ее линейного типа. Они особенно подчеркиваются приуроченностью богатых железных руд к грядам древнего рельефа, которые сложены самыми прочными породами – железистыми кварцитами.

В итоге сочетание стратиграфического, геотектонического и геоморфологического факторов обусловило отмеченные выше резко различные мощности залежей и масштабы месторождений остаточных руд, особенно контрастные при сравнении Белгородского и Михайловского железорудных районов. Этим же объясняется и неуклонное повышение качества руд в направлении от северных месторождений к южным, где содержание железа на 7–9 % выше, чем в северных районах.

Важно подчеркнуть, что в позднедевонскую – раннекаменноугольную эпоху в Белгородском районе благоприятные геоморфологическая и тектоническая обстановки сочетались с палеоклиматическим оптимумом, в области которого находился регион КМА. Это следует из последних палеоклиматических реконструкций [1, 331]. В соответствии с ними вся Восточно-Европейская равнина в этот период входила в состав экваториальной зоны (влажный тропический климат), протягивающейся в направлении Новая Земля – Северная Африка и включавшей Скандинавию, Юг Северной Америки и Север Южной Америки.

На основании преимущественно покровной формы зоны выветривания (рис. 37) установлено, что циркуляция подземных вод в период рудообразования ограничивалась верхней, местами достаточно мощной приповерхностной зоной кристаллических пород и носила пластово-трещинный характер. Таким образом, выше определены области разгрузки подземных вод (ДДВ и Московская синеклиза); теперь возникает вопрос о судьбе огромных масс кремнезема, вынесенного при региональном выщелачивании кварца из площадной зоны выветривания толщ железистых кварцитов, а также всего комплекса пород обнаженного фундамента – сланцев, гранитов, гнейсов. Напомним, что в результате выщелачивания кремнезема (в том числе и кварца) на филлитовых сланцах образуются бокситы и бокситовидные породы, элювиальный характер которых несомненен.

Вопрос о судьбе вынесенного кремнезема возникает и в связи с тем, что в профиле коры выветривания, развитой на КМА, сколько-нибудь заметного накопления кремнезема нигде не наблюдается. Встречающиеся ниже зоны выщелачивания, небольшие по размерам и незначительные по распространению прожилки опала и халцедона, по существу, не способствуют решению вопроса. Таким образом, в условиях КМА кремнезем из сформировавшейся коры выветривания практически выносился полностью. Столь полный вынос его, очевидно, мог иметь место в условиях достаточно интенсивного горизонтального дренажа подземных и грунтовых вод. В качестве дрена, по-видимому, могли служить контакты разнородных по физико-механическим свойствам пород (железистых кварцитов и сланцев), а также тектонические зоны.

При таких обстоятельствах, естественно, следует ожидать накопления больших масс кремнезема в конечных бассейнах стока, непосредственно примыкавших в период формирования коры выветривания к Воронежскому кристаллическому бассейну. Действительно, это предположение подтверждается присутствием в разрезе нижнекаменноугольных отложений Московской синеклизы и ДДВ горизонтов, обогащенных кремнеземом.

Так, Д.Е.Айзенберг [1] описывает в составе нижнекаменноугольных отложений ДДВ своеобразные кремнисто-глинистые и другие кремнистые породы, на основании которых он сделал вывод, что "ранневизейская трансгрессия сопровождалась повышенным привносом кремнезема". Не менее широко сингенетическое окремнение, по данным Д.Н.Утехина [330], наблюдается и в нижнекаменноугольных отложениях Московской синеклизы.

Начиная со второй половины визейского века в регионе КМА установился приморско-островной холмисто-грядовый ландшафт [1]. С этого времени полностью сформировавшаяся рудоносная кора выветривания вступила в период различных эпигенетических преобразований, которые протекали в условиях замедленного водообмена и лишь эпизодически нарушались кратковременными периодами его активизации.

В заключение коснемся структурных условий, которые определяют в первую очередь площадные масштабы и конфигурацию в плане преобладающего типа покровных залежей. на поверхности эрозионного среза сложноскладчатых узлов развиваются неправильно-изометричные и овальные тела, на головах моноклинально залегающих железорудных свит распространены наиболее протяженные – лентообразные залежи [219].

Проявления оруденения, связанного с линейными корами выветривания, как правило, приурочены к кругопадающим моноклиналям. При этом сосулькообразные залежи остаточных руд (рис. 37) и карманообразные углубления подошвы покровных тел контролируются межпластовыми подвижками внутри толщ неоднородных по физико-механическим свойствам пород (раскрытие поверхностей контактов и наслоения). Нередко они сопровождаются признаками брекчирования вмещающих пород.

Согласно [209], на протяжении всего рифея, венда и раннего палеозоя регион КМА входил в состав Сарматской возвышенности, которая являлась областью интенсивной денудации и сноса, препятствовавших образованию площадной коры выветривания. Однако именно в это время вполне могли происходить гипергенные рудообразующие процессы в линейно-трещинных зонах (по гидродинамической схеме циркуляции напорных вод, принятой выше для саксаганского типа оруденения). С ними допустимо связывать появление глубоко уходящих сосулькообразных залежей остаточных руд на Яковлевском месторождении (рис. 37) и в других местах.

Рассмотренные палеогеографические (климат, рельеф) и палеотектонические условия рудообразования являются фундаментальными, фоновыми факторами в формировании окисленных богатых руд остаточного типа, ассоциирующихся с железисто-кремнистой формацией.

Анализ особенностей локализации месторождений, залежей богатых окисленных гематитовых руд и их морфологии, устанавливающий дискретный характер их размещения на фоне регионального распространения железисто-кремнистой формации (железистых кварцитов), с полной очевидностью убеждает, что ключевая роль в эпигенетическом образовании богатых руд в толще железистых кварцитов принадлежала литолого-фациальным факторам. Последние весьма многообразны и подчас приобретают решающую роль в локализации богатых руд. Без учета их порой невозможно объяснить сложную морфологию залежей. Они проявляют себя через минеральный состав и текстурно-структурные особенности рудоматеринских пород и различную седиментогенную обогащенность отдельных пачек и горизонтов последних.

Прежде всего это проявляется на зависимости парагенезиса гипергенных минералов, сменивших исходные метаморфические парагенезисы, от аутигенно-минералогической зональности. Повышению интенсивности оруденения и мощности залежей соответствует также щелочно-метасоматическая переработка железистых кварцитов с развитием главным образом эгирина, сопровождающаяся перераспределением и заметным обогащением железом отдельных пачек и участков (Михайловское, Лебединское и особенно Больше-Троицкое месторождения).

Важную роль играет слоисто-полосчатая текстура оруденевающих железистых кварцитов: максимальная мощность покровных рудных тел наблюдается в пределах пачек и слоев тонкополосчатых и микрополосчатых железнослюдко-магнетитовых кварцитов, отличающихся также седиментогенной обогащенностью железом. Она всегда сокращается при появлении грубослоистых текстур, что особенно выражено на Яковлевском и Гостищевском месторождениях. Такую зависимость можно объяснить более высокой концентрацией железа и меньшей — кремнезема в микрослоистых разновидностях, а также явно повышенной водопроницаемостью, связанной с лепидобластной структурой рудных слоев тонкополосчатых железистых кварцитов.

Фациальный фактор определяет меру насыщения разреза железорудных свит железистыми кварцитами (так называемый коэффициент рудоносности). От этого зависит и степень однородности залежей остаточных руд. Наиболее ценные в этом отношении месторождения (Михайловское и Гостищевское) сопряжены с фациально однородными участками железорудных свит, где резко преобладают железистые кварциты.

Метаморфогенный фактор также следует признать одним из ведущих. Сопоставление месторождений КМА по этому признаку показало, что все промышленные месторождения богатых руд сосредоточены в структурно-фациальных зонах, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма, где размер минеральных зерен измеряется микронами и первыми десятками микрон. В зонах, где метаморфизм повышен до амфиболитовой ступени, даже в благоприятной палеогеографической обстановке, мощность залежей измеряется лишь несколькими метрами (Прохоровские, Шидловско-Шаталовские, Валуйские аномалии).

По совокупности данных, вещественному составу, парагенетическим минеральным ассоциациям, характеру вертикальной зональности руд в формировании залежей богатых руд КМА можно выделить два этапа: окислительный (субазральный), с которым связано образование первично-оксидных руд, и восстановительный (субаквальный). Иногда делается попытка выделить третий — катагенетический, но поскольку заметно он не фиксируется, мы его не выделяем.

*Окислительный (субазральный) этап* связан с формированием латеритной коры выветривания, которой, как известно, присущи исключительные масштабы проявления процессов окисления и выщелачивания. В итоге их проявления из железистых кварцитов с содержанием железа 32–44 % образуются рыхлые высокопористые богатые руды, где оно увеличивается более чем в два раза. Железо накапливалось в оксидной и гидрооксидной формах в виде железной слюдки, мартита, дисперсного гематита, гидrogематита, гетита и целой гаммы гидроксидных минералов, что свидетельствует о высоком кислородном потенциале.

Наряду с высказанной Л.Г.Прохожимым и его соавторами новой точки зрения о природе мартитизации [273], со времен Ч.Р.Ван Хайза [455] существуют и другие варианты широко признанной гипергенной концепции мартитизации магнетита [33, 71, 101, 145, 169, 277]. При этом ее механизм исследователями представляется по-разному.

По А.Г.Бстехтину [33], окисление магнетита происходит в две стадии. Первой, промежуточной, на которой магнетит окисляется не полностью и еще сохраняется его кристаллическая решетка, отвечает маггемит. На следующей, гематитовой стадии, решетка магнетита полностью перестраивается. Согласно Г.Хейгу и Е.И.Вервею, переход магнетита в гематит обусловлен выносом части ионов двухвалентного железа. Позднее Н.А.Корнилов [173] сделал аналогичный вывод, указывая, что процесс мартитизации происходил при инертном поведении кислорода и выносе железа за пределы зерен мартита с повышением пористости с 7,4 до 14,25 %.

Однако отмеченная пористость мартита обусловлена не выносом железа, а различием параметров элементарной ячейки кристаллических решеток гематита и магнетита. Согласно Диру и др., в гематите они в направлении оси  $x$  равны 0,5634 нм, а в направлении оси  $z$  1,3749; в магнетите этот параметр равен 0,8404 нм. Различие параметров элементарных ячеек и приводит к "разрыхлению" структуры мартита, с чем и связана его повышенная пористость по сравнению с магнетитом.

Вторым важнейшим аспектом в генезисе богатых руд является выщелачивание кремнезема, по сути, — основной рудообразующий процесс. По сравнению с железистыми кварцитами (52–44 %) его содержание в рудах уменьшается в 8–12 раз, составляя до 8,8–4,3, а иногда и до 0,05 %. При этом вынос кремнезема идет при растворении как кварца, так и силикатов. В литературе часто обсуждается вопрос, какая из этих форм выносятся раньше. Ряд исследователей [347, 282] считают, что при формировании рудного элювия вынос свободного кремнезема резко опережает мобилизацию и вынос кремнезема, связанного в силикатах и алюмосиликатах.

Однако такой вывод явился результатом игнорирования факта интенсивного проявления в профиле выветривания докембрийских пород КМА эпигенетического цементационного хлорита, с которым связана основная часть кремнезема в богатых рудах, имеющего, таким образом, не остаточную, а инфильтрационную природу. Учитывая это обстоятельство, можно сделать вывод, что повышенное содержание в богатых рудах связанного кремнезема обусловлено не замедленным по сравнению с растворением кварца выносом его в процессе выветривания, а последующим привносом его при эпигенезе руд.

Этот вывод хорошо согласуется с широко известными экспериментальными данными по растворимости кварца и связанного кремнезема [71], согласно которым в гипергенной обстановке кварц в обычных поверхностных условиях растворяется значительно труднее, чем кремнезем в связанной форме (силикатной и алюмосиликатной).

Немаловажным для выяснения природы выветривания является поведение щелочей и щелочноземельных элементов как фактора рудообразования. Все они (калий, натрий, кальций, магний) в ходе рудообразования интенсивно выносятся из элювиального горизонта и поэтому богатые руды оказываются обедненными ими по сравнению с железистыми кварцитами. Чрезвычайно интересно в этом плане не менее чем двукратное накопление алюминия и малых элементов семейства железа в богатых рудах, о котором мы говорили

выше. Важность этих элементов подчеркивается тем, что именно такое геохимическое поведение их в гипергенных условиях хорошо и полно изучено на примере типичной коры выветривания, развитой на массивах ультраосновных пород.

*Восстановительный (субаквальный) этап* выделен нами в работе [351] и связывался с развитием в регионе на породах кристаллического фундамента приморско-болотного ландшафта в связи с верхнедевонско-нижнекаменноугольной трансгрессией. Это положение особенно справедливо для южных районов КМА. О развитии болотных условий свидетельствует залегание на богатых рудах пластов углей, углистых сланцев и сухарных глин типа флинткляя. Именно с болотными условиями нами связывается генерирование обогащенных  $\text{CO}_2$  вод, инфильтрующихся в богатые руды и обусловивших сидеритизацию последних.

По мере инфильтрации болотные воды становились щелочными, обогащались глиноземом и кремнеземом, в них снижался потенциал диоксида углерода. Эти изменения сопровождалось выделением вместо сидерита железистого хлорита типа шамозита. Отмеченной закисной ассоциации сопутствовало развитие в небольших количествах цементационных и псевдоморфных по мартиту магнетита и пирита. Следует отметить, что гипергенный магнетит в карбонатизированных рудах КМА распространен довольно широко.

