

ЖЕЛЕЗИСТО-
КРЕМНИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Типы формаций



МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ № 247
«ДОКЕМБРИЙСКИЕ РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ТЕКТОНИКА»

•

ГРНЧР
геолог
1977
1977

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

553.31

Типы формаций

КИЕВ — 1988



5024

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций / Плаксенко Н. А., Горьковец В. Я., Ярощук М. А. и др.— Киев: Наук. думка, 1988.— 192 с.— (Междунар. прогр. геол. корреляции. Проект № 247 «Докембрийские рудные месторождения и тектоника»).— ISBN 5-12-000178-5

Освещены результаты многолетних комплексных исследований докембрийских железисто-кремнистых толщ, а также железисто-кремнистых образований как геологических формаций. Проведена типизация железисто-кремнистых формаций докембрия и показана эволюция железонакопления в докембрийской истории Земли. В итоге обобщения и анализа фактических материалов, в том числе новейших, дана характеристика геологического строения, вещественного состава и условий образования железисто-кремнистых формаций основных районов распространения в пределах европейской части СССР.

Для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами формационного анализа, металлогении докембрия, прогнозированием и поисками железорудных месторождений.

Ил. 49. Табл. 56. Библиогр. с. 181—187 (198 назв.).

Ответственные редакторы

Н. А. ПЛАКСЕНКО, М. А. ЯРОЩУК

Авторы

Н. А. ПЛАКСЕНКО, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ, М. А. ЯРОЩУК, Т. А. СКАРЖИНСКАЯ, В. Ю. ФОМЕНКО, Б. А. ГОРЛИЦКИЙ, М. Н. КОРЖНЕВ, И. Н. ЩЕГОЛЕВ, И. К. КОВАЛЬ, А. М. ПАП, В. И. ГАНОЦКИЙ, О. М. СТРУЕВА, В. В. СКВОРЦОВ, Н. И. БОСАЯ, В. И. БОЛОТОВ, В. В. ВЕТРЕННИКОВ, В. В. ИЛЬЯШ, В. Х. ПЕТЕРСЕЛЬ, М. Б. РАЕВСКАЯ, Г. В. ЖУКОВ

Редколлегия

Н. А. ПЛАКСЕНКО, М. А. ЯРОЩУК (ответственные редакторы),
И. Н. ЩЕГОЛЕВ, В. В. СКВОРЦОВ, Б. А. ГОРЛИЦКИЙ

Рецензенты

Е. Ф. ШНЮКОВ, А. И. СТРИГИН

Редакция литературы о Земле

Ж 1904050000-130
М 221 (04)-88 КУ-2-223-88

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге большого коллектива авторов серии «Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР» отражены результаты исследований, проводившихся в 1981—1985 годах в рамках всесоюзной комплексной межведомственной программы в соответствии с постановлением Госкомитета по науке и технике СССР. Формационный анализ докембрийских седиментогенных железисто-кремнистых образований составляет основу их металлогенического анализа и промышленно-экономической оценки как реальных или потенциальных источников добычи железорудного сырья в конкретных районах.

Изучение железисто-кремнистых формаций различных регионов европейской части СССР имеет длительную историю. По этой проблеме были проведены крупные региональные и тематические работы, в которых большое внимание уделялось строению и составу описываемых формаций и их генезису. Детальнее всего изучены железисто-кремнистые формации Украинского щита — важнейшей железорудной провинции страны. Разносторонняя характеристика их содержится в коллективных монографиях под ред. С. П. Родионова «Петрография железисто-кремнистых формаций Украинского щита» (1956), «Геология железисто-кремнистых формаций Украины» (1959); Я. Н. Белевцева «Геология Криворожских железорудных месторождений» (1962); Н. П. Семененко «Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита» (1967), «Железисто-кремнистые формации Украинского щита» (1978); Ю. Ю. Юрка «Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля» (1974), а также в монографиях И. Н. Бордунова «Геология Кременчугского железорудного района» (1964) и Г. И. Каляева «Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции» (1965), М. Я. Ярошук «Железородные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны» (1983).

Железисто-кремнистым формациям Воронежского массива посвящены монографии Н. А. Плаксенко «Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии» (1966), И. Н. Щеголева «Железородные месторождения докембрия и методы их изучения» (1985), коллективная монография «Железородные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды» под ред. Н. И. Голивкина [48].

Железисто-кремнистые формации Балтийского щита описаны в монографиях В. М. Чернова и др. «Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии» (1970), В. Я. Горьковца и др. «Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения» (1981), и в книге П. М. Горяинова «Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова» (1976).

В этих работах приведены различные варианты систематизации (классификации) докембрийских железисто-кремнистых формаций, с разной степенью достоверности отражающие их генетические и естественно-исторические соотношения и взаимосвязи. Неоднозначность принципов типизации железисто-кремнистых формаций, несогласованность их номенклатуры, а также различный методологический подход при их изучении явились причиной многообразия выделенных типов. Были высказаны и диаметрально противоположные представления о генетической сущности одних и тех же железисто-кремнистых образований, природе исходных веществ, геотектонической обстановке и характере процессов их накопления.

Наиболее изученными оказались самые продуктивные железисто-кремнистые формации, приуроченные к курской и криворожской сериям нижнего протерозоя. Железородные образования, связанные с более древними метаморфическими комплексами, освещены гораздо слабее, хотя они представляют несомненный интерес не только как источник высококачественных легко обогащаемых руд (железистых кварцитов), но и как объекты, исследование которых помогает познать закономерности эволюции железородного осадконакопления в докембрии.

Проведение работ по комплексной всесоюзной программе позволило с единых позиций обобщить и осмыслить материалы и выводы предыдущих исследователей, собрать новые материалы по Прибалтийско-Белорусскому и Уральскому районам и более углубленно изучить такие слабо исследованные формации, как, например, приуроченные к гранулитовым комплексам либо к верхней части разреза Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита. Для этого был использован комплексный формационный анализ с применением различных минералогических, петрохимических, изотопных методов реставрации дометаморфического состава пород, парагенетически связанных с железисто-кремнистыми породами и отражающих условия их накопления.

Обобщение материалов на новом уровне было связано с определенными трудностями: неравномерностью изученности железисто-кремнистых формаций разных регионов, различной достоверностью (представительностью) исходных геологических данных, разной детальностью опробования пород и отсутствием во многих случаях петрологических данных и статистических параметров распределения элементов, неполнотой описания строения и состава пород некоторых железисто-кремнистых формаций и их опорных разрезов, отсутствием единой терминологии, что затрудняло сопоставление пород на межрегиональном уровне. Существование таких объективных трудностей послужило причиной некоторой разноплановости описания формаций.

Приведенные в книге материалы легли в основу предложенной классификации железисто-кремнистых формаций докембрия. Наряду с известными фактами новые данные по тектонике, стратиграфии, литологии, геохимии, метаморфизму убедительно доказывают генетическую самостоятельность железисто-кремнистых образований и вмещающих их пород, отнесенных к конкретным железисто-кремнистым формациям. Они свидетельствуют об эволюции железородного осадконакопления в истории Земли, изменении его масштабов и генетических типов. Развитие внутренних и внешних оболочек Земли сопровождалось сменой обстановок осадконакопления и типов железисто-кремнистых формаций.

Детальное сопоставление особенностей железисто-кремнистых образований, находящихся в докембрии европейской части СССР, позволило объединить их в три класса, которые подразделяются на шесть основных типов. Описание всех выделенных типов формаций дано лишь для наиболее изученных регионов — Украинского щита и Воронежского массива. Для менее изученных приведено описание некоторых типов формаций и подчеркнуты их региональные отличия.

В книге обобщены новые материалы, собранные при содействии сотрудников производственных организаций министерств геологии УССР, РСФСР, геологических управлений БССР, ЛитССР, ЛатвССР, ЭССР и МССР, которым авторский коллектив монографии приносит большую благодарность. В сборе и обработке материалов наряду с авторами активно участвовали Е. Я. Фомина, А. В. Вайло, В. М. Приймаченко, А. И. Сметанин, А. А. Чибряков, Е. Ш. Пиковский. Большую работу по оформлению рукописи выполнили А. Г. Иванова, Е. Я. Фомина, Д. Р. Сироштан, И. Н. Кулик, Н. А. Гриненко, Н. К. Маковецкая, Г. М. Щеголева, Т. И. Притыка, К. Б. Сметанина. Всем, содействовавшим написанию книги, авторы очень признательны.

Настоящая книга является первой попыткой обобщить материалы по докембрийским железисто-кремнистым формациям разных районов Восточно-Европейской платформы. Авторы ее с признательностью примут замечания по систематизации железисто-кремнистых формаций, компоновке и содержанию книги.

ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО ДЕЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ НАКОПЛЕНИЙ

В последние два-три десятилетия изучение докембрийских железонскоплений с позиций формационного анализа ознаменовалось положительными итогами. Широкое применение литолого-фациального анализа при изучении полосчатых железисто-кремнистых образований, глубокое геохимическое изучение слагающих их пород и минералов, роли процессов метаморфизма в формировании железисто-кремнистых пород, а также выявление их структурно-тектонических позиций в разрезах докембрия разных регионов позволили получить достаточно объективные основания для выделения ряда генетически самостоятельных железисто-кремнистых формаций.

И тем не менее, как справедливо отмечает Ю. П. Мельник [105], до настоящего времени нет общепринятой классификации этих пород по формационной принадлежности. Известно несколько вариантов систематизации докембрийских полосчатых железисто-кремнистых формаций, в том числе и размещенных на территории европейской части СССР. Этому посвящены фундаментальные исследования Я. Н. Беловцева, Н. П. Семенова, М. Н. Доброхотова, Г. И. Каляева, Н. И. Голивкина, П. М. Горяинова, М. С. Точилина, Ю. С. Момджи, Ю. П. Мельника, Н. А. Плаксенко, С. И. Чайкина, И. Н. Щеголева, Т. А. Скаржинский, В. Я. Горьковца, М. А. Ярошук и многих других.

В хорошо известных вариантах систематизации железорудных формаций есть много общего и принципиально различного. Это объясняется как неоднозначным методологическим подходом к их изучению, так и различной глубиной исследования и оценки их результатов. Опуская анализ схем формационного деления докембрийских железонскоплений, отметим, что в результате совместных работ геологов разных регионов европейской части СССР утвердилось общепринятое положение, что в разрезе докембрия региона находятся три генетически самостоятельные группы железисто-кремнистых формаций: вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные. Они возникли в определенных геотектонических обстановках и характеризуются специфическими чертами.

В настоящее время в докембрии европейской части СССР наиболее аргументированным представляется выделение таких генетических типов с подразделением их на конкретные железисто-кремнистые формации:

Вулканогенный:

железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая

Вулканогенно-осадочный:

железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов)

железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая

Осадочный:

железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная)

железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная)

железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая

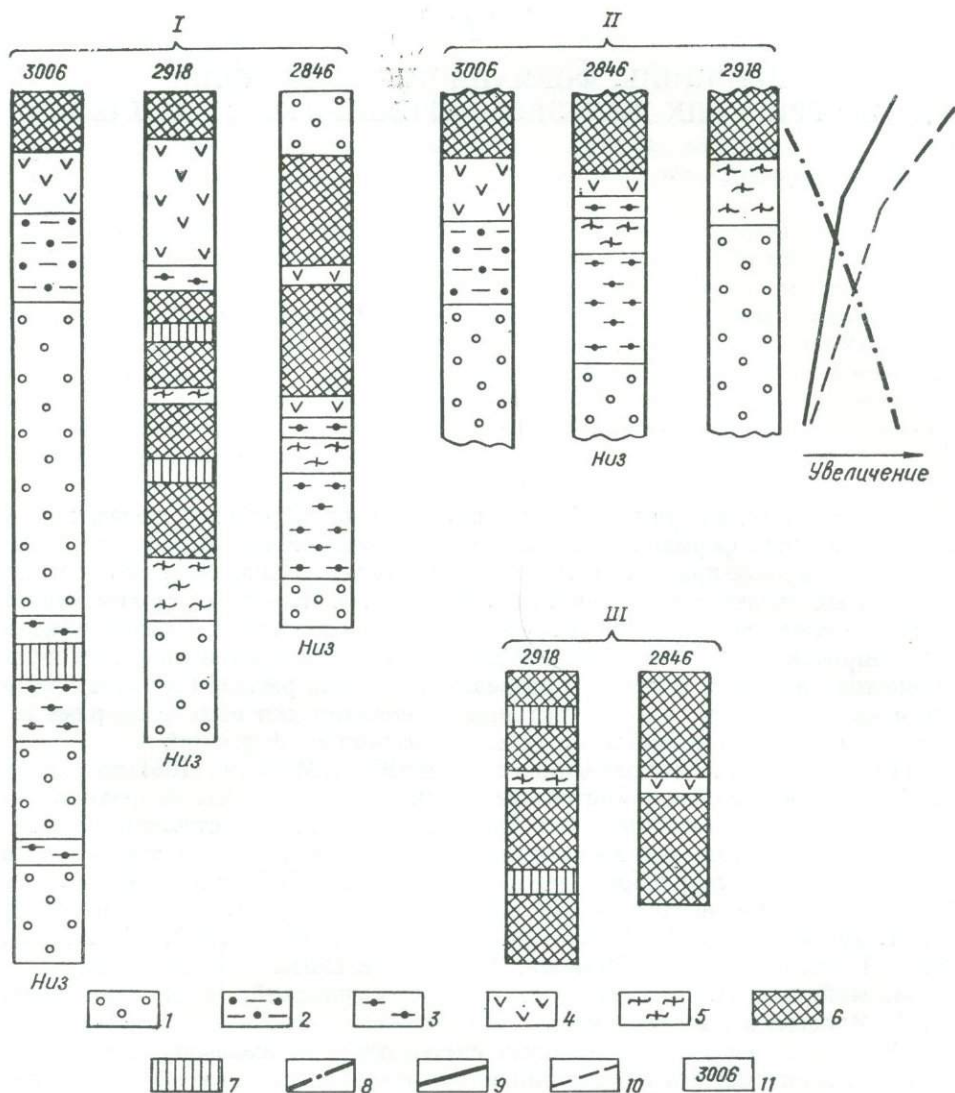


Рис. 1. Типы разрезов железисто-кремнистой кальцифер-метабазит-гнейсовой формации (гранулитовых комплексов) Курской магнитной аномалии:

I — ритмичность гнейсовых рудоносных толщ, *II* — строение низов ритмов, *III* — строение рудных пластов: 1 — гнейсы лейкократовые (метапсаммиты), 2 — гнейсы биотит-пироксен-амфиболовые, 3 — гнейсы гранат-биотитовые, 4 — амфиболиты, 5 — гнейсы биотитовые, 6 — кварциты рудные пироксен-амфибол-магнетитовые, 7 — то же, безрудные; кривые: 8 — размеры аллотигенного циркона, 9 — содержание в породе магнетита, 10 — выход тяжелой фракции; 11 — скважина

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Рассмотрим основные положения и факты, подтверждающие обоснованность предложенной систематики железисто-кремнистых формаций.

Докембрийские полосчатые железисто-кремнистые формации европейской части СССР — суть формации литологические, возникшие в седиментационном процессе. Седиментогенную природу железистых кварцитов и основной массы вмещающих пород железисто-кремнистых формаций (осадочных и вулканогенно-осадочных) доказывают и иллюстрируют такие их черты, унаследованные от исходных осадков:

Ритмичное (и цикличное) строение формаций и вполне закономерное положение железисто-кремнистых пород в разрезах осадочных и вулканогенно-осадочных ритмов. Текстуры тонко- и грубослойные, ритмично-слоистые, расслоения коллоидов, косо-слоистые и другие; структуры эмульсионные, grano- и лепидогранобластовые, обломочные, цементные как железистых кварцитов, так и вмещающих пород.

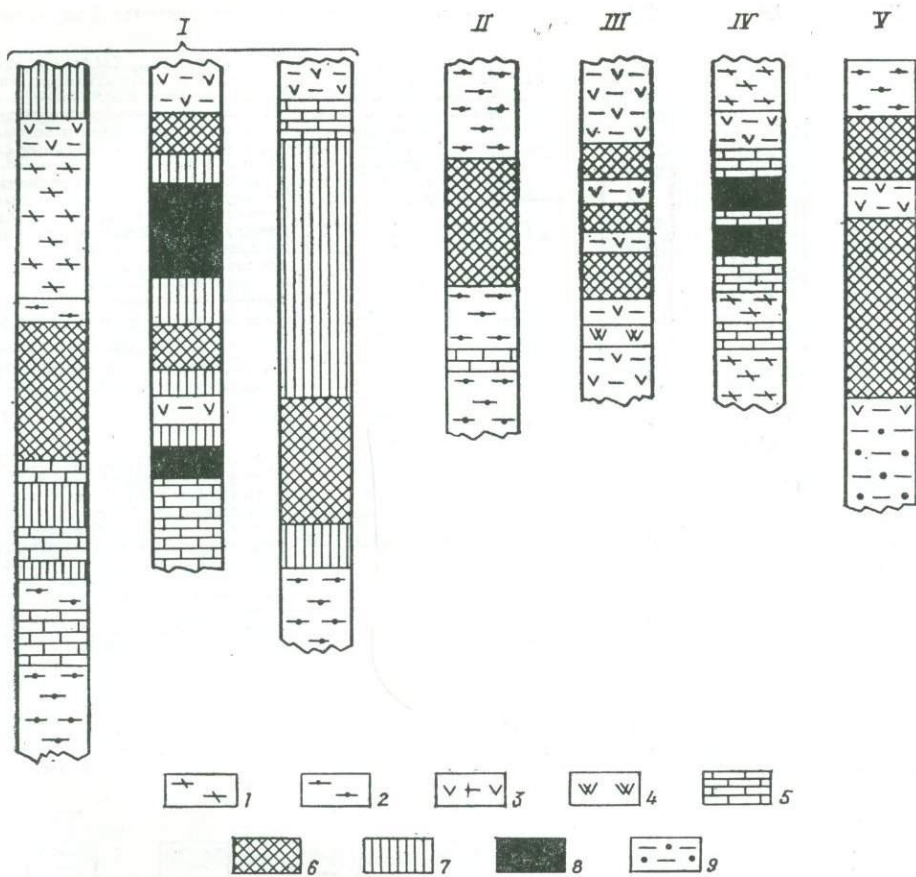


Рис. 2. Типы разрезов железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации (гранулитовых комплексов) Белоцерковско-Одесской зоны (I—IV) [195] и Мариупольского месторождения (V) [79]. Участки:

1 — Молдавский, II — Шамраевский, III — Володарский, IV — Слюсаревский: 1 — мигматиты, 2 — гнейсы гранат-биотитовые с силлиманитом, 3 — сланцы основного состава, 4 — метаультрабазиты, 5 — кальцифиры, 6 — пироксен-амфибол-магнетитовые кварциты ($Fe_{\text{рудн}}$ более 16 %); 7 — то же, с $Fe_{\text{рудн}}$ менее 16 %, 8 — богатые руды карбонатно-магнетитовые, 9 — пироксен-биотитовые графиты содержащие гнейсы

Своеобразие строения фациальных профилей различных формаций, обусловленное особенностями фациальных обстановок железнакопления

Закономерное распределение пелитового (и туфового) материала в различных фациальных типах железистых кварцитов, а также метапелитов (сланцев) и метатUFFитов в разрезах железорудных свит и на фациальных профилях формаций

Закономерное чередование отдельных минеральных типов железисто-кремнистых пород в разрезах и на фациальных профилях формаций, соответствующее аутигенно-минералогической (для осадочных) или минералогической зональности (для вулканогенно-осадочных формаций), возникающей в литогенезе и определяемой фациальной обстановкой седиментации исходных железистых и кремнистых веществ, т. е. расположением первичных осадочных фаций

Закономерная зависимость распределения аллотигенных аксессуарных минералов в ритмичных супракристалльных комплексах, заключающих железисто-кремнистые образования, от изменения гранулометрии метаосадочных пород [128] (рис. 1, II)

Закономерное изменение геохимических характеристик вмещающих пород, железистых кварцитов и слагающих их минералов в зависимости от положения в разрезе и на фациальных профилях железисто-кремнистых формаций, т. е. от их фациальных особенностей [127, 130—133]

Соответствие соотношений изотопов ряда элементов в железисто-кремнистых породах их изначальной экзогенной (седиментогенной) природе [4, 51, 112, 116]

Все перечисленные факты широко известны, охарактеризованы в ряде работ [3, 5, 74, 105, 127, 131, 132, 139] и не требуют детального рассмотрения.

Докембрийскому железнакоплению присуща этапность, сопровождающаяся эволюцией типов возникавших железисто-кремнистых формаций,

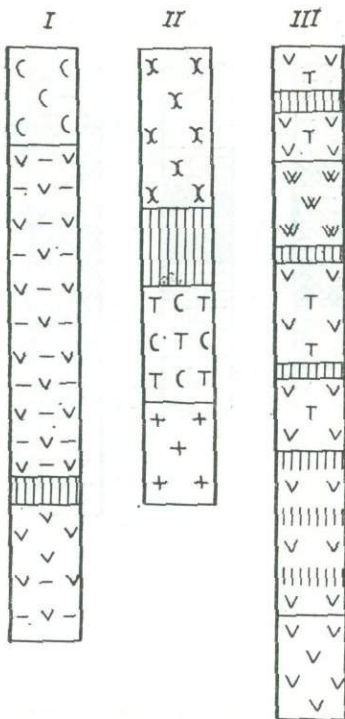


Рис. 3. Типы разрезов железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации

Михайловская серия, железногорская свита, КМА: I — скв. 2951, II — скв. 2952 [74, рис. 12, схематизировано], Конско-верховцевская серия, коньская свита, УЩ: III — Восточно-Грановский участок [191, рис. 5]: 1 — серпентиниты, 2 — переслаивание рассланцованных амфиболитов и зеленокаменных пород, 3 — железистые кварциты малорудные силикатно-магнетитовые, 4 — сланцы кварц-хлоритовые, 5 — серпентин-карбонат-талковые породы, 6 — плаггиограниты, 7 — сланцы амфиболовые, 8 — переслаивание малорудных силикатно-магнетитовых кварцитов (резко подчиненных) и metabазитов, 9 — амфиболиты с прослоями тальк-карбонатных пород и актинолитов

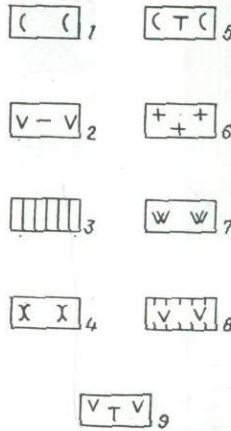


Рис. 4. Типы разрезов железисто-кремнистой сланцевой (I, II, V—VII) и железисто-кремнистой метакератофитруфтит-сланцевой (III, IV) формаций:

I — курская серия, КМА [127], II — криворожская серия, УЩ [3, 4], III — конско-верховцевская серия, белозерская свита, УЩ [191], IV — центрально-приазовская серия, гуляйпольская свита, УЩ [107], V — гимольская серия, костомукшская свита, Карелия [54], VI — аутигенно-минералогическая зональность мощных железорудных толщ курской серии, КМА, VII — то же, маломощных [127]: 1 — сланцы (для III и IV — туфосланцы, рассланцованные туффиты и кератофиты), 2 — железистые кварциты с прослоями сланцев и без них, 3 — метапесчаники, 4 — конгломераты, гравелиты, 5 — граниты; кварциты: 6 — безрудные и малорудные с силикатами, карбонатами, магнетитом, 7 — рудные силикатно-магнетитовые, 8 — рудные магнетитовые, 9 — рудные железослюдково-магнетитовые и магнетит-железослюдковые

зородная свита — железистые кварциты с прослоями сланцев и без них, 3 — метапесчаники, 4 — конгломераты, гравелиты, 5 — граниты; кварциты: 6 — безрудные и малорудные с силикатами, карбонатами, магнетитом, 7 — рудные силикатно-магнетитовые, 8 — рудные магнетитовые, 9 — рудные железослюдково-магнетитовые и магнетит-железослюдковые

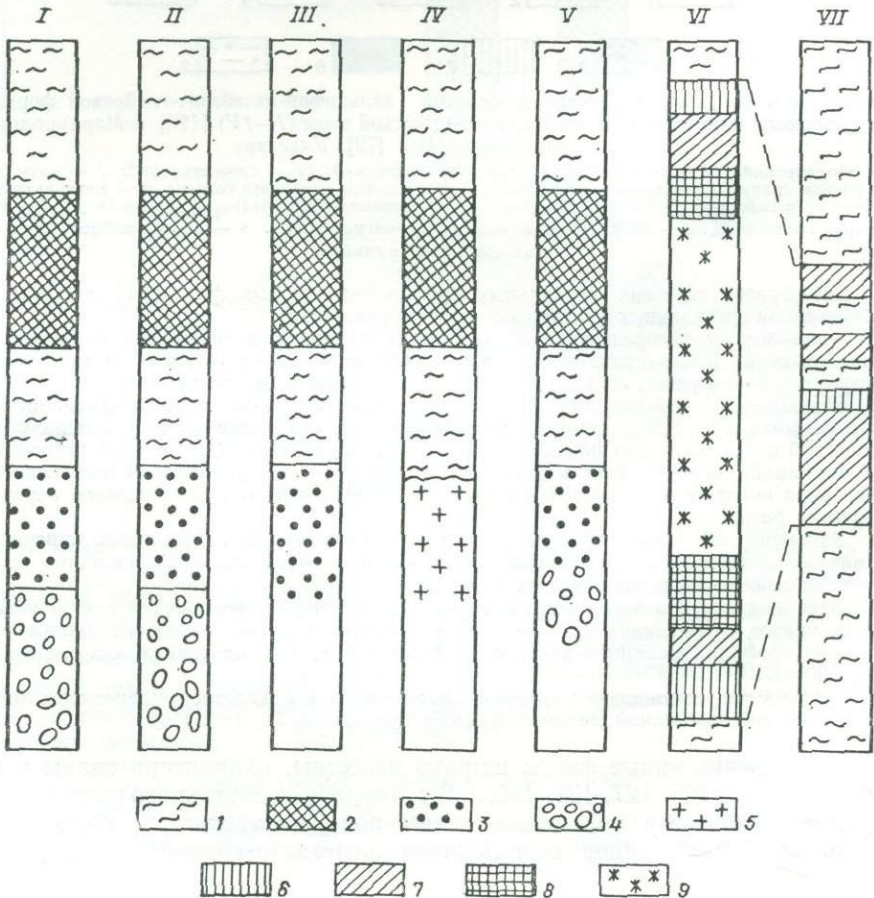
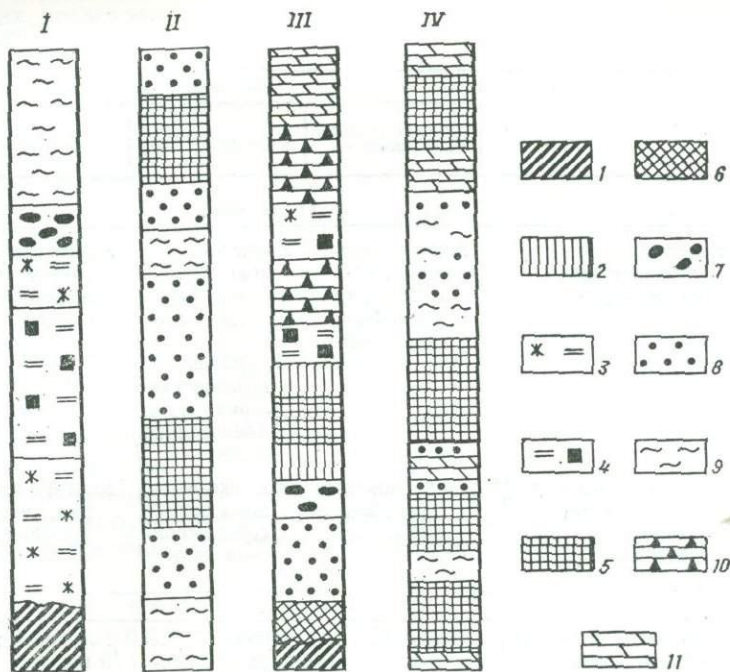


Рис. 5. Типы разрезов железисто-кремнистой метаконогломерат-песчанниковой (кластогенной) (I—II) и железисто-кремнистой доломит-метапесчаниково-сланцевой (III—IV) формаций.



КМА — оскольская серия: I — Яковлевское месторождение, скв. 244, II — Михайловское месторождение, скв. 3269; УЩ — криворожская серия, гданцевская свита: III — Криворожский район, скв. 17445 (по В. В. Решетняку), IV — Кременчугский район. Харченковский участок, свита gd_4 (по Т. А. Скаржинской). Железистые кварциты: 1 — средней свиты курской серии и саксаганской свиты криворожской серии, 2 — безрудные, 3 — мартит-железослюдковые грубослоистые кластогенные, 4 — мартитовые грубослоистые кластогенные, 5 — силикатно-магнетитовые полосчатые; 6 — богатые хлорит-магнетитовые и гематит-мартитовые руды обломочного сложения; 7 — конгломераты, метагравелиты железистых кварцитов; 8 — метапесчаники средне- и крупнозернистые с железной слюдой и мартитом; 9 — сланцы и алевросланцы с рудным детритом; 10 — слабополосчатая магнетит-карбонатная порода; 11 — карбонатные породы (доломитовые мраморы)

что обусловило вполне определенную стратиграфическую привязку последних. Комплексы пород, вмещающих конкретные типы железисто-кремнистых формаций, являются самостоятельными стратиграфическими единицами. Большинство исследователей сходятся на признании четырех главных стратиграфических уровней развития седиментогенного железнакопления в докембрии: нижнеархейского, верхнеархейского, нижнепротерозойского и среднепротерозойского (табл. 1).

Эволюция железорудного осадконакопления в докембрии является одним из замечательных проявлений эволюции внутренних и внешних оболочек Земли. Она зафиксирована в кардинальном отличии характернейших

Таблица 1. Стратиграфическое положение железисто-кремнистых формаций разных регионов европейской части Советского Союза

Формация	Возраст	Метаморфическая серия, свита			
		Курская магнитная аномалия	Украинский щит	Карелия	Кольский п-ов
Железисто-кремнистая метаконогломерат-песчанниковая (кластогенная)	PR_2	Оскольская серия	Криворожская серия, гданцевская свита	Онежская серия	Печенгская серия
Железисто-кремнистая доломит-метапесчаниково-сланцевая					
Перерыв					
Железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная)	PR_1	Курская серия	Криворожская серия, саксаганская свита	Гимольская серия *	Нег

Формация	Возраст	Метаморфическая серия, свита			
		Курская магнитная аномалия	Украинский щит	Карелия	Кольский п-ов
Перерыв					
Железисто-кремнистая метакратофир-туффит-сланцевая		Михайловская серия, истобнянская и коробковская свиты	Конкско-верховцевская серия, белозерская свита центральноприазовская серия, гуляйпольская свита	Контокская серия, шурловарская свита	Кольская серия, оленегорская свита
Железисто-кремнистая метасульфидно-ультрабазит-базитовая	AR ₂ **	Михайловская серия, железногорская свита	Конкско-верховцевская серия, конкская свита	Контокская серия, ниемиярвинская свита	Кольская серия (Колмозеро-Воронья)
Перерыв (?)					
Железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов)	AR ₁	Обоянская серия	Бугская серия*, центральноприазовская серия	Гнейсовая толща	Не установлено

* В случаях неоднозначной трактовки (по данным абсолютной геохронологии) возраста некоторых серий (например, бугской, гимольской) в таблице принят возраст, соответствующий типу формации и ее положению в эволюционном ряду.

** Иногда в отдельных регионах два нижних уровня (AR₁ и AR₂) объединяют в один — архейский.

черт железисто-кремнистых формаций архейского и протерозойского возрастов. В этом реализуются два гармонирующих принципа выделения формаций — стратиграфический (эволюционный) и генетический.

В то же время не исключаются появления в некоторых случаях однотипных или близких по генетическим признакам формаций на разных (пограничных) стратиграфических уровнях докембрийского разреза (например, появление в верхах архея формаций с эмбриональными признаками типичных протерозойских или существование в низах протерозоя формаций с реликтовыми признаками архейских типов). Иными словами, вполне вероятно незначительное временное скольжение генетически однотипных формаций, расположенных в разных регионах, вследствие миграции на поверхности Земли зон определенного (например, гумидного) литогенеза.

Метаморфизированные коры выветривания, поверхности выравнивания, базальные толщи являются важными элементами, ограничивающими рубежи развития конкретных железисто-кремнистых формаций, залегающих в разделенных перерывами супракрустальных комплексах. Перерывы в осадконакоплении и коры выветривания установлены на нескольких рубежах [4—6, 33, 44, 54, 74, 127, 193] (табл. 1). Главные типы железисто-кремнистых формаций отделены друг от друга значительными перерывами в осадконакоплении и, следовательно, являются генетически самостоятельными. Их самостоятельность подчеркивается также спецификой аксессуарных минералов, содержащихся в одноименных терригенно-осадочных породах (табл. 2).

Отличительные особенности аксессуарных минералов терригенных пород, вмещающих различные формационные типы железонакоплений, отражают своеобразие петрографического фонда питающих областей. В связи с этим представляется необоснованным мнение А. П. Никольского [112], отрицающего наличие в районе Криворожья двух структурных комплексов.