Сидеритизация и хлоритизация богатых руд могли проходить не стадийно, а параллельно; это естественно, если принять во внимание, что воды озерно-болотных водоемов могли характеризоваться различным окислительно-восстановительным потенциалом, подобно тому, как это отмечается в современных болотах.

В связи с неоднократным изменением уровня подземных вод, в частности с понижением его, на каком-то уровне могли снова возникать условия, благоприятные для образования карбонатов в рудах, — так появлялись менее мощные зоны карбонатизации, встречающиеся среди рыхлых руд ниже основной верхней зоны карбонатизации. При достижении инфильтрующимися поверхностными водами нижней границы рудных залежей на водоупоре создавались локальные застойные условия и формировалась так называемая нижняя зона карбонатизированных руд. Часто сидерит и железистые хлориты развивались совместно, образуя заметные скопления. При этом они нередко распространялись и по зоне слабо выщелоченных железистых кварцитов.

Таков основной механизм формирования наложенной эпигенетической зональности рудных залежей. Меньшую роль играла инфильтрация минералообразующих компонентов из толщ осадочных пород, перекрывших кору выветривания. В обоих случаях главным фактором оказалось постепенное опускание поверхности антеклизы под уровень моря в поздневизейское время.

Геологические данные свидетельствуют, что залежи богатых руд в период нижнекаменноугольной трансгрессии подвергались наиболее интенсивному и глубокому размыву, который впервые появился при девонской трансгрессии. Сказанное подтверждается широким развитием, а местами и мощными скоплениями (до 70–80 м) переотложенных руд на всех месторождениях Белгородского района (Яковлевском, Гостищевском и других), где переотложенные руды нередко образуют вокруг месторождений шлейф шириной в несколько километров. Нередко переотложенные руды выполняют отрицательные формы рельефа типа оврагов и впадин на склонах рудных гряд.

Совершенно несостоятельно допущение, что рыхлые руды образовались в результате разложения первоначально карбонатизированных руд. При справедливости такого предположения богатые руды КМА имели бы смешанный гематит (мартит)-гидрогетитовый состав, поскольку хорошо известно, что при окислении сидерит превращается в ржаво-бурые гидроксиды железа. Богатые руды КМА практически сложены мономинеральными массами мартита или железной слюдки. Гидроксидов железа в них нет. Такова принципиальная схема формирования богатых железных руд КМА.

## О генезисе богатых руд формации ингулецкого типа

Обзор гипергенного рудообразования останется неполным без обсуждения наиболее сложной по генезису формации руд ингулецкого типа. Ее впервые выделил под этим названием Ю.Г.Гершойг [65]. В ее состав входят месторождения, которые размещаются у поверхности

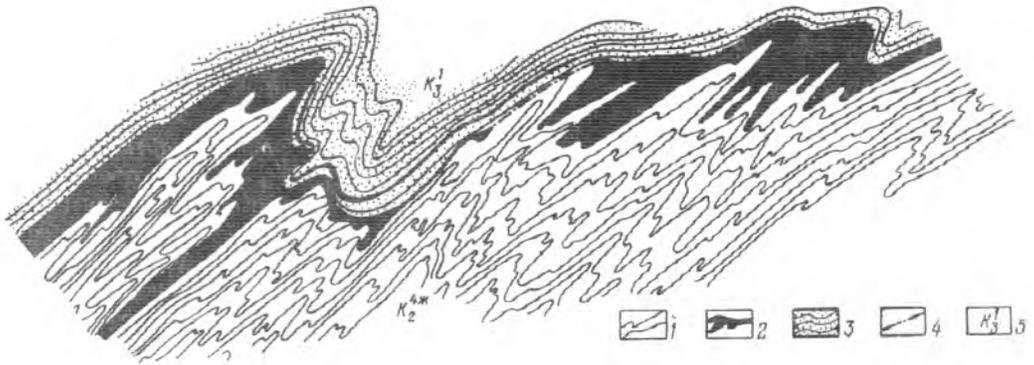


Рис. 48. Структурная позиция залежей ингулецкого типа оруденения в Восточно-Ингулецкой синклинали (рудуправление им. Ильича, план горизонта 90 м) (по данным Н.П.Семененко): 1 – железистые кварциты мартитовые саксаганской свиты, 2 – богатые руды мартитовые, 3 – сланцы гданцевской свиты, 4 – стратиграфические контакты, 5 – стратиграфический индекс

стратиграфического несогласия между криворожской и гданцевской геологическими формациями внутри Криворожско-Кременчугского пояса. На протяжении 155 км от Ингулецкого месторождения на юге до Успеновского участка на севере эта формация сложена 18 самостоятельными месторождениями.

Во всех месторождениях основу составляют метаморфогенные кварц-магнетитовые руды. Они залегают в форме линзо- и пластообразных покровных залежей на выходах пластов материнских железистых кварцитов саксаганской свиты под поверхность ее несогласия с гданцевской свитой (рис. 48). Величина углового несогласия достигает  $15-20^\circ$  [271]. В соответствии с изменчивым залеганием поверхности контакта между свитами падение тел богатых руд меняется до горизонтального.

В Основной синклинали развит комбинированный тип месторождений: со стороны висячего бока к метаморфогенным рудам саксаганской свиты примыкают линзовидные тела сингенетических – осадочных метаморфизованных сидерит-магнетитовых руд гданцевской железоносной формации.

Повсеместно на глубины до 200–500 м оба типа рудных залежей окислены. По данным Ю.Г.Гершойга [64], в приповерхностной части рудных тел к зоне окисления примыкают еще два генетических типа руд: со стороны лежащего бока – остаточные маршалит-мартитовые, а в висячем боку – остаточные и инфильтрационные бурые железняки. Оба они представляют собой корневые части залежей двух размытых и разновозрастных трещинно-площадных кор выветривания [181].

Можно считать общепризнанным, что в составе ингулецкой рудной формации в пределах конкретных месторождений и даже залежей сопряжено от двух до четырех генетически разных типов руд. Границы между ними устанавливаются без особых затруднений [105, 188, 271]. При этом из четырех генетически сопряженных типов руд только один – основной – магнетитового оруденения, образовавшийся за счет обогащения железистых кварцитов саксаганской свиты, вызывает разногласия относительно своего генезиса; для него остается неясным вопрос о способе концентрации железа: собственно метаморфическом или первоначально гипергенном.

Наиболее распространено мнение о первоначальном возникновении рассматриваемых руд в древней площадной коре выветривания железистых кварцитов криворожской формации [63, 101, 227 и др.]. Оно основано на допущении возможности появления такой коры на древней поверхности денудационного выравнивания и хорошо согласуется с охарактеризованной выше геологической позицией плащеобразных рудных тел. Однако прямых доказательств этой точки зрения обычно не проводилось.

Существует и противоположное мнение о возникновении рассматриваемых руд одновременно с метаморфизмом гданцевской свиты [57, 105, 87, 188]. В качестве доводов послужили такие признаки: 1) морфология контактовых переходов вдоль слоистости из богатых руд в железистые кварциты, характерная для метаморфогенной метасоматической усадки; 2) присутствие мелких залежей – спутников в железистых кварцитах лежащего бока, не имеющих явного выхода к поверхности несогласия; 3) околорудные явле-

ния в виде перекристаллизации магнетита и сокращения размеров кварцевых зерен, появление кварцевых жил альпийского типа в околоконтактных зонах внутри рудных тел; 4) снижение концентрации железа в рудных телах с глубиной и выклиниванием части залежей по падению; 5) кажущаяся необъяснимость полного восстановления мартита в магнетит в процессе метаморфизма предполагаемой по иной гипотезе коры выветривания.

Нетрудно видеть, что перечисленные доводы не являются строгими доказательствами метаморфической природы руд. В итоге обе точки зрения сосуществовали в качестве равновероятных. В настоящее время появилась возможность надежнее обосновать первично-гипергенную природу обсуждаемых богатых руд.

Во-первых, это наличие прямых признаков: по данным Л.Г.Прокогина [271], в грубо-обломочных породах базальных слоев гданцевской свиты присутствуют обломки богатых магнетитовых руд и даже целые залежи, сложенные такими обломками. Этот вывод подтверждается признаками смятия приконтактных залежей складками волочения (рис. 48).

Во-вторых, такой вывод сделан на основании двух особенностей геологической позиции залежей, которые противоречат допущению об их метаморфическом происхождении в свете разработанной в седьмой главе модели метаморфогенного рудообразования.

Так, с одной стороны, появление залежей, их мощность и содержание железа в них совершенно не зависят от крайне пестрого состава метаосадочных, в основном кластогенных пород кровли рудных тел, среди которых развиты сланцы, песчаники, гравелиты, кварциты, конгломераты, сидерит-магнетитовые руды и доломиты — самые разные по физико-механическим свойствам образования, но нет даже признаков сланце-кварцитов, разделяющих пласты железистых кварцитов саксаганской свиты в зонах их эндогенной метасоматической усадки. В итоге нарушено важнейшее литофациальное условие формирования структур, благоприятных для рудообразующей усадки.

С другой стороны, основные параметры оруденения также не зависят от условий залегания контролирующей поверхности несогласия: рассматриваемый тип богатых кварц-магнетитовых руд в равной мере развит как в зонах кругого, так и пологого (вплоть до горизонтального в Основной синклинали) залегания контакта саксаганской и гданцевской свит. А это обстоятельство исключает активную и обязательную для эндогенной усадки роль стресса.

С приведенными соображениями вполне согласуются отмеченные признаки метаморфической гипотезы. И даже последний из них — восстановление (мартита в магнетит) можно объяснить необычайно легкой регенерацией мартита в магнетит в восстановительной обстановке эпигенетической инфильтрации компонентов в пористые руды коры выветривания, как это ярко выражено в дисперсногематит-мартитовых рудах КМА [219]. Не следует игнорировать и вероятность иного, в том числе бескислородного, состава атмосферы на рубеже 2150–2020 млн лет, когда формировалась предполагаемая кора выветривания. При таком допущении выщелачивание кварца в ней могло пройти вообще без сопутствующей мартитизации, и остаточные руды сохранили исходный магнетитовый состав.

Таким образом, приведенная система рассуждений и опровергает прежние возражения против образования руд в древней коре выветривания, и побуждает признать гипергенно-остаточную первичную природу обсуждаемых руд в качестве господствующей, а тем самым выделить наиболее ранний — ”догданцевский” этап гипергенного рудообразования.

## ГЛАВА 9 ПОЛИГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ генезиса разных железорудных формаций, проведенный в предшествующих главах, завершим кратким обобщением исторической последовательности их возникновения и пространственно-генетических отношений между ними.

Отметим главные особенности последовательности и эволюции накопления железа в железисто-кремнистых формациях бедных руд: периодичность, прерывистость, постепен-

Таблица 24. Генетическая классификация железных руд месторождений, связанных

Серия	Группа	Но- мер типа	Генетический тип	Процессы и исходный субстрат	
				Рудообразующие	Преобразующие и со- путствующие
Метаморфогенная	Метаморфизованная	I	Терригенно-осадочный метаморфизованный	Нормальный седиментогенез железисто-кремнистых пород	Региональный метаморфизм
		II	Осадочно-диагенетический метаморфизованный	Седиментация и диагенез железистых осадков	
		III	Вулканогенно-осадочный метаморфизованный	Вулканогенно-гидротермальный седиментогенез железисто-кремнистых пород	
		IV	Осадочно-метаморфизованный, окисленный гипергенезом	Седиментация и региональный метаморфизм	Гипергенное окисление
		V	Осадочно-метаморфизованный, измененный щелочным метасоматозом	То же	Щелочной метасоматоз
		VI	Гипергенно-остаточный метаморфизованный	Гипергенез железистых кварцитов, повторный региональный метаморфизм	Эпигенетическая седиментация доломитом и кальцитом
VII	Гипергенно-остаточный метаморфизованный, преобразованный щелочным метасоматозом	Карбонатно-щелочной метасоматоз			
Полигенетическая	Метаморфическая	VIII	Остаточно-метаморфический, преобразованный щелочным метасоматозом	Динамотермальный метаморфизм и метасоматическая усадка железистых кварцитов	—
		IX	Собственно остаточнометаморфический		
	Метаморфогенно-гипергенная	X	Остаточно-метаморфический, обогащенный гипергенезом	То же и гипергенное обогащение метаморфических руд	Гидротермальная инфильтрационная цементация
	Выветривания	XI	Остаточный — площадной коры выветривания	Гипергенез железистых кварцитов	Экзогенная инфильтрационная цементация
		XII	Инфильтрационно-остаточный трещинно-площадной коры выветривания	То же и инфильтрация растворенного железа в трещинных зонах	—
	Гипергенно-остаточная	XIII	Осадочный — переотложенной коры выветривания	Размыв и местное переотложение остаточных руд	Экзогенная инфильтрационная цементация

ное нарастание масштабов от раннего архея к нижнему протерозою и дальнейший спад в рифейской эпохе, неравномерное, но неуклонное затухание вулканических процессов, сопутствующих железнакоплению. Периодичность железнакопления обусловила многоярусное строение крупнейших железорудных провинций, при этом в стратиграфическом размещении ярусов проявилась тенденция к смене железоносных геологических формаций (рис. 1, табл. 1).

Эпигенетические формации богатых руд возникли путем обогащения железистых кварцитов и потому их размещение всегда определено районами развития железисто-кремнистых пород. Конкретные взаимоотношения эпигенетических формаций между собой и с сингенетическими формациями бедных руд наиболее полно и достоверно установлены в границах самого сложного по истории геологического развития Криворожско-Кременчугского железорудного пояса, который объединяет две крупнейшие формации железистых кварцитов и все известные типы эпигенетических формаций богатых железных руд. Здесь они образуют два яруса оруденения — значительно размывтый приповерхностный и глубинный.

с железисто-кремнистыми формациями Восточно-Европейской платформы

Геологические особенности		Железородная формация	Запасы месторождений, т	Примеры рудных полей, месторождений
Минеральный тип руд	Морфология залежей			
Железистые кварциты магнетитовые, сидероплезит-кумингтонит-магнетитовые и др.	Пласты, реже линзы	Криворожская, белозерская, гданцевская	$10^9 - 10^{10}$ и более	Скелеватское Магнетитовое
Богатые сидерит-магнетитовые руды	Линзы, пласты	Ингулецкая	$10^5$	Рудник им. Ильича
Железистые кварциты магнетитовые, сидероплезит-кумингтонит-магнетитовые и др.	Пласты, реже линзы	Алгоманская, гданцевская	$10^6 - 10^7$	Чертомлыкское
Железистые кварциты маритовые, дисперсногематит-маритовые	То же	Криворожская, белозерская	$10^9$	Валявкинское северное
Рибекит-магнетитовые кварциты, эгириниты	Секущие зоны в пределах пластов	Криворожская, белозерская		Первомайское
Богатые магнетитовые руды	Пласто- и линзовидные	Ингулецкая	$10^7$	Рахмановское
			$10^7$	Желтореченское
Богатые эгирин- и рибекит-магнетитовые руды	Пласто- и столбообразные тела	Первомайская	$10^6$	Первомайское
Богатые магнетитовые, сидероплезитовые руды		Саксаганская	$10^5$	Южно-Белозерское, рудник им. В.И. Ленина
Богатые дисперсногематит-маритовые пористые и сцементированные руды		Саксаганская	$10^5$	Саксаганское поле, Галешинское месторождение
Гетит-гидрогетитовые богатые руды	Плаще- и лентообразные тела, гнезда и линзы	Белгородская	$10^{10}$	Гостищевское, Яковлевское
			$10^5$	Ингулецкое
Богатые дисперсногематит-маритовые и другие руды	Линзовидные и шнурообразные тела	Белгородская	$10^5 - 10^7$	Гостищевское

Ограничимся реконструкцией последовательности рудообразования в пределах этой уникальной структуры.

Обсуждение генетических отношений между главными железородными формациями начнем с уточнения понятия "полигенезис". Его впервые, и притом справедливо, к рассматриваемым месторождениям применил Н.А.Корнилов [175]. Такое уточнение совершенно необходимо, поскольку разные авторы понимают данный термин неодинаково, а часть исследователей вообще отрицают его правомерность.

Сингенетические месторождения железистых кварцитов одинаковы по осадочному способу отложения рудообразующих компонентов, но отличаются их источниками (вулканогенный, терригенный, хемогенно-осадочный), что недостаточно для отнесения их к полигенетическим. Иначе выглядят эпигенетические формации богатых руд, которые связаны единством исходного субстрата в форме железистых кварцитов и потому имеют один и тот же источник рудообразующих компонентов. Разными в этом случае являются источники преобразующих растворов, условия и детали минералообразующих процессов, происходящих на месте формирования руд.

Т а б л и ц а 25. Соотношение генетических типов железных руд и полигенетических железорудных формаций

Формация	Формационный тип руд	Номер типа	Генетический тип	Роль
Железисто-кремнистые сланцевая, лептит-сланцевая, ментабит-сланцево-доломитовая	Криворожский, белозерский, гданцевский	I	Терригенно-осадочный метаморфизованный	Главная
		IV	Осадочно-метаморфизованный, окисленный гипергенезом	Второстепенная
Дисперсногематит-мартитовая	Белгородский	XI	Остаточный – площадной коры выветривания	Главная
		XII	Инфильтрационно-остаточный – трещинно-площадной коры выветривания	Незначительная
		XIII	Осадочный – переотложенной коры выветривания	Второстепенная
То же	Саксаганский	IX	Собственно остаточно-метаморфический	Ничтожная
		X	Остаточно-метаморфический, обогащенный гипергенезом	Подавляющая
		XI	Остаточный – площадной коры выветривания	Незначительная
Кварц-магнетитовая	Ингулецкий	VI	Гипергенно-остаточный метаморфизованный	Главная
		VII	То же, преобразованный щелочным метасоматозом	Иногда главная
		II	Осадочно-диагенетический метаморфизованный	Незначительная
		IX	Собственно-остаточно-метаморфический	Неясная
		XI	Остаточный – площадной коры выветривания	Незначительная
		XII	Инфильтрационно-остаточный – трещинно-площадной коры выветривания	
Этирин-рибекит-магнетитовая	Первомайский	V	Осадочно-метаморфизованный, измененный щелочным метасоматозом	Главная
		VIII	Остаточно-метаморфический, преобразованный щелочным метасоматозом	Подчиненная

Таким образом, каждый формационный тип богатых руд образовался путем по меньшей мере одноактного обогащения исходных железистых кварцитов, которые сами по себе являются сложными по генезису бедными рудами и относятся к группе осадочных метаморфизованных месторождений. В дополнение к этому заметим, что все формационные типы эпигенетических руд в разной степени изменены более поздними минералообразующими процессами. В итоге ни одну из рассматриваемых формаций богатых руд нельзя отнести к определенной генетической группе, а иногда и к серии существующих классификаций.

Поскольку речь идет о длительных этапах протекания принципиально различных минералообразующих процессов, разделенных крупными промежутками геологического времени, а в результате их взаимодействия возникают разные пространственно сопряженные руды, то вполне обосновано рассматривать их в качестве полигенетических образований. При этом реально наблюдаются три варианта сочетания разных по генезису руд.

Первый вариант выделен Н.А.Корниловым и предполагает сосуществование в пределах железорудных бассейнов, зон и рудных полей территориально разобщенных месторождений богатых и бедных руд разного происхождения – осадочных метаморфизованных, метаморфических и гипергенных, как это наблюдается, например, в Кривбассе. Второй вариант близок к первому, но проявляется в пределах отдельных месторождений и даже залежей. Наиболее полно он представлен в формации ингулецкого типа, где в общих контурах рудных тел могут объединяться четыре–шесть разных по генезису типов руд. Заме-

тим, что и в первом, и во втором варианте границы генетически разных руд отчетливо выражены даже в единых залежах.

Третий вариант резко отличается от предыдущих именно по этому признаку, поскольку происходит совмещение, точнее, наложение генетически разных процессов в одном и том же объеме рудных тел, как это наблюдается в первомайском, белгородском и особенно саксаганском типах оруденения.

Относительно простым примером третьего варианта представляются месторождения белгородской формации всего с тремя этапами рудообразования — осадочным, метаморфизирующим и гипергенным. Наиболее сложными являются месторождения саксаганского типа, в которых вместе с отмеченными тремя этапами проявилось шесть независимых рудообразующих этапов: осадочный и метаморфизирующий, сформировавшие железистые кварциты; метаморфическое обогащение железистых кварцитов и последующее гипергенное обогащение метаморфогенных богатых руд; комплексная магматогенно-гидротермальная и гипергенная цементация пористых руд и дополнительное гипергенное обогащение в приповерхностной зоне ранее сформировавшихся окисленных руд.

Именно в этих месторождениях совмещены четыре главных признака полигенетических формаций: в одних и тех же рудных телах последовательно проявилось от трех до шести разных по генезису этапов минералообразования; каждый этап отделен от предыдущего крупными отрезками геологического времени — от раннего протерозоя до третичной эпохи; на каждом этапе в залежах появлялись качественно новые типы руд с иным содержанием железа и технологическими свойствами, что не позволяет считать их простыми продуктами изменения руд ранних этапов; любой из конечных типов железных руд имеет самостоятельное экономическое значение в виде территориально обособленных промышленных месторождений со своими геологическими особенностями.

Таким образом, значительная часть ЖФД — это яркий пример полигенетических рудных формаций, которые необходимо обособить в самостоятельную генетическую серию месторождений и учитывать особую сложность их геологического строения при поисках и разведке. Это обстоятельство существенным образом выделяет железорудные формации докембрия среди множества других рудных формаций и учтено в предлагаемой генетической классификации. Классификация совмещает представления о генезисе железных руд широкого круга исследователей ЖФД (табл. 24, 25).

В табл. 24 отражены генетические отношения всех формационных типов руд без их традиционного разделения на бедные и богатые, поскольку и те и другие являются продуктами общих геологических процессов. Учтены далеко не все генетические разновидности железных руд, а только типы, фиксирующие самостоятельный этап рудообразования.

В качестве главного принципа систематики использовано традиционное объединение минералообразующих процессов на месте образования и залегания руд. Разделение их по источнику рудного вещества и транспортирующей среды пока преждевременно. В структуре классификации принято наиболее распространенное соподчинение понятий в соответствии с подразделением генетических единиц, по В.И.Смирнову: серии → группы → классы → формации → типы месторождений (руд).

Табл. 25 наглядно демонстрирует главное своеобразие ЖФД — их способность объединять от двух до пяти разных генетических типов месторождений и руд, что оправдывает выделение особой серии полигенетических рудных формаций и месторождений. В соответствии с таким назначением таблицы сюда включены только сложные по составу железорудные формации и названы генетические типы руд, которые связаны с ними и самостоятельно не встречаются. При анализе таблицы обращает на себя внимание повторяемость некоторых генетических типов руд в разных формациях, что еще раз подчеркивает сложность взаимоотношений между ними.

Более наглядно полигенетические взаимоотношения видны на диаграмме рис. 49, где показаны основные этапы рудообразования в Кривбассе, объемные соотношения минеральных типов руд, сформированных на каждом из этапов, а также схемы последовательности (обозначена стрелками) преобразований исходного субстрата — железисто-кремнистых осадков — различными рудогенерирующими процессами. Видно, что отдельные типы богатых руд являются продуктами трех и более этапов преобразования, охвативших огромный промежуток времени.

Остановимся еще на одной важной особенности рассматриваемых ЖФД — широко распространенных явлениях конвергенции и дивергенции, часто затрудняющих рекон-

Этап рудообразования		Возраст эпоха	Генетические			
			I	II	IV	V
1	Осадочное железнакопление	$PR_1, SX$				
2	Эпигенез и денудация ЖКСФ	Догдан-цвбская				
3	Кластогенное и хемогенное железнакопление	$PR_1, gd$				
4	Кластогенное осадконакопление	$PR_1, gl$				
5	Региональный метаморфизм и тектогенез	$PR_1$ (2 млрд лет)				
6	Диэфторез и щелочной метасоматоз	$PR_1$ (1,8 - 1,9 млрд лет)				
7	Протерозойский гипергенез	$PR_2$ (R, V)				
8	Палеозойский гипергенез	$PZ_1, PZ_2$ (O, D?)				
9	Предтретичный гипергенез	J, K(?)				

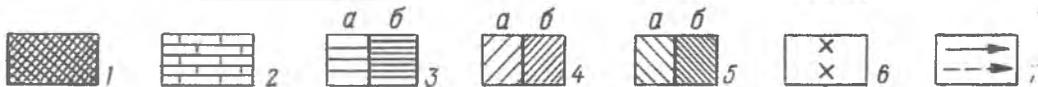
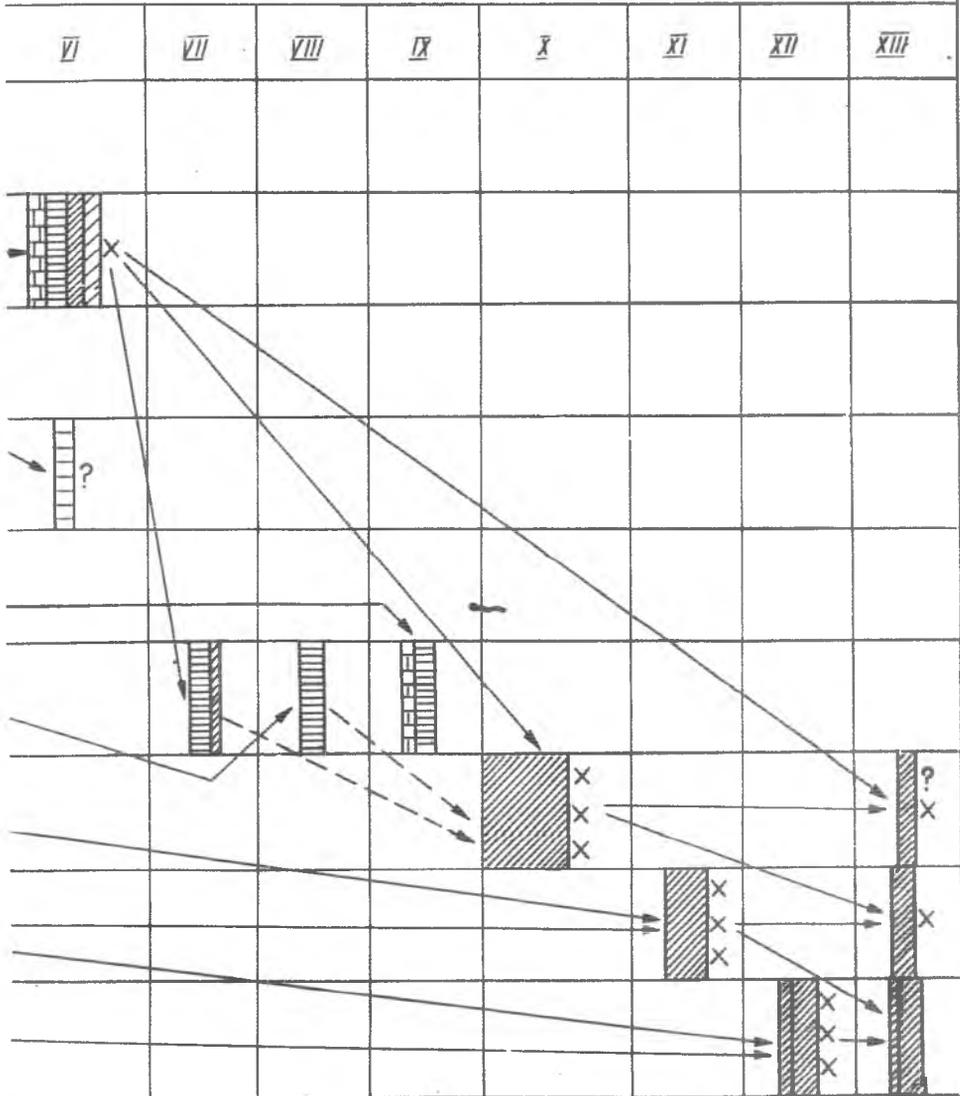


Рис. 49. Полигенетические связи основных этапов рудообразования в Криворожском бассейне (по данным существенно силикатные, 2 – существенно карбонатные, 3 – существенно магнетитовые; 4 – существенно иллиты и джеспилиты, б – эпигенетические богатые железистые руды; *направленность*

струкцию генезиса. Наиболее четко признаки конвергенции проявляются в образовании одинаковых формационных типов руд в разных геологических условиях. Это видно на ярких примерах резко различных в геологическом отношении месторождений железистых кварцитов алгоманской и криворожской формаций, дисперсногематит-мартитовых руд месторождений белгородского и саксаганского типов, магнетитовых руд месторождений первомайской и ингулецкой формаций.