Разновозрастные цирконы отличаются степенью метамиктности: низкой — для протерозойских пород и высокой — для архейских (рис. 6).

Систематических исследований акцессорных минералов супракристалльных толщ докембрия, вмещающих железисто-кремнистые формации, подобных выполненным на КМА [128, 129, 132, 134], в других регионах не проводилось. Однако по имеющимся в литературе разрозненным данным существуют зависимости, сходные с установленными для КМА.

Характер породных ассоциаций, вмещающих и слагающих железорудные толщи — главный критерий типизации железисто-кремнистых формаций, их генетической самостоятельности. Материалы, иллюстрирующие это положение, приведены на рис. 1—5.

Породная ассоциация железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации (гранулитовых комплексов) (рис. 1, 2) характеризуется пестрым составом (различные гнейсы, сланцы основного состава, амфиболиты, кальцифиры, силикатно-магнетитовые кварциты, редко карбонатно-магнетитовые руды). Он отражает низкую степень осадочной дифференциации исходных грубо-ритмичных осадков, формирование их в ограниченных мелководных бассейнах в условиях активного замедленного тектонического режима. Продуктивность формации низкая и средняя. Метаморфизм — гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Породная ассоциация железисто-кремнистой метакальцифир-метабазит-базитовой формации (рис. 3) включает

Таблица 2. Особенности аллотигенных акцессорных минералов однотипных метасадочных пород железисто-кремнистых формаций КМА

Минерал, признак	Железисто-кремнистая формация		
	кальцифир-метабазит-гнейсовая	метакальцифир-базитовая	сланцевая (хемогенная)
Комплекс акцессориев	Беден, руководящие минералы апатит, циркон, монацит, рутил	Более разнообразен, руководящие минералы ильменит, лейкоксен, рутил, сфен, хромит	Разнообразен, руководящие минералы циркон, доля остальных ничтожна
Апатит содержание, г/т	От 1000 до более 6000	200—300	4—34
плеохроизм	Плеохроичный с микровключениями циркона	Окрашенный плеохроичный	Неплеохроичный
Циркон тип	Два типа по степени разложения, разложенных 90 % 26—37	Два типа по степени разложения, разложенных 50 % 25—35	Четыре типа по степени разложения, разложенных 30 % 12—25
коэффициент вариации размеров	Чаще >2	≤ 2	< 2 (70—100 %)
коэффициент удлинения	Чаще >2	Чаще 5:1	Чаще 1:3
Отношение содержания апатита и циркона	От 3:1 до 10:1	Чаще 5:1	Чаще 1:3

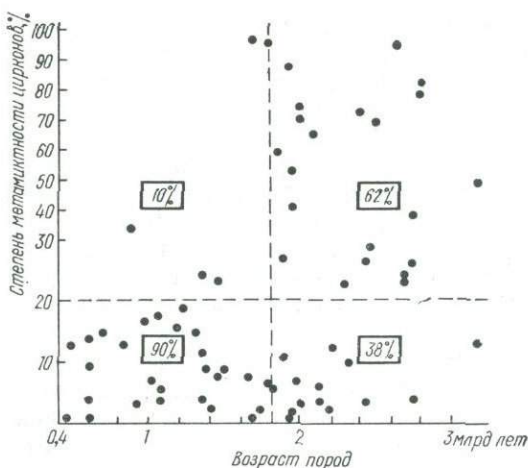


Рис. 6. Метамиктность цирконов из разновозрастных метаморфических пород докембрия (построено по данным, приведенным в работе [128])

серпентиниты, актинолитовые, тремолитовые, карбонат-тальковые, тальк-хлоритовые, биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, безрудные кварциты, силикат-магнетитовые, карбонат-магнетитовые малорудные и рудные железистые кварциты. Вулканогенные породы основного состава часто преобладают. Продуктивность формации низкая. Масштабы незначительны, реже — средние. Ассоциация формировалась в условиях, свойственных стадии растяжения рифтогенного режима зеленокаменных поясов. Метаморфизм — эпидот-амфиболитовой фации.

Породная ассоциация железисто-кремнистой метакератофит-туффит-сланцевой формации (рис. 4, III, IV) представлена также набором разнообразных осадочных (вулканогенно-осадочных) и вулканогенных пород преимущественно кислого и среднего состава. В ассоциацию входят конгломераты, гравелиты (не повсеместно), сланцы тальк-кварц-альбит-хлоритовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые, рассланцованные туффиты и кератофиры, железистые кварциты карбонат-магнетитовые, силикат-магнетитовые (с хлоритом, биотитом, амфиболом), реже гематит-магнетитовые (в центре мощных железорудных пластов). Продуктивность средняя.

Ассоциация формировалась в условиях, свойственных стадии сжатия рифтогенного режима зеленокаменных поясов. Метаморфизм — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Обнаруживаются признаки, переходные к железисто-кремнистой сланцевой (хемогенной) формации.

Породная ассоциация железисто-кремнистой сланцевой (хемогенной) формации достаточно стабильна (рис. 4, I, II, V—VII). В ее состав входят исключительно осадочные породы — конгломераты, метапесчаники, сланцы, хемогенные железистые кварциты. Степень осадочной дифференциации пород высокая, что соответствует устойчивому пассивному тектоническому режиму платформенных областей. Толщи отчетливо ритмично-слоистые. В составе толщ железистых кварцитов выделяется несколько фашиальных типов, полный набор которых (от малорудных силикатно-карбонатно-магнетитовых в подошве и кровле до гематит-магнетитовых в центре) характерен для мощных пластов. Чередование их в разрезе отражает четкую аутигенно-минералогическую зональность — характернейшую черту железистых кварцитов рассматриваемой формации. Масштабы железорудных свит огромны, продуктивность наиболее высокая. Метаморфизм — от преимущественно зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

Породная ассоциация железисто-кремнистой метаконгломерат-песчаниковой (кластогенной) формации достаточно пестрая (рис. 5, I, II). Преобладают терригенные породы — конгломераты и гравелиты железистых кварцитов, метапесчаники и сланцы с обломками агрегатов и зерен железорудных минералов, железистые кварциты кластогенного сложения (гематит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые, мартитизированные), обломочные железные руды, в верхах — иногда кварцевые порфириды, туфы. Железистые кварциты залегают среди средне- и крупнозернистых метапесчаников; в строении их горизонтов аутигенно-минералогической зональности не наблюдается. Продуктивность низкая. Степень осадочной дифференциации низкая. Ассоциация формируется в условиях неустойчивого режима орогенных локальных внутриплатформенных прогибов.

Породная ассоциация железисто-кремнистой доломит-метапесчаник-сланцевой формации обладает более ясным ритмичным строением (рис. 5, III, IV). Состав ее очень контрастен: конгломерат-брекчии, метапесчаники, кварц-слюдяные филлитовидные, высокоглиноземистые, углесодержащие сланцы, железистые сланцы, доломиты, амфиболиты. Преобладают осадочно-хемогенные железистые кварциты, по составу близкие к кварцитам железисто-кремнистой сланцевой формации (силикат-магнетитовые с амфиболом и биотитом, гематит-магнетитовые) с неустойчивой аутигенно-минералогической зональностью. Степень осадоч-

ной дифференциации средняя. Продуктивность средняя.

Описываемая ассоциация пород накапливалась в условиях неустойчивого режима орогенных локальных внутриплатформенных прогибов. Наиболее ярким представителем является комплекс железистых и иных пород гданцевской свиты криворожской серии Кременчугского района.

Определенные типы железисто-кремнистых формаций докембрия возникают в конкретных геотектонических условиях развития земной коры, что отражено в их составе, строении, масштабах и геохимических особенностях.

В соответствии с предложением Г. И. Каляева представляется рациональным различать железисто-кремнистые формации, образовавшиеся в бассейнах, развивающихся на океанической коре (тектонотипы А I и А II), на континентальной коре (тектонотипы Б II и Б III) и на коре переходного типа (тектонотипы А III и Б I).

При всей сложности и противоречивости суждений о характере докембрийских бассейнов предложенная схема основана на главнейших характеристиках слагающих их пород и объективно отражает динамику их накопления.

К тектонотипам А I и А II соответственно отнесены железисто-кремнистая метаультраабазит-базитовая и железисто-кремнистая метакератофиртуфтит-сланцевая формации, которые возникли в условиях активного тектонического режима рифтогенных зон.

К тектонотипу Б II отнесена железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная) формация, а к тектонотипу Б III — две формации: железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная) и железисто-кремнистая доломит-метапесчаниково-сланцевая. Первая формировалась в условиях устойчивого пассивного режима платформенных областей, чаще в условиях обширных неглубоких окраинных или внутриконтинентальных морей, вторая — в условиях неустойчивого, периодически меняющегося тектонического режима краевых прогибов.

К тектонотипам А III и Б I отнесена железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая формация (гранулитовых комплексов), которая возникла в догеосинклинальный или послегеосинклинальный переходный период при активном замедленном тектоническом режиме в небольших мелководных островных бассейнах.

Помимо рассмотренных породных ассоциаций железисто-кремнистых формаций, позволяющих составить представление о тектонической и палеогеографической обстановке их образования (т. е. о степени их генетической самостоятельности), выяснению затронутых вопросов способствует также анализ некоторых геохимических черт (табл. 3, рис. 7, построенный с использованием материалов из работ [28, 71, 74, 83, 105, 127, 140, 195]).

Так, при сопоставлении отношений Al_2O_3/Na_2O и содержаний Na_2O из одноименных супракрустальных пород формаций видно, что накопление первичных осадков железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гней-

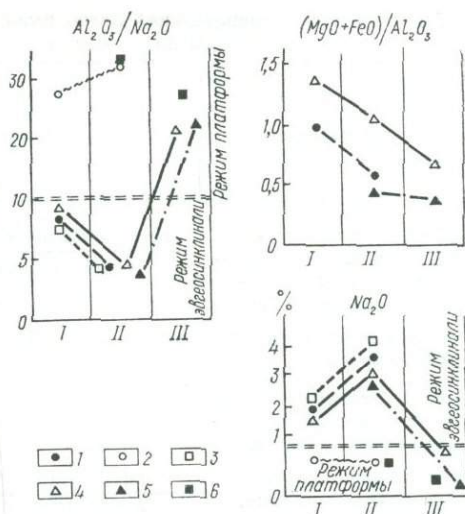


Рис. 7. Геохимические отличия литологически однотипных метаморфических пород, вмещающих различные типы железисто-кремнистых формаций. Формация:

I — железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов), II — железисто-кремнистая метаультраабазит-базитовая, III — железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная); 1 — наиболее распространенные гнейсы, метапесчаники, сланцы мало- и среднеглиноземистые (средние данные), 2 — гнейсы и сланцы высокоглиноземистые, 3 — гнейсы биотитовые, 4 — сланцы кварц биотитовые, мусковит-биотитовые, амфиболовые мало- и среднеглиноземистые, 5 — метапесчаники, 6 — метапелиты — сланцы биотит-гранатовые, ставролит-биотитовые. Построено с использованием материалов по КМА [28, 74, 127] и УЩ [71, 83, 105, 140, 195]

Таблица 3. Сравнительная петрохимическая характеристика вмещающих пород различных железисто-кремнистых формаций

Комплекс пород	Формация	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	Na ₂ O	(FeO + MgO)/Al ₂ O ₃	
Наиболее распространенные гнейсы, метапесчаники, сланцы, мало- и среднеглиноземистые	Кальцифир-метабазит-гнейсовая	8,25	1,98	0,98	
	Метаультрабазит-базитовая	4,35	3,50	0,53	
Гнейсы и сланцы высокоглиноземистые	То же	26,5	0,65	—	
		31,0	0,51	—	
Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфибол-гранат-биотитовые	» »	7,50	2,2	—	
		4,4	4,1	—	
Сланцы кварц-биотитовые, мусковит-биотитовые, амфиболовые мало- и среднеглиноземистые	Кальцифир-метабазит-гнейсовая	9,0	1,59	1,4	
	Метаультрабазит-базитовая	4,6	3,1	1,06	
	Сланцевая	21,95	0,77	0,62	
Метапесчаники	Метаультрабазит-базитовая	4,3	2,9	0,50	
	Сланцевая	24,0	0,12	0,39	
Метапелиты — сланцы биотит-гранатовые, ставролит-биотитовые	То же	34,5	0,55	—	
		24,0	0,38	—	

Примечание: использованы материалы [28, 74, 127, 33, 83, 105, 140, 195].

Таблица 4. Классификация железистых кварцитов в железисто-кремнистых формах и метасоматически

Класс	Главный генетический тип кварцитов	Fe _{рудн} ²⁺ /Fe _{рудн}	Fe ₂ O ₄ /FeO	Относительное содержание	
				магнетита	гематита
Рудные (Fe _{рудн} > 25 %)	Гематитовый (железослюдковый)	Больше 29,12	Больше 15	0—10	90—100
	Магнетит-гематитовый	5,9—29,1	2,5—15	10—50	50—90
	Гематит-магнетитовый	3,3—5,9	1,6—2,5	50—90	10—50
	Магнетитовый с кальциево-магнезиальными карбонатами и силикатами	3,0—3,3	1,0—1,6	90—100	0—10
	Силикат-карбонат-магнетитовый с магнезиально-железистыми карбонатами и силикатами	2,5—3,0	0,5—1,0	100	0
Малорудные (Fe _{рудн} < 25 %) и безрудные	Малорудный (с магнетитом) и безрудный силикатно-карбонатный	Меньше 2,5	Меньше 0,5	100	0

Примечание: принятые сокращенные наименования формаций: «сланцевая» — соответствует желецифир-метабазит-гнейсовой и метаультрабазит-базитовой.

совой и железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формаций происходило в условиях неустойчивого активного тектонического режима, а железисто-кремнистой сланцевой — в условиях устойчивого режима платформенной формы. Вместе с тем среди гнейсов и сланцев железисто-кремнистой гнейсовой и железисто-кремнистой метабазитовой формаций встречаются высокоглиноземистые разновидности (рис. 7, 2 и 6), свидетельствующие об образовании их исходных веществ за счет размыва формировавшихся локально зрелых кор выветривания, что наиболее характерно для железисто-кремнистой сланцевой формации.

Все возрастающую роль продуктов зрелых кор выветривания в составе вмещающих пород от железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой до железисто-кремнистой сланцевой формации фиксирует закономерное изменение средних величин отношения $(FeO + MgO)/Al_2O_3$. Особенно отчетливо эта тенденция прослеживается по составу сланцев: в архейских формациях преобладал лептохлоритовый и гидрослюдистый материал, а в нижнепротерозойской железисто-кремнистой сланцевой — каолинит-гидрослюдистый и каолиновый.

Показательны различия величин отношений K_2O/Na_2O в сланцах железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой (среднее 10,0) и железисто-кремнистой сланцевой (среднее 5,3) формаций КМА.

Однотипные железисто-кремнистые формации одного и того же этапа железнанакопления могут возникать в нескольких одновременно существующих сходных структурно-фациальных зонах региона. Каждая из однотипных формаций конкретных структурно-фациальных зон приобретает некоторые особенности в строении и составе, но не утрачивает генеральных классификационных признаков формаций данного этапа железнанакопления и данного типа. Например, определенные различия имеют однотипные железисто-

циях докембрия европейской части СССР (главные генетические типы; неокисленные и измененные)

Нерудные минералы железисто-кремнистых формаций				Первичные фации и их геохимический тип	Распространение в формациях	
сланцевой	гнейсовой и метабазитовой	сланцевой	гнейсовой и метабазитовой		сланцевой	гнейсовой и метабазитовой
силикаты		карбонаты				
Тальк, биотит, зеленая слюда, реже хлорит	Нет	Доломит, магнезно-доломит, параанкерит	Нет	Рудная гематитовая (окисная)	Широкое	Отсутствуют
Тальк, биотит, зеленая слюда, хлорит, реже тремолит	»	Параанкерит, мезитит	»	Рудная магнетитовая (закисно-окисная)	»	Встречаются редко
Куммингтонит, грюнерит, актинолит, биотит, реже зеленая слюда, хлорит, пироксен	Ортопироксен, клинопироксен, гранат, биотит	Мезитит, пистомезит	Мало доломита, кальцита	Рудная карбонатно-силикатно-магнетитовая (окисно-закисная), часто с сульфидами	Менее широкое	Преимущественное
Куммингтонит, грюнерит, роговая обманка, биотит, хлорит, пироксен	Аналогичные рудным	Пистомезит, сидероплезит, сидерит	Аналогичные рудным	Безрудная силикатно-карбонатная (закисная)	Ограниченное	Обычны, местами преобладают

железисто-кремнистой сланцевой, «гнейсовая» и «метабазитовая» — соответствуют железисто-кремнистым каль-



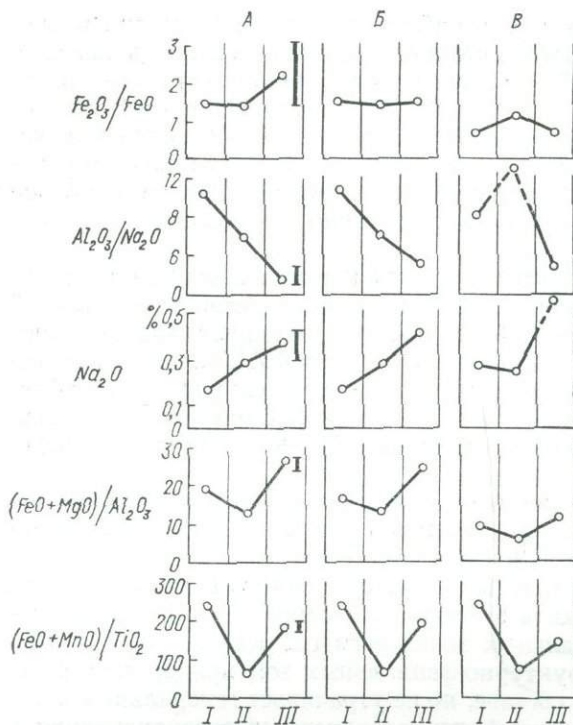


Рис. 8. Геохимические отличия железистых кварцитов (в том числе и одноименных типов) различных железисто-кремнистых формаций. *Формации:* I — железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая, II — железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая, III — железисто-кремнистая сланцевая. *A* — средние данные по всем типам железистых кварцитов; *кварциты:* *Б* — рудные силикатно-магнетитовые, *В* — малорудные силикатно-магнетитовые (построено по тем же материалам, что и рис. 7)

табл. 4, геохимические типы первичных железистых фаций железистых кварцитов нижнепротерозойской (железисто-кремнистой сланцевой) и архейских (железисто-кремнистых кальцифир-метабазит-гнейсовой и метаультрабазит-базитовой) формаций резко отличны.

В мощных железорудных горизонтах железисто-кремнистой сланцевой формации присутствуют железистые кварциты всех первичных фаций — от рудной окисной до безрудной закисной, занимая закономерное положение в разрезе (аутигенно-минералогическая зональность, рис. 4, VI, VII).

Наряду с изменением состава железорудных минералов (от гематита до магнетита) закономерно изменяются и карбонаты (от доломита до сидероплезита — сидерита). Как правило, при полном наборе фациальных типов железистых кварцитов в разрезе центральные части рудных толщ слагаются окисными фациями, сменяющимися к периферии закисно-окисной, окисно-закисной и закисной. Лишь в районах выклинивания железорудных толщ (при значительном уменьшении их мощности) из разреза выпадает окисная и сокращается закисно-окисная фации. Доминирующую роль в разрезе начинают играть силикатно-карбонатно-магнетитовые кварциты окисно-закисной фации. Строение таких маломощных рудных толщ железисто-кремнистой сланцевой формации литологически сходно с таковым архейских формаций (рис. 1, I, 4, VII). Однако это сходство лишь внешнее. Между ними есть существенные отличия, которые будут показаны ниже.

Фациальный облик толщ железистых кварцитов архейских железисто-кремнистых формаций значительно проще: доминируют железистые кварциты лишь двух фаций — окисно-закисной (рудные пироксен-магнетитовые, пироксен-амфибол-магнетитовые кварциты) и закисной (малорудные и безрудные магнетит-пироксеновые и другие кварциты). Первые обычно слагают

сто-кремнистые метакератофир-туффит-сланцевые формации, формировавшиеся в Верховцевском, Белозерском и Гуляйпольском районах УЩ.

Основные геохимические характеристики и признаки пород и минералов железисто-кремнистых формаций наследуются от исходных осадков вследствие изохимичности процессов их метаморфических преобразований и отражают характер первичных осадочных фаций и их положение на фациальных профилях. Частично для вмещающих пород это было показано ранее (табл. 3, рис. 7). Особенно важен факт унаследованности железистыми кварцитами соотношений Fe_2O_3/FeO , обусловливающих количественные сочетания главных рудных минералов — магнетита и гематита, т. е. минеральный тип железистых кварцитов. В наших [127, 130—132] и других работах [28, 36, 51, 71, 105] это убедительно показано.

На этой основе была создана классификация железистых кварцитов. Как видно из

центральные части рудных толщ, вторые — периферические.

Генетическая индивидуальность железистых кварцитов различных формационных типов иллюстрируется рис. 8. На нем видны ярко выраженные тенденции в изменении соотношений некоторых оксидов от архейских железисто-кремнистых формаций к нижнепротерозойской. Характер изменения этих параметров (направленность) от архейских формаций к нижнепротерозойской одинаков как для всех типов кварцитов суммарно (А), так и для одноименных — рудных силикатномагнетитовых (Б) и малорудных (В). Иными словами, отчетливо устанавливаются геохимические отличия разновозрастных железистых кварцитов и одноименных минеральных типов, встречающихся в разновозрастных формациях. Железистые кварциты железисто-кремнистой сланцевой формации отличаются от таковых архейских не только значениями сравниваемых параметров, но и диапазонами колебаний их, крайне узкими для железисто-кремнистой сланцевой формации (А, III, жирные вертикальные отрезки), не перекрывающимися таковыми для архейских формаций. Вне всякого сомнения, это отражает генетическую самостоятельность и разную формационную принадлежность сравниваемых железистых кварцитов. Следует отметить еще одно важное обстоятельство. Для архейских формаций отмечается аналогичный характер изменения Al_2O_3/Na_2O и Na_2O как во вмещающих породах, так и в железистых кварцитах (рис. 7, I, II, рис. 8, А — В, I, II). Для железисто-кремнистой сланцевой формации (рис. 7, III, рис. 8, А—В, III) характер соотношений этих параметров иной: отношение Al_2O_3/Na_2O во вмещающих породах по сравнению с архейскими значительно возрастает, а в железистых кварцитах падает; содержание Na_2O во вмещающих породах уменьшается, а в железистых кварцитах увеличивается. В этом отражены степень дифференциации осадочного материала и обусловившая ее степень зрелости кор выветривания, представляющих материал для разновозрастных формаций. Сказанное подтверждается и анализом других параметров, приведенных на рис. 7 и 8.

Унаследованными от исходных осадков являются также комплексы, уровни содержаний и соотношений ряда элементов-примесей в породах и минералах различных железисто-кремнистых формаций, что также свидетельствует об их самостоятельности [127, 130] (табл. 5).

Т а б л и ц а 5. Содержание элементов-примесей в железистых кварцитах различных железисто-кремнистых формаций КМА, г/т

Элементы и их отношения	Формация			Элементы и их отношения	Формация		
	кальцифир-метабазит-гнейсовая	метаультрабазит-базитовая	железисто-кремнистая сланцевая		кальцифир-метабазит-гнейсовая	метаультрабазит-базитовая	железисто-кремнистая сланцевая
Mn	2800	2660	400	Ba	196	25	10
Ti	980	2540	50	Sr	—	—	35
V	21	37	23	Ti/V	50	47	2,3
Cr	45	70	20	Sr/Ba	1	1	Чаще 1
Ni	22	43	24	Ni/Co	1 (3)	1 (3,6)	1
Co	7	12	—				

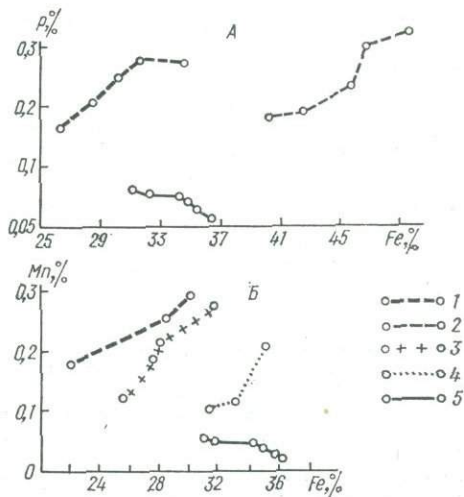


Рис. 9. Соотношение между фосфором и железом (А) и марганцем и железом (Б) в вулканогенно-осадочных рудах мульд Лан и Диль (1—4) и осадочных железистых кварцитах докембрия КМА (5), рудники:

1 — Сохранения-I, 2 — Сохранения-II, 3 — Всех Святых, 4 — Фортуна; 5 — железистые кварциты курской серии

Т а б л и ц а 6. Содержание некоторых элементов в породах железисто-кремнистой спилит-диабазовой формации Карелии *

Элемент	Сланцы филлитовидные, графитистые, кварц-биотитовые, кварц-серицит-биотитовые, подстилающие железистые кварциты		Железистые кварциты куммингтонит-магнетитовые, грюнерит-магнетитовые, магнетитовые		Элемент	Сланцы филлитовидные, графитистые, кварц-биотитовые, кварц-серицит-биотитовые, подстилающие железистые кварциты		Железистые кварциты куммингтонит-магнетитовые, грюнерит-магнетитовые, магнетитовые			
Mn	5,8	10,0	Co	3,2	16,0	S	16,0	12,0	Ba	3,0	1,4
P	—	2,5	Sr	0,07	0,4	Cu	4,0	11,0	Ge	0,4	0,46
Ni	3,7	3,7	V	0,24	0,29						

* Содержания даны в относительных единицах — по отношению к содержаниям элементов в литологически аналогичных породах железисто-кремнистой сланцевой формации КМА.

Сравнение средних содержаний некоторых элементов в одноименных литологических типах пород терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций дает дополнительный достоверный материал для их диагностики (табл. 6 — фрагмент табл. 83 из [130]).

Для экзотически осадочных руд отмечается прямая зависимость между содержаниями марганца и фосфора, с одной стороны, и железа — с другой (рис. 9). Это важный признак, отличающий описываемые руды от руд терригенно-осадочного происхождения, для которых эти зависимости — обратные.

Железисто-кремнистые породы унаследовали от исходных осадков соотношения изотопов некоторых элементов [6, 116]. Для вулканогенно-осадочных формаций изотопные отношения серы близки к метеоритному стандарту, а для хемогенно-осадочных — к таковому в биогенной среде. В. М. Оверчук [116] установил, что различия диапазонов вариаций изотопов серы сульфидов железистых кварцитов криворожского и верховцевского типов могут применяться в качестве одного из критериев определения формационной принадлежности железистых кварцитов докембрия.

Украинские геологи показали возможность использования в качестве таких критериев изотопных соотношений кислорода и углерода.

А. М. Жукова [77] установила радиогеохимические критерии генетической классификации железистых формаций докембрия на примере УЩ.

Наконец, имеются объективные данные, свидетельствующие об унаследованности минералами различных железисто-кремнистых формаций газожидких (флюидных) включений, характеризующих геохимические особенности среды их образования (табл. 7). Это является дополнительным доказательством генетической самостоятельности выделенных формаций.

Термобарогеохимические исследования нуждаются в дальнейшем углуб-

Т а б л и ц а 7. Характеристика газожидких включений в кварце из железистых кварцитов различных метаморфических серий КМА *

Серия			
Обоянская	Михайловская	Курская	Оскольская
Однофазовые сжиженного углекислого газа (ЖСО_2)	Однофазовые сжиженного углекислого газа (ЖСО_2)	Однофазовые уплотненного водного раствора ($\text{ЖН}_2\text{О}$)	В основном водно-солевые ($\text{ЖН}_2\text{О} + \text{К}$)
Двухфазовые углекислые ($\text{ЖСО}_2 + \text{ГСО}_2$) (встречаются реже)	Двухфазовые углекислые ($\text{ЖСО}_2 + \text{ГСО}_2$) (встречаются реже)	Двухфазовые углекислые ($\text{ЖСО}_2 + \text{ГСО}_2$) (встречаются значительно реже)	Уплотненный водно-солевой раствор с одной, двумя и более твердыми фазами (видимо, хлориды Na и K)
—	Однофазовые с уплотненным водным раствором ($\text{ЖН}_2\text{О}$) (в небольшом количестве)	—	Однофазовые уплотненного водного раствора ($\text{ЖН}_2\text{О}$) (встречаются редко)

* По данным Л. Н. Хетчикова (Институт литосферы АН СССР).

лении и методологическом совершенствовании. Следует находить способы диагностики образованных метасоматическими процессами включений (в отличие от унаследованных). Но даже в таком виде их результаты являются серьезным подспорьем для типизации железисто-кремнистых формаций.

Региональный метаморфизм высоких ступеней (гранулитовой и близкой к ней) присущ исключительно железисто-кремнистым формациям архея, т. е. это явление стратиграфическое, обусловленное спецификой тектонических структур архея и длительностью протекания метаморфических процессов.

Эта точка зрения аргументирована в последних работах А. М. Папа [120] и В. В. Закруткина [78]. По их мнению, региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации и соответствующие ему ассоциации метаморфических пород есть исключительная привилегия архея.

Это положение, базирующееся на анализе огромного фактического материала, подтверждает правильность выделения высокометаморфизованных железисто-кремнистых формаций (кальцифир-метабазит-гнейсовой гранулитовых комплексов) в самостоятельный тип, тем более что их объединяет не только степень метаморфизма, но главным образом сходство многих важных геологических признаков, резко отличных от таковых других формаций. Глубоко ошибочна позиция Н. И. Голивкина и других [74, 178], отрицающих самостоятельность железисто-кремнистой (гнейсовой) формации обоянской серии КМА и считающих ее глубоко метаморфизованным аналогом железисто-кремнистой сланцевой формации курской серии. Разительные отличия между ними были показаны выше.

Так выглядят принципиальные положения, составляющие фундаментальную основу систематики железисто-кремнистых формаций докембрия. Главнейшие признаки формаций, особенности их стратиграфического положения и размещения на европейской территории СССР, а также черты геотектонической обстановки их накопления сведены в табл. 8 и 9.

В этой типизации формационная принадлежность некоторых объектов, а иногда и трактовка их стратиграфического (возрастного) положения не совпадают с принимавшимися ранее. Мы полагаем, что принятые здесь изменения достаточно аргументированы. Нельзя, естественно, думать, что вопрос о формационных типах докембрийских железонакоплений решен окончательно. Это лишь очередной шаг на пути его дальнейшего изучения.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ — ВАЖНЫЙ КРИТЕРИЙ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД (НА МАТЕРИАЛАХ КМА)

Ранее [130, 133] было показано, что закономерности распределения элементов в породах и минералах, степень их концентрации, количественные соотношения достаточно отчетливо подчеркивают геохимическую индивидуальность различных по возрасту и составу железисто-кремнистых пород. Это обстоятельство рассматривается нами как одно из веских доказательств генетической самостоятельности выделяемых на КМА железисто-кремнистых формаций.

С этим выводом согласуются аналогичные материалы по другим регионам [50]. Целенаправленное изучение элементов-примесей, проведенное по Программе ЖФД — 81—85, дало новый материал, характеризующий геохимические особенности отдельных железисто-кремнистых формаций.

Рассмотрим особенности распределения элементов-примесей в породах и минералах четырех (наиболее контрастно отличающихся) железисто-кремнистых формаций КМА: кальцифир-метабазит-гнейсовой, метаультрабазит-базитовой, железисто-кремнистой сланцевой (хемогенной) и метаконгломерат-песчаниковой (кластогенной). Особое внимание уделим сравнительным чертам некоторых формаций, принимаемых иногда за различно метаморфизованные разновидности единого генетического типа.

Таблица 8. Геологическое положение и основные районы развития железа

Генетический тип	Формация	Тектоническая позиция (тектонотип)		Геодинамический режим
Вулканогенный	Метаультрабазит-базитовая	Зеленокаменные пояса (тектонотип А I)		Стадии растяжения рифтогенных зон
Вулканогенно-осадочный	Кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов)	Гранулитовые межблоковые зоны (тектонотип А III — Б I)		Активный, мелководных бассейнов систем островных дуг
	Метакератофир-туффит-сланцевая	Зеленокаменные пояса (тектонотип А II)		Стадии сжатия рифтогенных зон
Осадочный	Сланцевая (хемогенная)	Внутриплатформенные прогибы	Доорогенные (тектонотип Б II)	Плавных колебательных движений с устойчивым прогибанием
	Доломит-метапесчанико-сланцевая	То же	Орогенные (тектонотип Б III)	Неустойчивый субплатформенный краевых прогибов
	Метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная)	» »	То же	То же

* Железисто-кремнистые образования белозерской и гуляйпольской свит имеют некоторые черты, относя к нижнему протерозою.

** Железисто-кремнистым образованиям костомукшской свиты гимольской серии свойственны черты, относя к нижнему протерозою.

*** Железисто-кремнистые образования Примандровского и Околовского районов представляют собой зитовым и железисто-кремнистым метакератофир-туффит-сланцевым типами.

Стратиграфическая приуроченность	Распространение формаций
<p>Архей: конкско-верховцевская серия, конкская свита; михайловская серия, железногорская свита; околоская серия; кольская серия, аннамская толща</p>	<p>УЩ — Верховцевский район (Грановский, Самотканский, Алферовский, Малотепловский участки); Чертомлыкский и Сурский районы ВКМ — Курско-Бесединская, Знаменско-Малоархангельская и другие рудоносные зоны БПКМ — Околоский район ***; БЩ — Кольский регион, Аллареченско-Аннамский и Хихнарвинский районы</p>
<p>Архей — нижний протерозой: бугская серия, хоцевато-завальевская свита; ингуло-ингулецкая серия, артемовская свита; центрально-приазовская серия, ореховская и сачкинская свиты; обоянская серия; кольская серия</p>	<p>УЩ — Белоцерковско-Одесский район (Молдовский и др. участки); Западно-Ингулецкий район (Артемовский, Ивановский участки); Орехово-Павлоградский район (Васиновский участок); Центрально-Приазовский район (Демьяновский участок) ВКМ — Медвенско-Прохоровские, Комаричские, Курско-Бесединские и другие рудоносные зоны БЩ — Кольский регион (Колмозеро-Воронья)</p>
<p>Верхний архей — нижний протерозой: конкско-верховцевская серия, белозерская свита*, центрально-приазовская серия, гуляйпольская свита*; михайловская серия, истобнянская свита; контокская серия, шурловаарская свита; кольская серия, оленегорская свита</p>	<p>УЩ — Верховцевский район (Тепловский, Грановский, Кудашевский участки); Белоозерский, Гуляйпольский районы ВКМ — Михайловско-Белгородская, Орловско-Оскольская и другие рудоносные зоны БЩ — Карельский регион — Костомукшский, Большеозерский, Сукозерский районы; Кольский регион — Примандровский район *** (Оленегорский, Кировоградский участки)</p>
<p>Нижний протерозой: криворожская серия, саксаганская свита; курская серия, коробковская (средняя) свита Верхний архей: гимольская серия, костомукшская свита**</p>	<p>УЩ — Криворожский район; Кременчугский район (Галещинский, Горщице-Плавнинский, Еристовский, Белоановский участки) ВКМ — Старооскольский, Белгородский, Курско-Орловский районы БЩ — Карелия, Костомукшский район</p>
<p>Нижний — средний протерозой: криворожская серия, гданцевская свита; оскольская серия; ятулий; онежская серия; печенгская серия (вторая толща)</p>	<p>УЩ — Кременчугский район (Броварковский, Харченковский, Мануйловский участки); Криворожский район БЩ — Кольский регион</p> <hr/> <p>УЩ — Криворожский район ВКМ — Михайловский, Белгородский и другие районы БЩ — Карелия, район Суоярви; Кольский регион</p>

свойственные сланцевой железисто-кремнистой формации. отдельные признаки метакератофир-туффиит-сланцевой формации; некоторые исследователи эти образования бой формационный подтип, являющийся промежуточным между железисто-кремнистым метавулканико-сланцевым

Таблица 9. Строение и состав железисто-кремнистых

Генетический тип	Железисто-кремнистая формация	Породы, вмещающие железорудные толщи	Породы, разделяющие железистые горизонты и пачки	Взаимоотношение вулканогенных пород с железорудными пластами и толщами
Вулканогенный	Метаультрабазит-базитовая	Биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты, безрудные кварциты, плагиогнейсы, серпентиниты, актинолитовые, тремолитовые, карбонат-талковые, тальк-хлоритовые сланцы. Строение субритмичное, без признаков цикличности	Те же, что и вмещают железорудные толщи	Маломощные вулканогенные пласты залегают среди вулканитов
Вулканогенно-осадочный	Кальцифир-ментабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов) Метакератофир-туффит-сланцевая	Гнейсы различной глиноземистости, прослоями графитизированные, пироксен-роговообманко-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, кальцифиры, амфиболлизированные ультрабазиты, безрудные кварциты Степень вулканогенно-осадочной дифференциации низкая, строение субритмичное Конгломераты, гравелиты (не повсеместно); сланцы тальк-кварц-альбит-хлоритовые, рассланцованные туффиты и кератофиры среднего и кислого состава, сланцы, плагиоклаз-биотит-амфиболовые Сложение грубо- и неясноритмичное	Гнейсы, кристаллические сланцы, кальцифиры, амфиболиты Преобладают различные сланцы и рассланцованные туффиты	Вулканиты преобладают в подрудной толще, образуют прослой в железорудной, реже в надрудных толщах Вулканиты установлены в под- и надрудной толщах, иногда переслаиваются с железорудными пластами
Осадочный	Сланцевая (хемогенная)	Исключительно осадочные: подстилающие — конгломераты гравелиты, метапесчаники, слюдястые кварциты, сланцы двуслюдяные, филиты; перекрывающие — сланцы слюдястые, углистые и др. Степень осадочной дифференциации высокая, сложение четко- и тонкоритмичное	Сланцы филлитовидные и кристаллические	Вулканиты отделены от железорудных толщ перерывами и толщами терригенно-осадочных пород

фогмаций докембрия европейской части Советского Союза

Морфология и параметры тел железисто-кремнистых пород	Вещественный состав железисто-кремнистых толщ, их внутреннее строение	Фация метаморфизма	Продуктивность железистых свит (% железистых пород)
<p>Разобщенные пласти и линзовидные тела Протяженность от менее 1 до 5—10 км; мощность крайне изменчива: от менее 1 до 30—50, иногда до 100 м</p>	<p>Силикат-магнетитовые кварциты и кварц-силикатные сланцы (с хлоритом, биотитом, амфиболом, реже с пироксеном), карбонат-магнетитовые кварциты с сидеритом, сидероплезитом Аутигенно-минералогическая зональность (закисная и окисно-закисная фации) проявлена слабо</p>	<p>Эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая</p>	<p>Низкая, до 25</p>
<p>В основном рудном горизонте до 3—4 линзовидно-прерывистых тел железистых кварцитов Протяженность чаще 2,5—5, иногда до 10—12 км; мощность чаще 30—50, иногда до 100 м</p> <p>Пластообразные залежи и линзовидные тела Протяженность от нескольких до 30 км, мощность от нескольких метров до 200 м</p>	<p>Железистые кварциты пироксен-магнетитовые, пироксен-амфибол-магнетитовые и кварц-силикатные сланцы Аутигенно-минералогическая зональность (закисная и окисно-закисная фации), как правило, проявлена</p> <p>Железистые кварциты карбонат-магнетитовые (с сидеритом, сидероплезитом), силикат-магнетитовые (с биотитом, хлоритом, амфиболом), в центре мощных пластов — гематит-магнетитовые Аутигенно-минералогическая зональность иногда хорошо проявлена</p>	<p>Гранулитовая, нередко с признаками диафтореза</p> <p>От зеленосланцевой до амфиболитовой</p>	<p>Низкая, до 35</p> <p>Средняя, 35—50</p>
<p>Пласты, реже линзовидные тела Протяженность от первых десятков до 100 км и более, мощность более 100—200, иногда более 400 м. До семи пластов в толщах</p>	<p>Железистые кварциты силикат-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, магнетитовые, гематит-магнетитовые, магнетит-гематитовые Аутигенно-минералогическая зональность (все железистые фации) свойственна мощным пластам, четкая</p>	<p>От зеленосланцевой (преимущественно) до амфиболитовой</p>	<p>Наивысшая, до 80—90</p>

Генетический тип	Железисто-кремнистая формация	Породы, вмещающие железорудные толщи	Породы, разделяющие железистые горизонты и пачки	Взаимоотношение пород с железорудными пластинами и толщами
Осадочный	Доломит-метапесчанник-сланцевая (хемогенно-кластогенная)	Конгломерат-брекчии, метапесчаники, кварц-слюдяные филлитовидные, высокоглиноземистые углеродсодержащие сланцы, железистые (с рудным детритом) сланцы, доломиты, амфиболиты Степень осадочной дифференциации средняя, сложение субритмичное	Сланцы кристаллические и филлитовидные, метапесчаники, доломиты	Вулканыты спорадически присутствуют среди подстилающих толщ
	Метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная)	Конгломераты, гравелиты железистых кварцитов, метапесчаники и сланцы с обломками агрегатов и зерен магнетита, маршита и железной слюдки, филлиты, карбонатные (доломитовые) породы, в верхах — иногда кварцевые порфиры, туфы Степень осадочной дифференциации низкая	Метапесчаники, и сланцы железистые жезваковитые, безрудные кварциты	Вулканыты — иногда в верхах толщ

Т а б л и ц а 10. Элементы-примеси в железисто-кремнистых породах различных железисто-кремнистых формаций, г/т

Элементы и их отношения	Железисто-кремнистая формация				
	кальцифир-метабазит-гнейсовая	метаультрабазит-базитовая	метакератофир-туффит-сланцевая	Сланцевая (хемогенная)	Метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная)
Be	—	0—3,5 (0,9)	0—2	0—1,5	2,2
Mn	2850	2133	419	400	1930
Ti	968	2281	0—50	50	730
V	20	46	0—45	23	24
Cr	45	70	0—150	20	19
Ni	22	43	0—100	20	34
Co	7,2	11	0—7,5	—	8
Zn	55	84	0—75	50	—
Ba	196	24	100	10	69
Sr	—	—	0—35	56	—
Sn	4,6	0—5	0—7,5	0,5	0,3
Mo	1,4	1	—	0—1,5	—
Pb	5	3—10	0—15	0—10	10
Zr	0—35	37	12,6	0—14	21
Y	0—10	—	0—10	0—10	15
Yb	1	—	0—1	0—1	1,2
Ti/V	50	48	24	2,1	31,5
Cr/V	2	1,5	—	0,6	0,8
Ni/Co	4	2,6	2—5	—	5,5
Mn/Fe	0,0098	0,007	0,0012	0,003	0,004
Sr/Ba	<1	<1	<1	>1	—
CaO/MgO	1,3	2,5	1,0	3,8—1,1	0,86

Примечание: характерные элементы для кальцифир-метабазит-гнейсовой формации — Mn и Ba; для метаультрабазит-базитовой и метакератофир-туффит-сланцевой — Ti, V, Cr, Ni, Co, Zr; для сланцевой (хемогенной) — Sr и для метаконгломерат-песчаниковой (кластогенной) — Be, Y, Yb.

Морфология и параметры тел железисто-кремнистых пород	Вещественный состав железисто-кремнистых толщ, их внутреннее строение	Фация метаморфизма	Продуктивность железистых свит (% железистых пород)
Пласти, реже линзовидные тела Протяженность от 15 до 35 км, мощность от 60 до 800 м	Железистые кварциты силикат-магнетитовые (с амфиболом, биотитом), гематит-магнетитовые, карбонат-магнетитовые Аутигенно-минералогическая зональность проявлена либо слабо, либо не проявлена	Зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая	Средняя, до 80
Линзовидные тела, реже пласти Протяженность 0,2—3 км, мощность от менее 1 до 100 м	Железистые кварциты гематит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые, часто мартитизированы. Линзы обломочных (осадочных) мартит-гематитовых ритмично-слоистых руд Аутигенно-минералогической зональности нет	Зеленосланцевая	Низкая, до 15

При сравнении микроэлементов железисто-кремнистых пород кальцифир-метабазит-гнейсовой и сланцевой формаций установлено, что железорудные образования первой более разнообразны. В них содержатся Co, Sn, Sc, Mo, Y, Yb, которые не были обнаружены в железистых кварцитах железисто-кремнистой сланцевой формации, а Cr, Zr, Ni отмечались лишь в незначительном количестве проб. С другой стороны, стронций — постоянный элемент железистых кварцитов курской серии — в железорудных образованиях кальцифир-метабазит-гнейсовой формации отсутствует или встречается редко (10—30 г/т). В железисто-кремнистых породах гнейсовой формации концентрации большинства элементов относительно других формаций высокие, особенно Mn, Ba, которые достигают максимальных значений в железистых породах именно этой формации, а содержания Mn превышают его средние величины в земной коре. Содержания Mn, Ti, Ba, Cr от 2,5 до 19 раз превышают концентрации их в железистых кварцитах курской серии (табл. 10, рис. 10).

Сопоставление магнетитов железисто-кремнистых пород гнейсовой и сланцевой формаций свидетельствует о том, что первые богаче Mn, Cu и особенно значительно (в 10 раз) — Ti (до 500 г/т).

В железорудных образованиях кальцифир-метабазит-гнейсовой формации отношение Ti/V указывает на значительное преобладание титана над ванадием. Эта величина приближается к 50 (пределы колебаний 10—80), что характерно для железистых пород, генетически связанных с вулканизмом. В железистых кварцитах железисто-кремнистой сланцевой формации отношение Ti/V также больше единицы, но превышение содержания Ti над V сравнительно невелико (от 1 до 3,3, редко 10). Между Cr и V, а также Ni и Co наблюдается прямая корреляционная связь. Соотношения Cr/V равно 2, а Ni/Co — 4. Установлено: Ba значительно больше, чем Sr: в среднем 200 г/т.

Известно, что концентрация редких и рассеянных элементов в метаморфизованных комплексах определяется двумя главными факторами: процес-

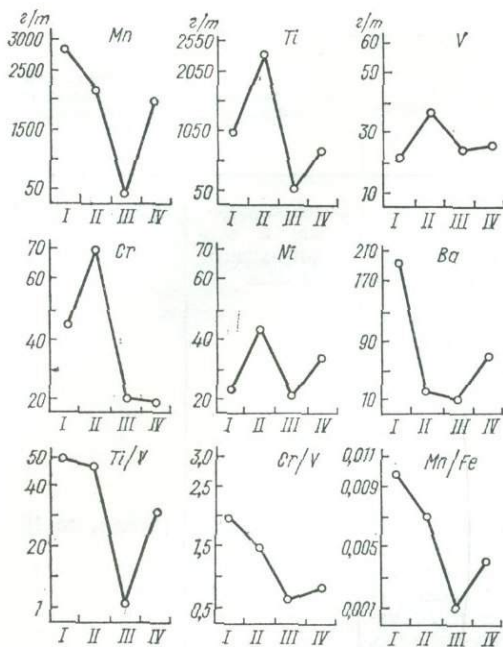


Рис. 10. Элементы-примеси в железисто-кремнистых породах различных формационных типов. Формации I—III — те же, что и на рис. 8, IV — железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая

процессы регионального метаморфизма приводили лишь к внутреннему перераспределению элементов без существенного привноса и выноса вещества извне.

Железисто-кремнистые породы железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации, ассоциируя с разнообразными комплексами пород, занимают различное положение в разрезе михайловской серии и в связи с этим относятся к свитам (снизу вверх) железногорской, истобнянской и лебединской (или коробковской).

Анализ состава и содержаний элементов-примесей свидетельствует о том, что все типы железисто-кремнистых образований, соответствующие трем свитам, имеют характерные отличия, а в распределении элементов-примесей среди пород одной свиты отмечаются некоторые общие черты.

Здесь в соответствии с главной темой книги рассматриваются данные только по железисто-кремнистым породам железногорской свиты, являющимися типичным представителем железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации. Они отличаются наибольшим разнообразием состава элементов (14 постоянно присутствующих) и самыми высокими содержаниями подавляющего их большинства (см. табл. 10). В них, как и в железорудных образованиях кальцифир-метабазит-гнейсовой формации, установлены Co, Sn, Mo, Yb, Y, а Cr, Ni и Zr очень редко отмечались в незначительном количестве проб. От железистых пород гнейсовой формации они отличаются постоянным присутствием Zr.

Железистые кварциты железногорской свиты характеризуются самыми высокими содержаниями Ti, V, Cr, Ni, Co, Zr, Zr — концентрации их в два-три раза выше таковых в аналогичных породах кальцифир-метабазит-гнейсовой формации, однако содержание Mn и Ba ниже, чем в последней, а Sr нет вообще. Содержания Cu и Pb в этих двух типах железистых пород примерно одинаковы.

Отношение Ti/V (равное 48) свидетельствует о резком преобладании в составе руд Ti; содержания Ni превышают содержания Co в 2,6 раза; Cr в 1,5 раза больше V; барий-стронциевое отношение не может быть определено из-за отсутствия Sr. Отношения Mn/Fe (0,007) и CaO/MgO (2,5) высокие

сами первичного накопления при формировании толщи и процессах метаморфизма и региональной гранитизации. При региональном метаморфизме большинство компонентов ведет себя инертно [51, 103, 115, 126]. Содержание и распределение элементов целиком определяются процессами первично-осадочного (или вулканогенно-осадочного) накопления и различной первичной природой вещества. Увеличение содержания элементов в породах железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации, вероятнее всего, связано с влиянием синхронно-происходящего вулканизма, «загрязнением» исходных осадков вулканическим туфовым материалом. Соглашаясь с мнением некоторых исследователей о значении высокотемпературных условий метаморфизма как фактора, вызывающего увеличение изоморфной емкости магнетита, мы считаем, что

относительно таковых в железистых кварцитах других свит. Величина параметра E больше 30 свидетельствует о значительном участии эксгаллятивного материала в образовании железистых кварцитов железногорской свиты.

Установлен упорядоченный согласованный характер распределения элементов в ряду пород амфиболиты — амфиболовые сланцы — железистые кварциты, который отражает химическую дифференциацию элементов во время осадконакопления в удаленных от вулканических очагов хемогенных фациях и свидетельствует об унаследованности метаморфизованными породами первичной природы малых элементов.

Полученные результаты близки к данным некоторых исследователей, занимавшихся в разные годы изучением содержаний элементов-примесей в железистых кварцитах УЩ. Так, А. И. Никонов [115] указывал, что количество элементов-примесей в 3—10 раз выше в железистых кварцитах метабазитовой свиты Белозерского района, чем сланцевой. Это объясняется увеличением вулканогенных образований в разрезе свиты и влиянием их на поведение и концентрацию элементов-примесей. Б. А. Горлицкий [50] показал, что железистые роговики Белозерского и Верховцевского районов отличаются от роговиков криворожской серии повышенным содержанием ряда элементов и связывал это с наличием большого количества тел ультраосновного состава в породах метабазитовой серии. С. М. Рябоконь [147] приводит близкие к охарактеризованным данные о содержании элементов-примесей в железистых роговиках Конкского района, аналогичных железногорским. Для сравнения укажем, что геохимический облик железисто-кремнистых образований, залегающих выше железногорской свиты (железисто-кремнистая метакератофир-туффиит-сланцевая формация), отличается бедностью состава элементов. Количество элементов уменьшается до пяти, большинство характерных для железногорских кварцитов элементов либо отсутствует, либо отмечается в единичных пробах. Содержания постоянных элементов (Mn, Cu, Zr) в них ниже, а Ba выше. В небольшом количестве проб появляется Sr. Отношение Mn/Fe составляет 0,0012, а CaO/MgO равно 1 (диапазон изменений 0,7—1,5), что ниже, чем в железистых кварцитах железногорской свиты.

Установлено два типа распределения микроэлементов: контрастно-упорядоченный для терригенных образований безрудных фаций и сглаженно-упорядоченный при переходе к рудным фациям. Содержания Ti, Cu, Zr, Mn претерпевают наибольшие изменения, увеличиваясь в силикатно-магнетитовых и магнетитовых кварцитах относительно железнослудково-магнетитовых. Содержания Ge в железистых кварцитах разных типов находятся на одном уровне.

Таким образом, содержания элементов-примесей в железистых кварцитах, залегающих на разных стратиграфических уровнях михайловской серии, отражают их первичную вулканогенно-осадочную или осадочную природу. Известно, что повышенные концентрации элементов характерны для толщ, сформировавшихся при активном участии протекающих синхронно вулканических процессов. Высокие содержания Ti, Mn, Ni, Co, Sr и других элементов в железистых кварцитах железногорской свиты, залегающих среди метаэффузивов и их туфов, свидетельствуют о большом влиянии вулканического фактора во время седиментации железисто-кремнистых осадков этой свиты. Седиментация железисто-кремнистых осадков истобнянской свиты проходила без такого влияния, на что указывают отмеченные различия в составе и содержаниях малых элементов. Установленный упорядоченный тип распределения элементов является унаследованным и отражает химическую дифференциацию элементов во время осадконакопления в нескольких удаленных от вулканических очагов хемогенных фациях. Предполагается хемогенно-сорбционный тип накопления элементов. Зона максимального накопления Mn, Ni, V, Cu, Ti, Co, Sr, Ba, Zn приурочена к сланцам и связана с миграцией элементов в активной форме — в растворенном или сорбированном состоянии. Пассивная форма миграции Sn, Zr, Ba и Pb в составе устойчивых минералов-концентраторов является причиной высоких содержаний этих элементов в песчаниках.

Установленные особенности распределения элементов-примесей подтверждают вывод о первичном вулканогенно-осадочном генезисе железистых кварцитов железисто-кремнистой метабазитовой формации.

Железистые кварциты третьей, железисто-кремнистой сланцевой, формации курской серии отличаются исключительной бедностью характерного комплекса микроэлементов как по составу, так и по содержаниям. В них постоянно присутствуют лишь Mn, Ti, V, Cu, Ba, Zr, Sr (см. табл. 10).

Средние содержания большинства указанных элементов ниже таковых в земной коре и значительно ниже содержаний в более древних железорудных формациях. Различия особенно велики для Mn и Ti. Такие постоянные в составе железистых пород обоянской и михайловской (железногорской свиты) серий элементы, как V, Cr, Ni, Co, Zr, в железистых кварцитах курской серии либо отсутствуют, либо устанавливаются не во всех случаях. В то же время Sr является характерным элементом железистых кварцитов железисто-кремнистой сланцевой формации, его содержания выше, чем в железорудных образованиях кальцифир-метабазит-гнейсовой и метаультрабазит-базитовой формаций. Следует заметить, что содержания Sr и Ba, а также соотношения между ними значительно колеблются.

Обнаруживается сходство в ассоциациях элементов и их содержаниях в железистых кварцитах курской серии и истобнянской свиты михайловской серии. Это, по-видимому, отражает своеобразие эволюционирующих переходных условий железорудного осадконакопления на границе архея и протерозоя. Но существуют и отличия, которые заключаются в более высоких содержаниях Ba и низких Sr в железистых кварцитах истобнянской свиты.

Для железорудных месторождений наиболее важным является соотношение Ti и V. В железистых кварцитах курской серии оно изменяется в пределах 1—3; в большинстве случаев превышение содержания Ti над V незначительно. Такие же отношения между этими элементами сохраняются и в магнетите.

Большое значение в выяснении генезиса железорудных комплексов придается соотношению Sr и Ba [103]. В железистых кварцитах железисто-кремнистой сланцевой формации на разных месторождениях оно различно. В целом при усреднении большого количества анализов выявлено, что содержания этих элементов примерно равны с небольшим преобладанием в одних месторождениях Sr над Ba (чаще), в других — наоборот.

В железистых кварцитах железисто-кремнистой сланцевой формации устанавливается обратная зависимость между содержаниями Mn и Fe. В связи с этим закономерно уменьшается отношения Mn/Fe при переходе от прибрежных фаций к глубоководным, где уменьшается количество обломочного материала и увеличивается — коллоидных веществ (табл. 11, по данным 120 анализов).

Исключительно важное генетическое значение имеет характер соотношения Ti и Al в породах железисто-кремнистой сланцевой формации. Как было установлено Н. А. Плаксенко [127], между содержаниями глинозема и титана существует прямая корреляция, хотя изменение содержаний не является строго пропорциональным. Прямая корреляционная связь между Ti и Al проявляется и в железистых кварцитах Михайловского, Жигаевского и Курбакинского месторождений [131]. Для железистых кварцитов участков Яцено и Жидеево, несмотря на обедненность их Ti также характерна прямая корреляция между Ti и Al.

Т а б л и ц а 11. Изменение отношений Mn/Fe в породах железисто-кремнистой сланцевой формации участка Яцено

Сланцы	Кварциты малорудные	Железистые кварциты			
		карбонат-магнетитовые	силикат-магнетитовые	магнетитовые	железослюдовые
0,013	0,0059	0,003	0,0014	0,0011	0,0007

Такие взаимоотношения Al и Ti, как отмечает Н. М. Страхов [164, 165], присущи терригенным осадкам, сформировавшимся за счет продуктов размыва и переотложения кор выветривания. Постоянная связь и количественная зависимость Ti и Al наследуются из кор выветривания. Величины рассмотренных отношений и характер их распределения на фациальном профиле свидетельствуют о ведущей роли терригенно-осадочных процессов в формировании железисто-кремнистых пород формации за счет сноса исходных веществ с суши.

На фациальном профиле железисто-кремнистой сланцевой формации, в котором закономерно сменяются различные минералогические типы железисто-кремнистых пород, устанавливается упорядоченное распределение элементов в направлении от прибрежного (песчаники, сланцы, безрудные и малорудные кварциты) к пелагическому (железнослюдковые кварциты) концу профиля [127, 130]. В этом направлении содержание всех элементов неуклонно уменьшается, а в самих железистых кварцитах оно уменьшается по мере обогащения их гематитом.

Изучение особенностей распределения элементов-примесей в железисто-кремнистых породах железисто-кремнистой сланцевой формации ряда новых месторождений КМА (участки Ячено, Курбакино, Жидеево) подтвердило ранее установленную закономерную связь между литологическими типами железисто-кремнистых пород, их положением на фациальном профиле формации и совокупностью геохимических характеристик. Максимальные концентрации большинства элементов имеют место в сланцах, граничащих на фациальном профиле с безрудными кварцитами и перемежающихся с ними. В рудных фациях (железистых кварцитах) концентрации этих элементов резко падают и одновременно значительно уменьшается терригенный пелитоморфный материал. В этой части профиля характер распределения элементов становится более сглаженным и однообразным. Крайние члены фациального профиля — железнослюдковые кварциты — характеризуются незначительным понижением содержания элементов относительно граничащих с ними магнетит-железнослюдковых. Особенность распределения на фациальном профиле различных по геохимическим свойствам элементов позволяет утверждать, что такое распределение регулировалось условиями седиментации первичных кремнисто-железистых веществ, является унаследованным и рассматривается нами как следствие нормально-осадочного генезиса [127, 130].

Железорудные образования, относящиеся к железисто-кремнистой конгломерат-метапесчаниковой (кластогенной) формации оскольской серии, представлены конгломерато-брекчиями железистых кварцитов, железистыми кварцитами (среди которых преобладают железнослюдковые), кластогенными рудами.

Рудные конгломераты содержат разнообразный комплекс микроэлементов, аналогичный таковому вмещающих терригенно-осадочных пород; в них

Т а б л и ц а 12. Элементы-примеси в железорудных образованиях оскольской серии, г/т

Элементы и их отношения	Кластогенные		Хемогенные Железнослюдковые кварциты	Элементы и их отношения	Кластогенные		Хемогенные Железнослюдковые кварциты
	Конгломерат-брекчии	Мартитовые руды			Конгломерат-брекчии	Мартитовые руды	
Be	2,13	2,2	0—1	Zr	85,11	21,0	20,8
Pb	10,5	10,0	0—10	Co	7,85	8,0	0—8
Sn	3,44	0—3	0—7	Cr	59,77	19,0	0—35
Ga	11,36	0—10	—	Ba	352,38	69,0	0—600
Mn	532,4	1930	274	Sr	45,25	—	0—300
Ti	2714,4	730	64	B	17,73	0—15	—
Ni	15,2	34,0	10,7	Ti/V	123	31,5	11,6
V	25,11	24,0	0—50	Sr/Ba	16,5	—	1—13
Cu	40,27	43,0	37,0	Ni/Co	2,7	5,5	5,39
Yb	1,24	1,2	0—1	Mn/Fe	—	—	0,0007
Y	15,49	15,0	0—15	CaO/MgO	3,52	0,86	0,66
Zn	30,32	—	0—100				

постоянно отмечаются Pb, Mn, Ti, Ni, V, Cu, Zr, Co, Cr, Ba, Sr, довольно частыми их спутниками являются Sn, Mo, Vb, Y, в некоторых случаях обнаружен Zp (табл. 12, по данным 135 анализов).

Содержания элементов в конгломерато-брекчиях близки к содержаниям их в метапесчаниках и метагравелитах, что, вероятно, связано с близкими условиями среды осадконакопления. В ряду песчаники — алевролиты — сланцы отмечаются различия в содержаниях элементов. Так, концентрации большинства их — Sn, Ni, V, Co, Cr, Sr, Y, Yb — выше в пелитовых осадках (сланцах, иногда алевролитах), чем в песчаниках, где условия для сорбции элементов были, очевидно, менее благоприятными. Содержания же Be, Pb, Mo, Zr, Ba, В примерно равны.

Железистые кварциты, среди которых наиболее распространены железнослудковые, крайне бедны элементами-примесями. Во всех случаях обнаружены лишь Mn, Cu и Zr. Относительно высокое содержание Mn отличает железнослудковые кварциты от всех остальных типов вмещающих пород оскольской серии. В некоторой части проб определены Ti, Ni, Cr, Ba, Yb, Y. Различные типы железистых кварцитов по существу не отличаются содержаниями редких элементов. Несколько больше Mn и меньше Zr и Ti в железнослудково-магнетитовых кварцитах, чем в железнослудковых.

Представляет интерес сопоставление хемогенных железистых кварцитов оскольской и курской серий. Несмотря на то что железистые кварциты оскольской серии не имеют ярко выраженной аутигенно-минералогической зональности (гематитсодержащие разности непосредственно могут контактировать с метапесчаниками, гравелитами и конгломератами), по внешнему облику, текстурно-структурным особенностям они похожи на кварциты курской серии.

Как следует из табл. 13 (по данным 378 анализов), сопоставляемые кварциты очень близки по составу, содержаниям микроэлементов. Только в железистых кварцитах курской серии постоянны V, Sr и Ba, их концентрации повсеместно небольшие, за исключением Жидеевского участка. В оскольских железистых породах V и Sr чрезвычайно редки. Частота встречаемости Ba выше, но он также отмечается лишь в части проб; Zr напротив, являясь редким элементом в железистых кварцитах курской серии, в оскольских обнаруживается постоянно. Для последних характерно также присутствие небольших количеств Y и Yb.

Обращают на себя внимание резкие колебания содержания Ti в железнослудковых кварцитах в разрезе скв. 3269, 3263: средние 64, максимальные в некоторых пробах достигают 3500 и 7000 г/т. Одновременно в этих пробах отмечено повышенное содержание глинозема. В железорудных образованиях

Т а б л и ц а 13. Элементы-примеси в железнослудковых кварцитах оскольской и курской серий, г/т

Элемент	Оскольская серия	Курская серия, месторождения				
	Остаповский участок	Михайловское	Жигаевское	Курбакинское	Новоялтинское	Жидеевское
Pb	0—10	—	—	—	—	0—10
Sn	0—7	—	—	—	—	0—6
Mn	274	260	320	340	220	376
Ti	64	20	35	31	46	0—30
Ni	10,7	20	20	21	25	0—10
V	0—50	25	38	17	30	0—10
Cu	37	34	65	43	30	31,25
Co	0—8	5	—	—	—	0—3
Cr	0—35	20	2	—	—	—
Ba	0—600	200	67	18	—	0—35
Sr	0—300	70	40	11	50	—
Zn	0—100	—	0—50	—	—	0—75
Zr	20—8	0—5	—	—	—	—

других формационных типов Ti относится к устойчивым элементам с различными по уровню, но стабильными содержаниями. Поведение Ti в данном случае, возможно, объясняется влиянием значительной примеси при седиментации рудного вещества терригенного материала, отличающегося высокими содержаниями элемента. Об этом же свидетельствуют наблюдающиеся иногда в железорудных образованиях типично обломочные структуры.

Кластогенные мартитовые руды по составу и содержаниям элементов значительно богаче хемогенных железослюдковых кварцитов. Характерный комплекс постоянных элементов увеличивается до 13 против 5 в железистых кварцитах и включает Be, Pb, Mn, Ti, Ni, V, Cu, Yb, Y, Zr, Co, Cr, Ba. Содержания всех элементов выше (особенно значительны различия между концентрациями Ti и Mn в кварцитах и рудах).

При сопоставлении кластогенных руд оскольной серии с железорудными образованиями других формационных типов выявляется своеобразие состава элементов, заключающееся в наличии постоянных примесей Be, Pb, Y, Yb. По содержанию остальных микроэлементов кластогенные руды также заметно отличаются от железисто-кремнистых пород других формаций.

Таким образом, в кластогенных железных рудах содержания элементов (и величины их отношений) в целом выше, чем в хемогенных железослюдко-

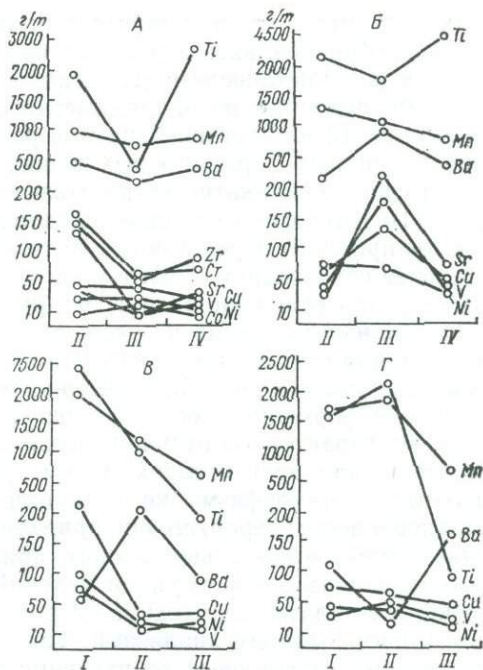


Рис. 11. Элементы-примеси в одноименных типах пород различных железисто-кремнистых формаций.