Главной причиной частичной конвергенции железистых кварцитов, по сути, является одинаковый – хемогенно-осадочный – способ отложения вещества железисто-кремнистых пород. Конвергенция формаций эпигенетических богатых руд, наоборот, обусловлена

типы железных руд



ным Ю.Г.Гершойга [69] и авторов); римские цифры – генетический тип руд в табл. 24, 25; руды: 1 – венно гематитовые, 5 – существенно гетит-гидрогетитовые, в обозначениях 3–5: а – железистые кварцы и унаследованность полигенетического рудообразования; б – основная, 7 – побочная

единством исходного субстрата в виде железистых кварцитов, которые подвергаются обогащению генетически разными процессами, но при этом сохраняют многие черты своего состава и строения.

Отчетливые признаки дивергенции обнаруживаются по образованию резко различных по составу руд в сходных геологических условиях. Наиболее ясно они выражены в месторождениях алгоманской формации, где в одинаковых структурно-тектонических условиях, порознь или совместно, присутствуют разные формационные типы руд: железистые кварциты и сульфидно-магнетитовые руды, а иногда и колчеданные месторождения.

Отыскание признаков конвергенции и дивергенции – всегда важная в генетическом

отношении задача, однако главными при ее решении все же остаются практические потребности: без ясности в признаках и причинах конвергенции и дивергенции между сходными месторождениями невозможна четкость их поисковых критериев, в принципе различных для конкретных формаций железных и близких к ним по составу руд.

Основу таких критериев составляют рудоконтролирующие факторы.

Для **сингенетических** железорудных формаций главными являются формационные, стратиграфические, геотектонические, структурные и метаморфогенные критерии.

Для **эпигенетических** формаций богатых железных руд прибавляются еще литолого-формационные и морфотектонические поисковые критерии.

В заключение отметим, что охарактеризованные в данном томе результаты исследований являются определенным шагом вперед на пути познания проблемы генезиса ЖФД. В то же время они демонстрируют несовершенство наших знаний и намечают основные направления дальнейших исследований в области металлогении, геологии месторождений, геохимии и генезиса обсуждаемых формаций.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айзенберг Д.Е.* // Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северных окраин Донбасса. — М.; 1954. — С. 110–169.
2. *Айлер Р.К.* Химия кремнезема. — М.: Мир, 1982. — Т. 1. — 450 с.
3. *Акшменко Н.М., Дмитріев Е.В.* // Геол. журн. — 1962. — 22, вып. 4. — С. 72–79.
4. *Александров Ю.А.* // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 172–205.
5. *Андерсон Е.Б., Тарханов А.В., Заславский В.Г.* // Сов. геология. — 1987. — № 12. — С. 64–69.
6. *Ахкозов Ю.Л., Крестников Ю.М.* // Там же. — 1986. — С. 45–48.
7. *Ахкозов Ю.Л., Пирогов Б.Л., Зінченко В.М.* // ДАН УРСР. Сер. Б. — 1986. — № 12. — С. 5–7.
8. *Бабко А.К., Пилипенко А.Т.* // Методы определения неметаллов. — М.: Химия, 1974. — С. 109–116.
9. *Балашова В.В.* Микоплазмы и железобактерии. — М.: Наука, 1974. — 65 с.
10. *Батурина А.Г., Белевцев Я.Н., Ганоцкий В.И. и др.* Геология и геохимия железорудных месторождений саксаганского типа. — Киев, 1984. — 59 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
11. *Белевцев Р.Я.* // Геол. журн. — 1970. — 30, вып. 4. — С. 25–33.
12. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. — Киев: Наук. думка, 1975. — 230 с.
13. *Белевцев Р.Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1982. — 152 с.
14. *Белевцев Я.Н.* // Горн. журн. — 1941. — Вып. 4. — С. 1–5.
15. *Белевцев Я.Н.* // Сов. геология. — 1946. — Вып. 11. — С. 3–24.
16. *Белевцев Я.Н.* // Там же. — 1947. — Вып. 23. — С. 44–53.
17. *Белевцев Я.Н.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1951. — № 8. — С. 3–27.
18. *Белевцев Я.Н.* // Там же. — 1952. — № 6. — С. 22–35.
19. *Белевцев Я.Н.* // Там же. — 1955. — № 2. — С. 20–34.
20. *Белевцев Я.Н.* // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. — Киев, Наук. думка, 1972. — С. 274–290.
21. *Белевцев Я.Н., Дубинкина Р.П.* // Докл. АН СССР. — 1954. — 96, № 2. — С. 355–359.
22. *Белевцев Я.Н., Родионов С.П., Горошников Б.И.* // Геол. журн. — 1956. — 16, вып. 3. — С. 3–12.
23. *Белевцев Я.Н., Скуридин С.А.* // Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. — М., 1957. — С. 88–103.
24. *Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В.* // Сов. геология. — 1966. — № 2. — С. 127–133.
25. *Белевцев Я.М., Мельник Ю.П.* // Геол. журн. — 1967. — 27, № 1. — С. 27–43.
26. *Белевцев Я.Н., Горошников Б.И.* // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 299–304.
27. *Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П.* // Геология рудных месторождений. — 1974. — № 5. — С. 66–76.
28. *Белевцев Я.Н., Белевцев Р.Я.* Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. — Киев: Наук. думка, 1981. — 48 с.
29. *Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Веригин М.И. и др.* Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. — Киев: Наук. думка, 1981. — 230 с.
30. *Белевцев Я.Н., Жуков Ф.И., Савченко Л.Т., Оверчук В.М.* // Геол. журн. — 1984. — 44, № 1. — С. 94–102.
31. *Бергман И.А., Соборнов О.П.* // Геохимия. — 1987. — № 2. — С. 239–249.
32. *Березовский Ф.И., Демихов Ю.Н., Коростышевский Й.З., Люта Н.Н.* // Журн. аналит. химии. — 1985. — 40, № 10. — С. 1848–1853.
33. *Бетехтин А.Г.* Минералогия. — М.: Госгеолтехиздат, 1950. — 956 с.
34. *Бойко В.Л., Кутин В.А.* // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1978. — Т. 1. — С. 114–177.
35. *Бобырь А.Г., Кравченко В.М.* // Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. — Киев, 1975. — С. 42–44.
36. *Богатырев В.Ф., Быстревская С.С., Ионис Г.И., Ярошук М.А., Ярошук Э.А.* // Геол. журн. — 1977. — 37, вып. 6. — С. 18–27.
37. *Бордунов И.Н.* Геология Кременчугского железорудного района. — Киев: Наук. думка, 1964. — 217 с.
38. *Борисенко В.Г., Казак В.М., Пирогов В.М., Прожогин Л.Г.* // Докл. АН СССР. Сер. геол. — 1979. — 247, № 3. — С. 687–689.

39. Борщевский Ю.А. // Осадочная геология глубококоматаморфизованных комплексов докембрия. — М., 1982. — С. 233–244.
40. Бугримов Л.П. // Геол. журн. — 1981. — 41, № 1. — С. 132–137.
41. Булакова А.П. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Воронеж, 1971. — 26 с.
42. Бьюкс Н.Дж. // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 70–128.
43. Бютнер Э.К., Турчинович И.Е. // Геохимия. — 1984. — № 7. — С. 949–957.
44. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. — М.: Недра, 1980. — 225 с.
45. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. — М.: Наука, 1967. — 213 с.
46. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. — М.: Наука, 1980. — 191 с.
47. Виноградов В.И., Лейтес А.М. // Литология и полез. ископаемые. — 1978. — № 3. — С. 34–41.
48. Внутреннее строение рудосносных докембрийских разломов / Под ред. И.Н.Томсона. — М.: Наука, 1985. — 168 с.
49. Войткевич Г.В., Бессонов О.А. Химическая эволюция Земли. — М.: Недра, 1986. — 212 с.
50. Воробьева К.А., Коваль В.Б., Самсонов В.А. // Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. Тез. докл. — Киев, 1981. — С. 154.
51. Воскресенский М.И. Техника лабораторных работ. — Л.: Химия, 1970. — С. 520–524.
52. Ганоцкий В.И., Савченко Л.Т. // Докл. АН УССР. Сер. В. — 1986. — № 8. — С. 5–8.
53. Гаррелс Р.М. Минеральные равновесия. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962. — 306 с.
54. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. — М.: Мир, 1968. — 368 с.
55. Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Т. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974. — 272 с.
56. Гаррелс Р.М., Перри Е.А., Маккензи Ф.Т. // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 343–357.
57. Генезис железных руд Криворожского бассейна / Я.Н.Белевцев, Г.Г.Бура, Р.П.Дубинкина и др. — Киев: Изд-во АН УССР, 1959. — 308 с.
58. Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. — Киев: Изд-во АН УССР, 1955. — 282 с.
59. Геология Криворожских железорудных месторождений / Под ред. Я.Н.Белевцева. — Киев: Изд-во АН УССР, 1962. — Т. 1. — 484 с.; Т. 2. — 568 с.
60. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. — Киев: Наук. думка, 1972. — 388 с.
61. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Я.Н.Белевцев, Н.М.Акименко, Б.М.Горошников и др. — М.: Госгеолиздат, 1957. — 143 с.
62. Геохронология докембрия Украины / Под ред. Н.П.Семененко. — Киев: Наук. думка, 1965. — 262 с.
63. Гершой Ю.Г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 10. — С. 25–38.
64. Гершой Ю.Г. // Геохимия. — 1958. — № 6. — С. 587–596.
65. Гершой Ю.Г. // Кора выветривания. — 1960. — Вып. 3. — С. 91–95.
66. Гершой Ю.Г. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1965. — № 8. — С. 45–60.
67. Гершой Ю.Г. // Геология руд, месторождений. — 1968. — № 1. — С. 90–101.
68. Гершой Ю.Г. // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 207–216.
69. Гершой Ю.Г. // Геология руд, месторождений. — 1971. — 13, № 4. — С. 3–17.
70. Гершой Ю.Г., Грицай Ю.Л., Педан М.В., Шапошников В.А. // Там же. — 1972. — № 5. — С. 98–107.
71. Гинзбург И.И. // Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. — Киев, 1955. — С. 121–130.
72. Гинтов О.Б., Каневский А.Я. // Геол. журн. — 1972. — 32, № 5. — С. 140–142.
73. Глаголев А.А. // Геология руд, месторождений. — 1984. — № 4. — С. 118–126.
74. Глаголев А.А. // Изв. АН СССР. — Сер. В. — 1957. — № 8. — С. 31–39.
75. Глаголев А.А., Кравченко В.М., Воронихин В.А. // Докл. АН СССР. — 1978. — 238, № 1. — С. 1195–1198.
76. Глевасский Е.Б. // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования: (Тез. докл.) — Киев, 1970. — С. 84–85.
77. Глевасский Е.Б., Савченко Л.Т., Босая Н.И., Березовский Ф.И., Коростышевский Й.З. // Геол. журн. — 1987. — 47, вып. 6. — С. 80–85.
78. Глушкова Г.А., Кейльман Г.А. // Метаморфогенное рудообразование. — М., 1977. — С. 225–237.
79. Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. — М.: Наука, 1977. — 239 с.
80. Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. — М.: Недра, 1981. — 207 с.
81. Горлицкий Б.А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1970. — 164 с.
82. Горяинов П.М. // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 129–140.
83. Горяинов П.М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1976. — 245 с.
84. Григорьев В.М. Закономерности распределения и условия накопления германия в железорудных месторождениях. — М.: Недра, 1971. — 152 с.
85. Грищенко В.А., Грищенко Л.Н. Геохимия изотопов серы. — М.: Наука, 1974. — 272 с.
86. Грицай Ю.Л., Педан М.В., Тохтуев Г.В., Шапошников В.А. Геолого-петрографическая оценка железистых кварцитов Кривого Рога для технологических целей. — Киев, 1974. — 54 с. — (Препр. / АН УССР, ИГФМ).
87. Грицьков Я.М., Полсвко Н.Г. // Геол. журн. — 1962. — 22, № 1. — С. 66–74.
88. Гудвин А.М. // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 9–35.
89. Гузенко Г.Ф., Никонов А.И. // Проблема метаморфогенного рудообразования. — Киев, 1969. — С. 145–149. — (Тез. докл. на Межвед. науч. совещ. по метаморфоген. рудообразованию).