А — метапесчаники, Б — сланцы, В — малорудные кварциты, Г — рудные силикатно-магнетитовые кварциты; I—IV — то же, что и на рис. 10

Таблица 14. Элементы-примеси в одноименных типах пород различных железисто-кремнистых формаций (по данным 423 анализов), г/т

Элемент	Железисто-кремнистая формация											
	мета-базитовая	сланцевая	кластогенная	мета-базитовая	сланцевая	кластогенная	гнейсовая	мета-базитовая	сланцевая	гнейсовая	мета-базитовая	сланцевая
	Песчаники			Сланцы			Кварциты малорудные			Кварциты силикатно-магнетитовые		
Mn	1008	709	822	1277	1000	761	2000	1200	660	1685	1858	680
Ge	—	—	—	0—10	4,5	—	15	10,5	6,1	13	7	7,5
Ti	1908	459	2904	3078	1800	4548	7500	1061	191	1616	2129	88
Cu	46,2	45	30,3	63,8	130	43	300	35	35	76	58,2	46
V	37,3	10	22,6	41,6	180	34,5	100	20,5	16	37,5	45	19
Ni	32,3	30	15,8	73	70	28,8	15	17	23	43	42,7	17
Co	11	25	9,1	21,1	0,25	17,4	25	5	6	11,6	16,1	—
Cr	165	60	72,3	216,6	0—170	95	150	32,5	0—40	0—70	72,5	0—20
Sc	9	—	0—15	11,1	—	14	15	10	0—10	11	11	0—10
Pb	15,8	—	9,8	10	0—10	9,5	10	0—10	0—10	8,6	5	0—10
Zn	16,9	100	0—75	37,2	0—31	31,3	100	0—40	0—45	53,5	9,0	0—50
Zr	148	50	84,1	87,7	0—200	88,9	10	27	21,7	0—15	42,5	0—60
Ba	500	300	424,1	309,4	960	393,7	60	210	98	111	24,3	160
Sr	134	10	37,5	32,7	333	70,7	—	—	0,65	—	—	40
Yb	1,0	—	1,1	1,0	0—1	1,35	1,0	1,0	0—1	1,0	0—1	0—1
Y	13,5	—	17,7	12,2	0—16	18,9	25	13	12,3	0—30	10	0—15
Mo	—	1,5	0—3	1,1	—	0—3	1,0	0—1	0—1	1,0	1,0	0—25

Примечание: дается сокращенное наименование формаций.

вых кварцитах, что является следствием уменьшения терригенных образований в общем балансе седиментировавших веществ в направлении к фациям чистых кремнисто-железистых осадков-железнослюдковым кварцитам.

Обнаруженные различия отчетливо проявляются при анализе одноименных типов пород, установленных в разрезе железисто-кремнистых накоплений различных формационных типов. Сопоставлялись песчаники, сланцы, малорудные и силикатно-магнетитовые кварциты разных формаций (табл. 14, рис. 11). Приводимые данные свидетельствуют о том, что содержания элементов-примесей определяются не только составом породы, но и условиями среды ее образования. Поэтому одноименные типы пород разных формаций часто резко отличаются друг от друга содержаниями микроэлементов.

Анализируя состав и содержания элементов-примесей, видим, что они являются объективными показателями геохимического различия изучаемых образований: все типы железисто-кремнистых пород, соответствующие выделенным формациям, обладают четкой геохимической индивидуальностью и имеют характерные отличия, позволяющие говорить о генетической самостоятельности всех четырех рассмотренных формаций. Процессы регионального метаморфизма не изменили первичного геохимического облика осадков и пород; вероятно, они привели лишь к внутреннему перераспределению элементов без существенного привноса и выноса вещества. Учитывая всю сложность реконструкции условий исследуемых образований геохимическими методами, необходимо оперировать тщательно отобранным материалом и массовыми его анализами. Такие данные являются объективными показателями геохимического различия изучаемых образований.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

В главе I было показано, что в пределах Курской магнитной аномалии железисто-кремнистые образования различных формационных типов встречаются на четырех стратиграфических уровнях, соответствующих обоянской, михайловской, курской и оскольской сериям.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ КАЛЬЦИФИР-МЕТАБАЗИТ-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ)

Образования этой формации приурочены к положительным антиклинорным структурам, обрамляющим Курский бассейн с запада и востока, а также широко развитым в межаномальных зонах (рис. 12, упрощенный вариант карты, составленной И. Н. Щеголевым, А. И. Чибряковым, А. И. Сметаниным, В. И. Ильешем под руководством Н. А. Плаксенко). Эти структуры имеют характер валов и куполов протяженностью до нескольких сотен километров при ширине в несколько десятков километров.

Формация развита среди гнейс-мигматитовых толщ обоянской серии. Бурением она зафиксирована в пределах Курско-Бесединских, Южно-Троснянских, Бобрышевских, Дьяконовских, Козинцовских, Покровских, Сергеево-Алексеевских, Восточно-Орловских, Комаричских, Карачевских, Устарьевских и других аномалий. Железисто-кремнистые образования залегают согласно в основном среди гнейсовых толщ и реже контактируют с амфиболитами. Продуктивность ее низкая. На долю железных руд приходится не более 2—3 % изученного разреза обоянской серии. Продуктивные горизонты в плане образуют тела разнообразной формы (изогнутые, изометрические, овальные или слегка удлинённые) протяженностью до десятка километров при наибольшей вскрытой мощности 30—40 м.

В м е щ а ю щ и е п о р о д ы. Преимущественно развиты разнообразные по составу гнейсы, сосредоточенные на площадях широких гранито-гнейсовых и мигматитовых полей. Среди них встречаются тела амфиболитов и карбонатных пород (кальцифиров). В настоящее время нет объективных данных, достаточных для суждений об особенностях стратиграфического распределения в разрезе обоянской серии гнейсов, амфиболитов и железорудных толщ, так как серия вскрыта лишь небольшими частями.

Продуктивные горизонты чаще контактируют с гнейсами и реже с амфиболитами. В пределах разбуренных частей разреза обоянской серии устанавливается груборитмичное строение гнейсовых толщ, подчеркнутое вполне определенной направленностью смены пород. Нижние части ритмов сложены лейкократовыми гнейсами, сменяющимися вверх гранато-биотитовыми, биотитовыми. На биотитовых гнейсах залегают либо силикатно-магнетитовые кварциты, либо небольшой пласт амфиболитов, переходящий кверху в силикатно-магнетитовые кварциты.

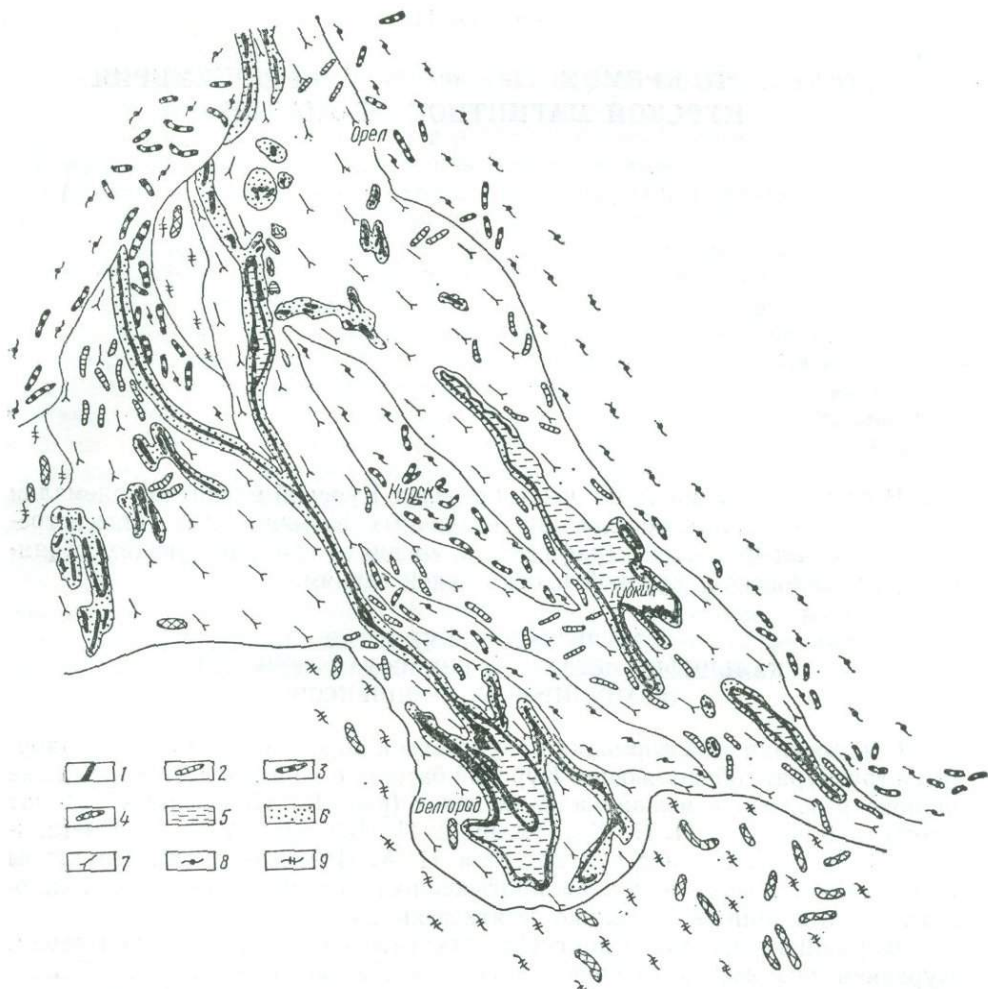


Рис. 12. Распространение железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии.

Формации: 1 — железисто-кремнисто-сланцевая (хемогенная) средней свиты курской серии, 2 — железисто-кремнистая метальтрабазит-базитовая михайловской серии, 3 — железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая обоянской серии, 4 — железисто-кремнистые неясного возраста. *Породы, вмещающие железисто-кремнистые формации:* 5 — среднепротерозойские оскольской серии, вмещающие железисто-кремнистую метаконгломерат-песчаниковую (кластогенную), 6 — нижнепротерозойские курской серии, вмещающие железисто-кремнистую сланцевую; 7 — верхнеархейские михайловской серии, вмещающие железисто-кремнистую метальтрабазит-базитовую, 8 — нижнеархейские обоянской серии, вмещающие железисто-кремнистую кальцифир-метабазит-гнейсовую; 9 — нерасчлененные архей-протерозойские мигматиты, гнейсы, амфиболиты и сланцы, выделенные по геофизическим данным

Среди гнейсов более всего распространены амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые, гранатовые, гранат-амфиболовые, графитсодержащие силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые. Для них характерны полосчатые, неяснополосчатые, гнейсовидные текстуры и гранобластовые, лепидо- и гетерогранобластовые, порфиробластовые структуры от мелко- до крупнозернистых с размерами минеральных выделений от 0,03 до 2—5 мм. Главные породообразующие минералы гнейсов — кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, амфиболы, гранат, пироксен, силлиманит, кордиерит, графит. Состав аксессуарных довольно постояен: циркон, апатит, рутил, монацит, гранат, магнетит, дистен, пирит, сфен, эпидот. К аллотигенным разностям достоверно относятся лишь первые четыре минерала.

Амфиболиты обладают слабополосчатыми или сланцеватыми текстурами. В их составе преобладают амфиболы (куммингтонит, роговая обманка), плагиоклазы (андезин), кварц и реже биотит.

Кальцифиры среди гнейсов встречены лишь на Истобняно-Медвенских аномалиях. Мощности их колеблются от нескольких сантиметров до 1,0 м.

В их составе отмечены в основном карбонаты, находящиеся в различных количественных соотношениях с пироксенами (диопсид), амфиболами, оливином, микроклином, биотитом, тальком.

Химический состав гнейсов, вмещающих железорудные толщи, приведен в табл. 15 (по данным 362 анализов).

Минерально-петрографический состав, текстурно-структурные, геохимические особенности, петрохимические данные свидетельствуют о первично-осадочной природе гнейсовых толщ. В последних отмечаются бластосаммитовые структуры с сохранившимися окатанными и слабоокатанными зернами кварца, полевого шпата, циркона, апатита, монацита, граната. Седиментационная ритмичность пород подчеркивается закономерным изменением размеров зерен аллотигенного циркона в разрезе одноименных гнейсов. В направлении от контакта с железорудными толщами зерна циркона увеличиваются одновременно с увеличением гранулометрического состава гнейсов.

Терригенно-осадочный генезис гнейсов подтверждается и петрографическим изучением. Результаты пересчетов по методике А. А. Предовского показали, что исходными осадками биотит-амфиболовых, биотит-гранатовых, биотитовых, высокоглиноземистых гнейсов служили граувакки, полимикты и глины.

Железисто-кремнистые породы. Выделяются такие минералого-петрографические типы железистых кварцитов: пироксен-магнетитовые, пироксен-амфибол-магнетитовые, магнетит-амфиболовые, гранат-магнетит-пироксеновые. В контакте с вмещающими и разделяющими гнейсами отмечаются обычно маломощные прослои малорудных с магнетитом и безрудных кварцитов.

Железисто-кремнистые породы образуют небольшой мощности горизонты, переслаивающиеся с вмещающими породами. Из-за слабой разбуренности формации увязка этих горизонтов по простиранию и падению невозможна. Структура пород гранобластовая, текстуры полосчатые, неяснополосчатые, близкие к массивным. Наиболее характерны две последние.

Железорудные породы в основном сложены кварцем, магнетитом, пироксенами, амфиболами, в меньших количествах отмечаются гранат, биотит, карбонаты, сульфиды, ильменит, титаномагнетит, плагиоклазы. Магнетиты железорудных толщ характеризуются низкими концентрациями Mn, Ni, Ti, V, Cu и других элементов.

Титаномагнетит по форме зерен практически не отличается от магнетита и диагностируется по пластинчатым выделениям ильменита в его кристаллах. Редко в зернах титаномагнетита можно наблюдать мельчайшие включения пластинок и тонкозернистых агрегатов шпинели (герцинита).

Пироксены (ромбические и миноклинные) образуют мономинеральные и смешанные прослои, но в большинстве случаев тяготеют к участкам с повышенным содержанием магнетита. Ромбические пироксены представлены гиперстеном, феррогиперстеном, зулитом, а моноклинные — диопсидом, сацитом, ферросалитом и геденбергитом.

Т а б л и ц а 15. Средние содержания породообразующих компонентов в породах железисто-кремнистой кальфицир-метабазит-гнейсовой формации

Компоненты и их отношения	Вмещающие гнейсы	Железорудные образования	Компоненты и их отношения	Вмещающие гнейсы	Железорудные образования
Fe _{магн}	—	31,28	CaO	0,68	3,21
Fe _{общ}	—	37,57	MgO	1,47	3,36
Fe _{раств}	—	30,36	P ₂ O ₅	0,32	0,08
Fe _{свлик}	—	3,97	S	0,47	0,19
Fe ₂ O ₃	5,28	29,10	Fe ₂ O ₃ /FeO	1,12	1,69
FeO	4,73	17,27	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,25	0,023
SiO ₂	64,70	44,84	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,042	0,091
TiO ₂	0,67	0,10	CaO/MgO	0,46	0,96
Al ₂ O ₃	15,90	1,02	Ti/V	66,67	27,00
MnO	0,14	0,08	Sr/Ba	0,23	0,02

Амфиболы относятся к моноклинным разностям купферит-грюнеритового ряда и в меньшей степени представлены обыкновенной роговой обманкой. Эти минералы концентрируются в виде агрегатов, прослоев, тяготеющих в основном к участкам магнетита и кварца. Призмы амфибола обладают ясно выраженным двойниковым строением. Плоскости сростания полисинтетических двойников располагаются косо к удлинению. На основании кристаллооптических исследований амфиболы уверенно можно отнести к куммингтониту и грюнериту. Показатели преломления: $n_g = 1,700-1,706$, $n_p = 1,670-1,678$, $n_g - n_p = 0,028-0,031$, $2V = 80-90^\circ$, $cNg = 12-22^\circ$.

Кварц — один из широко распространенных минералов железорудных толщ и представлен зернами размером до 1,5—2 мм. Чаще всего он имеет изометричные, изредка удлинённые зерна, вытянутые вдоль гнейсовидности породы с прямым или слабоволнистым погасанием. Образует как мономинеральные, так и смешанные прослои. В виде мелких включений кристаллы кварца содержат апатит, магнетит, пироксен, амфибол.

Гранат тяготеет к прослоям с невысоким содержанием магнетита. Образует порфиробласты или сростки, близкие к изометричной форме с уплощенно-округлыми очертаниями, размером до 4—5 мм в поперечнике.

Некоторые исследователи [48, 74, 178] отрицают существование в докембрии КМА железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации (включенные в нее породы считаются высокометаморфизованными аналогами пород железисто-кремнистой сланцевой формации). Поэтому представляется необходимым в дополнение к изложенному ранее рассмотреть геохимические особенности железисто-кремнистых пород Курско-Бесединского участка, где они наиболее изучены и охарактеризованы.

На основании обработки 460 анализов железисто-кремнистых пород и вмещающих их образований, вскрытых 19 скважинами в наиболее полных типичных разрезах, было установлено, что характерный для древних железорудных образований комплекс включает следующие элементы: Mn, Ti, V, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Sn, Ba. Реже во всех пробах отмечаются Mo, Pb, Sr, Zr, Y, Yb.

Средние содержания большинства элементов ниже их средних содержаний в земной коре или равны им, на что указывают величины кларков концентраций элементов меньше единицы. И только максимальное значение некоторых элементов превышает величину среднего содержания их в земной коре. Исключение составляет Mn, содержание которого превышает среднее содержание его в земной коре (кларк концентрации 2,8, табл. 16).

Были проанализированы отношения Ti/V, величины которых характерны для железистых пород, генетически связанных с вулканизмом.

Изучалось стронций-бариевое отношение, которое, как известно, в силу инертности Sr и Ba в процессе регионального метаморфизма устойчиво во всех метаморфических зонах и характерно для каждого типа пород. В железорудных образованиях Курско-Бесединского участка оно очень низко из-за отсутствия Sr и постоянного наличия Ba. Это весьма характерная особенность железорудных образований кальцифир-метабазит-гнейсовой формации.

Т а б л и ц а 16. Содержание элементов-примесей в железорудных образованиях Курско-Бесединского участка, г/т

Элемент	Среднее содержание	Кларк, по А. П. Виноградову [91]	Кларк концентрации	Элемент	Среднее содержание	Кларк, по А. П. Виноградову [91]	Кларк концентрации
Mn	2830	1000	2,8	Ni	22	58	0,38
Ti	968	4500	0,2	Co	7,2	18	0,4
Cu	52	47	1,1	Cr	45	83	0,54
Zn	55	83	0,6	Sn	4,6	2,5	1,8
V	20	90	0,2	Ba	196	650	0,3
Mo	1,4	1,1	1,2	Pb	4,8		

Т а б л и ц а 17. Содержание элементов-примесей во вмещающих породах Курско-Бесединского участка, г/т

Элемент	Порода			Элемент	Порода		
	Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые (с кварцем и плагиоклазом)	Гнейсы силлиманит-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые	Амфиболиты, амфиболовые сланцы		Гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые (с кварцем и плагиоклазом)	Гнейсы силлиманит-биотитовые, гранат-биотит-кордиеритовые	Амфиболиты, амфиболовые сланцы
Sc	10	18	17	Zn	26	65	53
Pb	13	7	9	Co	12	32	33
Ga	22	13	15	Cr	67	324	151
Mn	913	3000	2325	Ba	496	250	327
Ti	3247	5875	4811	Sr	284	63	133
Ni	23	95	89	Zr	169	108	105
V	42	101	90	Ge	—	—	7
Cu	39	80	53				

Во вмещающих породах — биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах — обнаружена ассоциация элементов-примесей, аналогичная железорудным образованиям. Выявлены и характерные отличия — в отсутствие в гнейсах Ge, типичного для железистых пород формации, постоянное нахождение Sr и Zr.

Содержания всех элементов в описываемых породах, за исключением Mn, значительно выше таковых в железисто-кремнистых образованиях. В гнейсах особенно резко увеличиваются концентрации Ti, Cr, V, Co, Ga, Ba. Еще более высокие содержания редких элементов, за исключением Ba, Sr, Zr, устанавливаются в глиноземистых гнейсах (силлиманит-биотитовых, гранат-биотитовых и кордиеритовых).

Вмещающие метабазиты (амфиболиты, амфиболовые сланцы) отличаются от железорудных образований резко повышенными содержаниями Ti, Ni, V, Co, Cr, постоянно отмечаются Sr и Zr (по данным 145 анализов) (табл. 17).

Анализ мономинеральных фракций позволил установить, что большинство элементов содержится во всех минералах, за исключением кварца, но степень их концентрации различная (табл. 18).

Для магнетитов железисто-кремнистых пород Курско-Бесединского участка характерна следующая ассоциация элементов: Mn, Ti, Ni, Cu, V, Zn, Ba, Sr. Только три из них — Mn, Ti и Cu — являются их постоянными спутниками, остальные обнаруживаются в большинстве проб, но в некоторых из них отсутствуют. Спорадически встречается Mo. Петрогенные элементы Al, Mg, Ga в магнетитах распространены повсюду, причем Mg преобладает над Ca (превышение содержаний от 5 до 50 раз). По сравнению с другими минералами содержание всех элементов, за исключением Ti и V, значительно ниже.

Концентрации редких элементов в магнетитах различных типов железорудных образований неодинаковы. В магнетите магнетитовых кварцитов содержание Ti более высокое. Это, по-видимому, является следствием того, что в данном типе железорудных образований магнетит является единственным концентратом этого элемента и при отсутствии других концентратов (пироксенов и амфиболов) характеризуется максимальным его накоплением. В магнетите пироксеносодержащих разновидностей железных руд

Т а б л и ц а 18. Содержание элементов-примесей в основных минералах железисто-кремнистых пород Курско-Бесединского участка, г/т

Минерал	Количество анализов	Mn	Ti	Ni	V	Cu	Zn	Co	Cr	Ba
Магнетит	78	424	524	0—50	0—30	23	0—75	—	0—35	0—35
Кварц	56	319	52	—	—	10	—	—	—	222
Пироксены	24	5562	10—350	12	0—10	26	90	7	—	0—15
Амфиболы	17	4647	400	0—30	—	23	54	9	—	0—150
Гранаты	3	8166	203	—	33	33	0—75	22	266	30
Биотит	6	1000	1000	200	40	10	50	15	400	250

содержание Ti ниже. Это обстоятельство следует учитывать при оценке возможности образования повышенных концентраций элементов в железисто-кремнистых породах. С другой стороны, в магнетите магнетит-пироксеновых пород выше содержания Mn, Ni, Cr — элементов, максимальные концентрации которых устанавливаются в силикатных минералах железисто-кремнистых пород.

При сравнении магнетитов железистых пород и метабазитов, ассоциирующих с железорудными образованиями на Курско-Бесединском участке, видны их различия. Магнетиты железистых пород богаче Mn, магнетиты метабазитов отличаются повышенными содержаниями Ti, V, Cr, Ni, Co. По высокому содержанию Cr и Ni магнетиты метабазитов можно использовать для распознавания первичной магматической природы высокометаморфизованных основных и ультраосновных пород.

Таким образом, установленные закономерности распределения элементов-примесей в главных минералах железисто-кремнистых пород Курско-Бесединского участка свидетельствуют, что эти элементы-примеси избирательно концентрируются в различных минералах. Магнетит является минералом-концентратором Ti, V, пироксены — концентратором Mn, амфиболы — Mn, Ti, Ni, гранат — Mn, V, Cr, Co, Zr; биотит — Ti, Ni, V, Cr, Ba. В кварце большинство элементов отсутствует.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ МЕТАУЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВАЯ И МЕТАКЕРАТОФИР-ТУФФИТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИИ

Железорудные образования второй эпохи накопления приурочены к зеленокаменным поясам михайловской серии верхнего архея. Они обрамляют положительные структуры, сложенные самыми древними гранито-гнейсовыми толщами, и протягиваются в виде широких полос вдоль Михайловско-Белгородской, Щигровско-Оскольской и более мелких аномальных полос, сложенных осадками курской серии. Породы формаций зафиксированы на Тарасовских, Усожских, Истобнянских, Шатиловских, Медвенских, Алексеевских, Мантуровских, Змеевских, Косиновских, Волоконовских, Лев-Толстовских и многих других аномалиях. Железорудные образования михайловской серии распространены на двух стратиграфических уровнях. Более ранний их тип (метабазит-базитовая формация) ассоциирует с основными — ультраосновными метаморфизованными вулканитами (железногорская свита), а более поздний (метакератофир-туффит-сланцевая формация) находится в парагенезисе с метаморфизованными более кислыми вулканитами и терригенно-осадочными образованиями (истобнянская и лебединская свиты). Эти типы различаются между собой не только ассоциацией с вмещающими породами, но и масштабами проявления, вещественным составом и другими признаками.

Железорудные образования, приуроченные к метабазитам михайловской серии, характеризуются убогим развитием и весьма низкой продуктивностью. Их рудные тела имеют небольшие мощности (от сантиметров до первых метров) и протяженность по простиранию (до сотни метров). Иногда на некоторых участках их суммарные мощности увеличиваются до 40—50 м. В таком случае появляются небольшой мощности горизонты туфогенных сланцев (Тарасовские аномалии).

Продуктивные горизонты более высокого стратиграфического уровня михайловской серии шире развиты среди гнейсо-сланцевого комплекса пород. Их мощности резко возрастают до нескольких десятков и даже сотен метров при протяженности по простиранию до десятка километров (Лев-Толстовские, Истобняно-Медвенские и другие аномалии).

Железные руды указанных типов имеют согласные контакты с вмещающими толщами. Всюду в контакте с ними находятся тонкозернистые рассланцованные породы.

Грубообломочные образования отмечены в основании разреза михайловской серии на Игнатьевском и Михайловском участках. Среди амфибол-

содержащих зеленых сланцев отмечаются небольшие по мощности горизонты переслаивающихся конгломератов, гравелитов и метапесчаников. Базальный горизонт залегает на метаморфизованной коре выветривания (домихайловской) нижнего архея. В средней части разреза михайловской серии также отмечаются производные продукты коры выветривания, установленные по высокоглиноземистым породам. В гнейсах и сланцах присутствуют аллотигенные акцессорные — циркон, апатит, ильменит и другие.

В м е щ а ю щ и е п о р о д ы. Для всего разреза пород михайловской серии, вмещающих железорудные образования, весьма характерно закономерное последовательное чередование. Нижняя часть разреза везде сложена амфиболитами, коматиитами, метадиабазами, иногда с прослоями туффитов, туфопесчаников, туфосланцев и карбонатных пород, средняя — более мощной толщей разнообразных по составу гнейсов и сланцев с прослоями метапесчаников. В кровле серии залегают метаморфизованные кварцевые порфиры, кератофиры, туфы, туффиты. Из всего многообразия перечисленных пород с железными рудами контактируют лишь амфиболиты и гнейсово-сланцевый комплекс.

Амфиболиты — сланцеватые породы, с ярко выраженной полосчатой текстурой, иногда массивные, неравномерно зернистые; структура гранобластовая и нематобластовая. В их составе преобладают амфиболы (обыкновенная роговая обманка, актинолит, тремолит), плагиоклазы (альбит-олигоклаз), биотит, гранат, кварц. Реже отмечаются карбонаты, хлорит, апатит, магнетит, пирит, пирротин, эпидот. В непосредственном контакте с железорудными образованиями отмечаются небольшой мощности тонкозернистые рассланцеванные амфиболсодержащие породы.

Гнейсы и кристаллические сланцы — это мелко- и крупнозернистые породы гнейсоватой или сланцеватой текстуры. Преобладают гранобластовые и порфиробластовые структуры. Петрографический состав их чрезвычайно разнообразен: биотитовые, биотит-амфиболовые, ставролитовые, корунд-мусковитовые, мусковитовые, биотит-гранатовые, гранат-биотит-амфиболовые, гранатовые, биотит-хлоритовые.

В контакте с железорудными толщами развиты разности с фемическими минералами. В составе гнейсов и сланцев доминируют полевые шпаты (альбит-андезин, реже микроклин), кварц, биотит, амфиболы (роговая обманка, актинолит), мусковит, гранат, ставролит, корунд, хлорит. Из акцессорных аллотигенных минералов отмечаются ильменит, рутил, циркон, лейкоксен, апатит, хромит, турмалин, магнетит. Для гнейсово-сланцевых толщ наиболее характерными акцессориями являются минералы титана и хрома. Химический состав гнейсов и сланцев по данным 239 анализов приведен в табл. 19.

Ж е л е з и с т о - к р е м н и с т ы е п о р о д ы. Результаты исследований подтверждают, что железнакопление в истории формирования михайловской серии происходило дважды. На раннем этапе железные руды формировались в тесной парагенетической ассоциации с амфиболитами; они

Т а б л и ц а 19. Средний химический состав вмещающих и железисто-кремнистых пород Михайловской серии, %

Компоненты и их отношения	Вмещающие породы (гнейсы, сланцы)	Железорудные образования	Компоненты и их отношения	Вмещающие породы (гнейсы, сланцы)	Железорудные образования
Fe _{магн}	—	29,17	CaO	3,36	5,23
Fe _{общ}	—	40,72	MgO	2,98	2,23
Fe _{раств}	—	38,51	P ₂ O ₅	0,24	0,34
Fe _{силик}	—	3,84	S	0,27	0,22
Fe ₂ O	3,00	24,37	Fe ₂ O ₃ /FeO	0,47	1,75
FeO	6,38	13,87	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,17	0,06
SiO ₂	65,82	47,90	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,04	0,14
TiO ₂	0,42	0,38	CaO/MgO	1,13	2,35
Al ₂ O ₃	11,54	2,63	Ti/V	42,04	13,88
MnO	0,09	0,09	Sr/Ba	0,03	0,43

представлены маложелезистыми магнетитсодержащими разностями (амфибол-магнетитовыми, магнетит-амфиболовыми). Для них характерны магнетит, кварц, грюнерит, реже отмечаются биотит, гранат, хлорит, карбонат, пирит, халькопирит, пирротин.

Железорудные образования более высокого стратиграфического уровня сложены также магнетитсодержащими силикатными типами кварцитов с более высокими содержаниями железа: амфибол-магнетитовыми, амфибол-гранат-магнетитовыми, биотит-магнетитовыми, хлорит-магнетитовыми, пироксен-амфибол-магнетитовыми. На контактах с вмещающими и переслаивающимися гнейсами отмечаются небольшой мощности прослои безрудных и малорудных разностей с магнетитом. В составе продуктивных горизонтов присутствуют магнетит, кварц, амфиболы (куммингтонит, актинолит, тремолит, роговая обманка), гранат, зеленый биотит, реже карбонаты, хлорит, пироксен, полевые шпаты, бурый биотит, эпидот, пирротин, халькопирит. Структура руд гранобластовая, текстура полосчатая, слабополосчатая, реже массивная. Приведем описание главных породообразующих минералов железисто-кремнистых пород.

Магнетит образует отдельные изометричные, полигональные и идиоморфные зерна и агрегаты, иногда линзовидной формы. Идиоморфные зерна характерны для нерудных прослоев. Размер зерен колеблется от сотых долей миллиметра до 0,8—1,0 мм. Магнетит чаще всего образует прослои вместе с силикатами, реже наблюдаются мономинеральные рудные прослои. В таких прослоях зерна магнетита находятся в сростании между собой или в комбинации с амфиболами, биотитом.

В отраженном свете магнетит имеет светло-серый цвет с буроватым, буровато-кремовым оттенком, изотропен, без видимых внутренних рефлексов, сильно магнитен. Микротвердость его 557—614 кг/мм². По магнетиту в зонах вторичного изменения развивается мартит. Но зона окисления среди пород характеризуемой формации развита незначительно и проникает на первые метры.

Амфиболы представлены моноклинными разностями — куммингтонитом, актинолитом, роговой обманкой, тремолитом, более развиты первых два минерала. Размеры зерен амфиболов изменяются от 0,013 до 3—4 мм по удлинению.

Для куммингтонита характерны короткие и удлиненные призмы, имеющие игольчатые полисинтетические двойники. Его показатели преломления $n_g = 1,683$, $n_p = 1,651$, $n_g - n_p = 0,027—0,033$, $2V = 84—90^\circ$, $cNg = 13—20^\circ$.

Актинолит образует мелкие призмы. Изредка отмечается двойниковое строение его зерен. Плеохроирует в бледных зеленоватых, синевато-зеленоватых тонах. Угол оптических осей колеблется от 67 до 74°, угол погасания равен 14—22°, двупреломление составляет 0,023—0,026.

Обыкновенная роговая обманка образует призмы, ориентированные параллельно или субпараллельно слоистости пород. Плеохроирует от синевато-зеленоватой (Ng), через желтовато-зеленоватую (Nm) до бесцветной (Np) окраски. Показатели преломления $n_g = 1,651—1,664$, $n_p = 1,630—1,642$, угол оптических осей ее изменяется от 62 до —75°, угол погасания равен 14—24°, двупреломление соответствует 0,021—0,027.

Тремолит встречается редко и представлен короткостолбчатыми призмами, ориентированными, как правило, субпараллельно слоистости. Его зерна бесцветны или с едва заметной зеленоватой окраской. Иногда призмы тремолита имеют двойниковое строение. Угол оптических осей равен —89°, угол погасания 16°, двупреломление равно 0,020.

Кварц широко распространен в железорудных толщах. Форма его зерен неправильно-угловатая, слабо вытянутая, иногда с зазубренными краями. Для него характерно прямое, иногда волнистое погасание. В кварце отмечаются мелкие включения магнетита. Размеры зерен 0,5—0,8 мм.

Гранат образует округлые субидиоморфные, иногда идиоморфные порфиобласты. Наблюдаются почти сплошные гранатовые прослои с мелкими

вростками кварца, куммингтонита и магнетита. Изредка его мономинеральные прослои разбиты трещинами, которые выполнены мелкозернистым кварцем. Гранат изотропен, светло-розового цвета, показатель преломления 1,799. Размеры порфириобластов достигают 2—3 мм.

Биотит встречается в виде единичных чешуек, образует смешанные с другими силикатами и магнетитом, а также собственные прослои. Чаще в рудах развит зеленый биотит, плеохроирующий от густо сине-зеленого или травяно-зеленого по N_g до желтоватого или бесцветного по N_p . Редко встречается бурый биотит, плеохроизм которого изменяется от темно-бурого (N_g) до светло-бурого (N_p). Показатель преломления $n_g - n_p = 1,637 - 1,668$.

Пироксены встречаются редко и, как правило, приурочены к зонам контактов с интрузивными массивами. Они образуют изометричные зерна, которые по оптическим характеристикам соответствуют диопсиду и гиперстену.

Проведенные исследования показали, что процессы раннего железонакопления в разрезе михайловской серии связаны с широким проявлением основного — ультраосновного вулканизма. Наблюдается тесная парагенетическая связь кремнисто-железистых пород с амфиболитами и хлорит-амфиболовыми сланцами, что указывает на вулканогенно-осадочный генезис железных руд. Об этом же могут свидетельствовать данные петрохимических пересчетов, выполненные по методике [139] А. А. Предовского.

Железорудные накопления позднего периода более мощные. Они приурочены к полям развития гнейсово-сланцевых толщ, которые по петрохимическим данным соответствуют грауваккам, полимиктам, аркозам (типичным осадочным породам), в составе которых присутствовали вулканы среднего и кислого состава. Биотит-гранатовые, ставролит-мусковитовые, ставролитовые сланцы и гнейсы являются метаморфизованными осадочными образованиями. Железорудные толщи контактируют с более тонкозернистыми гнейсово-сланцевыми породами; в продуктивных горизонтах нет кластогенного материала. Можно полагать, что на самых ранних этапах образование железистых толщ происходило под влиянием вулканических процессов, что подтверждается их тесной связью с производными основных вулканитов. Железные руды более высокого стратиграфического уровня формировались при участии вулканогенно-осадочного и терригенно-осадочного процессов. В обоих случаях исходные железисто-кремнистые осадки являются продуктами хемогенного осаждения.

Ниже излагаются результаты изучения элементов-примесей во вмещающих и железисто-кремнистых породах железнгорской и истобнянской свит (Лев-Толстовский и Усожский участки, Копенковские, Истобняно-Медвенские и Тарасовские аномалии).

Установлено, что для всех типов пород железнгорской свиты в целом характерен аналогичный комплекс элементов-примесей, включающий Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ba, Sr, Ga, что свидетельствует о парагенетической связи железорудных образований и вмещающих метабазитов. Эти элементы являются постоянными спутниками описываемых пород и обнаружены во всех проанализированных пробах. Исключение составляют Pb, который установлен в небольшом числе проб только железистых кварцитов (210 г/т), Sn — до 2—5 г/т в 50 % проанализированных проб железистых кварцитов (очень редко он встречается в сланцах и амфиболитах), Mo — низкие содержания его (1—5 г/т) определены в подавляющем большинстве проб железистых кварцитов и изредка — во вмещающих породах. Таким образом, эти элементы либо исключительны (Pb), либо преимущественно (Mo, Sn) концентрируются в железистых кварцитах. С другой стороны, в железистых кварцитах не обнаружен Sr, являющийся постоянным элементом амфиболитов и амфиболовых сланцев железнгорской свиты.

Среднее содержание большинства элементов в железистых кварцитах железнгорской свиты ниже средних содержаний их в земной коре. Исключение составляет Mn, кларк концентрации которого равен 2,1, а также Cu, Zn — их средние содержания равны кларковому (по данным 74 анализов, табл. 20). В амфиболитах, напротив, средние содержания элементов равны

кларкам или выше их. Так, выше кларкового средние содержания Mn, Co (кларки концентрации соответственно 2,5 и 2,0). Исключение составляют Zp, Zr, Ba, содержания которых ниже таковых в земной коре.

Величины отношений характерных пар элементов в железистых кварцитах железногорской свиты близки к значениям, полученным при изучении железорудных образований Курско-Бесединского участка. Отношение Ti/V равно 48 (диапазон колебаний 20—100), Ni/Co — 2,6, Cr/V — 1,5. Отношение Sr/Ba из-за отсутствия Sr в породах не используется. Обращают на себя внимание резко пониженные содержания Ba по сравнению с районами УЩ, Карелии, где известны аналоги характеризируемых пород.

На основании анализа 70 мономинеральных фракций магнетитов и кварцев установлено, что в магнетите железистых кварцитов концентрируются V, Ni, Zp, Cr. Эти элементы не обнаружены в кварце. Кварц железистых кварцитов является минералом-концентратором лишь Zr и Sr (последний встречается в единичных случаях). Такие элементы, как Mn, Ti, Cu и Ba, присутствуют и в магнетите, и в кварце с небольшим превышением содержания одних (Ti, Cu) в магнетите, других (Mn) в кварце.

Магнетиты и кварцы различных типов пород (железистых кварцитов и вмещающих амфиболитов и амфиболовых сланцев) отличаются содержанием элементов-примесей. Так, магнетиты амфиболитов и амфиболовых сланцев содержат больше Mn, Cu, Cr, Ni, Ba, содержания Ti, V примерно одинаковы, а Zp выше в магнетите железистых пород. Различия в содержании элементов, за исключением Mn, незначительны. Малорудные кварциты занимают промежуточное положение между железистыми кварцитами и вмещающими породами. Кварц амфиболитов и амфиболовых сланцев богаче Ti, Cu, Zr (различия концентраций контрастные), содержит V, Co, которых нет в кварце железистых кварцитов; стабильно отмечаются повышенные содержания Ba и Sr, которые в кварце железистых кварцитов обнаруживаются редко.

Был изучен характер распределения элементов-примесей в ряду железистые кварциты — амфиболовые сланцы — амфиболиты (закономерное чередование этих пород в разрезе свиты, а также уменьшение содержаний Al, Mg, Ca и увеличение Fe при переходе от амфиболитов к железистым кварцитам были установлены ранее И. Н. Щеголевым и др. в 1978 г.). Полученные данные свидетельствуют об упорядоченности в распределении редких элементов. Минимальные содержания элементов, за исключением Zp, приходятся на железистые кварциты, в амфиболовых сланцах они выше, в амфиболитах концентрации одних (Mn, V, Ni, Co) остаются на том же уровне, других либо несколько больше (Cr), либо меньше (Ti, Cu). Содержание Zp в желе-

Т а б л и ц а 20. Элементы-примеси в различных типах пород железисто-кремнистой метальтрабизит-базитовой формации железногорской свиты Тарасовских аномалий, г/т

Элемент	Железистые кварциты **		Амфиболовые сланцы		Амфиболиты	
	Среднее содержание	Кларк концентрации	Среднее содержание	Кларк концентрации	Среднее содержание	Кларк концентрации
Mn	2133	2,1	2500	2,5	2522	2,5
Ti	2281	0,5	6000	1,3	4795	1,0
V	46	0,5	80	1,0	78	0,9
Cr	70	0,8	72	0,8	81	1,0
Ni	43	0,7	59	1,0	58	1,0
Co	11	0,6	40	2,2	37	2,0
Cu	55	1,2	60	1,3	47	1,0
Zp	84	1,0	68	0,8	44	0,5
Ba	24	0,03	133	0,2	46	0,07
Zr *	37	0,21	42	0,25	44	0,25
Sn	2—5	—	—	—	—	—
Mo	1	1,0	—	—	—	—
Pb *	3—10	—	—	—	—	—
Sr	—	—	40—100	—	46	0,13

* Элемент обнаружен не во всех пробах.

** Среднее по всем разновидностям

Т а б л и ц а 21. Элементы-примеси в железорудных образованиях железногорской и истобнянской свит михайловской серии КМА, г/т

Элемент	Железногорская свита		Истобнянская свита		Элемент	Железногорская свита		Истобнянская свита	
	Тарасовские ано-мали	Усожский участок	Лев-Толстовские ано-мали	Истобняно-Медвенский участок		Тарасовские ано-мали	Усожский участок	Лев-Толстовские ано-мали	Истобняно-Медвенский участок
Mn	2133	4750	419	477,5	Co	11	12,5	0—7,5	0—15
Ti	2281	3750	0—50	424,6	Zr	37	22,5	12,6	20,8
V	46	47,5	0—45	0—40	Ba	24	200	100	114,3
Cr	70	42,5	0—150	0—100	Sr	—	25	0—35	0—35
Cu	55	45,0	17,8	27,5	Sn	2—5	—	0—7,5	0—7,5
Zn	84	32,5	0—75	0—45	Mo	1	—	—	—
Pb	3,10	—	0—15	0—15	Y	10	12,5	0—15	0—15
Ni	43	40,0	0—100	0—50	Yb	0—1	1,0	0—1,5	0—1

зистых кварцитах всюду высокое по отношению к другим элементам и выше такового во вмещающих породах.

Железорудные образования истобнянской свиты изучались главным образом на Лев-Толстовских, Копенковских и Истобняно-Медвенских аномалиях. Было проанализировано 217 проб железистых кварцитов. Близкие значения содержаний элементов-примесей, установленные в железистых кварцитах этих двух участков, находящиеся на значительном расстоянии друг от друга, свидетельствуют о том, что эти данные носят объективный характер. Как уже отмечалось, в железистых кварцитах постоянно присутствуют лишь Mn, Cu, Ba, Zr. Остальные — V, Cr, Zn, Pb, Ni, Co — устанавливаются в небольшом количестве проб (по данным 237 анализов, табл. 21). По-разному ведет себя только Ti, в железистых кварцитах Лев-Толстовских аномалий он, как и большинство элементов, отмечается лишь в некоторых пробах, на Истобняно-Медвенском участке — во всех случаях. Обнаружены невысокие содержания Sr в небольшом количестве проб обоих участков, что также отличает железистые кварциты истобнянской свиты от железногорских.

Для постоянно присутствующих элементов устанавливаются две тенденции в изменении содержаний. Содержания Ba в железистых кварцитах истобнянской свиты выше по сравнению с железногорской, а содержания Mn, Cu и Ti — ниже.

Совершенно очевидно, что комплекс вмещающих пород отличается по составу (и особенно значительно по содержаниям микроэлементов) от железистых кварцитов (по данным 78 анализов, табл. 22). Во всех типах пород — песчаниках, гнейсах, сланцах — обнаружена устойчивая и разнообразная ассоциация элементов-примесей, включающая 20 редких элементов, в

Т а б л и ц а 22. Элементы-примеси во вмещающих породах Лев-Толстовских и Копенковских аномалий, г/т

Элемент	Гнейсы	Песчаники	Сланцы			Элемент	Гнейсы	Песчаники	Сланцы		
			слюдистые	двусланцевые	амфиболовые				слюдистые	двусланцевые	амфиболовые
Pb	5,6	15,8	10,00	15,30	10,00	Zr	68,7	148,0	87,7	84,8	73,7
Sn	0—3	2,0	0—5	0—4,5	0—3	Co	14,0	11,0	21,1	21,0	32,5
Ga	14,5	9,6	9,0	13,7	11,1	Cr	125,7	165	216,6	190	162,5
Mn	840	1008	1277,7	1486,1	1587,5	Ba	255,0	500	309,4	430,9	325
Ti	1820	1908	3077,7	3247,2	4375	Sr	202,3	133,8	32,7	72,2	140
Ni	18,5	32,3	73	34,8	55	Yb	0—1,5	1,0	1,0	0,9	1,0
V	33,5	37,3	41,6	45	55	Y	0—10	13,5	12,2	10,2	12,5
Cu	42,6	46,2	63,8	45,7	65	B	—	—	29,4	0—40	27,5
Zn	20,0	16,9	37,2	24,5	50						

отличие от пяти постоянно присутствующих в железистых кварцитах. Концентрации всех элементов, за исключением Ge, значительно выше (в два — восемь раз) во вмещающих породах. В железистых же кварцитах V, Cr, Zr, Pb, Ni, Co, Sr, Ga, Y, Yb устанавливаются очень редко, в подавляющем количестве проб их нет. В песчаниках, сланцах и гнейсах эти элементы обнаружены во всех пробах.

Сравнивая между собой различные типы вмещающих пород, видно, что максимальные концентрации большинства элементов (Mn, Ti, Ni, V, Cu, Zr, Co, Cr, Ba) отмечаются в сланцах. При этом одни элементы (Ti, Zr, Co, Sr) преимущественно накапливаются в амфиболовых сланцах, другие (Ni, Pb, Zr, Cr, Ba) в слюдяных или двуслюдяных. Значительная часть элементов примерно в равных концентрациях присутствует и в тех, и в других сланцах (Sn, Mn, V, Cu, Y, Yb). Самые высокие содержания Sn, Pb, Zr, Ba в песчаниках, а Ga и Sr в гнейсах.

Особенности распределения элементов-примесей в сланцах и песчаниках истобнянской свиты, сравнительная обогащенность тех и других пород определенными элементами объясняются формами их миграции и закономерностями распределения в различных фациальных отложениях гумидных зон.

В железистых кварцитах истобнянской свиты из-за крайней бедности состава элементов можно проанализировать лишь немногие из тех соотношений, которые используются при изучении железисто-кремнистых образований.

Так, отношение Ti/V можно использовать только для малорудных и части силикатно-магнетитовых кварцитов, где эти элементы установлены. В магнетитовых кварцитах с железной слюдкой и железослюдково-магнетитовых кварцитах V не обнаружен, а Ti отмечен только в части проб. На основании анализа того небольшого количества проб, где эти элементы присутствуют (частота встречаемости Ti 50, V 10 %), отношение Ti/V в силикатно-магнетитовых кварцитах составляет 24, в малорудных 52. Во вмещающих породах оба элемента являются постоянными, величины их отношений в сланцах 72—79, песчаниках 51, гнейсах 55.

Отношения Cr/V и Sr/Ba определить невозможно из-за отсутствия в железистых кварцитах Cr и Sr. Уместно подчеркнуть, что высокие содержания Ba (76—210 г/т) отличают железистые кварциты истобнянской свиты от таковых железногорской.

Отношение Ni/Co в малорудных кварцитах равно 3, 4, в железистых кварцитах 2—5 (эта величина получена только для части проб силикатно-магнетитовых кварцитов, содержащих Ni и Co).

В табл. 23 приводятся результаты анализов 580 фракций основных минералов железистых кварцитов истобнянской свиты, которые свидетельствуют о том, что некоторые элементы присутствуют в нескольких минералах, но концентрируются преимущественно в одном из них, другие избирательно приурочены к определенному минералу.

Магнетит, гематит и кварц отличаются бедностью состава названных элементов. Итак, в магнетите постоянно обнаруживаются лишь Mn и Cu,

Т а б л и ц а 23. Элементы-примеси в минералах железистых кварцитов истобнянской свиты Лев-Толстовских и Истобнянско-Медвенских аномалий, г/т

Элемент	Магнетит	Кварц	Биотит	Амфиболы	Гранаты	Элемент	Магнетит	Кварц	Биотит	Амфиболы	Гранаты
Mn	126	68,1	2040	1426	4250	Ba	—	0—50	0—350	229,2	—
Ti	0—10	35,0	495	93	2250	Sr	—	0—35	—	86,8	—
Ni	0—10	—	0—15	0—15	Следы	V	0—35	0—60	—	—	—
V	0—10	—	—	—	32,5	Be	—	—	5,1	3,0	0—3
Cr	0—10	—	0—45	—	55,0	Ag	—	0—0,2	—	—	—
Cu	7,8	0—5	32,8	11,1	0—3	Y	—	—	—	15,3	30,0
Zr	—	0—350	12,5	15,4	37,5	Yb	—	—	—	1,4	2,5

в гематите, помимо этого, Ti. Остальные — Ti, Ni, V, Cr (элементы семейства железа) — отмечаются в небольшом количестве проб и содержания их минимальны.

Во второстепенных минералах железистых кварцитов истобнянской свиты — биотите, амфиболах и гранатах — состав микроэлементов разнообразен и содержания их значительно выше. Так, в биотите установлены высокие содержания Mn, Ti, Cu (по содержанию Mn и Ti биотит уступает только гранатам), присутствуют Zr, Ba, не характерные для железистых минералов железистых кварцитов, повышено содержание Be. Амфиболы являются концентраторами Ba, Zr, Sr, Mn, гранаты отличаются самыми высокими содержаниями Mn, Ti, V, Cr, Zr, Y, Yb.

Сопоставление магнетитов, выделенных из различных типов пород, свидетельствует о том, что содержания элементов в них неодинаковы. Акцессорные магнетиты вмещающих сланцев и метапесчаников богаче по составу и содержаниям микроэлементов, чем магнетиты железистых кварцитов. Различные типы железистых кварцитов также отличаются друг от друга по содержаниям редких элементов — более высокие содержания определены в малорудных и силикатно-магнетитовых кварцитах; самые бедные по составу и содержаниям магнетитовые кварциты.

Анализ монофракций кварца привел к аналогичному выводу о тенденции сокращения количества элементов-примесей и их содержаний в кварце из магнетитовых кварцитов относительно силикатно-магнетитовых и малорудных.

На основании изложенного можно сделать вывод, что распределение элементов-примесей в минералах определяется не только геохимическими связями с определенными минералами-концентраторами тех или иных элементов, но и условиями среды, соответствующими положению минерала на фаціальном профиле формации.

Распределение элементов-примесей в различных типах железисто-кремнистых и вмещающих пород истобнянской свиты наиболее детально было изучено на Лев-Толстовском участке, где достаточно полно представлен разрез свиты и отобрано наибольшее количество проб. Сопоставлялись метапесчаники, слюдястые сланцы, кварциты безрудные и малорудные, силикатно-магнетитовые, магнетитовые, магнетитовые с железной слюдкой и железнослюдково-магнетитовые. Установлены два типа распределения. Один характерен для той части профиля, к которой приурочены терригенные образования — песчаники, сланцы, безрудные кварциты. В этих породах по сравнению с железистыми кварцитами содержания почти всех элементов повышены, причем максимумы содержаний одних элементов (таких больше) приходятся на сланцы (Mn, Ti, Ni, Co, V, Cr, Cu, Zn, B), других (Zr, Ba, Sr, Pb) — на песчаники. Содержания же Ge возрастают в железистых хемогенных породах по сравнению с породами терригенной части профиля. Количество всех других элементов резко уменьшается в железистых кварцитах. Этот тип распределения приближается к такому, который Н. М. Страхов (1960) называл контрастно-упорядоченным.

Второй тип распределения установлен для толщ железистых кварцитов при переходе от безрудных фаций к рудным. Он отличается разким сокращением количества элементов и сглаженно-упорядоченным распределением в различных типах железистых кварцитов. Содержания Ti, Cu, Zr, Mn очень плавно, незначительно изменяются с некоторым повышением в силикатно-магнетитовых и магнетитовых кварцитах относительно железнослюдково-магнетитовых. Содержание Ge в рудных фациях, по существу, находится на одном уровне. Менее определенно ведет себя Ba. В отдельных пробах содержания его значительно колеблются, довольно резко увеличиваясь в железнослюдково-магнетитовых кварцитах.

По данным И. Н. Щеголева, железорудные образования лебединской свиты по составу элементов-примесей близки к железистым кварцитам истобнянской свиты. Отличием являются более высокие концентрации постоянно присутствующих Ti, V, Ni, Co. Содержание Ba в них ниже, а Sr является

постоянным элементом. Отношения $Ti/V = 15$, $Ni/Co = 1,5$, $Ba/Sr = 5$, что значительно отличает железистые кварциты лебединской свиты от таковых железногорской.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ СЛАНЦЕВАЯ (ХЕМОГЕННАЯ) ФОРМАЦИЯ

В состав этой формации входят железистые кварциты курской серии. О закономерностях строения и об образовании железисто-кремнистой сланцевой формации обстоятельно писали Н. А. Плаксенко [127] и другие исследователи [28, 36, 48, 74, 81, 128—134, 193], поэтому ее общая характеристика приводится в сокращенном виде.

Данный формационный тип железонакпления изучен довольно детально, так как к нему приурочены главные запасы железорудного сырья. Продуктивные горизонты широко распространены по всей площади Курского бассейна. Они образуют две протяженные аномальные полосы — Михайловско-Белгородскую и Щигровско-Оскольскую — и десятки менее протяженных — Крупецкую, Рьльскую, Почепнянскую, Фатеевскую, Прохоровско-Корочанскую, Погромецкую, Чернянскую и другие. Продуктивность формации самая высокая (от 50—60 до 100 %).

Железистые кварциты залегают среди метаморфизованных типичных терригенно-осадочных песчано-глинистых пород, занимая центральные части разреза курской серии. Слагаемые ими толщи вытянуты на десятки и сотни километров, погружаясь на значительные глубины. Мощности тел железистых кварцитов изменяются от 140 до 1000—2500 м (в рудных узлах). Количество рудных пластов на месторождениях непостоянное, от одного до пяти — семи. Контакты их с подстилающими, перекрывающими и разделяющими породами всегда согласные, с постепенными переходами. Всюду продуктивные горизонты граничат со сланцами. Грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, метапесчаники) характерны для подошвы и кровли нижнепротерозойского разреза. Типичных вулканитов в курской серии нет.

Характерно, что осадки нижнего протерозоя залегают с глубоким размывом на породах архея, которые сохранили явные признаки древних кор выветривания. Вещественный состав последних различен и зависит от состава материнских пород.

Продуктивные горизонты (железистые кварциты) и вмещающие их пелитоморфные осадки сформировались, как показали исследования Н. А. Плаксенко [127], в осадочном процессе за счет веществ, мобилизованных в коре выветривания пород древних континентальных блоков.

В м е щ а ю щ и е п о р о д ы. Разрез курской серии представлен широким набором терригенно-осадочных пород. Большим их разнообразием характеризуется нижняя, стойленская, свита. От основания к ее кровле происходит постепенная смена осадков от грубообломочных к пелитоморфным. Можно наблюдать неоднократные переслаивания различных литологических разновидностей, но всюду базальные горизонты свиты сложены либо конгломератами и гравелитами, либо метапесчаниками, а кровля — различными по составу сланцами. Нижнепротерозойским породам свойственна ритмичность. Выделяются крупные, средние и мелкие ритмы. Железистые кварциты непосредственно подстилаются сланцами биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными, гранат-биотитовыми, гранат-куммингтонитовыми, карбонатно-биотитовыми, пиритизированными, углисто-глинистыми. Последние наиболее характерны для контактов с железистыми кварцитами.

Сланцы средней, коробковской, свиты курской серии, перемежающиеся с железорудными пластами, представлены кварц-биотитовыми, серицит-биотитовыми, двуслюдяными с углистым веществом, гранат-биотитовыми, куммингтонит-биотитовыми, гранат-куммингтонитовыми, кварц-куммингтонитовыми и другими разновидностями.

Неповсеместно (если не было глубокого размыва) толща железистых кварцитов перекрывается филлитовидными сланцами с углисто-глинистым

веществом и метапесчаниками. По составу сланцы двуслюдяные, кварц-биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-ставролитовые, гранат-кунмингитовые.

Как видим, сланцы всех трех стратиграфических уровней имеют близкий минеральный состав. Некоторые отличия в литологии и геохимии сланцев, подстилающих и перекрывающих горизонты железистых кварцитов и заключенных в них, характеризуют эволюцию палеогеографической обстановки накопления исходных веществ, установленную Н. А. Плаксенко [127]. Химический состав сланцев, вмещающих железистые кварциты, приведен по данным 872 анализов в табл. 24 и 25.

Установлены определенные различия в комплексах акцессорных минералов, находящихся в сланцах, подстилающих, перекрывающих и заключенных в толще кварцитов [128, 134]. В первых присутствуют аллотигенные минералы — циркон, апатит, турмалин, ильменит, рутил, лейкоксен, магнетит, пирит, криоконит и аутигенные — турмалин, апатит, дистен, пирит, сфен, щелочные амфиболы.

Сланцы, находящиеся в толщах железистых кварцитов, бедны акцессорными минералами, которые представлены единичными зернами рутила, анатаза, апатита и ильменита. Лишь последний можно отнести к аллотигенным разностям.

Сланцы, перекрывающие толщу железистых кварцитов, характеризуются своеобразной ассоциацией акцессорных минералов. Наиболее характерны циркон, магнетит, железная слюдка, апатит, турмалин, ильменит, криоконит, анатаз. К аллотигенным относятся циркон, ильменит, криоконит, турмалин, магнетит и железная слюдка.

Железисто-кремнистые породы. Толща железистых кварцитов характеризуется ярко выраженной аутигенно-минералогической зональностью, впервые установленной и детально изученной Н. А. Плаксенко [127]. Им было установлено, что в разрезе продуктивной толщи минералогические типы железистых кварцитов закономерно сменяют друг друга в направлении от периферии к центральным частям в следующем порядке: безрудные и малорудные, силикатно-магнетитовые, магнетитовые, железно-слюдково-магнетитовые, магнетит-железнослюдковые, железнослюдковые. Такое чередование соответствует полному циклу седиментации исходных веществ от начала железорудного процесса до его завершения. Порядок чередования типов железистых кварцитов от подошвы к центру толщ (от малорудных до магнетит-гемититовых) соответствует положению исходных фациальных типов осадков на предположенном Н. А. Плаксенко фациальном профиле железисто-кремнистой сланцевой формации от менее глубоководных частей к более глубоководным.

Названные типы железистых кварцитов могут неоднократно переслаиваться (особенно в мощных толщах). Иногда из разреза выпадают те или иные члены закономерного полного цикла. Все это определялось фациальной обстановкой осадконакопления, регулировавшейся геотектоническим

Таблица 24. Породообразующие элементы в породах железисто-кремнистой сланцевой формации КМА, %

Компоненты и их отношения	Вмещающие сланцы	Рудные железистые кварциты	Компоненты и их отношения	Вмещающие сланцы	Рудные железистые кварциты
Fe _{магн}	—	27,43	CaO	0,69	1,71
Fe _{общ}	6,84	36,35	MgO	2,34	2,08
Fe _{раств}	4,95	34,67	P ₂ O ₅	0,035	0,064
Fe _{силик}	1,89	1,68	S	0,43	0,107
Fe ₂ O ₃	3,47	37,18	Fe ₂ O ₃ /FeO	0,61	3,39
FeO	5,62	12,97	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,28	0,023
SiO ₂	59,06	41,56	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,03	0,19
TiO ₂	0,57	0,16	CaO/MgO	0,29	0,91
Al ₂ O ₃	16,71	0,99	Ti/V	10,03	2,03
MnO	0,05	0,056	Sr/Ba	1,6	1,20

режимом [127]. Минералого-петрографические и геохимические особенности железистых кварцитов курской серии уже рассматривались в ряде упомянутых работ.

Железистые кварциты представляют собой мелко- и тонкозернистые плотные породы с ярко выраженной слоистостью. Текстуры образованы чередованием рудных, малорудных и нерудных прослоев то простого, то более сложного строения и состава. Мощность, или ширина прослоев, а также степень их индивидуализированности неодинаковы в различных фациальных типах.

По ширине слоев железистые кварциты классифицируются следующим образом [127]: тонкополосчатые — ширина слоя менее 5 мм, полосчатые или среднеполосчатые — 5—10, широкополосчатые — 10—20, грубополосчатые — более 20 мм.

Полосчатость железистых кварцитов обусловлена послойной концентрацией минералов, различным их соотношением в отдельных сростках, разной окраской и зернистостью соседних слоев. Границы между типами прослоев бывают как резкие, так и постепенные. В рудных кварцитах они, как правило, нечеткие, в безрудных и малорудных — более резкие. Закономерно чередующиеся прослои железистых кварцитов разного состава и мощности образуют микроциклы и микроритмы, обусловленные процессами седиментогенеза (расслоением коллоидов, дифференциацией пелитоморфного материала и т. д.).

Характер структур терригенно-хемогенных железистых кварцитов в основе своей также определяется особенностями первичного осадка. Все фациальные разновидности железистых кварцитов района характеризуются типичными гранобластовыми структурами. Нерудные мономинеральные прослои, сложенные зеленой слюдой, биотитом, грюнеритом и некоторыми другими минералами, образуют характерные лепидогранобластовые структуры. Кварцевым безрудным прослоям присущи мозаичные, роговиковые и зубчатые гранобластовые структуры.

В состав различных типов железистых кварцитов входят в разных соотношениях следующие сингенетические минералы: магнетит, гематит (железная слюдка), кварц, зеленая слюда, карбонаты, сульфиды, амфиболы, пироксены, биотит, апатит, хлорит, тальк. Кроме того, местами отмечается более поздняя наложенная минерализация (щелочные амфиболы, эгирин, кальцит, полевые шпаты).

Твердо установлено [127, 130, 131], что в железистых кварцитах количественные соотношения главных рудных минералов — магнетита и гематита — унаследованы от исходных кремнисто-железистых осадков и определяются их фациальным типом (см. табл. 4). Это же относится и к основной массе нерудных метаморфогенных минералов, о чем свидетельствуют их геохимические характеристики [130].

Магнетит — один из наиболее распространенных минералов. Он присутствует в разных количествах во всех типах железистых кварцитов: в нерудных и малорудных прослоях нередко встречается в виде правильных октаэдрических кристаллов, в рудных — образует агрегаты различной формы, вплоть до сплошных прослоев. Наблюдаются сростания между зернами магнетита и силикатными минералами, магнетита и гематита.

Магнетит и гематит образуют различные по величине кристаллы и агрегаты, размеры которых у магнетита значительно больше, чем у гематита.

Гематит (железная слюдка) — второй достаточно широко распространенный минерал железослюдковых, магнетит-железослюдковых, железослюдково-магнетитовых кварцитов. Он образует следующие структурные формы: мельчайшую эмульсионную вкрапленность в зернах кварца, отдельные идиоморфные кристаллы, а также пластинчатые, чешуйчатые, лапчатые, нитевидные и другие формы агрегатов. Такие морфологические типы гематита сгруппированы в моно- или полиминеральные прослои с ярко выраженной ориентировкой вдоль слоистости породы.

Кварц является самым распространенным и главным нерудным минералом железистых кварцитов. В рудных кварцитах содержание его состав-

ляет 40—60, в безрудных и малорудных — до 90—95 %. Он образует самостоятельные прослои, а также входит в состав рудных и нерудных прослоев.

Зеленая слюдка широко распространена на многих участках. Обнаруживается тесная связь ее с магнетитовыми и железослюдково-магнетитовыми кварцитами, хотя чаще она приурочивается к магнетитовым и кварц-магнетитовым прослоям. Пластинчатые кристаллы и агрегаты зеленой слюдки подчиняются общей слоистой текстуре кварцитов (сингенетическая). Исключительно редко отмечаются более поздние прожилки ее, секущие первичную слоистость пород.

Карбонаты в основном приурочены к наиболее мелководным фациям кварцитов (безрудным, малорудным, силикатно-магнетитовым, карбонатно-магнетитовым, пирит-магнетитовым). Находятся они в виде отдельных кристаллов, агрегатов и слагают мономинеральные прослои. Состав карбонатов не постоянен и изменяется при переходе от одного фациального типа к другому: сидерит, сидероплезит, пистомезит, мезитит характерны для безрудных, малорудных и магнетитовых кварцитов, а параанкерит, магнезидоломит, доломит — для железослюдковосодержащих.

Амфиболы, входящие в состав силикатно-магнетитовых, безрудных и малорудных кварцитов, представлены грюнеритом, куммингтонитом, актинолитом, обыкновенной роговой обманкой.

Пироксены (феррогиперстен, эулит, диопсид-геденбергит) в железистых кварцитах курской серии КМА встречаются крайне редко. Они установлены лишь в безрудных, малорудных и силикатно-магнетитовых кварцитах, претерпевших контактовый метаморфизм высокой степени на Чернянском, Погромцеком, Орловском, Малоархангельском, Слойенском месторождениях. Моноклинные пироксены в железистых кварцитах отмечаются реже, чем ромбические, относятся к изоморфному ряду диопсид — геденбергит и, очевидно, соответствуют салиту.

Биотит широко распространен в безрудных, малорудных, реже — в силикатно-магнетитовых кварцитах. Химический состав железистых кварцитов приведен в табл. 25, где обобщены данные многолетних исследований авторов, а также учтены материалы, опубликованные в других работах.