90. Гузенко Г.Ф., Частый Р.А. // Геол. журн. — 1971. — № 5. — С. 129–135.
91. Гузенко Г.Ф., Скаржинская Т.А. // Там же. — 1982. — 42, № 1. — С. 43–52.
92. Гусев Б.Т., Тебенихин Е.Ф. Обработка воды магнитным полем в теплоэнергетике. — М.: Энергия, 1970. — 10 с.
93. Гусев М.В., Минеева Л.А. Микробиология. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. — 376 с.
94. Гусельников В.Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. — М.: Наука, 1972. — 228 с.
95. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. — М.: Мир, 1971. — 284 с.
96. Делицин И.С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 3. — С. 72–83.
97. Делицин И.С. Структурообразование кварцевых пород. — М.: Наука, 1985. — 190 с.
98. Дерябин Н.И. // Геология руд. месторождений. — 1988. — № 3. — С. 90–92.
99. Дмитриев Э.В. // Там же. — 1965. — 7, № 3. — С. 82–96.
100. Дмитриев Э.В., Кравченко В.М. // Там же. — № 5. — С. 76–90.
101. Доброхотов М.Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. — М.: Недра, 1964. — 220 с.
102. Додатко А.Д. // Геохимия и рудообразование. — 1987. — № 15. — С. 88–93.
103. Докембрийские железорудные формации мира / Р.В.Бейли, Х.Л.Джеймс, А.М.Гудвин и др. — М.: Мир, 1975. — 370 с.
104. Дорогокупец П.И., Карнов И.К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий. — Новосибирск: Наука, 1984. — 186 с.
105. Дорфман Я.З. // Геология руд. месторождений. — 1978. — 20, № 5. — С. 98–104.
106. Дорфман Я.З., Решетняк В.В., Зельская Л.Н. // Геол. журн. — 1985. — 45, № 2. — С. 1–8.
107. Доценко В.Д., Пирогов Б.И. // Минералогия осадоч. образований. — 1975. — Вып. 2. — С. 65–71.
108. Дроздовская А.А. // Докл. АН СССР. — 1984. — 278, № 4. — С. 966–970.
109. Дроздовская А.А. // Математические вопросы химической термодинамики. — Новосибирск, 1984. — С. 56–63.
110. Дроздовская А.А. // Вещественный состав и методы реконструкции условий образования железных руд докембрийских формаций. — Киев, 1985. — С. 20–27. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
111. Дроздовская А.А. // Геохимия природных вод. — Л., 1986. — С. 56–67.
112. Дроздовская А.А. // Докл. АН СССР. — 1986. — 287, № 2. — С. 416–422.
113. Дроздовская А.А. // Термодинамика в геологии: (Тез. докл. II Всесоюз. симпоз., 6–8 сент. 1982 г., г. Миасс). — Свердловск, 1988. — Ч. 1. — С. 131–132.
114. Дроздовская А.А., Мельничук В.И. // Докл. АН СССР. — 1988. — 298, № 3. — С. 694–697.
115. Дубинина Г.А. // Микробиология. — 1978. — 47, вып. 4. — С. 591–599.
116. Дубинина Г.А. // Там же. — Вып. 5. — С. 783–789.
117. Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология в особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). — Новосибирск: Наука, 1975. — 185 с.
118. Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.В. Железооруднение в условиях гранулитовой фации метаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1979. — 183 с.
119. Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железооруднения и его генетические особенности. — М.: Наука, 1980. — 197 с.
120. Евтехов В.Д. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Львов, 1978. — 25 с.
121. Елисеев Н.А. Структурная петрология. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1958. — 309 с.
122. Елисеев Н.А., Никольский Н.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. — 204 с.
123. Епатко Ю.М. // Геол. журн. — 1984. — 44, № 3. — С. 114–129.
124. Жариков В.А. // Генезис эндогенных рудных месторождений. — М., 1968. — С. 220–302.
125. Жариков В.А. // Эндогенное рудообразование. — М., 1985. — С. 101–112.
126. Жданов В.В., Малкова Т.П. Происхождение железистых кварцитов зон базификации. — Л.: Недра, 1973. — 190 с.
127. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н.П.Семеновко. — Киев: Наук. думка, 1978. — Т. 1. — 328 с.
128. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Стратиграфия / Н.П.Щербак, Я.И.Белевцев, В.Ю.Фоменко и др. — Киев: Наук. думка, 1988. — 181 с.
129. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Тектоника / Я.И.Белевцев, Г.И.Каляев, Е.Б.Глевасский и др. — Киев: Наук. думка, 1988. — 204 с.
130. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Типы формаций / Н.А.Плаксенко, В.Я.Горьковец, М.А.Ярошук и др. — Киев: Наук. думка, 1988. — 188 с.
131. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Минералогия / Б.И.Пирогов, В.Д.Евтехов, Ю.М.Стебновская и др. — Киев: Наук. думка, 1989. — 168 с.
132. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Метаморфизм / Р.Я.Белевцев и др. — Киев: Наук. думка, 1989. — 180 с.
133. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Структуры месторождений и рудных районов / Я.И.Белевцев, А.В.Вайло, В.В.Ветренников и др. — Киев: Наук. думка, 1989. — 167 с.
134. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Зеленокаменные пояса / В.В.Науменко, А.А.Сиворонов, М.А.Ярошук и др. — Киев: Наук. думка, 1990. — 180 с.
135. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Прогнозные ресурсы железных руд / Ю.М.Епатко, Ю.С.Лебедев, М.И.Веригин и др. — Киев: Наук. думка, 1990. — 170 с.
136. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды / Н.И.Голывкин, Е.И.Дунай, И.А.Жаворонкин. — М.: Недра, 1982. — 227 с.

137. Жуков Ф.И., Савченко Л.Т., Березовский Ф.И., Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Усик Н.П. // Геол. журн. — 1983. — 43, № 3. — С. 26–33
138. Заварзин Г.А. // Журн. общ. биологии. — 1979. — 40, № 1. — С. 5–16.
139. Занкевич Б.А. // Проблема метаморфогенного рудообразования : (Тез. докл. III Межвед. рабоч. координац. совещ.). — Киев, 1979. — С. 211–212.
140. Занкевич Б.А. Складчатые структуры месторождений богатых железных руд Кривбасса. — Киев, 1986. — 66 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
141. Зеленов К.К. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1960. — № 8. — С. 58–74.
142. Зима С.Н. Решетникова О.М. // Тез. докл. IV Регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. — Ростов, 1973.
143. Казанский В.И. Металлогения раннего докембрия. — М. : Изд-во ВИНТИ, 1983. — 93 с. — (Итоги науки и техники. Сер. руд. месторождения; Т. 13).
144. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. — Новосибирск : Наука, 1983. — 223 с.
145. Каланов М.И. и др. // Железные руды Курской магнитной аномалии. — М., 1955. — С. 120–163.
146. Калинин И.П. // Тез. межобл. совещ. по геологии и минерал. ресурсам ЦЧО. — Воронеж, 1962. — С. 146–149.
147. Калинин Д.В. // Геохимия. — 1981. — № 7. — С. 37–46.
148. Калинин Д.В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарирования. — Новосибирск : Наука, 1969. — 112 с.
149. Калинин Д.В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. — Новосибирск : Наука, 1973. — 104 с.
150. Калугин И.А. // Построение моделей рудообразующих систем. — Новосибирск, 1987. — С. 173–185.
151. Калугин И.А. // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Новосибирск, 1987. — 33 с.
152. Калыев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. — Киев : Наук. думка, 1984. — 239 с.
153. Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. — Черновцы, 1946. — 159 с.
154. Капун О.В. // Геофиз. журн. — 1987. — № 3. — С. 62–68.
155. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. — Новосибирск : Наука, 1981. — 230 с.
156. Каталенец А.И. // Изв. Вузов. Геол. и разведка, — 1988. — № 10, С. 68–74.
157. Каукин Б.В. // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 47–55.
158. Кашик С.А. // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Новосибирск, 1984. — 30 с.
159. Кікстенко В.Ф., Ганоцький В.І. // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1976. — № 9. — С. 775–778.
160. Клагиш Б.Д. // Геология руд. месторождений. — 1959. — № 2. — С. 81–93.
161. Клауд П.Е. // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 298–310.
162. Классен В.И. Омагничивание водных систем. — М. : Химия, 1978. — 237 с.
163. Клейн К. // Докембрийские железорудные формации мира. М., 1975. — С. 221–237.
164. Князев Г.И., Решитко В.Л., Федоровская Л.И. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1969. — № 12. — С. 33–47.
165. Князев Г.И., Федоровская Л.И. // Метасоматические железистые кварциты. — Свердловск, 1979. — С. 61–89. — (Тр. Ин-та геологии и геохимии АН СССР ; Вып. 142).
166. Кондратьева Е.Н. // Роль микроорганизмов в круговороте газов в природе. — М., 1979. — С. 131–160.
167. Кондратьева Е.Н., Гоготов И.Н. Молекулярный водород в метаболизме микроорганизмов. — М. : Наука, 1981. — 342 с.
168. Коржинский Д.С. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. — М., 1953. — С. 332–453.
169. Коржинский Д.С. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1955. — № 1. — С. 154–155.
170. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. — М. : Наука, 1982. — 104 с.
171. Коржнев М.Н. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1980. — 23 с.
172. Корнилов Н.А. // Докл. АН СССР. — 1966. — 168, № 6. — С. 1377–1381.
173. Корнилов Н.А. // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1968. — 97, № 4. — С. 417–430.
174. Корнилов Н.А. // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Л., 1970. — 37 с.
175. Корнилов Н.А. // Докл. АН СССР. — 1976. — 228, № 2. — С. 130–137.
176. Корнилов Н.А., Савченко Л.Т., Коростышевский Й.З. и др. // Докл. АН БССР. — 1985. — 29, № 7. — С. 155–158.
177. Кравченко В.М. // Доп. АН УССР. — 1964. — № 2. — С. 245–247.
178. Кравченко В.М. // Геол. журн. — 1968. — № 2. — С. 86–96.
179. Кравченко В.М. // Вопр. геологии и минералогии руд. месторождений Украины. — 1969. — Вып. 3. — С. 3–12.
180. Кравченко В.М. // Литология и полез. ископаемые. — 1971. — № 2. — С. 102–111.
181. Кравченко В.М. // Геол. журн. — 1972. — 32, № 1. — С. 3–17.
182. Кравченко В.М. // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 1973. — 38 с.
183. Кравченко В.И. // Минерагенная зона гипергенеза. — М., 1980. — С. 183–193.
184. Кравченко В.М. // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование : (Тез. докл. IV Межвед. совещ. по пробл. метаморфоген. рудообразования). — Винница, 1982. — С. 23–25.
185. Кравченко В.М. Промышленные типы месторождений железа в докембрийских формациях. — Днепропетровск : Изд-во ДГИ, 1985. — 72 с.
186. Кравченко В.М., Дмитриев Э.В. // Древние продуктивные коры выветривания. — М., 1966. — С. 120–130.

187. *Кравченко В.М., Дорфман Я.З.* // *Вопр. геологии и минералогии руд. месторождений.* – 1967. – № 2. – С. 42–59.
188. *Кравченко В.М., Дорфман Я.З.* // *Геол. журн.* – 1970. – 30, № 5. – С. 76–80.
189. *Кравченко В.М., Тетерюк В.К.* // *Литология и полез. ископаемые.* – 1970. – № 4. – С. 51–64.
190. *Кравченко В.М., Сирачков В.Ф.* // *Метаморфогенное рудообразование.* – Киев, 1972. – Ч. 2. – С. 146–162.
191. *Кравченко В.М., Частій Р.А., Федорченко В.С.* // *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* – 1972. – № 9. – С. 785–788.
192. *Кравченко В.М., Ганоцкий В.И.* // *Геол. журн.* – 1974. – 34, № 2. – С. 99–103.
193. *Кравченко В.М., Зима С.Н., Дорфман Я.З. и др.* // *Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину: (Материалы совещ., г. Кривой Рог).* – Киев, 1975. – С. 35–38.
194. *Кравченко В.М., Ганоцкий В.И., Мальмет Ж.Г.* // *Геол. журн.* – 1976. – 36, вып. 4. – С. 3–12.
195. *Кравченко В.М., Ганоцкий В.И., Полякова Е.Е.* // *Геология и геохимия месторождений богатых железных руд саксаганского типа.* – Киев : 1984. – С. 38–48. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
196. *Кравченко В.М., Черновский М.И., Шелегеда В.И.* // *Глубинные условия эндогенного рудообразования.* – М., 1986. – С. 125–138.
197. *Кравченко В.М., Поповченко С.Е., Ахметов Р.Н.* // *Геология и генезис архейских железорудных формаций.* – Киев, 1989. – С. 17–21. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
198. *Кудрявцева Г.П., Гаранин В.К. и др.* *Магнетизм и минералогия природных ферромагнетиков.* – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1982. – 294 с.
199. *Кулик Д.А.* *Принципы и методы комплексного изучения полосчатости докембрийских железорудных толщ с применением ЭВМ.* – Киев, 1986. – 64 с. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
200. *Кулик Д.А.* *Типы ритмической полосчатости пород саксаганской свиты Криворожского бассейна.* – Киев, 1986. – 64 с. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
201. *Кулик Д.А.* *Условия образования полосчатых текстур железистых кварцитов саксаганской свиты Криворожского бассейна.* – Киев, 1986. – 64 с. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
202. *Кулик Д.А.* // *Автореф. дис. ... канд. геол.минерал. наук.* – Киев, 1986. – 21 с.
203. *Кулик Д.А.* // *Геол. журн.* – 1987. – 47, № 3. – С. 49–51.
204. *Кулик Д.А.* *Термодинамические и кинетические факторы рудообразования при диагенезе полосчатых железистых формаций докембрия: (Тез. докл. II Всесоюз. симпоз. "Термодинамика в геологии").* – Свердловск, 1988. – Ч. 2. – С. 38–39.
205. *Кулик Д.А., Синицын В.А.* // *Метасоматизм и рудообразование: (Тез. докл. IV Всесоюз. конф., Ленинград, нояб., 1987 г.).* – Л., 1987. – Ч. 2. – С. 97–98.
206. *Кулик Д.А., Покалюк В.В.* // *Литология и полез. ископаемые.* – 1990. – № 2. – С. 36–49.
207. *Кулиш Е.А.* // *Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока.* – Л., 1981. – С. 50–71.
208. *Кульский Л.А.* *Теоретические основы и технология кондиционирования воды.* – Киев : Наук. думка, 1980. – 564 с.
209. *Куренкина И.Е.* // *Вопросы разработки месторождений КМА.* – М., 1961. – С. 284–291.
210. *Кушеев В.В.* *Структурно-морфологические преобразования кварца железистых пород Саксаганского рудного поля (Кривой Рог).* – Киев, 1985. – 60 с. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
211. *Кушеев В.В., Покалюк В.В.* // *Докл. АН УССР. Сер. Б.* – 1988. – № 2. – С. 11–14.
212. *Лазуренко В.И.* // *Геол. журн.* – 1978. – 38, № 4. – С. 78–87.
213. *Лазуренко В.И.* // *Там же.* – 1983. – 43, № 6. – С. 42–47.
214. *Лазуренко В.И.* *Геологическая деятельность железобактерий.* – Киев, 1984. – 51 с. – (Препр. / АН УССР. ИГН).
215. *Лазуренко В.И., Рябенко В.А., Хоружий В.Я.* // *Геол. журн.* – 1976. – 36, № 6. – С. 126–130.
216. *Лазуренко В.И., Мамчур Г.П., Сулейманов С.П., Петренко Л.В.* // *Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины.* – Киев, 1979. – С. 82–92.
217. *Лебедев Ю.С., Епатко Ю.М., Скворцов В.В.* // *Киев: 1984.* – 59 с. – (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
218. *Лейчинська І.К., Ступак Л.А., Тякин К.Ф., Фоменко В.Ю.* // *Геол. журн.* – 1966. – 26, № 6. – С. 16–25.
219. *Леоненко И.Н., Русинович И.А., Чайкин С.И.* *Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА. Железные руды.* – М. : Недра, 1969. – Т. 3. – 319 с.
220. *Лизко Л.И.* // *Железисто-кремнистые формации докембрия (формационные типы, условия метаморфизма и рудообразования).* – М., 1979. – С. 97–149.
221. *Лисицын А.П.* // *Обстановки осадконакопления и их эволюция.* – М., 1984. – С. 4–35.
222. *Лущицкий В.И.* // *Тр. ОККМА.* – 1926. – Вып. 7. – С. 1–150.
223. *Мазуров М.П.* // *Термобарогеохимия и рудогенез: (Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии).* – Владивосток, 1978. – С. 91–92.
224. *Малиновский И.Ю.* *Силикатные системы при высоких давлениях: (Сб. науч. тр. АН СССР. Сиб. отд-ние).* – Новосибирск : ИГиГ, 1983. – 86 с.
225. *Маракушев А.А.* // *Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол.* – 1958. – 5. – С. 1–119.
226. *Маракушев А.А.* *Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород.* – М. : Наука, 1965. – 327 с.
227. *Мартыненко Л.И.* // *Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.* – Днепрпетровск, 1969. – 39 с.
228. *Мархинин Е.К.* *Вулканизм.* – М. : Наука, 1985. – 288 с.
229. *Марченко З.* *Фотометрическое определение элементов.* – М. : Мир, 1971. – С. 166–168.
230. *Мельник Ю.П.* *Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.* – Киев : Наук. думка, 1973. – 276 с.
231. *Мельник Ю.П.* *Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций.* – Киев : Наук. думка, 1986. – 236 с.

232. Мельник Ю.П., Ярощук М.А. // Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. – Киев, 1966. – С. 98–114.
233. *Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Геологические основы теории метаморфогенного рудообразования* / Я.Н.Белевцев, В.А.Буряк, Е.А.Кулиш и др. – Киев : Наук. думка, 1985. – 192 с.
234. *Метаморфогенное рудообразование в докембрии : Физ.-хим. основы теории метаморфоген. рудообразования* / Я.Н.Белевцев, В.Б.Коваль, В.И.Лялько и др. – Киев : Наук. думка, 1985. – 201 с.
235. Миненко В.И., Петров С.М., Миц М.Н. Магнитная обработка воды. – Харьков : Энергоиздат, 1962. – 132 с.
236. *Минералогия Криворожского бассейна* / Под ред. Е.К.Лазаренко. – Киев : Наук. думка, 1977. – 544 с.
237. Михайлов Д.А. // *Метасоматические железистые кварциты.* – Свердловск, 1979. – С. 11–24. – (Тр. Ин-та геологии и геохимии ; Вып. 142).
238. Михайлов Д.А. *Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия.* – Л. : Наука, 1983. – 168 с.
239. Мицюк Б.М. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. – Киев : Наук. думка, 1974. – 85 с.
240. Мицюк Б.М., Горогоцкая Л.И. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. – Киев : Наук. думка, 1980. – 236 с.
241. Монин А.С., Сорохтин О.Г. // Докл. АН СССР. – 1982. – 264, № 6. – С. 1453–1457.
242. Монин А.С., Сорохтин О.Г. // Вестн. АН СССР. – 1983. – № 6. – С. 99–110.
243. Нагакура С., Хаяси Х. // В мире науки. – 1986. – № 6. – С. 80–90.
244. Наигебауэр В.А., Казьмин Л.А., Карпов И.К. // Геология и геофизика. – 1987. – № 5. – С. 66–74.
245. Некрасов Б.В. Основы общей химии. – М. : Химия, 1970. – Т. 3. – 416 с.
246. Никонов А.И. // Железисто-кремнистые формации докембрия (формационные типы, условия метаморфизма и рудообразования). – М., 1979. – С. 297–298.
247. Оверчук В.М. Генетические особенности пород и руд Криворожского бассейна по данным изучения сульфидов железа. – Киев : Наук. думка, 1983. – 135 с.
248. Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. – Киев : Наук. думка, 1977. – 240 с.
249. Панков Ю.Д. Формации метасоматических железистых кварцитов. – М. : Наука, 1984. – 201 с.
250. Панков Ю.Д., Барабашкина Г.М. // *Метасоматические железистые кварциты.* – Свердловск, 1979. – С. 34–35. – (Тр. Ин-та геологии и геохимии ; Вып. 142).
251. Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии. – М. : Недра, 1977. – 128 с.
252. Пашков Ю.Н., Кравченко В.М. // Авторефераты сотрудников ИГЕМ за 1971 г. – М. : ИГЕМ, 1972. – С. 58–59.
253. Педан М.В. // Железисто-кремнистые формации Украинского щита. – Киев, 1978. – Т. 2. – С. 324–338.
254. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. – М. : Мир, 1971. – 252 с.
255. Перри Е.К., Тэн Ф.К., Мори Г.Б. // Докембрийские железорудные формации мира. – М., 1975. – С. 263–286.
256. Перфильев Б.В. Микрозональное строение иловых отложений и методы его исследования. – Л. ; Наука, 1972. – 215 с.
257. Перфильев Б.В., Габс Д.Р. // Роль микроорганизмов в образовании железо-марганцевых руд. – М.; Л., 1964. – С. 16–53.
258. Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. – М. : Наука, 1983. – 197 с.
259. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. – М. : Наука, 1977. – 256 с.
260. Петровская Н.В. // Тр. НИГРИ-золото. – 1956. – Вып. 21. – С. 3–45.
261. Пиковский Е.Ш. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1987. – 22 с.
262. Пирогов Б.И. Геол. журн. – 1964. – 24, вып. 4. – С. 75–80.
263. Пирогов Б.И. // Минерал. журн. – 1983. – № 4. – С. 46–54.
264. Пирогов Б.И., Вихрематне В.Ш. // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 5. – С. 18–22.
265. Пирогов Б.И., Ахкозов Ю.Л., Крестников Ю.М. // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1986. – № 2. – С. 67–72.
266. Пирогов Б.И., Порогов Г.С., Холошин И.В., Тарасенко В.Н. Технологическая минералогия железных руд. – Л. : Наука, 1988. – 304 с.
267. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. – 264 с.
268. Плаксенко Н.А., Коваль И.К. Элементы-примеси в железисто-кремнистых породах докембрия КМА. – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. – 216 с.
269. Попов В.М. // *Металлы в осадочных толщах : Цв. тяжелые металлы. Малые ред. металлы.* – М., 1962. – С. 3–68.
270. Посохов Е.В. Химическая эволюция гидросферы. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 286 с.
271. Прожогин Л.Г. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1976. – 24 с.
272. Прожогин Л.Г. и др. // Развитие прогрессивных методов разработки месторождений железных и марганцевых руд Украинской ССР и применение их на предприятиях отрасли : (Тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. конф.). – Кривой Рог : НИГРИ, 19. – С. 108–109.
273. Прожогин Л.Г., Борисенко В.Г., Казак В.М. и др. // Геохимия и моделирование процессов образо-

- вания железных руд докембрийских формаций. — Киев, 1984. — С. 5–13. — (Препр. / АН УССР. ИНФМ).
274. *Пятницкий П.П.* // Тр. о-ва испытателей природы при Харьк. ун-те. — 1898. — 32. — 128 с.
275. *Пятницкий П.П.* // Тр. Ин-та прикл. минералогии. — 1925. — Вып. 17. — С. 1–49.
276. *Раст Н.* // Природа метаморфизма. — М.: Мир, 1967. — С. 78–108.
277. *Рахманов В.П.* Богатые железистые руды коры выветривания Курской магнитной аномалии на примере Михайловского месторождения. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 187 с.
278. *Ремис Г.* Курс неорганической химии. — М.: Мир, 1970. — Т. 2. — 836 с.
279. *Розанов Ю.А.* // Тр. ИГЕМ. — 1962. — Вып. 66. — 84 с.
280. *Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. — М.: Наука, 1977. — 256.
281. *Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. — Л.: Недра, 1985. — 263 с.
282. *Савко Л.Д., Сиротин В.И.* // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. — Воронеж, 1976. — С. 106–109.
283. *Савченко Л.Т., Оверчук В.М.* // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование: (Тез. докл. IV Межвед. совещ. по пробл. метаморфоген. рудообразования). — Винница, 1982. — С. 190–192.
284. *Савченко Л.Т., Жуков Ф.И.* // Геология руд. месторождений. — 1987. — 29, № 6. — С. 26–37.
285. *Салем И.А.-Н.Х.* // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М.: МГРИ, — 1985. — 20 с.
286. *Святальский Н.И., Половинкина Ю.Ир., Дубяга Г.И. и др.* // Тр. ВГРО НКТП СССР. Вып. 153. — 1932. — С. 1–284.
287. *Святальский Н.И.* Железные руды КМА. — Воронеж: Коммуна, 1933. — 71 с.
288. *Семененко Н.П.* Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. — Киев: Изд-во АН УССР, 1946. — Т. 1. — 264 с.
289. *Семененко Н.П., Ладиева В.Д., Сироштан Р.И. и др.* Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1967. — 387 с.
290. *Семененко Н.П. и др.* Петрография железисто-кремнистых формаций Украинского щита. — Киев: Изд-во АН УССР, 1956. — 535 с.
291. *Семененко Н.П. и др.* Геология железисто-кремнистых формаций. — Киев: Изд-во АН УССР, 1959. — 687 с.
292. *Семененко Н.П., Половко Н.И., Ладиева В.Д. и др.* Железисто-кремнистые формации Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1978. — Т. 1. — 326 с.
293. *Сердюченко Д.П.* Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. — М.: Наука, 1985. — 175 с.
294. *Сиворонов А.А.* // Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол. — 1965. — № 3. — С. 53–60.
295. *Сиворонов А.А., Макаров В.Н.* // Литология и полез. ископаемые. — 1975. — № 1. — С. 38–49.
296. *Сидоренко Св.А.* // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1988. — 38 с.
297. *Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А.* // Пробл. осадоч. геологии докембрия. — 1979. — Вып. 5. — С. 34–44.
298. *Симанович И.М.* // Литология и полез. ископаемые. — 1968. — № 1. — С. 81–93.
299. *Синяков В.И.* Геологические и физико-химические модели процессов скарного рудообразования: (Учеб. пособие). — Новосибирск, 1978. — 151 с.
300. *Сиренко Л.А.* Физиологические основы размножения сине-зеленых водорослей в водохранилищах. — Киев: Наук. думка, 1972. — 203 с.
301. *Скаржинская Т.А.* // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1979. — № 11. — С. 901–904.
302. *Смирнов Г.А., Федорова Г.Г., Пумпянский А.М.* // Литология и полез. ископаемые. — 1969. — № 3. — С. 119–125.
303. *Снежко А.М., Дроздовская А.А., Глевасский Е.Б.* // Докл. АН СССР. — 1987. — 295, № 4. — С. 960–964.
304. *Соколик И.А., Франкевич Е.Л.* // Успехи физ. наук. — 1973. — 111, вып. 2. — С. 261–288.
305. *Сочава А.В.* // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. — Л.: Наука, 1986. — С. 116–125.
306. *Стебновская Ю.М.* Магнетиты железорудных месторождений. — Киев: Наук. думка, 1985. — 104 с.
307. *Стратиграфия, геохимические особенности и рудоносность железисто-кремнистых формаций некоторых районов Украинского щита.* — Киев, 1984. — С. 26–30. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
308. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. — 2-е изд. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. 2. — 512 с.
309. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Гостеолтехиздат, 1963. — 535 с.
310. *Структуры Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах* / Н.П.Семененко, Г.В.Тохтуев, В.М.Кравченко и др. — Киев: Наук. думка, 1981. — 187 с.
311. *Сыромятников Ф.М., Румянцева Г.В.* // Проблема метаморфогенного рудообразования: (Тез. докл. III Межвед. рабоч. координац. совещ.). — Киев, 1969. — С. 44.
312. *Танатар И.И.* // Горн. журн. — 1923. — № 7. — С. 27–32.
313. *Терещенко С.И.* // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1980. — 22 с.
314. *Тохтуев Г.В.* // Железные руды КМА. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — С. 617–631.
315. *Тохтуев Г.В.* Структуры будиная и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского щита и некоторых других регионов). — Киев: Наук. думка, 1967. — 215 с.
316. *Тохтуев Г.В.* // Проблема метаморфогенного рудообразования: (Тез. докл. III Межвед. рабоч. координац. совещ.). — Киев: Наук. думка, 1969. — С. 23–25.
317. *Тохтуев Г.В., Еремеев Г.П.* Структурные закономерности локализации богатых железных руд саксаганского типа. — Киев, 1976. — 64 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
318. *Тохтуев Г.В., Тохтуев Е.Г.* // Геол. журн. — 1976. — 36, вып. 1. — С. 90–102.