Т а б л и ц а 25. Химический состав главных типов сланцев и железистых кварцитов железисто-кремнистой сланцевой формации КМА, %

Компоненты и их отношения	Вмещающие и внутрирудные сланцы					Железистые кварциты				
	мусковитовые	биотит-мусковитовые и мусковит-биотитовые	биотитовые	гранат-биотитовые	амфибол-гранат-биотитовые	малорудные и безрудные силикатно-карбонатные	рудные силикат-карбонат-магнетитовые	магнетитовые	гематит-магнетитовые	
SiO ₂	57,63	59,73	57,27	58,44	59,86	51,36	45,26	43,51	41,27	
TiO ₂	1,05	0,55	0,55	0,49	0,34	0,131	0,102	0,09	0,06	
Al ₂ O ₃	23,68	18,52	14,82	12,62	9,27	2,42	1,28	1,01	0,63	
Fe ₂ O ₃	1,33	2,32	2,45	2,77	1,95	13,05	26,80	31,74	36,68	
FeO	1,99	4,23	6,12	11,86	13,60	21,07	18,77	15,70	12,86	
MnO	0,02	0,05	0,06	0,06	0,06	1,43	0,07	0,06	0,033	
MgO	1,49	2,98	3,64	3,18	3,21	4,11	3,09	2,55	2,19	
CaO	0,22	0,52	1,99	1,61	1,29	2,09	1,61	1,83	1,04	
Na ₂ O	0,76	0,76	0,70	1,13	0,38	—	—	—	—	
K ₂ O	6,36	5,05	4,13	2,93	2,17	—	—	—	—	
C _{орг}	0,40	0,64	2,13	0,18	0,10	0,20	0,19	0,19	0,17	
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,09	0,10	0,09	—	—	—	—	
FeS ₂	0,91	1,36	0,90	0,49	0,66	—	—	—	—	
P	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,42	0,048	0,045	0,40	
S	» »	» »	» »	» »	» »	0,31	0,16	0,095	0,059	
Fe _{общ}	» »	» »	» »	» »	» »	26,54	33,19	34,70	36,25	
Fe _{рудн}	» »	» »	» »	» »	» »	16,14	29,84	33,42	35,43	
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	0,42	0,31	0,25	0,21	0,15	0,08	0,028	0,023	0,012	
(MgO + FeO)/Al ₂ O ₃	0,17	0,38	0,72	1,18	1,87	10,4	17	17	25	
K ₂ O/Na ₂ O	8,1	6,5	6,0	2,5	6,0	—	—	—	—	

Геохимические особенности железистых кварцитов курской серии в течение ряда лет были предметом нашего специального изучения и обобщены в работе Н. А. Плаксенко, И. К. Коваль [130]. В результате этих исследований получены геохимические характеристики железисто-кремнистых пород и вмещающих их метаморфических комплексов, изучен характер распределения редких элементов, их связи с определенными минеральными компонентами железистых кварцитов, а также направленность изменения геохимических особенностей железисто-кремнисто-сланцевых пород. Частично эти данные отражены в табл. 5, 10, 11, 14 и на рис. 10, 11.

С учетом изложенного мы приведем лишь краткую характеристику описываемых образований на основании изучения элементов-примесей ряда новых участков КМА — Яценко, Жидеево, Курбакино (табл. 26, по данным 719 анализов).

Как видно из таблицы, в железистых кварцитах курской серии элементы-примеси не очень разнообразны и содержания их малы. Постоянно присутствуют лишь Mn, Ti, Ni, Cu, Ba, Zr, реже и не во всех случаях устанавливаются Be, Co, Mo, Pb, Zn, Sn, V, Y, Yb. На Курбакинском и Жидеевском месторождениях некоторые элементы железистых кварцитов постоянно присутствуют на участке Яцено (Ti, Ni, Ba); они обнаружены не во всех пробах. В целом же комплекс элементов аналогичен установленному нами ранее. Исключение составляют V и Sr, которые редко и в небольших количествах (в пределе чувствительности анализа) отмечаются в анализируемых породах, а на Михайловском, Яковлевском и других месторождениях КМА они присутствуют постоянно, хотя содержания их также невелики.

Ранее в работах И. К. Коваль и Н. А. Плаксенко было показано, что на фациальном профиле железисто-кремнистой сланцевой формации, в котором закономерно сменяются различные минералогические типы железисто-кремнистых пород, устанавливается упорядоченное распределение элементов в направлении от прибрежной (песчаники, сланцы, безрудные и малорудные кварциты) к пелагической (железнослюдковые кварциты) части профиля. В этом направлении содержание всех элементов неуклонно уменьшается, а в самих железистых кварцитах это происходит по мере обогащения их гематитом. Падение содержания микроразнообразия наиболее контрастно на отрезке фаций сланцев и безрудных кварцитов. На участке же фациального профиля, соответствующем рудным фациям, это падение приобретает плавный характер.

Изучение поведения элементов-примесей в различных типах железисто-кремнистых пород участков Яцено, Курбакино и Жидеево подтверждает универсальный характер установленного типа распределения. Толща песчанико-сланцевых пород, вмещающая железистые кварциты, отличается составом и, что особенно характерно, содержаниями элементов. В песчаниках и сланцах находится более разнообразная ассоциация микроразнообразия. В них, помимо редких элементов, находящихся в железистых кварцитах, присутствуют Sr, Cr; содержания практически всех элементов в них выше.

В распределении элементов на фациальном профиле прослеживаются две тенденции: на отрезке безрудных фаций концентрации элементов-примесей увеличиваются от метапесчаников к сланцам, где они достигают максимальных значений (Mn, Ti, V, Sr, Y, Ba, Sn), а на отрезке железорудных

Т а б л и ц а 26. Элементы-примеси в железистых кварцитах, железисто-кремнистой сланцевой формации, г/т

Элемент	Среднее содержание	Кларк, по А. П. Виноградову [91]	Кларк концентрации	Элемент	Среднее содержание	Кларк, по А. П. Виноградову [91]	Кларк концентрации
Mn	400	900	0,44	Cr	20	200	0,1
V	23	150	0,15	Ba	10	500	0,02
Cu	56	200	0,28	Zn	50	50	1,0
Ti	50	6000	0,008	Sr	35	400	0,087
Ni	24	80	0,3				

фаций — от малорудных кварцитов к магнетитовым — сначала довольно резко, а затем очень плавно снижаются в сторону пелагической части фациального профиля. Надежные выводы об упорядоченности распределения можно сделать для элементов, обнаруженных во всех проанализированных пробах.

При анализе отношений Ti/V в железистых кварцитах было установлено, что коэффициент отношения составляет один — три, в большинстве случаев содержания Ti несколько выше, чем V . Величина отношения Sr/Ba на разных месторождениях различна. Так, на Яковлевском и Курбакинском она больше единицы и лишь в незначительной части проб составляет 0,5—0,8. В железистых кварцитах Жидеевского, Новоялтинского и Реутецкого месторождений Ba несколько преобладает над Sr . На участках Яцено, Жидеево и Курбакино, как уже указывалось, содержание Ba изменчиво, Sr обнаруживается редко. В целом при усреднении большого количества анализов железистых кварцитов железисто-кремнистой сланцевой формации всех типов выявлено, что содержания этих элементов примерно равны, в одних месторождениях стронция несколько больше, чем бария, в других — наоборот.

Об обратной зависимости между содержаниями Mn и Fe в железисто-кремнистых породах курской серии также писал Н. А. Плаксенко [127]. Это, в частности, выражается в закономерном уменьшении отношения Mn/Fe при переходе от прибрежных фаций к более глубоководным и особенно четко проявляется в той части фациального профиля, где уменьшается роль обломочного пелитоморфного материала и увеличивается роль коллоидных веществ (т. е. с увеличением содержания гематита в кварцитах).

Величина отношения Mn/Fe и ее изменение в различных типах железистых кварцитов участков Яцено, Курбакино и Жидеево — еще один факт, подтверждающий проявление этой закономерности. В магнетитовых кварцитах участка Яцено величина Mn/Fe равна 0,0011, в железослюдково-магнетитовых она уменьшается до 0,007.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ МЕТАКОНГЛОМЕРАТ-ПЕСЧАНИКОВАЯ (КЛАСТОГЕННАЯ) ФОРМАЦИЯ

Завершающая эпоха железнакопления в нижнем докембрии региона связана с формированием пород оскольской серии. Железорудные образования, приуроченные к ней, слагают тела различной мощности и протяженности в пределах Тим-Ястребовской, Михайловской, Белгородской, Крупенкой, Рыльской синклиналичных структур. Породы этой формации залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на метаморфических толщах курской серии: либо на породах стойленской свиты (нижней), либо на различных горизонтах железистых кварцитов коробковской (средней) свиты, либо на сланцах, перекрывающих толщу железистых кварцитов (верхняя свита).

В отличие от железисто-кремнистой сланцевой формации железисто-кремнистые образования залегают в толщах различных литологических типов терригенно-осадочных пород. В южной части Михайловского месторождения в непосредственной близости к ним расположены типичные вулканиты кислого состава (метаморфизованные кварцевые порфиры и их туфы). Продуктивные горизонты формации, являясь в основном переотложенной корой выветривания железистых кварцитов курской серии, как правило, тяготеют к базальным частям разреза оскольской серии и лишь на отдельных участках (Жидеевском) их тела удалены от подошвы серии на 1500 м. Рудные горизонты прослежены по простиранию иногда на десятки километров. Мощности железорудных тел весьма разнообразны — от нескольких сантиметров до 130—150, а иногда до 180—200 м (Михайловское месторождение). Встречаются до 12 рудных горизонтов. Продуктивность их низкая (3—5%), качество руд также низкое.

В м е щ а ю щ и е п о р о д ы. Образования, находящиеся в непосредственном контакте с железорудными толщами, представлены метапесчани-

жами, сланцами. На Михайловском месторождении вблизи контакта отмечаются вулканогенные образования — кварцевые порфиры и их туфы, туфосланцы и туфопесчаники. Различные литологические типы терригенно-осадочных пород неоднократно переслаиваются (конгломераты железистых кварцитов, метапесчаники, сланцы).

Метапесчаники образуют пачки и линзы протяженностью до тысячи метров при мощности от первых метров до 40—50, редко до 150—200 м. Мощные толщи песчаников содержат прослой сланцев и конгломератов. Обломочная часть представлена округлыми, угловато-окатанными и угловатыми зернами кварца, полевого шпата, магнетита (мартита), железной слюдки. Размеры минералов достигают 1—3 мм. Часто обломочная часть содержит до 15 % обломков железистых кварцитов курской серии размером до 1 см и больше. Цемент метапесчаников базальный серицит-кварцевый, кварц-хлорит-серицитовый, кварц-хлоритовый с тонкими включениями рудных минералов (магнетита, гематита).

Сланцы также довольно широко распространены в разрезе железисто-кремнистой кластогенной формации. Они образуют многократные переслаивания с метапесчаниками. Преобладающий состав их серицит-кварцевый, хлорит-серицит-кварцевый, карбонатно-серицит-кварцевый. В сланцах рассеяны обломочные зерна магнетита, мартита и железной слюдки.

Туфогенные сланцы и песчаники с прослоями железистых образований распространены на Остаповском участке в виде пластов и линз мощностью до 35—40. В их составе иногда отмечаются редкие мелкие обломки железистых кварцитов курской серии.

Кварцевые порфиры встречаются в виде маломощных пластов (10—15 м), залегающих среди охарактеризованных туфогенных толщ. Они имеют сургучно-красный цвет, среди их основной массы наблюдаются порфировые выделения кварца и полевого шпата размерами от 1 до 4 мм (10—25 %).

Терригенные песчанико-сланцевые породы, вмещающие железорудные образования оскольской серии, содержат специфический комплекс акцессорных аллотигенных минералов: магнетит (мартит), железную слюдку, циркон, апатит, ильменит, криоконит, лейкоксен.

Ж е л е з и с т о - к р е м н и с т ы е п о р о д ы. Железистые горизонты формации в основном являются кластогенными образованиями. В их составе отмечены продуктивные пласты и линзы конгломерат-брекчий, оруденелых гравелитов, метапесчаников, сланцев, железистых кварцитов, обломочных железных руд. Для железисто-кремнистых горизонтов характерна грубая седиментационная ритмичность, проявляющаяся как в толщах конгломератов, так и в более мелкозернистых обломочных образованиях.

Конгломерат-брекчии относятся к разряду седиментационных. Они в основном слагают базальные горизонты оскольской серии и неоднократно встречаются в разрезе оскольской серии, редко удаляясь от ее подошвы до 1500 м. Обломочная часть их представлена слабоокатанными, угловатыми и плитчатыми обломками железистых кварцитов — продуктами размыва железорудной толщи курской серии. Размеры обломков непостоянны — от 1—2 до 20—30 см и более.

Степень окатанности обломков различная и зависит от их вещественного состава. Хорошо окатанны гальки однородного состава (кварцевые, слабо-рудные и безрудные кварциты); обломки железистых кварцитов слабо окатаны, часто имеют уплощенную форму. Как правило, обломочная часть характеризуется большой сгруженностью (80—95 %), особенно у основания ритмов.

Цемент конгломерат-брекчий серицит-кварцевый, хлорит-кварцевый, карбонатно-кварцевый. В его составе значительный объем занимают рудные минералы (магнетит, железная слюдка), очень редко преобладают сульфиды (пирит). Метагравелиты занимают верхние части пачек и линз конгломератов. Изредка основания ритмов начинаются с метагравелитов, постепенно переходящих к кровле в оруденелые метапесчаники и сланцы.

Железорудные образования оскольской серии представлены также оруденелыми метапесчаниками и сланцами. Они образуют тела линзовидной формы, небольшой мощности, которые содержат кластогенные скопления мартита, магнетита, гематита. Отмечаются и тела железистых кварцитов (на Михайловском месторождении), имеющих внешнее сходство с хемогенными железистыми кварцитами курской серии. Но в отличие от последних в них иногда прослеживаются цементные структуры, отмечаются несоответствие между текстурой и составом, а также включения угловатых обломков тонкополосчатых хемогенных железистых кварцитов курской серии. Появляются прослои и типичных хемогенных кварцитов.

Все это свидетельствует о кластогенной природе железисто-кремнистых образований формации.

Геохимические особенности пород этой формации по элементам-примесям изучались в последнее время на Остаповском, Курбакинском и Жидеевском участках Северо-Западной полосы аномалий.

Рудные конгломераты, метапесчаники и метагравелиты содержат аналогичный по составу и близкий по содержаниям комплекс микроэлементов — Pb, Mn, Ti, Ni, V, Cu, Zr, Co, Cr, Ba, Sr, часто отмечаются Sn, Mo, Yb, Y, иногда Zn (табл. 27, по данным 243 анализов).

В ряду песчаники — алевролиты — сланцы содержания элементов различны. Так, концентрации Sn, Ni, V, Co, Cr, Y, Yb, Sr выше в пелитовых осадках (сланцах), чем в песчаниках, а Pb, Mo, Zr, Ba примерно одинаковы. У Mn и Ti более сложный тип распределения: от метагравелитов к песчаникам содержание Mn возрастает, а к сланцам несколько уменьшается; содержание Ti довольно резко увеличивается от песчаников к алевролитам, где оно достигает высоких значений, а затем в сланцах несколько уменьшается, но остается выше, чем в песчаниках.

Кварцевые порфиры характеризуются максимальным накоплением Sn, Yb и Zr. Содержания остальных элементов в них близко к таковым в терригенно-осадочных породах.

Железнослюдковые кварциты резко отличаются от всех типов вмещающих пород количеством обнаруженных элементов и их содержаниями. Постоянны в них лишь Mn, Cu, Zr, в некоторых пробах обнаружены Ti, Ni, Cr, Ba, Yb, Y.

Представляет интерес сопоставление хемогенных железистых кварцитов оскольской и курской серий. Несмотря на то что железистые кварциты

Таблица 27. Среднее содержание элементов-примесей в различных породах железисто-кремнистой метакогломерат-песчаниковой (кластогенной) формации, г/т

Элемент	Конгломерат-брекчи	Метагравелиты	Метапесчаники	Алевролиты	Сланцы	Железнослюдковые кварциты	Кварцевые порфиры
Be	2,13	0—3	2,1	62,0	2,22	—	4,22
Pb	10,5	7,5	9,9	10,0	9,57	10	11,36
Sn	3,44 *	0—2	2,3	0—4	4,02 *	—	5,45
Mn	532,4	425	822	483	761,4	980	750
Ti	2714,4	1250	2904	7333	4548,2	0—30	2713
Ni	15,22	10	15,8	25	28,82	0—10	11,59
Mo	1,0	—	0—3	0—1	0—3 *	—	0—3
V	25,11	12,5	22,6	33	34,47	—	18,86
Cu	40,27	40,0	30,3	30,3	43,0	61,0	26,8
Yb	1,24	1,0	1,1	2,3	1,35	0—1	1,9
Y	15,49	10,0	17,7	25,0	18,94	0—10	15,45
Zn *	30,32 *	—	0—75	0—75	31,3 *	—	28,6
Zr	85,11	55	84,1	35	88,94	16	233,4
Co	7,85	4,0	9,2	21,6	17,45	—	5,09
Cr	59,77	30,0	72,3	75	95	0—10	50,45
Ba	352,38	425	421,1	333	393,68	0—30	415,9
Sr	45,25 *	—	37,5	55	70,7 *	—	42,27
Количество анализов	90	2	63	3	57	5	23

* Элемент обнаружен не во всех пробах.

Таблица 28. Главнейшие характеристики

Формация	Возраст, серия	Породы, вмещающие железорудные образования	Стратиграфические взаимоотношения железистых кварцитов с вмещающими породами
Кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов)	Ранний архей, обоянская	Гнейсы, амфиболиты, кальцифиры	Согласное и чаще с резкими переходами. Малорудные разности отмечаются по периферии горизонтов
Метаультрабазит-базитовая	Поздний архей, михайловская	Амфиболиты, метадиабазы, гнейсы, сланцы, метапесчаники	Согласное. В метабазитах чаще малорудные и безрудные кварциты, в гнейсах и сланцах в основном рудные силикатно-магнетитовые. Малорудные разности по периферии горизонтов
Сланцевая (хемогенная)	Ранний протерозой, курская	Сланцы	Согласное. Четкая аутигенно-минералогическая зональность, характер которой зависит от мощности толщ железистых кварцитов
Метаконгломерат-песчанниковая (кластогенная)	Ранний — средний протерозой, оскольская	Метапесчаники, сланцы	Чаще залегают с разрывом на породах курской серии. Грубая дифференциация материала по крупности (грубая ритмичность). Аутигенно-минералогической зональности нет

оскольской серии не имеют ярко выраженной аутигенно-минералогической зональности (гематитсодержащие разности непосредственно могут контактировать с метапесчаниками, гравелитами и конгломератами), по внешнему облику, текстурно-структурным особенностям они похожи на кварциты курской серии. Сопоставляемые кварциты очень близки по составу и содержанию микроэлементов. Различия относятся к V, Sr, и Ba, которые в железистых кварцитах курской серии постоянны и повсеместно обнаруживаются в небольших концентрациях. В оскольских железистых породах V и Sr чрезвычайно редки, частота встречаемости Ba выше, но он также отмечается лишь в части проб. Цирконий, напротив, являясь редким элементом в железистых кварцитах курской серии, в оскольских обнаруживается постоянно. Для последних характерно также наличие небольших количеств Y и Yb.

На Курбакинском участке вскрыты кластогенные гематитовые руды брекчиевой текстуры. По составу и содержанию элементов они значительно богаче хемогенных железослюдковых кварцитов (см. табл. 12). В характерную ассоциацию входят 12 постоянно присутствующих элементов — Pb, Mn, Ti, Ni, V, Cu, Y, Yb, Zr, Sr, Ba, Co. Содержания их выше (особенно Ti и Mn).

От железорудных образований других формационных типов кластогенные руды оскольской серии отличаются постоянным содержанием Pb, Y, Yb. Изучались отношения характерных пар элементов в различных железорудных образованиях оскольской серии. В хемогенных железистых кварцитах величины отношений Ti/V меньше — 11,6 против 31,5 в кластогенных мартитовых рудах и 123 в рудных конгломератах. Отношение Ba/Sr в железослюдковых кварцитах 1—13 (из-за малой частоты встречаемости Sr достоверную среднюю величину получить невозможно). В кластогенных мартито-

железисто-кремнистых формаций КМА

Главные минералы железистых кварцитов	Текстура железистых кварцитов	Параметры железистых свит	Изотопный состав серы сингенетических пиритов $\delta^{34}\text{S}$, ‰
Кварц, магнетит, пироксены, амфиболы, реже гранат	Неясно-, линейно- и линзовиднополосчатые	Изометрически удлиненные	В гнейсах + 1,0
Кварц, магнетит, амфибол, зеленый биотит, гранат, реже хлорит, пироксены	Полосчатые, неяснополосчатые, реже близкие к массивным	Протяженные на десятки километров	В амфиболитах + 1,0
Кварц, магнетит, железная слюдка, куммингтонит, грюнерит, доломит, анкерит, биотит, зеленая слюдка	Всегда яснополосчатые, специфические для разных фациальных типов кварцитов	Протяженные на сотни километров	В сланцах свит: нижней +2,5, средней +3,6, верхней -6,1
Кварц, мартит, магнетит, железная слюдка	Линзово-слоистые, обломочные, реже полосчатые	Прерывисто-протяженные	Нет данных

вых рудах Sr нет, в конгломерат-брекчиях он отмечался в половине проанализированных проб. Для этих проб среднее значение отношения 16,5. Отношения Ni/Co в хемогенных кварцитах и кластогенных рудах находятся на одном уровне, а отношение CaO/MgO выше в кластогенных рудах.

На основании анализа мономинеральных фракций основных минералов пород оскольской серии установлены особенности распределения элементов-примесей в них. Магнетит является минералом-концентратором Mn, Ni, V, Cu, Cr, Co. При развитии процессов мартитизации происходит вынос элементов: в мартите содержания микроэлементов резко уменьшаются. Гематит очень беден элементами-примесями. Для него характерны повышенные содержания Ti, остальные обнаруженные в нем элементы (Mn и Cu) характеризуются более низкими концентрациями по сравнению с магнетитом, а Pb и V отмечаются лишь в некоторых фракциях. Кварц отличается самыми высокими содержаниями Ti по сравнению с другими минералами и присутствием Zr, Ba, Sr, Ag. В табл. 28 приведены главные характеристики описанных типов железисто-кремнистых формаций КМА.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на решение задач, важных для углубления формационного анализа докембрийских железонакоплений и для уточнения стратиграфического положения, строения и состава этих пород как основы предстоящего крупномасштабного геологического картирования КМА.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

О железисто-кремнистых формациях Украинского щита писали Н. П. Семеновко, Я. Н. Белевцев, М. Н. Доброхотов, П. М. Каниболоцкий, Г. И. Калаяев, А. И. Стрыгин, И. Н. Бордунов, Т. А. Скаржинская, О. М. Струева, В. И. Ганоцкий, В. Л. Бойко, Р. И. Сироштан, Г. В. Жуков, В. Д. Ладиева, Н. И. Половко, Е. Б. Глевасский, Л. Я. Ходюш, М. А. Ярошук, В. Ю. Фоменко и многие другие исследователи.

Железисто-кремнистые формации сосредоточены в Белоцерковско-Одесской, Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской, Западно-Ингулецкой синклинорных зонах, разделяющих мегаблоки Украинского щита; в Чертомлыкско-Верховцевской, Сурско-Токмаковской и Конкско-Белозерской — Приднепровского мегаблока, а также в Корсакско-Стульневском и Мангушском синклиниях Приазовского мегаблока.

Как правило, в этих синклинорных зонах и районах совмещены железисто-кремнистые формации нескольких типов, что указывает на унаследованность и длительность развития процессов железнакопления в определенных структурах, где железисто-кремнистые формации встречаются на разных стратиграфических уровнях. Незначительная часть железорудных образований приурочена к раннеархейским метаморфическим толщам западно-приазовской, днестровско-бугской и, возможно, аульской серий. Количество их возрастает в верхнеархейских толщах конкско-верховцевской серии, архей-нижнепротерозойских толщах бугской, ингуло-ингулецкой и центрально-приазовской серий, а основная масса сосредоточена в нижнепротерозойских толщах криворожской серии и ее возможных стратиграфических аналогах.

В процессе длительной истории исследований достаточно детально изучены геологическое строение основных районов распространения железисто-кремнистых формаций и их состав. Однако и сейчас продолжают существовать различные точки зрения на типизацию и возраст этих формаций. Противоречия обусловлены рядом субъективных и объективных причин: отсутствием единых принципов формационного анализа, четких критериев выделения конкретных формаций и определения их объема и наименования; ограниченностью реперных изотопных дат и их неоднозначной интерпретацией, расхождением представлений о первичной природе толщ, вмещающих железисто-кремнистые породы; существованием в природе переходных типов железисто-кремнистых формаций и разной изученностью конкретных объектов.

Наиболее достоверно выделены железисто-кремнистые формации двух основных типов: осадочная сланцевая криворожского типа и вулканогенная метабазитовая верховцевского типа (по основным районам развития). Изучение верхов разреза метаморфических толщ Белозерского и Гуляйпольского районов, в которых железисто-кремнистые породы ассоциируют не только со сланцами, но и с кислыми метавулканитами, послужило основанием для

выделения железисто-кремнистой формации, которую различные исследователи называли по-разному: кератофир-сланцевая железисто-кремнистая [72, 149, 150], лептитовая железисто-кремнистая [85]. Однако в связи с подобием строения подрудной (наличием в ее составе базальных конгломератов и сланцев) и продуктивной толщи, в которой железистые кварциты (в том числе гематитсодержащие) переслаиваются со сланцами, а также наличием богатых руд, сходных с криворожскими, ряд исследователей [6, 98] железисто-кремнистую формацию Белозерской зоны сопоставляют с криворожским типом.

Особенно много дискуссий возникало по мере изучения интенсивно метаморфизованных железорудных образований гранулитовых комплексов Украинского щита. При выделении и типизации железисто-кремнистых формаций этих комплексов исследователи применяли главным образом литологический подход, а также метод аналогии интенсивно метаморфизованных железорудных образований и связанных с ними пород со слабо метаморфизованными и более изученными типами железисто-кремнистых формаций УЩ. На основании наблюдавшихся породных парагенезисов, субъективно оценивавшегося объема и соотношения в них железисто-кремнистых, паралиноруд по мере изучения гранулитовых комплексов были выделены следующие железисто-кремнистые формации: гнейсовая, рассматривавшаяся в качестве высокометаморфизованного аналога нижнепротерозойской осадочной железисто-кремнистой формации криворожского типа [30, 141, 146], и метабазитовая, которая сопоставлялась с архейской вулканогенной железисто-кремнистой формацией верховцевского типа [38, 72]. Впоследствии была установлена частая пространственно-структурная связь железистых кварцитов не только с метавулканитами и гнейсами, но и с карбонатными породами (мраморами, кальцифирами). На этом основании были выделены осадочно-вулканогенные формации, получившие различные названия: карбонатно-железисто-метабазитовая, карбонатно-щелочноземельная железорудная, карбонатно-метабазитовая железисто-кремнистая [15, 68, 72, 90].

Таким образом, на основании узко литологического подхода и использования разного комплекса признаков в связи с гранулитовыми комплексами УЩ было выделено несколько железисто-кремнистых формаций различного (нередко спорного) возраста, типоморфные особенности которых были определены недостаточно строго. В связи с этим без достаточных оснований к различным железисто-кремнистым формациям были отнесены территориально близко расположенные железорудные образования, неразрывно связанные единым стратиграфическим и структурным положением, а также сходными палеотектоническими и палеогеографическими условиями формирования. Детальное изучение многочисленных высокометаморфизованных железорудных образований западной части УЩ, сопоставление их с такими других районов с использованием литотектонического принципа формационного анализа послужило основанием для отнесения подавляющего большинства высокометаморфизованных железорудных образований УЩ к самостоятельной единой осадочно-вулканогенной формации, которая по основным сочленам была названа карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой [195].

В соответствии с принятыми в данной работе критериями систематики железисто-кремнистых формаций Европейской платформы (табл. 8, 9), а также на основании существовавших ранее представлений в пределах УЩ выделены и описываются железисто-кремнистые формации трех основных генетических типов: вулканогенного, вулканогенно-осадочного и осадочного. Их положение в структуре УЩ показано на рис. 13 (составила М. Я. Ярощук на основе комплекта карт «Геология и металлогения Украинского щита» м-ба 1 : 1000000, 1984 г.). Выделение типов железисто-кремнистых формаций прежде всего обусловлено тектонической позицией и геодинамической обстановкой различных блоков и зон УЩ, с чем, в свою очередь, связаны различные состав и строение конкретных формаций, а также степень их метаморфизма. Основные генетические типы представлены несколькими

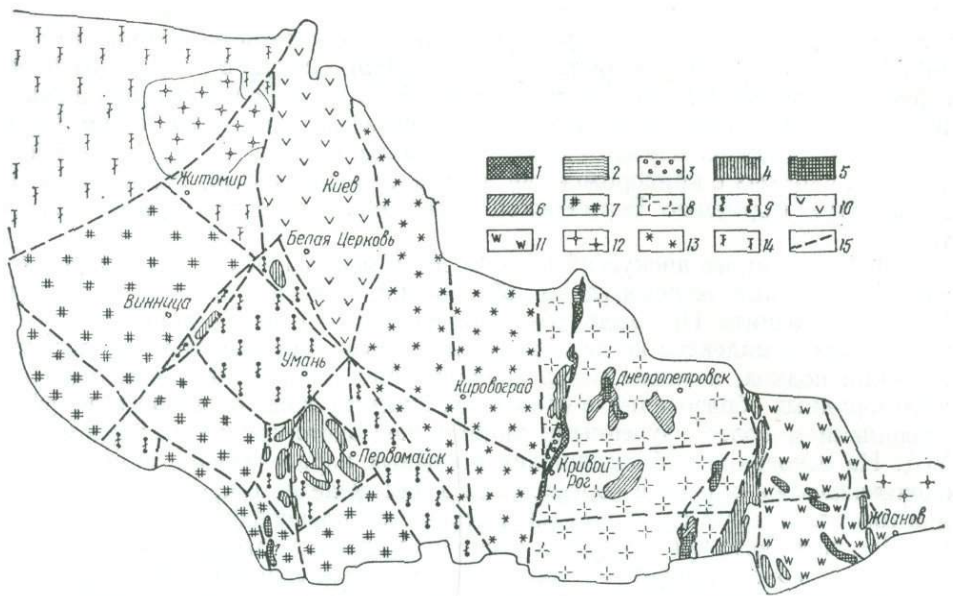


Рис. 13. Распространение железисто-кремнистых формаций Украинского щита.

Районы распространения железисто-кремнистых формаций. Осадочного типа — криворожская серия: 1 — сланцевой саксаганской свиты, 2 — доломит-метапесчанико-сланцевой гданцевской свиты, 3 — метаконгломерат-песчаниковой гданцевской свиты. Вулканоогенно-осадочного типа: 4 — кальцифир-метабазит-гнейсовой бугской, центрально-приазовской и ингуло-ингулецкой серий, 5 — метакератофир-туффит-сланцевой белозерской свиты конско-верховцевской серии и гуляйпольской свиты центрально-приазовской серии. Вулканоогенного типа: 6 — метавулканико-базитовой конской свиты конско-верховцевской серии. Области преимущественного развития разных метаморфических серий и ультраметаморфических комплексов: 7 — пород днестровско-бугской серии и гранитоидов немировского и бердичевского комплексов; 8 — пород аульской и конско-верховцевской серий и гранитоидов днепропетровского и сурско-токовского комплексов; 9 — пород бугской серии и гранитоидов бердичевского и кировоград-житомирского комплексов; 10 — пород росинско-тикичской серии и гранитоидов звенигородского и кировоград-житомирского комплексов; 11 — пород центрально-приазовской серии и гранитоидов западно-приазовского и приазовского комплексов; 12 — гранитоидов восточно-приазовского и коростенского комплексов; 13 — пород ингуло-ингулецкой серии и гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса; 14 — пород тетеревской, овручской и пугачевской серий и гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса

формациями, выделение которых обусловлено соотношением в них различных типов осадков и вулканитов, составом (основным, средним, кислым) и фациальной принадлежностью (к лавам, туфам, пирокластам) последних. Наименования формаций даны исходя из названий метаморфических аналогов основных разностей слагающих их пород.

Вулканоогенный тип представлен железисто-кремнистой метавулканико-базитовой формацией, приуроченной к низам разреза зеленокаменного пояса Среднеприднепровского блока и связанной с начальной рифтогенной стадией его развития.

В вулканоогенно-осадочном генетическом типе выделяются две железисто-кремнистые формации. Они отличаются строением, составом метавулкаников и степенью метаморфизма. Слабо метаморфизованная метакератофир-туффит-сланцевая формация приурочена к верхам разреза зеленокаменного пояса Среднеприднепровского блока и связана со стадией сжатия этого пояса. К близкому формационному типу относится железисто-кремнистая формация Гуляйпольской троговой зоны Приазовского блока. Основная масса железорудных образований гранулитовых комплексов объединена в вулканоогенно-осадочную кальцифир-метабазит-гнейсовую железисто-кремнистую формацию, которая приурочена к междублоковым зонам УЩ — Белоцерковско-Одесской, Западно-Ингулецкой, Орехово-Павлоградской и Центрально-Приазовской.