319. *Тохтуев Г.В., Флаас А.С.* Кинкбанды (полосы изгиба-излома), их структурное и рудоконтролирующее значение. — Киев, 1978. — 65 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
320. *Тохтуев Г.В., Занкевич Б.А.* // Структурные и структурно-геохимические условия рудообразования. — Киев, 1979. — С. 35–38. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
321. *Точилин М.С.* Происхождение железистых кварцитов. — М.: Госгеолиздат, 1963. — 160 с.
322. *Трендалл А.Ф.* // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 237–248.
323. *Трощенко В.Н.* // Геология руд. месторождений. — 1970. — № 6. — С. 106–112.
324. *Тугаринов А. И. и др.* // Геохимия. — 1963. — № 3. — С. 266–283.
325. *Тугаринов А.И., Павленко А.С., Александров И.В.* Геохимия щелочного метасоматоза. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 247 с.
326. *Тугаринов А.И., Бергман И.А., Гаврилова Л.К.* // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. — Киев, 1972. — С. 27–33.
327. *Тюлюпо Б.М.* // Тр. Том. ун-та. — 1974. — 221.
328. *Тяпкин К.Ф., Фоменко В.Ю.* // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 114–119.
329. *Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т.* Изучение разломных структур геологогеофизическими методами. — М.: Недра, 1982. — 237 с.
330. *Утехин Д.Н.* Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии: Осадоч. комплекс. — М.: Недра, 1970. — Т. 1, кн. 2. — 359 с.
331. *Ушаков С.А., Ясаманов Н.А.* Дрейф материков и климаты Земли. — М.: Мысль, 1984. — 206 с.
332. *Федорченко В.С.* // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1965. — 24 с.
333. *Ферберн Х.В.* Структурная петрология деформированных пород. — М.: Изд-во иностр. лит., 1949. — 267 с.
334. *Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н.* Основные признаки происхождения железистых кварцитов тарашского комплекса Южного Урала. — Киев, 1984. — 32 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
335. *Фоменко В.Ю., Коржнев М.Н., Пиковский Е.Ш., Терещенко С.И., Коростышевский И.Е.* // Геол. журн. — 1986. — 46, вып. I. — С. 38–51.
336. *Фонарев В.И.* Минеральные равновесия железистых формаций докембрия. — М.: Наука, 1987. — 296 с.
337. *Формозова Л.Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — М.: Наука, 1973. — 171 с.
338. *Френч М.* // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 205–220.
339. *Фрич Р.* // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. — Киев, 1972. — С. 64–71.
340. *Хефс Й.* Геохимия стабильных изотопов. — М.: Мир, 1983. — 198 с.
341. *Ходюш Л.Я.* // Геология и рудоносность юга Украины: Сб. науч. тр. НИИ геологии Днепропетр. ун-та). — 1968. — Вып. 1. — С. 81–86.
342. *Ходюш Л.Я.* // Проблемы образования железистых пород докембрия. — Киев, 1969. — С. 242–258.
343. *Ходюш Л.Я.* // Метаморфогенное рудообразование. — М., 1977. — С. 104–116.
344. *Ходюш Л.Я., Кулик Д.А.* Ритмическая слоистость докембрийских железорудных образований и модели ее происхождения. — Киев, 1983. — 64 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
345. *Холланд Х.Д.* // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 343–349.
346. *Хофман Н.И., Корчемагин В.А.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 4. — С. 95–110.
347. *Цибизов А.Н.* // Литология и полез. ископаемые. — 1967, — № 1.
348. *Циклическая и событийная седиментация* / Под ред. Г.Эйнзеля, А.Зейлахера. — М.: Мир, 1985. — С. 11–63.
349. *Чайкин С.И.* // Латериты. — М., 1964. — С. 89–104.
350. *Чайкин С.И.* // Кора выветривания. — 1967. — Вып. 8. — С. 18–28.
351. *Чайкин С.И.* // Геология, гидрогеология и железные руды КМА. — М.: Недра, 1969. — С. 76–101.
352. *Чаро-Токкинская кремнисто-железородная формация* / Г.Ф.Горелов, А.Г.Гузман, И.А.Калутин и др. — Новосибирск: Наука, 1984. — 160 с.
353. *Чернов В.М., Ицина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* / Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. — 1970. — 5. — 285 с.
354. *Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1973. — № 6. — С. 5–19.
355. *Шабунин Л.И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. — М.: Недра, 1978. — 250 с.
356. *Шейдеггер А.Е.* Физические аспекты природных катастроф. — М.: Недра, 1981. — 232 с.
357. *Шелегеда В.И., Черновский М.И.* Структура Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах. — Киев, 1981. — С. 86–107.
358. *Шидловский М.* // Геохимия. — 1980. — № 2. — С. 194–203.
359. *Шеголев И.Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. — М.: Наука, 1985. — 195 с.
360. *Шеголев И.Н., Савченко Л.Т., Коростышевский И.З.* // Геол. журн. — 1988. — № 3. — С. 90–98.
361. *Щербак Н.П., Бибикина Е.В.* // Геология докембрия. 27 сес. МГК. — 1984. — Т. 5. — С. 3–14.
362. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартацкий Е.Н. и др.* // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1985. — № 9. — С. 26–29.
363. *Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З.* Стратиграфические разрезы Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1985. — 167 с.
364. *Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д. и др.* // Геол. журн. — 1986. — 46, № 2. — С. 5–17.
365. *Шеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980. — 431 с.

366. Шербина В.В. Основы геохимии. — М. : Недра, 1972. — 296 с.
367. Эйгстер Х.П., Ай Мин-Чжоу. // Докембрийские железорудные формации мира. — М., 1975. — С. 311–343.
368. Эндогенное оруденение древних щитов / Под ред. В.И.Казанского. — М. : Наука, 1978. — 187 с.
369. Энциклопедия неорганических материалов : (В 2 т.). — Киев : УРЕ, 1977. — Т. I. — 180 с.
370. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф. Окислы железа Украинского кристаллического щита. — Киев : Изд-во АН УССР, 1961. — 108 с.
371. Ярошук М.А. // Проблемы металлогении Украины. — Киев, 1964. — С. 176–180.
372. Ярошук М.А. // Проблемы метаморфогенного рудообразования. — Киев, 1969. — С. 170–174.
373. Ярошук М.А. // Рудообразование и металлогения. — Киев, 1971. — С. 76–87.
374. Ярошук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев : Наук. думка, 1983. — 224 с.
375. Ярошук М.А. // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. — Киев, 1988. — С. 114–119.
376. Ярошук М.А., Бабенко О.В. // Геол. журн. — 1971. — 31, вып. 1. — С. 132–135.
377. Ярошук М.А., Оноприенко В.Л. // Геол. журн. — 1974. — 34, вып. 2. — С. 117–120.
378. Ярошук М.А., Горлицкий Б.А., Оноприенко В.Л., Ярошук Э.А. Геохимические особенности железисто-кремнистых пород Криворожья как отражение физико-химических условий их седиментации и метаморфизма. — Киев, 1975. — 52 с. — (Препр. / АН УССР. ИГФМ).
379. Ярошук М.А., Богатырев В.Ф., Ионис Г.И. // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. — М., 1981. — С. 264–278.
380. Ярошук М.А., Фомин А.Б., Козут К.В., Кучерук Е.Ю. // Геол. журн. — 1982. — 42, вып. 3. — С. 48–60.
381. Ярошук М.А., Савченко Л.Т., Кучер В.Н. и др. // Минерал. журн. — 1986. — № 1. — С. 56–65.
382. Anderson R.Y. // Milankovitch and climate : Understanding response of astronomic forcing. — Dordrecht e. a., 1984. — Pt. 1. — P. 147–162.
383. Anhaeusser C.R. // Econ. Geol. — 1976. — 71, N 1. — P. 16–43.
384. Appel P. // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. — М. : Наука, 1982. — С. 221–232.
385. Awramik S.M., Barghoorn E.S. // Precam. Res. — 1977. — 5, N 1. — P. 121–142.
386. Awramik S.M., Shopf J.W., Walter M.R. // Ibid. — 1983. — 20. — P. 357–374.
387. Baddington A.F. // Econ. Geol. — 1966. — 61, N 3. — P. 484–510.
388. Banerji A.K. // Ibid. — 1977. — 72, N 1. — P. 90–98.
389. Barghoorn E.S., Tyler S.A. // Science. — 1965. — 147, N 3658. — P. 563–577.
390. Baur M.E., Hayes J.M., Studley S.A. et al. // Econ. Geol. — 1985. — 80, N 2. — P. 270–282.
391. Becker R.H., Clayton R.N. // Geoch. Cosmoch. Acta. — 1976. — 40, N 10. — P. 1153–1165.
392. Beukes N.J. // Iron-formation : Facts and problems. — Amsterdam : Elsevier, 1983. — P. 131–210.
393. Beukes N.J. // Precam. Res. — 1984. 24, N 1. — P. 47–84.
394. Borchert H. // Chemie der Erde. — 1952. — 16, N 1. — S. 49–74.
395. Braterman P.S., Cairns-Smith A.G., Sloper R.W. // Nature. — 1983. — 303, N 5913. — P. 163–164.
396. Bronner G., Chauvel J. // Econ. Geol. — 1979. — 74, N 1. — P. 77–94.
397. Cairns-Smith A.G. // Nature. — 1978. — 276. — P. 807–808.
398. Cameron E.M. // Ibid. — 1982. — 296, N 5853. — P. 145–148.
399. Castano J.R., Garrels R.M. // Econ. Geol. — 1950. — 45, N 5. — P. 755–770.
400. Chou I-ming, Eugster H.P. // Amer. J. Sci. — 1977. — 277. — P. 1296–1314.
401. Cloud P.E. // Ibid. — 1972. — 272, N 4. — P. 537–548.
402. Cloud P.E., Gruner J.W., Hagen H. // Science. — 1965. — 148, N 3678. — P. 1713–1716.
403. Dimroth E. // Geol. Rundsch. — 1975. — 64, N 3. — P. 751–767.
404. Dimroth E. // Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. — Amsterdam: Elsevier, 1976. — 7. — P. 203–254.
405. Dimroth E., Chauvel J.-J. // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1973. — 84, N 1. — P. 111–134.
406. Dorr J.V.N. // U.S.Geol. Surv. Prof. Paper 641-A. — 1969. — 110 p.
407. Drever J.I. // Geol. Soc. Amer. Bul. — 1974. — 85, N 7. — P. 1099–1106.
408. Ehlers E.G., Stiles D.V., Birle J.D. // Science. — 1965. — 148, N 3678. — P. 1719–1721.
409. Eichler J. // Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. — Amsterdam: Elsevier. — 1976. — 7. — P. 157–202.
410. Ewers W.E. // Biogeochemistry of ancient and modern environments. — Berlin e.a.; Springer, 1980. — P. 83–92.
411. Ewers W.E., Morris R.C. // Econ. Geol. — 1981. — 76, N 7. — P. 1929–1953.
412. Ferry J.M., Spear F.S. // Contrib. Miner. Petrol. — 1978. — 66, N 2. — P. 113–117.
413. Garrels R.M. // Amer. J. Sci. — 1987. — 287, N 2. — P. 81–106.
414. Goodwin A.M. // Econ. Geol. — 1956. — 51, N 6. — P. 565–595.
415. Goodwin A.M. // Geol. Soc. Amer. Bul. — 1962. — 73, N 5. — P. 561–586.
416. Goodwin A.M. // Rev. Braz. Geosci. — 1982. — 12, N 1–3. — P. 457–462.
417. Goodwin A.M., Monster J., Thode H.J. // Econ. Geol. — 1976. — 71, N 6. — P. 870–891.
418. Gowe D.R., Knauts R. // J.Geol. — 1977. — 85, N 5. — P. 699–723.
419. Gross G.A. // Sed. Geol. — 1972. — 7, N 2. — P. 241–261.
420. Gross G.A., McLeod C.R. // Can. Miner. — 1980. — 18, N 2. — P. 223–229.
421. Gross G.A., Zajac J.S. // Iron-formation: Facts and problems. — Amsterdam: Elsevier, 1983. — P. 253–294.
422. Han Tsu-ming. // Fortschritte der Mineralogie. — 1978. — Bd. 56, Hf. 1. — S. 105–142.