К осадочному генетическому типу отнесен ряд железисто-кремнистых формаций, приуроченных к внутриплатформенным прогибам. Они характеризуются тем, что в них либо совсем нет вулканитов, либо они развиты очень незначительно не только в продуктивной, но и в подстилающей и прикрывающей толщах. Этот тип развит в Криворожско-Кременчугской зоне и представ-

лен сланцевой хемогенно-осадочной железисто-кремнистой формацией доорогенного этапа развития, а также терригенно-хемогенно-осадочными карбонат-метапесчаник-сланцевой и метаконгломерат-песчаниковой железисто-кремнистой формациями посторогенного этапа развития.

Кроме основных типов железисто-кремнистых формаций на ряде участков УЩ установлены железорудные проявления, формационная природа которых достоверно не определена. Это железисто-кремнистые породы Восточного Новоданиловского и Новопавловского участков Орехово-Павлоградской зоны, приуроченные к раннеархейской западно-приазовской серии. Железисто-кремнистые породы образуют два (или более) линзовидных пласта мощностью от 3 до 45 м, тесно ассоциирующих с биотитовыми гнейсами, пироксенитами и амфиболитами.

На основании такой ассоциации описываемые породы отнесены к метабазит-гнейсовой формации, которая рассматривается в качестве интенсивно метаморфизованного аналога формации вулканогенного типа [72]. К этой же формации отнесены железисто-кремнистые породы зеленореченской свиты ингуло-ингулецкой серии, развитые на Ореховском и ряде других участков Западно-Ингулецкой зоны, тесно ассоциирующие с амфиболитами и гнейсами [156].

Незначительные по мощности (первые метры), протяженности (до 100 м), а также содержанию магнетита (до 10—15 %) кварц-силикатные сланцы, приуроченные к раннеархейской днестровско-бугской серии, спорадически установлены также в пределах Белоцерковско-Одесской зоны [101]. Видимо, наличие таких пород и масштабы их развития не являются основанием для выделения самостоятельной железисто-кремнистой формации; такие образования должны рассматриваться в качестве второстепенных сочленов других геологических формаций.

Спорной в связи с неясным структурным положением является формационная природа железисто-кремнистых пород Дальнезападных полос Криворожского района. Существует мнение о принадлежности их к сланцевой формации криворожского типа, блоки которой тектонически заклинены среди пород гданцевской свиты [170]. Высказана также точка зрения о развитии в гданцевской свите Криворожского района самостоятельной железисто-кремнистой формации, сходной с карбонат-метапесчаник-сланцевой Кременчугского района [145, 152].

Не ясна формационная природа железисто-кремнистых пород Федоровской троговой зоны Приазовского блока и Фрунзовской аномальной зоны в юго-западной части УЩ. Железисто-кремнистые породы этих зон слабо изучены в единичных пересечениях, полный разрез вмещающих их толщ не вскрыт. Они образуют линзовидные пласты среди мощных толщ кварц-биотит-амфиболовых сланцев, среди которых установлены также маломощные пачки метасоматически измененных карбонатных пород и амфиболитов. Генезис железисто-кремнистых пород Федоровской зоны некоторые исследователи считают метасоматическим [194]. Высказаны мнения о хемогенно-осадочной природе железисто-кремнистых пород Фрунзовской зоны [24] и их формационном подобии криворожскому типу, что соответственно определяет их перспективы и необходимость дальнейшего изучения.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНОГЕННОГО ТИПА

На УЩ этот тип представлен железисто-кремнистой метавултрабазит-базитовой формацией, основные районы развития которой находятся в Приднепровском тектоническом блоке.

Железисто-кремнистая метавултрабазит-базитовая формация

Комплекс пород, вмещающих железисто-кремнистую метавултрабазит-базитовую формацию, принимает участие в строении всех синформных синклинальных структур Приднепровского тектонического блока: Верхов-

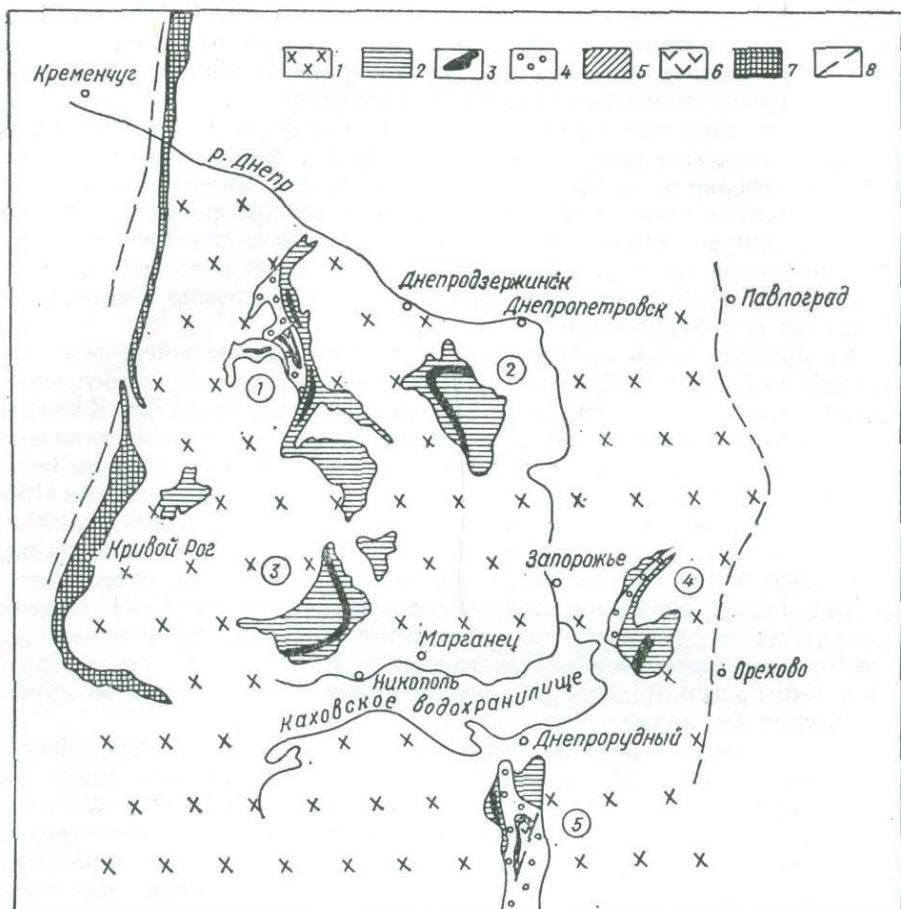


Рис. 14. Распространение железисто-кремнистых формаций Приднепровского тектонического блока:

1 — граниты и мигматиты днепропетровского и сурско-токовского комплексов, 2 — породы конкской свиты; формации: 3 — железисто-кремнистая метасульфид-базитовая верховцевского типа, 4 — вулканогенно-терригенная, 5 — железисто-кремнистая метакератофир-туфит-сланцевая белозерского типа; 6 — породы тепловской свиты, 7 — железисто-кремнистая сланцевая формация криворожского типа; 8 — глубинные разломы. Цифры в кружках — район развития железисто-кремнистой формации: 1 — Верховцевский, 2 — Сурский, 3 — Чертомлыкский, 4 — Конкский, 5 — Белозерский

цевской, Сурской, Чертомлыкской, Конкской и Белозерской (рис. 14). В каждой структуре описываемая формация повсеместно распространена на восточных и западных крыльях синклиналей. Например, в Верховцевской структуре она установлена на Домотканском, Самотканском, Восточно-Грановском, Алферовском и Малотепловском участках. По объему и положению в разрезе она отвечает средней подсвите конкской свиты конкско-верховцевской серии архея.

Породы железисто-кремнистой метасульфид-базитовой формации подстилаются и перекрываются согласно залегающими отложениями нижней и верхней подсвит конкско-верховцевской серии. В Верховцевском районе эти отложения представлены преимущественно амфиболитами и зелеными ортосланцами с редкими прослоями тальк-карбонатных сланцев и актинолититов. Базальные горизонты, метаморфизованные коры выветривания, признаки размыва и седиментационная ритмичность не зафиксированы.

В Чертомлыкском и Сурском районах в подстилающей железисто-кремнистую формацию нижней подсвите конкско-верховцевской серии также преобладают metabазиты, однако в ее разрезе установлен ряд отличительных признаков: 1) мощности метаэффузивов ультраосновного состава заметно возрастают; 2) наличие тонких пропластков метаандезитов, метадацитов и метариолитов, а также метатуфов и метатуфитов основного и среднего состава.

ва; 3) в Сурском районе — редкие маломощные прослои железистых кварцитов и единичные пропластки кварцевых и плагиоклаз-кварцевых метапорфиров.

Анализ состава толщи, перекрывающей железисто-кремнистую формацию верхней подсвиты конкско-верховцевской серии в Чертомлыкском и Сурском районах, свидетельствует о том, что при ее формировании базальтоидный вулканизм в значительной мере уступал место излияниям средних и кислых лав. Среди metabазитов, наряду с редкими прослоями метаультрабазитов, встречаются метадолериты, метариолиты, их метатифы и метатиффиты. Особенно велико содержание средних и кислых метаэффузивов в Чертомлыкском районе, где в верхах разреза верхней подсвиты конкско-верховцевской серии кислые метавулканиды составляют 30 % толщи.

Железистые кварциты в подстилающей и перекрывающей железисто-кремнистую формацию толщах встречаются чрезвычайно редко в виде маломощных пластов, протяженность которых не выяснена. Лишь в подстилающей толще Сурского района их доля слегка возрастает.

Железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая формация Верховцевского района отличается поразительной выдержанностью состава: на всех участках в ее разрезе выделяются семь пачек пород — четыре железистые и три разделяющие. Последние сложены метавулканидами основного, реже ультраосновного состава. Преобладают амфиболиты мелко-, средне- и неравнозернистые, массивные и рассланцованные; зеленые сланцы преимущественно альбит-хлорит-биотит-актинолитовые, кварц-альбит-карбонат-эпидот-хлоритовые, кварц-альбит-хлорит-роговообманковые. Реже разделяющие пачки сложены карбонат-тальковыми сланцами, талько-карбонатными породами, тальковыми и прохлоритовыми сланцами, актинолититами и тремолититами. Мощности пачек колеблются от 5 до 148, составляя чаще 30—85 м. Взаимоотношения железисто-кремнистых пород с метавулканидами повсеместно согласные.

Масштабы развития железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации и ее продуктивность на разных участках Верховцевского района показаны в табл. 29. Количество и мощность железистых пластов в железистых пачках всех участков (средняя подсвита белозерской свиты) и продуктивность пачек отражены в табл. 30. Пачки железисто-кремнистых пород имеют значение маркирующих; они выдержаны по простиранию, но не выдержаны по мощности и минеральному составу.

Все железистые кварциты — малорудные, изредка встречаются полурудные, рудные не установлены.

Железистые кварциты представлены силикат-магнетитовыми, изредка карбонат-силикат-магнетитовыми разностями. Количественно преобладают куммингтонит- и тюрингит-магнетитовые, нередко актинолит- и роговообманково-магнетитовые. Локально развиты родузит-, грюнерит-, пироксен-, сидерит-магнетитовые кварциты, встречаются гранатсодержащие. Главные минералы железистых кварцитов — кварц, магнетит, куммингтонит, актинолит, роговая обманка, тюрингит; локально встречающиеся — родузит, грюнерит, пироксены, сидерит; второстепенные — рипидолит, стильномелан,

Таблица 29. Параметры развития и продуктивность железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации Верховцевского района

Участок развития	Протяженность, км	Мощность, м			Площадь участка, км ²	Мощность железистых кварцитов, м	Процент железистых кварцитов в разрезе формации
		от	до	среднее			
Домотканский	2,7	250	500	375	1,0	64,0	20,0
Самотканский	5,0	—	—	755	3,8	89,0	10,5
Восточно-Грановский	15,0	480	800	640	9,6	82,0	21,0
Малотепловский	4,5	300	600	450	2,0	122,0	27,1
Алферовский	7,0	—	—	430	3,0	71,0	16,6

Т а б л и ц а 30. Характеристики железистых пластов в железистых пачках железисто-кремнистой метальтрабазит-базитовой формации Верховцевского района

Участок развития	Железистая пачка	Мощность, м	Количество железистых пластов	Мощность железистых пластов, м	Доля железистых кварцитов в разрезе формации, %
Домотканский	Четвертая	110,0	9	1,1—12,0	38
	Третья	18,0	7	0,1—2,7	34
	Вторая	79,4	6	0,3—5,4	19
	Первая	?	?	?	?
Самотканский	Четвертая	102,0	4	0,6—6,0	13
	Третья	22	1	22,0	100
	Вторая	225	7	0,1—9,0	9
	Первая	240	12	0,25—6,0	13
Восточно-Грановский	Четвертая	26	7	0,1—3,1	31
	Третья	30	5	0,9—5,4	50
	Вторая	130	23	0,15—5,0	38
	Первая	160	7	0,1—7,0	6
Малотепловский	Третья	84	2	4,0—10,0	17
	Вторая	40	2	1,0—3,0	93
	Первая	79	2	2,1—5,2	90
Алферовский	Четвертая	3,0—8,0	6	0,1—2,2	99
	Третья	23	1	23,0	100
	Вторая	18,0—31,5	2	5,0—10,5	51
	Первая	228	4	0,4—9,4	8

биотит, сидероплезит, анкерит, кальцит, пирротин, пирит, халькопирит, апатит, гранат, эпидот. Преобладают железистые кварциты сложно- и неравномернополосчатой текстуры; отмечаются тонко-, средне-, широко- и грубополосчатые разновидности. Структура большинства рудных прослоев плотно сростковая с элементами пористо-сростковой и силикатных — нематобластовая и лепидонематобластовая, кварцевых и карбонат-кварцевых — гранобластовая мозаичная, смешанных — нематогранобластовая. Химиче-

Т а б л и ц а 31. Средний химический состав железистых кварцитов железисто-кремнистой метальтрабазит-базитовой формации Верховцевского района, %

Породообразующий оксид и химический коэффициент				4	5
SiO ₂	47,21	51,54	58,49	44,49	43,63
TiO ₂	0,03	0,22	0,05	0,03	0,14
Al ₂ O ₃	2,32	7,17	1,16	0,25	2,88
Fe ₂ O ₃	25,45	16,13	12,73	34,61	28,44
FeO	14,03	12,58	16,37	15,18	18,34
MnO	0,05	0,14	0,25	0,16	0,05
MgO	1,11	3,76	1,84	1,81	1,83
CaO	3,74	3,19	5,14	2,40	2,12
Na ₂ O	0,09	0,07	0,10	0,20	0,23
K ₂ O	0,13	0,26	0,26	0,55	0,23
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,30	0,29	0,24
SO ₃	0,86	0,10	0,33	0,15	0,22
H ₂ O _{гигр}	0,12	1,13	0,54	0,27	1,53
П. п. п.	3,86	2,67	2,13	Не обн.	Не обн.
CO ₂	0,88	0,43	1,70	» »	» »
Сумма	100,06	99,58	100,39	100,39	99,88
O	0,82	0,58	0,35	1,02	0,70
A	3,65	11,87	2,24	0	0,14
C	10,63	9,53	17,16	5,86	5,46
F	81,43	63,05	72,02	88,01	87,79
M	4,29	15,55	8,58	6,13	6,61
FM	85,72	78,60	80,60	94,14	94,40
Количество анализов	9	7	4	5	6

Примечание. Кварциты: 1 — куммингтонит-магнетитовые, 2 — тюрингит-магнетитовые, 3 — актинолит-магнетитовые, 4 — роговообманково-магнетитовые, 5 — грюнерит-магнетитовые.

ский состав железистых кварцитов и вмещающих их пород приведен в табл. 31 и 32.

Внутреннее строение железистых пачек характеризуется субритмичным чередованием железистых кварцитов с метавулканитами без признаков цикличности.

В железисто-кремнистой формации развита исключительно закисная фация. Из-за постоянного чередования железистых кварцитов с метавулканитами и отсутствия терригенных пород установить положение береговой линии невозможно. Породы железисто-кремнистой метавулканито-базитовой формации, а также вмещающие их породы конкско-верховцевской серии метаморфизованы в условиях динамотермального регионального метаморфизма высокотемпературной эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фаций.

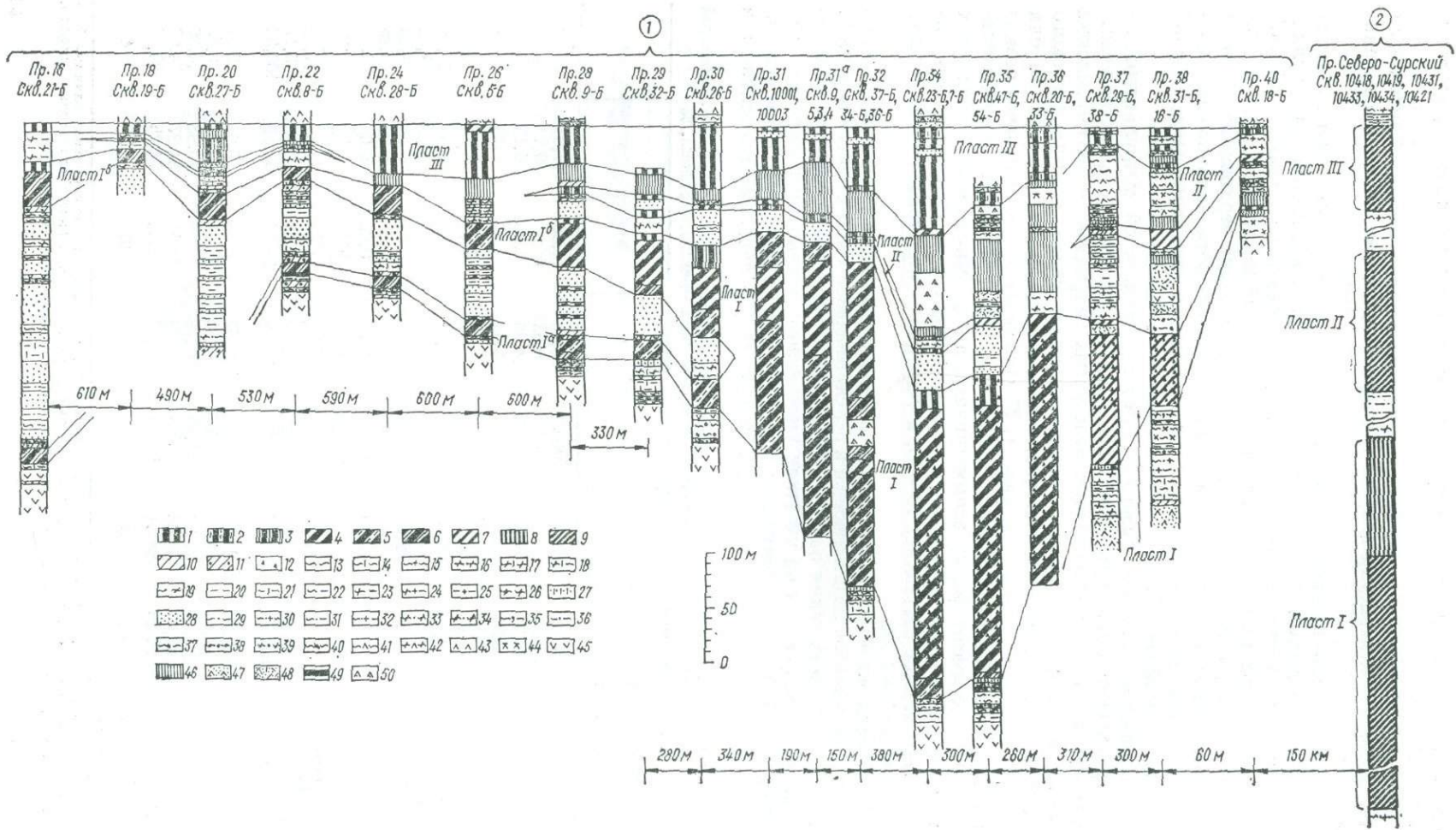
Наиболее типичные разрезы железисто-кремнистой метавулканито-базитовой формации Чертомлыкского и Сурского районов вскрыты на участках максимальной концентрации железистых кварцитов — Чертомлыкском месторождении и в районе Западно-Карнауховского участка Сурского района (рис. 15). На этих участках железистые кварциты образуют три или четыре пласта переменной мощности. У некоторых из них отмечены резкие раздувы мощности от нескольких десятков до 300 м. В местах раздувов пласты в плане имеют форму асимметричных линз, выпуклостью обращенных к предполагаемому основанию рудоносной формации. Протяженность отдельных пластов составляет 10—15, а участков с гипертрофированной мощностью до 3—4 км.

Пласты железистых кварцитов разделяются между собой и отделяются от метавулканитов подстилающей и перекрывающей толщ пачками нерудных пород. Мощность таких пачек соизмерима с мощностью рудных тел и закономерно возрастает на участках уменьшения мощности последних. Вещественный состав разделяющих пачек менялся по латерали. В Чертомлыкском районе в их разрезах преобладают кварц-сланцевые парасланцы и

Т а б л и ц а 32. Средний химический состав вмещающих пород железисто-кремнистой метавулканито-базитовой формации Верховцевского района, %

Породообразующий оксид и химический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,91	50,47	48,83	50,16	41,62	47,01	38,70
TiO ₂	0,90	1,07	0,26	0,53	н/о	0,29	0,26
Al ₂ O ₃	15,55	13,96	13,59	14,90	0,51	6,15	1,79
Fe ₂ O ₃	3,92	4,03	3,17	2,52	2,32	4,85	0,25
FeO	9,30	9,40	7,97	10,12	2,78	8,12	8,88
MnO	0,20	0,10	0,21	0,18	0,16	0,12	0,30
MgO	8,15	6,78	10,43	4,37	26,98	18,94	27,05
CaO	2,45	9,04	9,19	4,74	8,57	9,08	4,36
Na ₂ O	9,48	2,67	2,73	2,50	0,09	0,20	1,00
K ₂ O	0,19	1,08	0,41	1,52	0,01	0,05	0,26
P ₂ O ₅	0,11	0,10	He обн.	0,24	0,02	0,06	0,19
SO ₃	0,10	He обн.	» »	0,07	н/о	0,05	н/о
H ₂ O _{гигр}	0,07	0,03	0,06	2,15	0,15	0,20	0,76
П. п. п.	1,11	1,27	1,21	2,66	1,29	4,01	11,35
CO ₂	0,15	0,67	1,16	2,93	15,03	0,75	5,17
Сумма	100,59	100,67	99,22	99,59	99,53	99,88	100,32
A	26,56	21,14	18,81	28,52	0,56	7,04	2,01
C	7,64	24,85	23,20	16,60	17,11	18,71	8,72
F	30,73	27,93	21,36	33,79	7,49	19,98	14,30
M	35,07	26,08	36,63	21,09	74,83	54,27	74,97
ГМ	65,80	54,01	57,99	54,88	82,32	74,25	89,27
Количество анализов	16	13	25	7	10	7	4

П р и м е ч а н и е: 1 — амфиболиты, 2 — кварц-плаггиоклаз-роговообманковые сланцы, 3 — кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, 4 — кварц-альбит-карбонат-биотит-хлоритовые сланцы, 5 — тальк-карбонатные породы, 6 — актинолититы, 7 — прохлоритовые сланцы.



метапесчаники. И только на участках выклинивания продуктивной толщи парапороды постепенно заменяются вулканогенно-обломочными и в меньшей степени — вулканогенными. Однако и здесь не обнаружены контакты железистых пород с метаэффузивами. В Сурском районе нерудные пачки сложены метатупами с подчиненными слоями слюдяных и хлоритовых парасланцев. Продуктивность железистой толщи изменяется от 20 до 70 %.

В составе железорудных пластов выявлено значительное количество минеральных разновидностей железистых кварцитов. Наиболее широко развиты биотит-магнетит-карбонатные, магнетит-карбонатные и магнетит-хлорит-карбонатные, химические анализы которых помещены в табл. 33. Все железистые кварциты объединены в четыре технологических типа бедных железных руд: магнетит-карбонатные, силикат-магнетит-карбонатные, силикат-карбонатные и магнетит-силикатные.

Главными породообразующими минералами железистых кварцитов являются сидероплезит, магнетит, кварц, хлорит, биотит, грюнерит. Первые три относятся к метаморфизованным осадочно-диагенетическим, остальные к метаморфическим. Второстепенное значение имеют анкерит, альбит, кальцит, доломит. В незначительных количествах встречаются графит, апатит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит. Характерной особенностью этих железистых кварцитов является высокое содержание железистых карбонатов и силикатов (в сумме от 50 до 70 %).

Особенности распределения главных минералов в железистых кварцитах определяются осадочно-диагенетической слоистостью, унаследованной породами при метаморфизме. Прослеживается значительное количество минералогических разновидностей слоев [62], из которых к обычным относятся кварц-магнетит-карбонатные, кварц-карбонат-магнетитовые, магнетит-карбонатные, карбонатные, кварцевые, хлоритовые и биотитовые в карбонатсодержащих железистых кварцитах и кварц-магнетит-грюнеритовые, магнетит-грюнеритовые, биотитовые и кварцевые — в существенно амфиболовых железистых кварцитах. В связи с закономерной повторяемостью отдельных разновидностей или групп слоев слоистость железистых кварцитов носит ритмичный характер. Мощность слоев находится в основном в прямой корреляционной зависимости от мощности железорудных пластов и изменяется от 1—5 мм у тонко- и среднеслоистых кварцитов до нескольких сантиметров у грубослоистых. Максимальную мощность обычно имеют карбонатсодержащие и силикатные слои. Карбонатсодержащие имеют слоистость второго порядка.

Пространственное размещение минералогических разновидностей железистых кварцитов в пределах рудных пластов обусловлено аутигенно-минералогической и метаморфической зональностью. Признаки такой зональности сохранились в пластах или участках пластов, сложенных наименее

Рис. 15. Типы разрезов железисто-кремнистой метасульфидит-базитовой формации Среднего Приднестровья:

1 — магнетит-карбонатные железистые кварциты, 2 — хлорит-карбонат-магнетит-грюнеритовые железистые кварциты и кварцито-сланцы, 3 — магнетит-грюнеритовые и карбонат-магнетит-грюнеритовые железистые кварциты, 4 — биотит-магнетит-карбонатные железистые кварциты, 5 — карбонат-биотит-магнетит-грюнеритовые железистые кварциты и кварцито-сланцы, 6 — биотит-магнетит-грюнеритовые железистые кварциты и кварцито-сланцы; 7 — карбонатные и биотит-карбонатные кварциты, 8 — переслаивающиеся хлорит-магнетит-карбонатные, магнетит-карбонатные, магнетит-хлорит-карбонатные и хлорит-карбонатные кварциты и кварцито-сланцы, 9 — хлорит-карбонатные и магнетит-хлорит-карбонатные кварциты; *сланцы*: 10 — кварц-грюнеритовые, хлорит-биотит-кварц-грюнеритовые и другие, 11 — кварц-гранат-грюнеритовые, биотит-гранат-грюнеритовые, 12 — порфиروбластический магнетит, 13 — кварц-хлоритовые, 14 — хлорит-кварцевые, 15 — карбонат-кварц-хлоритовые, 16 — кварц-биотитовые, 17 — биотит-кварцевые, 18 — хлорит-биотит-кварцевые, 19 — кварц-биотит-хлоритовые, 20 — кварц-мусковитовые, 21 — мусковит-кварцевые, 22 — кварц-мусковит-хлоритовые, 23 — кварц-мусковит-биотитовые, 24 — кварц-карбонат-мусковит-биотитовые, 25 — кварц-карбонат-мусковитовые, 26 — гранат-кварц-биотитовые; 27 — кварциты; 28 — метапесчаники и сланцы хлорит-биотит-плагноклаз-кварцевые; *сланцы*: 29 — плагноклаз-хлоритовые, 30 — карбонат-плагноклаз-хлоритовые, 31 — кварц-плагноклаз-мусковит-хлоритовые, 32 — карбонат-хлорит-плагноклаз-мусковитовые, 33 — плагноклаз-биотитовые, 34 — кварц-гранат-плагноклаз-биотитовые, 35 — графит-плагноклаз-биотитовые, 36 — плагноклаз-мусковитовые, 37 — хлорит-плагноклаз-амфиболовые, 38 — гранат-кварц-хлорит-плагноклаз-амфиболовые, 39 — биотит-плагноклаз-амфиболовые, 40 — эпидот-плагноклаз-хлоритовые, 41 — хлорит-эпидот-амфиболовые, 42 — биотит-эпидот-плагноклаз-амфиболовые, 43 — метадолериты плагноклаз-амфиболовые, 44 — метадолериты эпидот-амфиболовые; 45 — амфиболиты; 46 — карбонат-талк-биотит-хлоритовые сланцы (лиственнитизированные ультрабазиты); 47 — метатупы и метатупы основного состава; 48 — метатупы и метатупы кислого и среднего состава; 49 — тектоническая брекчия с сульфидным цементом; 50 — диабазы дайковые. Цифры в кружках — районы: 1 — Чертомлыкский, 2 — Сурский

Т а б л и ц а 33. Средний химический состав основных разновидностей железистых кварцитов железисто-кремнистой метасульфидит-базитовой формации Чертомлыкского и Сурского районов, %

Породообразующий оксид и химический коэффициент													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	35,0	33,5	39,5	40,0	39,8	42,5	43,0	33,2	37,5	38,2	41,1	47,7	38,2
TiO ₂	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,1
Al ₂ O ₃	1,7	1,7	3,0	3,6	2,8	4,6	5,4	3,9	5,1	3,6	8,1	12,7	0,7
Fe ₂ O ₃	6,0	18,6	15,1	17,0	21,4	18,0	15,2	25,5	16,7	12,3	6,6	3,8	33,0
FeO	31,3	26,9	23,9	23,4	22,4	23,0	25,1	24,1	24,5	25,6	24,2	21,2	21,8
MnO	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,2	0,1	0,1
MgO	2,8	2,2	2,4	2,5	2,3	2,5	2,8	1,9	2,2	2,2	2,6	3,2	2,0
CaO	1,4	2,1	2,0	3,0	3,5	2,2	1,7	1,2	1,9	2,2	2,4	1,3	1,6
Na ₂ O	0,2	0,1	0,3	0,3	0,1	0,3	0,3	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,2
K ₂ O	0,2	0,2	1,2	1,4	0,3	1,3	1,7	0,5	0,1	0,4	1,2	1,8	0,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
SO ₃	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,2	0,6	0,5	0,3	0,1
A	3,1	2,3	5,0	5,1	3,9	6,5	7,6	5,1	7,1	5,4	14,2	22,1	0,9
C	4,0	5,3	5,7	8,1	9,2	5,8	4,3	2,7	4,8	6,0	6,9	4,0	3,6
F	81,6	84,9	80,6	77,6	78,7	78,2	78,1	85,8	80,6	80,0	68,5	60,1	89,3
M	11,3	7,5	8,7	9,2	8,2	9,5	10,0	6,4	7,5	8,6	10,4	13,8	6,2
FM	92,9	92,4	89,3	86,8	86,9	87,7	88,1	92,2	88,1	88,6	78,9	73,9	95,5
O	0,1	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	1,4

Примечание. Чертомлыкский район: 1 — карбонатные, 2 — магнетит-карбонатные, 3 — биотит-магнетит-карбонатные, 4 — карбонат-биотит-магнетит-грюнеритовые, 5 — карбонат-хлорит-магнетит-грюнеритовые, 6 — биотит-карбонат-магнетит-грюнеритовые, 7 — биотит-магнетит-грюнеритовые; Сурский район: 8 — хлорит-карбонат-магнетитовые, 9 — хлорит-магнетит-карбонатные, 10 — магнетит-хлорит-карбонатные, 11 — биотит-хлорит-карбонатные, 12 — биотит-карбонат-хлоритовые, 13 — магнетит-грюнеритовые.

метаморфизованными существенно карбонатными железистыми кварцитами. Проявляется зональность преимущественно по латерали и выражается в уменьшении содержания магнетита (практически до полного исчезновения) и увеличении сидероплезита в направлении выклинивания продуктивной толщи. В региональном масштабе увеличивается роль алюмосиликатов и уменьшается — магнетита в направлении от Чертомлыкского района к Сурскому. Аутигенно-минералогическая зональность в вертикальных разрезах рудных пластов выражена крайне слабо и представлена изменением количественных соотношений железистых карбонатов, магнетита и алюмосиликатов. Практически в каждом пласте железистых кварцитов можно выделить не более одной-двух литологических фаций, соответствующих одной аутигенно-минералогической зоне. В целом в границах железисто-кремнистой метасульфидит-базитовой формации, согласно классификации Л. Я. Ходюш [177], отмечаются две аутигенно-минералогические зоны: магнетит-сидерит-алюмосиликатная и магнетит-сидеритовая.

Т а б л и ц а 34. Содержание микроэлементов в железистых кварцитах железисто-кремнистой Среднего

Район	Количество	Ti	v	Cr	Co	Ni
Чертомлыкский	140	0,014	0,00048	0,0013	0,00035	0,005
Сурский	85	0,066	0,0071	0,012	0,0009	0,0087
Чертомлыкский и Сурский	225	0,033	0,0029	0,0053	0,0053	0,0064
Кларк в земной коре [21]	—	0,45	0,009	0,0083	0,0018	0,0058

Примечание: анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО Южургеология.