423. *Harder H., Flehmig W.* // *Geoch. Cosmoch. Acta.* – 1970. – 34, N 2. – P. 295–305.
424. *Holland H.D.* The chemical evolution of the atmosphere and oceans. – Princeton: Princeton Univ. Press, 1984. – 582 p.
425. *Irving R.D.* // *Amer. J. Sci.* – 1886. – 32, N 2. – P. 255–272.
426. *James H.L.* // *Econ. Geol.* – 1954. – 49, N 2. – P. 235–293.
427. *James H.L.* // *Geol. Soc. Amer. Bul.* – 1955. – 66, N 12, pt. 1, – P. 1455–1488.
428. *Karkhanis S.N.* // *Nature.* – 1976. – 261, N 5559. – P. 406–407.
429. *Klein C.* // *Iron formation: Facts and Problems.* – Amsterdam: Elsevier, 1983. – P. 417–470.
430. *Knoll A., Barghoorn E.S.* // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* – 1974. – 71, N 6. – P. 2329–2331.
431. *La Berge G.L.* // *Econ. Geol.* – 1966. – 61, N 1. – P. 147–161.
432. *La Berge G.L.* // *Ibid.* – 1973. – 68, N 7. – P. 1098–1109.
433. *Lane A.C.* // *Amer. J. Sci.* – 1912. – 43, N 1. – P. 42–48.
434. *Lepp H., Goldich S.S.* // *Econ. Geol.* – 1964. – 59, N 6. – P. 1026–1058.
435. *Lerman A.* *Geochemical processes: water and sediment environments.* – N.Y.: Wiley, 1979. – 481 p.
436. *Magnusson N.M.* // *Int. Geol. Congr. XXI sess., 1960. – Guide to excurs. N 26&21.* – P. 47.
437. *Mizutani S.* // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* – 1983. – 31. – P. 17–35.
438. *Monster J., Appel P.W.U., Thode H.J., Schidlowski M., Carmichael C.M., Bridgewater D.* // *Geoch. Cosmoch. Acta.* – 1979. – 43, N 1. – P. 405–413.
439. *Moore E.S., Maynard J.E.* // *Econ. Geol.* – 1929. – 24, N 3. – P. 272–311; N 4. – P. 365–388; N 5. – P. 506–541.
440. *Morris R.C., Ewers W.E.* // *Ibid.* – 1978. – 73, N 4. – P. 562–566.
441. *Perry E.C., Monster J., Reimer T.O.* // *Science.* – 1971. – 171. – P. 1015–1016.
442. *Perry E.C., Tan F.C., Morey J.B.* // *Econ. Geol.* – 1973. – 68, N 6. – P. 1110–1125.
443. *Perry E.C., Ahmad S.N.* // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1977. – 36, N 2. – P. 280–284.
444. *Schidlowski M.* // *Origin of Life.* – 1979. – 9, N 4. – P. 299–311.
445. *Schidlowski M.* // *Precam. Res.* – 1983. – 20. – P. 319–335.
446. *Shanks C., Bischoff J.L., Rosenbauer R.* // *Geoch. Cosmoch. Acta.* – 1981. – 45. – P. 1977–1995.
447. *Skyring G.V., Donnelly T.H.* // *Precam. Res.* – 1982. – 17, N 1. – P. 4–61.
448. *Spencer E., Percival F.* // *Econ. Geol.* – 1952. – 47, N 4. – P. 560–582.
449. *Thode H.J., Goodwin A.M.* // *Precam. Res.* – 1983. – 20, N 2–4. – P. 337–356.
450. *Towe K.M.* // *Nature.* – 1978. – 284. – P. 657–661.
451. *Trendall A.F.* // *J. Geol. Soc. Austral.* – 1972. – 19, pt. 3. – P. 287–311.
452. *Trendall A.F.* // *Iron-formation: Facts and problems.* – Amsterdam, 1983. – P. 12–130.
453. *Trendall A.F.* *Introduction / Iron-formation: Facts and problems.* – Amsterdam, 1983. – P. 2–11.
454. *Trendall A.F., Blockley J.G.* // *Western Austral. Geol. Surv. Bul.* – 1970. – 119. – P. 1–353.
455. *Van Hise C.R., Leith C.K.* // *U.S. Geol. Surv. Monogr.* – 1911. – 52. – 641 p.
456. *Walker J.C.G.* // *Nature.* – 1984. – 309, N 5966. – P. 340–342.
457. *Walter M.R., Hofmann H.J.* // *Iron-formation: Facts and Problems.* – Amsterdam, 1983. – P. 373–400.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5
<b>ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. ТИПЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД</b>	
Глава 1. Классификация и взаимоотношения формаций (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	6
Глава 2. Представления о генезисе железных руд . . . . .	10
Развитие и состояние представлений о генезисе железистых кварцитов (Я.Н.Белевцев, Д.А.Кулик) . . . . .	10
Представления о генезисе богатых железных руд (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	13
<b>ЧАСТЬ ВТОРАЯ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ</b>	
Глава 3. Реконструкции условий седиментации и диагенеза железисто-кремнистых пород . . . . .	15
Литогенетические следствия из закономерностей размещения и условий залегания железистых кварцитов (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	15
Ритмично-слоистые текстуры как отражение условий седиментации и диагенетических преобразований железисто-кремнистых пород (Д.А.Кулик) . . . . .	22
Роль микроорганизмов в литогенезе железисто-кремнистых пород (В.И.Лазуренко) . . . . .	42
Малые элементы как индикаторы условия седиментации железисто-кремнистых пород (В.В.Скворцов) . . . . .	46
Закономерности вариаций изотопного состава серы, углерода и кислорода в железисто-кремнистых породах (Л.Т.Савченко) . . . . .	51
Физико-химическая модель образования железисто-кремнисто-сланцевых формаций (А.А.Дроздовская) . . . . .	64
Глава 4. Реконструкции процессов метаморфизма железисто-кремнистых пород . . . . .	70
Минеральные парагенезисы и фации метаморфизма железистых кварцитов (Р.Я.Белевцев) . . . . .	71
Типоморфизм главных рудообразующих минералов (Б.И.Пирогов, Ю.М.Стебновская) . . . . .	78
Метаморфизм железисто-кремнистых пород по данным изучения гипоморфных признаков кварца (В.В.Кушеев) . . . . .	86
Условия метаморфизма по данным изучения флюидных включений в минералах железистых кварцитов (С.И.Терещенко) . . . . .	93
Силикат- и карбонат-магнетитовые руды гранулитовых комплексов Украинского щита (побужский тип) (М.А.Ярошук) . . . . .	98
Глава 5. Процессы образования железистых кварцитов . . . . .	104
Седиментация и диагенез железисто-кремнистых формаций (Я.Н.Белевцев, Д.А.Кулик) . . . . .	104
Генетические особенности железистых кварцитов глубокометаморфизованных комплексов (М.Н.Коржнев, Е.Ш.Пиковский, М.А.Ярошук) . . . . .	115
<b>ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД</b>	
Глава 6. Геологические ограничения генетических моделей (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	120
Глава 7. Метаморфическое рудообразование и генезис богатых магнетитовых руд . . . . .	125
Исходная основа богатых руд формаций саксаганского и первомайского типов (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	125
Метаморфогенный вынос кремнезема и усадка железистых кварцитов – основной рудообразующий процесс (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	132
Региональные и локальные геологические условия образования остаточных метаморфических руд (В.М.Кравченко, Б.А.Занкевич) . . . . .	138

Мобилизация, миграция и осаждение железа различными по составу растворами при повышенных температурах и давлениях (В.Б.Коваль, В.А.Самсонов) . . . . .	142
Фильтрационные свойства железисто-кремнистых пород и их генетическая связь с процессами метаморфогенного рудообразования (В.И.Николаенко) . . . . .	149
Процессы образования остаточных метаморфических руд и месторождений формации первомайского типа (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко) . . . . .	153
<b>Глава 8. Гипергенное рудообразование и генезис богатых гематитовых руд . . . . .</b>	<b>158</b>
Сходство и различия формаций саксаганского и белгородского типов (В.М.Кравченко, С.И.Чайкин) . . . . .	158
Малые элементы в процессах формирования руд саксаганского типа (В.В.Скворцов) . . . . .	160
Вариации стабильных изотопов серы, углерода и кислорода в железистых кварцитах и богатых железных рудах (Л.Т.Савченко, О.А.Калиниченко) . . . . .	166
Термометрия флюидных включений в минералах окисленных богатых железных руд (С.И.Тереженко, О.А.Калиниченко) . . . . .	170
Роль магнитных и электрохимических эффектов в образовании богатых руд (В.Г.Борисенко, Ю.М.Епатко, М.А.Литвинская, Л.Г.Прохогин) . . . . .	173
Образование дисперсногематит-мартитовых руд саксаганского типа в глубинных зонах окисления (В.М.Кравченко) . . . . .	182
Формирование остаточных гематитовых руд белгородского типа в площадных корях выветривания (С.И.Чайкин) . . . . .	187
О генезисе богатых руд формации ингулецкого типа (В.М.Кравченко) . . . . .	193
<b>Глава 9. Полигенезис железорудных формаций (Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко, Д.А.Кулик) . . . . .</b>	<b>195</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .</b>	<b>203</b>

Научное издание

*БЕЛЕВЦЕВ Яков Николаевич, КРАВЧЕНКО Виктор Михайлович,  
КУЛИК Дмитрий Алексеевич и др.*

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

**Генезис железных руд**

*Художник обложки Г.М.Финько  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор Т.К.Валицкая  
Оператор Н.Г.Калинникова  
Корректоры Е.С.Масалитина, Н.Б.Кудрявцева*

ИБ № 10591

---

Сдано в набор 14.06.90. Подп. в печ. 19.11.90. Формат 70x108/16. Бум. офс. № 1. Гарн. Пресс Роман.  
Офс. печ. Усл.печ.л. 19,60. Усл.кр.-отт. 19,60. Уч.-изд.л. 23,89+вкл.0,60=24,49. Тираж 400 экз. Заказ 0-432.  
Цена 5 р. 20 к.

---

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252601 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.

## НОВЫЕ КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКОВА ДУМКА"

**Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Железонакопление в докембрии / Я.Н.Беловцев, В.М.Кравченко, Д.А.Кулик и др. — 1991. — 25 л. — 5 р. 30 к.**

В монографии, завершающей десятилетний цикл (1988–1991) о железисто-кремнистых формациях докембрия, подведены итоги многолетнего изучения бассейнов их распространения в СССР, сопоставлены эти формации в европейской части СССР и аналогичные образования других регионов. Охарактеризованы основные железорудные районы мира, особенности железисто-кремнистых пород и руд, их метаморфизм. Дана оценка мировых ресурсов железных руд докембрия. Выделены типы железисто-кремнистых формаций, проанализированы условия их седиментации, изложены современные представления о генезисе железных руд и установлены общие закономерности железнанакопления в докембрии.

Для геологов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых в докембрийских щитах.

**Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР : Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений / Е.М.Лазько, А.А.Сиворонов, М.А.Ярошук и др. — 1990. — 20 л. — 4 р. 30 к.**

В монографии рассмотрены теоретические и методические аспекты выделения и типизации формаций зеленокаменных поясов. Путем анализа оригинального и литературного материала проведено формационное расчленение зеленокаменных комплексов европейской части СССР. Сопоставлены формационные ряды отдельных зеленокаменных структур, разработана схема их корреляции. Установлены особенности положения рудоносных структур в общей системе преобразований земной коры Украинского щита. Изучен состав рудоносных вулканитов в связи с характером железнанакопления, определены существенные признаки вулканогенно-осадочного и хемогенно-осадочного рудообразующих процессов. Выявлены критерии связи оруденения железа с вулканическими процессами и даны перспективы поисков.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых в докембрийских щитах.

**Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР : Прогнозная оценка железорудных месторождений / М.И.Веригин, Ю.М.Епатко, В.П.Орлов и др. — 1990. — 20 л. — 4 р. 30 к.**

В монографии освещены вопросы прогнозно-металлогенической оценки железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР на железные руды. Разработана классификация геолого-промышленных типов железных руд. Приведены параметры оценки прогнозных и потенциальных ресурсов железных руд Украинской, Курской, Карело-Кольской, Белорусско-Прибалтийской и Уральской железорудных провинций. Определены перспективы развития железорудной базы европейской части СССР. Разработаны основные направления и очередность проведения поисковых и геолого-разведочных работ. Впервые выполнена оценка прогнозных ресурсов геолого-генетических типов железных руд докембрия.

Для работников геологических, горнодобывающих, проектных и планирующих организаций, а также научно-исследовательских институтов.

*Просим заказывать литературу в магазинах — опорных пунктах издательства: Доме книги — магазине № 200 (340048 Донецк 48, ул. Артема, 147 а), магазине "Книжковий світ" (310003 Харьков 3, пл. Советской Украины, 2/2), магазине научно-технической книги № 19 (290006 Львов 6, пл. Рынок, 10), магазине "Техническая книга" (270001 Одесса 1, ул. Ленина, 17) и магазине издательства "Наукова думка" (252001 Киев 1, ул. Кирова, 4).*

*Магазины в Киеве и Львове высылают книги иногородним заказчикам наложенным платежом.*