Более четко выражена в рудных телах метаморфическая зональность, проявляющаяся двояко: 1) в замещении существенно сидероплезитовых железистых кварцитов грюнеритовыми при переходе отдельных пластов из зоны зеленосланцевой в зону эпидот-амфиболитовой фации, 2) в развитии порфиробластического магнетита за счет сидероплезита в местах раздувов мощности пластов тех же существенно карбонатных железистых кварцитов.

Региональная минералогическая зональность железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой формации сопровождается геохимической и изотопно-геохимической изменчивостью. Например, железистые кварциты Сурского района по сравнению с аналогичными породами Чертомлыкского в среднем богаче глиноземом и беднее железом (соответственно $Fe_{общ} = 20-23$ и $27-34$ %, $Fe_{магн} = 5-11$ и $11-18$ %). В их составе, напротив, в два-три раза больше Ti, Ni, Co, Zn, Sn, в десять раз — V, Cr и Ga и в 20 раз — Pb (табл. 34). Изотопный состав углерода железистых карбонатов из железистых кварцитов Чертомлыкского района более легкий ($\delta^{13}C$ от $-9,8$ до $-11,0$ ‰), чем из таковых Сурского ($\delta^{13}C$ от $-7,2$ до $-8,7$ ‰), а кислород — более тяжелый ($\delta^{18}O = 13,8-14,7$ и $4,0-4,2$ ‰).

Железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая формация, кроме основных описанных районов Базавлукской структурно-фациальной зоны, развита в Конкско-Белозерской зоне. В Белозерском районе по составу и строению она не имеет каких-либо специфических черт, в Конкском сохранилась фрагментарно, мощность ее не превышает 200 м.

Железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая формация, согласно ранее принятой классификации [150], относилась к осадочно-вулканогенной эвгеосинклинальной киватинского или верховцевского типов.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА

На УЩ железисто-кремнистые формации этого генетического типа представлены двумя основными разновидностями, самостоятельность выделения которых обусловлена различным тектоническим положением, стратиграфической приуроченностью, строением, составом и степенью метаморфизма. К этому типу относятся железисто-кремнистая метакератофир-туффиит-сланцевая и железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая формации.

Железисто-кремнистая метакератофир-туффиит-сланцевая формация

Она развита в Белозерском и Верховцевском районах Приднепровского блока. К подобному формационному типу относятся, вероятно, железорудные образования Гуляйпольского района Приазовского блока.

Белозерский и Верховцевский районы

Железисто-кремнистая метакератофир-туффиит-сланцевая формация слагает ядра Верховцевской и Белозерской синклиналей (рис. 14). Она установлена на Тепловском, Грановском, Западно-Грановском и Кудашевском

метаультрабазит-базитовой формации Чертомлыкского и Сурского районов Приднепровья, %

Cu	Zn	As	Sr	Mo	Sn	Ba	Pb
0,006	0,0021	0,0046	—	0,00026	0,000027	0,032	0,000014
0,0054	0,0054	0,00408	0,00714	0,00023	0,000036	0,0219	0,000247
0,0058	0,0033	0,0044	0,0071	0,00025	0,000030	0,028	0,00010
0,0047	0,0083	0,00017	0,034	0,00011	0,00025	0,065	0,0016

участках Верховцевского района, а также на территории Северо- и Южно-Белозерского месторождений Белозерского района. Границы формации совпадают с границами верхней подсвиты белозерской свиты конкско-верховцевской серии.

Формация подстилается согласно залегающими породами средней подсвиты белозерской свиты — субритмичной толщей чередующихся метапесчаников и филлитовидных сланцев с редкими маломощными покровами кварцевых метакератофиров. Базальные горизонты и метаморфизованные коры выветривания не выявлены. Перекрывается согласно залегающими породами тепловской свиты конкско-верховцевской серии. В Верховцевском районе тепловская свита состоит из чередующихся метавулканитов ультраосновного и основного состава. В ее разрезе переслаиваются тальк-карбонатные породы, актинолититы, тремолититы и прохлоритовые ортосланцы с ортоамфиболитами и зелеными ортосланцами кварц-альбит-карбонат-хлоритового и кварц-карбонат-эпидот-хлоритового состава. В пределах Северо-Белозерского участка в составе тепловской свиты преобладают основные метавулканиты, на Южно-Белозерском месторождении — средние и кислые их разновидности. Среди пород тепловской свиты базальных горизонтов признаков выветривания и размыва не обнаружено.

Железисто-кремнистая метакератофир-туффиит-сланцевая формация Верховцевского района представлена чередованием железисто-кремнистых и разделяющих пачек. Последние сложены орто- и паропородами, соотношения между которыми на разных участках различны. Ортопороды представлены зелеными сланцами кварц-хлоритового и кварц-альбит-биотит-хлоритового состава, амфиболитами, реже актинолититами и хлорит-тальковыми сланцами. В верхней части разреза встречены два прослоя кварцевых метакератофиров, а также альбитофиры и порфириоиды. Паропороды представлены кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми филлитовидными сланцами, кварцевыми и альбит-кварцевыми метапесчаниками. Внутрiformационные перерывы в осадконакоплении и размывы не выявлены. Железисто-кремнистые породы залегают согласно с метавулканитами.

Характеристика описываемой формации на разных участках Верховцевского района приведена в табл. 35, 36. В каждой железистой пачке установлен один железистый пласт.

Таблица 35. Масштабы развития и продуктивность железисто-кремнистой метакератофир-туффиит-сланцевой формации Верховцевского района

Участок развития	Протяженность, км	Средняя мощность, м	Площадь, км ²	Мощность железистых кварцитов, м	Процент железистых кварцитов в разрезе формации
Тепловский	11,0	255—650 *	5,0	162,0	36,0
		450			
Западно-Грановский	3,0	450	1,4	15,0	3,3
Кудашевский	10,0	400	4,0	15,0	3,8

* В числителе — пределы мощностей, в знаменателе — среднее значение.

Таблица 36. Характеристика железистых пачек железисто-кремнистой метакератофир-туффиит-сланцевой формации Верховцевского района (средняя подсвита белозерской свиты)

Участок развития	Железистая пачка	Мощность железистых пластов, м
Тепловский	Четвертая	50,0—180,0
	Третья	8,0—38,0
	Вторая	60,0—200,0
	Первая	7,5—10,0
Западно-Грановский	Третья	2,0
	Вторая	6,0
	Первая	4,5—8,5
Кудашевский	»	15,0

Т а б л и ц а 37. Средний химический состав железистых кварцитов железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Верховцевского района, %

Породообразующий оксид и химический коэффициент	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,53	45,13	36,66	41,55	42,00
TiO ₂	He обн.	0,09	0,35	0,21	0,05
Al ₂ O ₃	0,23	2,18	6,45	1,20	0,67
Fe ₂ O ₃	33,81	17,37	18,76	21,01	27,61
FeO	15,00	20,85	24,70	24,31	21,59
MnO	0,06	0,45	0,29	0,44	0,14
MgO	0,84	1,78	3,00	2,59	0,58
CaO	1,43	2,70	1,10	1,87	0,92
Na ₂ O	He обн.	0,05	0,12	0,91	0,16
K ₂ O	0,05	0,07	1,80	0,80	He обн.
P ₂ O ₅	0,25	0,15	0,11	0,14	0,07
SO ₃	0,13	0,21	0,46	He обн.	He обн.
H ₂ O _{гигр}	He обн.	He обн.	0,18	0,09	0,06
П. п. п.	» »	» »	2,51	1,02	1,17
CO ₂	6,12	8,56	3,78	3,47	4,96
Сумма	100,45	99,59	100,27	99,61	99,98
<i>O</i>	1,01	0,38	0,34	0,39	0,58
<i>A</i>	0,29	3,54	8,56	1,67	1,03
<i>C</i>	3,81	7,72	2,72	4,65	2,34
<i>F</i>	92,82	81,67	78,67	84,55	94,58
<i>M</i>	3,08	7,07	10,05	9,13	2,05
<i>FM</i>	95,90	88,74	88,78	93,68	96,63

Количество анализов

28 12 4 9 6

Примечание: 1 — магнетит-сидеритовые, 2 — тюрингит-магнетит-сидеритовые, 3 — биотит-магнетит-сидеритовые, 4 — куммингтонит-магнетит-сидеритовые, 5 — грюнерит-магнетит-сидеритовые.

Т а б л и ц а 38. Средний химический состав вмещающих пород железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Верховцевского района, %

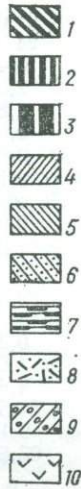
Породообразующий оксид и химический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	81,63	74,58	68,54	59,00	57,48	51,43	68,02
TiO ₂	0,35	0,27	0,30	0,44	0,46	0,77	0,36
Al ₂ O ₃	8,38	6,33	14,28	19,88	11,34	14,98	15,05
Fe ₂ O ₃	0,86	0,41	1,45	0,27	2,66	7,81	1,41
FeO	2,62	3,01	0,96	7,38	16,73	15,10	3,54
MnO	0,05	0,10	0,04	0,13	0,09	0,20	0,05
MgO	1,92	2,11	2,53	3,52	5,33	1,63	1,76
CaO	1,20	4,36	1,70	1,22	0,69	0,16	0,94
Na ₂ O	0,58	2,96	0,63	2,39	0,17	2,56	4,47
K ₂ O	0,41	0,67	4,19	2,41	0,12	0,74	1,29
P ₂ O ₅	0,26	0,05	0,15	0,28	0,08	0,31	0,12
SO ₃	0,26	0,36	0,32	0,05	0,18	0,10	0,59
H ₂ O _{гигр}	0,37	0,34	0,21	0,46	0,27	0,44	0,11
П. п. п.	1,29	2,04	1,90	2,03	4,73	1,30	2,46
CO ₂	0,51	1,99	2,65	0,67	0,09	2,51	0,13
Сумма	100,69	99,58	99,85	100,13	100,42	100,04	100,30
<i>A</i>	41,21	25,83	53,03	47,56	21,18	29,46	53,46
<i>C</i>	10,55	32,50	11,37	5,12	2,48	0,60	6,18
<i>F</i>	24,12	20,00	11,74	26,10	50,96	61,72	24,36
<i>M</i>	24,12	21,67	23,86	21,22	25,38	8,22	16,00
<i>FM</i>	48,24	41,67	35,60	47,32	76,34	69,94	40,36
Количество анализов	20	10	20	20	9	7	4

Примечание: 1 — кварцевые метапесчаники, 2 — альбит-кварцевые метапесчаники, 3 — кварц-сидеритовые филлитовидные парасланцы, 4 — кварц-хлорит-сидеритовые филлитовидные парасланцы, 5 — кварц-хлоритовые ортосланцы, 6 — кварц-альбит-биотит-хлоритовые ортосланцы, 7 — кварцевые метакератофиры.



Рис. 16. Разрез железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Белозерского района.

Кварциты: 1 — карбонат-магнетитовые и магнетитовые, 2 — хлорит-магнетит-карбонатные, 3 — магнетит-карбонатные и карбонатные; *сланцы:* 4 — кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые, 5 — кварц-хлоритовые и кварц-карбонат-хлоритовые, 6 — чередование магнетит-карбонат-хлоритовых, карбонат-кварц-хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев с метапесчаниками, 7 — сланцы стильпно-мелан-биотит-карбонат-магнетитовые, 8 — туфы кислого состава, 9 — чередование филлитовидных сланцев с метапесчаниками белозерской свиты, 10 — амфиболиты тепловской свиты



Железистые пачки имеют значение маркирующих, выдержаны по простиранию, но не выдержаны по мощности и минеральному составу.

Все слагающие их железистые кварциты являются малорудными, и только единичные — полурудными. На Тепловском участке встречен один пласт окисленных гетит-мартитовых кварцитов. В составе формации преобладают магнетит-сидеритовые кварциты, иногда с тюрингитом, биотитом, грюнеритом, куммингтонитом, анкеритом, стильпно-меланом. Главные минералы железистых кварцитов — кварц, сидерит, магнетит, тюрингит, локально развиты грюнерит, куммингтонит, биотит, стильпно-мелан, анкерит, гетит, мартит. Второстепенными минералами являются пирит, пирротин, халькопирит, апатит, гидрослюды. Преобладают железистые кварциты сложнополосчатой и неравномернополосчатой текстуры. Локально развиты тонко-, средне- и широкополосчатые разновидности. Структуры рудных прослоев плотно- и пористосростковые, карбонатных — гранобластовые, кварцевых — гранобластовые, смешанных — лепидо- и нематобластовые. Химический состав железистых кварцитов приведен в табл. 37.

Внутреннее строение железистых пачек очень пестрое, неоднородное. Железистые кварциты чередуются с прослоями метавулканитов и парапород, химические анализы которых представлены в табл. 38. Характер седиментационной ритмичности и цикличности — крайне неупорядоченный, обусловленный различными масштабами вулканизма на разных участках; никаких закономерностей во внутреннем строении пачек не выявлено.

Породы железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Верховцевского района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. В разрезе развита исключительно закисная фация. Аутигенно-минералогическая зональность и упорядоченность в строении седиментационного профиля в пластах железистых кварцитов отсутствуют.

В Белозерском районе с железистыми кварцитами железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации связаны залежи богатых гематитовых руд саксаганского типа, а в пределах Северо-Белозерской структуры — магнетитовые руды первой категории.

Верхнебелозерская подсвита, вмещающая железисто-кремнистую метакератофир-туффит-сланцевую формацию Белозерского района, расчленяется на три горизонта: нижний — сланцевый, средний — железорудный и верхний — железорудно-сланцевый (рис. 16).

Нижний горизонт с небольшими и редкими перерывами прослеживается по простиранию повсеместно. Мощность его изменяется от 10 до 125, иногда достигая 200 м. Почти на всем протяжении он разделяется на три подгоризонта. Нижний подгоризонт сложен кварц-хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами с прослоями карбонатных и магнетит-карбонатных кварцитов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Средний прослеживается без перерывов с изменением мощности от 10 до 60 м. В его составе преобладают кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, подчиненное значение имеют маломощные прослои кварцевых

метапесчаников и метаалевролитов. Верхний подгоризонт сложен кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами, имеющими постепенные переходы к железистым кварцитам среднего железорудного горизонта. Мощность его варьирует от 5 до 30 м, в редких случаях он выклинивается.

Средний (железорудный) горизонт верхнебелозерской подсветы разбурен наиболее детально и хорошо изучен. В нем преобладают карбонат-магнетитовые разновидности железистых кварцитов. Они в основном окислены и вмещают тела дисперсногематит-мартитовых руд. Мощность горизонта 100—300 м. В нем выделяются три подгоризонта [69]. Нижний мощностью 10—40 м сложен хлорит-магнетит-карбонатными кварцитами. В составе среднего, мощность которого изменяется от 100 до 180 м, резко преобладают карбонат-магнетитовые кварциты, слагающие верхнюю, наиболее мощную часть его разреза. В нижней части подгоризонта прослеживается пачка (50—80 м) существенно магнетитовых кварцитов, содержащих осадочно-диагенетическую железную слюдку. Верхний подгоризонт имеет мощность 10—45 м и сложен, как и нижний, хлорит-магнетит-карбонатными железистыми кварцитами.

Верхний (железорудно-сланцевый) горизонт мощностью 40—130 м включает четыре подгоризонта. В первом подгоризонте в нижней части (15—20 м) переслаиваются магнетит-карбонат-хлоритовые, карбонат-кварц-хлоритовые, кварц-хлоритовые сланцы с редкими прослоями хлорит-кварцевых метапесчаников, метаалевролитов и безрудных кварцитов. Второй подгоризонт сложен хлорит-магнетит-карбонатными кварцитами, аналогичными железистым кварцитам верхнего подгоризонта железорудного горизонта. Мощность его 20—35 м. В разрезе третьего подгоризонта преобладают стильпномелансодержащие железистые сланцы и кварцито-сланцы стильпномелан-биотит-карбонат-магнетитовые, стильпномелан-магнетитовые и др. Мощность этого подгоризонта 35—100 м. В составе четвертого подгоризонта развиты кварц-хлоритовые сланцы, в меньшей мере—биотит-кварц-хлоритовые сланцы и хлорит-кварцевые метапесчаники и метаалевролиты, а также пачки мощностью до 20 м метатуфов и туфосланцев кислого состава субщелочного ряда. Мощность подгоризонта по одной из скважин составляет 120 м. Степень выдержанности его по простиранию не выяснена. На разных стратиграфических уровнях в разрезе верхнего горизонта верхнебелозерской подсветы установлены залежи метариолитов.

Сингенетические бедные железные руды формации представлены двумя петрографическими типами: железистыми кварцитами и железистыми кварцито-сланцами [175, 177]. Железистые кварциты образуют ряд минералогических разновидностей: сидероплезит-магнетитовые, магнетит-сидероплезитовые, магнетитовые, хлорит-сидероплезитовые, сидероплезитовые, стильпномелан-биотит-сидероплезит-магнетитовые. Первые три резко преобладают в количественном отношении. Главные породообразующие минералы представлены магнетитом (3—40 %), сидероплезитом (15—42 %), кварцем (35—53 %), хлоритом (0—11 %). Из второстепенных отмечаются пистомезит, анкерит, грюнерит, альбит, эмульсневидный и таблитчатый гематит, апатит, пирит, халькопирит, пирротин. В магнетитовых кварцитах повышается содержание магнетита (30—60 %), а в хлорит-карбонатных — сидероплезита (40—60 %).

Все разновидности железистых кварцитов характеризуются четкими слоистыми текстурами, обусловленными сочетанием в разных комбинациях слоев существенно магнетитового, кварцевого или силикатного состава, а также промежуточных (смешанных) по минеральному составу. Различается слоистость первого и второго, реже — третьего порядка. В зависимости от мощности выделяются тонкослоистые (1—3 мм), среднеслоистые (3—5 мм), широкослоистые (5—10 мм) и грубослоистые (>10 мм) разновидности пород.

Железистые кварцито-сланцы в разрезе формации развиты ограниченно. Минеральные разновидности их очень разнообразны, в частности стильпномелансодержащие, состав изменчив на коротких расстояниях, степень дифференциации минералов по слоям меньше. Текстуры у этих пород широко-

слоистые, неяснослоистые, иногда массивные. Чаще наблюдается чередование силикат-магнетит-карбонатных и карбонат-кварцевых слоев. Основное количество магнетита — главного рудного минерала железистых кварцитов — сосредоточено в магнетитовых, кварц-магнетитовых и сидероплезит-магнетитовых слоях. Размеры монокристаллов магнетита колеблется от тысячных долей до 1—2 мм, чаще не превышая сотых долей миллиметра. Размеры полиэдрических сростков магнетита также изменяются в широких пределах — от 0,02 до 2,5, чаще составляя 0,02—0,07 мм. Известны две структурные формы распределения магнетита в рудах — сростковая и вкрапленная. Первая представлена преимущественно петельчато-сростковой агрегацией, реже — сплошными срастаниями. Среди вкрапленных структур различаются сростково-вкрапленные и зернисто-вкрапленные. Первые бывают с полиэдрической и округлой (микроконкреционной) формами сростков. Из химических примесей в магнетите в заметных количествах обнаружены лишь Ti (0,18—0,40 %), меньше Co (0,001—0,003 %), Ni (следы — 0,003 %), V (0,0001—0,0003 %), Zп (0,01—0,03 %), Cu (0,0001—0,0003 %), Mn (0,01—0,03 %). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в них 0,5—10,0 ‰.

Сидероплезит — второй по значению рудный компонент железистых кварцитов. Обычно он образует гранобластовые агрегаты с размерами зерен 0,01—0,08 мм. Химический состав его варьирует в таких пределах (в %): FeCO_3 66—83; MgCO_3 13—29; CaCO_3 1—7; MnCO_3 0—7 [176]. Спектральным анализом в сидероплезите обнаружены Zn (0,0n — 0, n), Ba (0,0n), Ni, Co, Cu и Cr (0,000n), следы Sn и V. Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ в сидероплезитах от —7,6 до —9,1, а кислорода $\delta^{18}\text{O} = 10,0—19,0$ ‰.

Химический состав железистых кварцитов закономерно изменяется в вертикальном разрезе формации в соответствии с изменением минерального состава. Из табл. 39 видно, что от периферии к центральным частям железорудной толщи увеличивается содержание общего и связанного в магнетите железа, уменьшается количество глинозема, оксида магния и диоксида углерода. В целом железистые кварциты и кварцито-сланцы отличаются низкими содержаниями фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,06—0,09$ %) и серы ($\text{SO}_3 = 0,06—0,10$ %).

Т а б л и ц а 39. Средний химический состав железистых кварцитов железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Белозерского района

Породообразующий оксид и химический коэффициент	Нижний горизонт	Средний горизонт и подгорizontы			Верхний горизонт
		нижний	средний	верхний	
SiO_2	43,89	45,02	43,24	45,32	44,51
TiO_2	0,09	0,05	0,04	0,11	0,09
Al_2O_3	3,73	1,86	1,18	2,55	2,41
Fe_2O_3	16,42	17,58	23,15	14,88	18,18
FeO	21,41	20,95	19,51	22,20	21,49
MnO	0,22	0,31	0,37	0,33	0,21
MgO	3,02	2,32	2,12	2,82	2,99
CaO	1,00	0,54	0,53	0,44	0,71
Na_2O	0,26	0,16	0,18	0,28	0,33
K_2O	0,30	0,20	0,10	0,29	0,50
P_2O_5	0,08	0,09	0,08	0,06	0,06
SO_3	0,06	0,10	0,06	0,08	0,08
П. п. п.	9,17	10,89	7,71	11,84	8,37
CO_2	5,91	9,51	6,48	8,68	5,71
Сумма	99,65	100,07	98,27	100,2	99,93
$\text{Fe}_{\text{общ}}$	—	33,6	36,5	28,7	28,4
$\text{Fe}_{\text{магн}}$	—	18,4	24,0	10,0	13,4
A	6,13	3,17	1,87	8,04	3,58
C	2,90	1,70	1,44	1,46	1,75
F	79,42	35,57	88,45	82,08	83,71
M	11,56	9,56	8,42	11,45	11,09
O	0,41	0,05	0,59	0,32	0,36
Количество анализов	7	13	56	28	29

Таблица 40. Содержание микроэлементов в железистых кварцитах железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации Южного и Переверзевского участков Белозерского района, %

Элемент	Содержание в железистых кварцитах	Кларк в земной коре [21]	Элемент	Содержание в железистых кварцитах	Кларк в земной коре [21]
Mn	0,2	0,1	Zn	0,0006	0,0083
Ti	0,047	0,45	Pb	—	0,0016
Cr	0,0175	0,0083	Sn	—	0,00025
Ni	0,0025	0,0058	Mo	—	0,00011
Co	0,0004	0,0018	Nb	—	0,002
V	0,0024	0,009	Ta	—	0,00025
Cu	0,0036	0,0047	Sr	—	0,065

Примечание: Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО Южукргеология.

На уровне кларковых содержаний в рудах выявлены Zn, Co, Cr, Ti, Mn, V (по данным 448 анализов, табл. 40). Железистые породы верхнего железорудно-сланцевого горизонта содержат дополнительный набор микроэлементов — Pb, Sn, Mo, Nb, Ta, Sr, Ba.

Таким образом, железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация Белозерского района имеет средние масштабы развития как по площади, так и по мощности и является составной частью разреза мощной рудоносной формации вулканогенно-осадочного типа.

В соответствии с существовавшими ранее классификациями [150], железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация относилась к формации белозерского или балтийского типа.

Гуляйпольский район

В пределах Приазовского блока железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация приурочена к изолированной брахиосинклинали размером 3×9,5 км, расположенной в северо-западной части Приазовского блока. В структурном отношении она находится в северной части Сорокинско-Гуляйпольской структурно-формационной зоны, пересекающей Приазовский блок от побережья Азовского моря до Орехово-Павлоградского линеамента. Отложения зоны несогласно залегают на архейском фундаменте, характеризуются более слабым по сравнению с породами «рамы» метаморфизмом (эпидот-амфиболитовая фация) и незначительным проявлением процессов ультраметаморфизма. Различие в абсолютном возрасте между архейскими плагиогранитами «рамы» и породами, слагающими структуру, (200—600 млн лет) позволяет отнести описываемые отложения к нижнему протерозою, что подтверждается находками органических остатков микрофитофосилий, подобных установленным в гданцевской свите криворожской серии.

В пределах Сорокинско-Гуляйпольской зоны выделяются две свиты: гуляйпольская, вмещающая железисто-кремнистую формацию, и подстилающая ее осипенковская.

Отложения осипенковской свиты развиты в пределах всей структурно-формационной зоны и слагают нижний структурный этаж (рис. 17). С учетом латеральных различий они представлены комплексом терригенных субритичных отложений (от метагравелитов до высокоглиноземистых метапелитов) в ассоциации с железисто-кремнистыми образованиями и метавулканитами. Состав метавулканитов изменяется от ультраосновного — основного в юго-восточной части зоны до основного — среднего в районе Гуляйполя. Отложения метаморфизованы до уровня гнейсов и слабо мигматитизированы. Вниз по разрезу степень мигматитизации возрастает, затушевывая контакт с породами «рамы». Верхний контакт осипенковской свиты с гуляйпольской резкий, отмеченный стратиграфическим и структурным несогласием. Закономерное строение гнейсовой толщи осипенковской свиты, тесная парагенети-

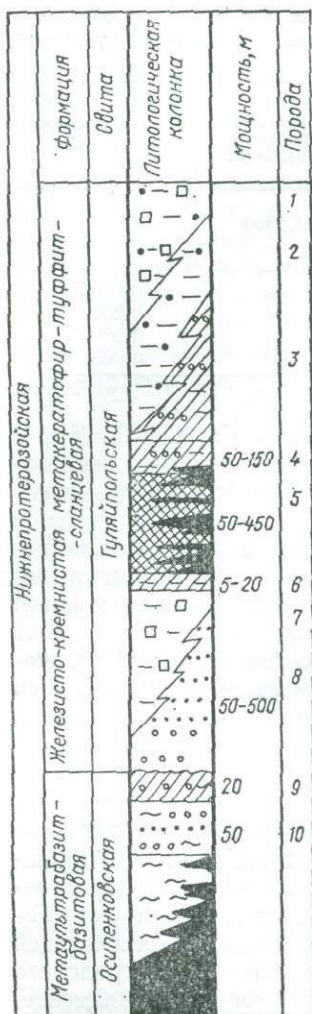


Рис. 17. Сводный геологический разрез отложения Гуляйпольской брахисинклинали.

Породы: 1 — черные графитосодержащие филлитовидные сланцы с порфиробластами высокоглиноземистых минералов, 2 — черные графитосодержащие филлитовидные сланцы, 3 — черные сланцы и кварцито-сланцы ядерной части структуры, 4 — сланцы и кварцито-сланцы верхней переходной пачки, 5 — железистые кварциты, 6 — сланцы нижней переходной пачки, 7 — сланцы филлитовидные с порфиробластами высокоглиноземистых минералов, 8 — метапесчаники и метагравелиты кварцевые и полимиктовые, 9 — кварцито-гнейсы с прослоями железисто-кремнистых образований, 10 — гнейсы и кварцито-гнейсы; 11 — гнейсы, 12 — метакератофиры, 13 — нерасчлененные породы осипенковской свиты, 14 — границы свит. Заштриховано — комплексы пород, содержащие железисто-кремнистые образования

ческая связь пород позволяют выделить ее в ранг геологической формации, отвечающей раннему этапу развития подвижной зоны.

Железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация по объему соответствует гуляйпольской свите. На отложениях осипенковской свиты она залегает с перерывом, через горизонт базальных метагравелитов. Верхняя граница определяется глубиной эрозионного среза. Гуляйпольская свита делится на три части, стратиграфически отвечающие подсвитам. Это нижняя подрудная толща, сложенная слюдястыми кварцитами и филлитовидными высокоглиноземистыми сланцами, средняя — продуктивная и верхняя — кварцито-сланцев и филлитовидных сланцев, отличающаяся от нижней повышенной железистостью пород и наличием графита.

Подрудная толща характеризуется резкой латеральной изменчивостью состава и мощности. Вблизи центра брахисинклинали преобладают крупнозерни-

стые метапесчаники, мощность которых не превышает 50—80 м. В направлении к периферии структуры одновременно с увеличением мощности в породах увеличивается пелитовая составляющая и наблюдается переход к филлитовидным сланцам. В северо-западной части структуры мощность отложений максимальна и достигает 500 м. Фациально эти образования представлены осадками высокой степени зрелости — филлитовидными высокоглиноземистыми сланцами. Наблюдается увеличение количества железистых горизонтов, переслаивающихся с филлитовидными сланцами. Можно предположить, что в уничтоженных эрозией частях структуры существовало многократное переслаивание железисто-кремнистых и сланцевых горизонтов, напояющее строение продуктивной толщи Криворожской формации.

Разрез подрудной толщи (рис. 17) начинается кварцевыми и полимиктовыми метапесчаниками и метагравелитами. Цвет пород белый, желтый, розовый. Текстура массивная или неяснослоистая. Структура бластопаппитовая, бластопсефитовая. Отмечаются регрессивные изменения обломочных зерен полевого шпата и темноцветов. Вверх по разрезу метапесчаники сменяются филлитовидными сланцами. Переход постепенный, через переслаивание обеих разновидностей пород. Сланцы серебристо-серые двуслюдяные филлитовидные. Текстура сланцеватая. Структура порфиробластическая с лепидогранобластовой основной тканью. Минеральный состав (в %): кварц 20—40, биотит 5—15, серицит 30—55, ставролит, андалузит 5—40, турмалин, циркон, пирит.

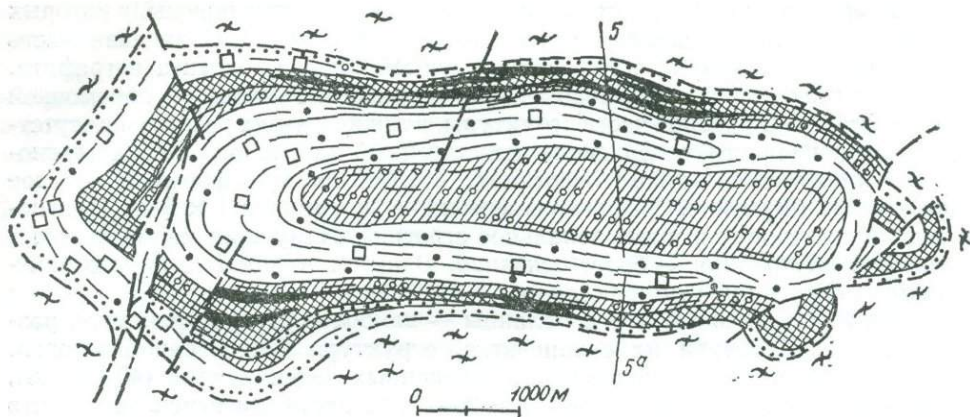


Рис. 18. Геологическое строение Гуляйпольского железорудного месторождения.
Усл. обозначения те ж, что и на рис. 17

Продуктивный горизонт гуляйпольской железисто-кремнистой формации представлен пластом железистых кварцитов, прослеживаемым без перерывов по всему периметру структуры (рис. 18). Вниз по падению крутопадающих крыльев брахисинклинали отмечаются уменьшение мощности рудного пласта и латеральное замещение железисто-кремнистых пород вулканогенными. Мощность рудного горизонта в плане структуры определяется эрозионным срезом участков, имеющих разное латеральное положение. Наибольшие мощности его (до 450 м) прослежены на северо-западе, где фациальная принадлежность подстилающих отложений указывает на периферическое положение участка с глубоководным режимом. Нижний контакт продуктивного горизонта согласный, постепенный, через переходную пачку переслаивания безрудных кварцитов, биотит-гранатовых и куммингтонитовых сланцев с малорудными магнетит-куммингтонитовыми кварцитами (рис. 17). Основное количество железа в переходной пачке связано в силикатах ($Fe_{\text{общ}} = 12-27$, $Fe_{\text{магн}} = 1-7$ %). Мощность нижней переходной пачки составляет 5—20 м. Рудный горизонт гуляйпольской железисто-кремнистой формации представлен карбонат-биотит-куммингтонит-магнетитовыми кварцитами массивными, слабо дифференцированными, разнополосчатыми, недислоцированными. Пласт имеет монотонное строение, сланцевых прослоев нет. Слабо проявленная плейчатость прослеживается лишь в северо-западной части месторождения. Минеральный состав таков (в %): кварц 30—50, магнетит 20—35, куммингтонит 15—25, биотит 5—15, карбонат 5—10. Встречаются разновидности, содержащие до 15 % калиевого полевого шпата. Латеральные изменения железистых кварцитов выражаются в увеличении содержания биотита в центральных, а карбоната — в периферических участках структуры. Содержание железа в кварцитах постоянно и составляет $Fe_{\text{общ}} 24-27$, $Fe_{\text{магн}} 12-20$ %, $Fe_{\text{общ}}/Fe_{\text{магн}} 1,4-1,8$. Мощность продуктивного горизонта от 30—50 в центре до 450 м на периферии структуры. Верхняя переходная пачка мощностью 50—150 м сложена переслаивающимися магнетитовыми и безрудными кварцитами с железисто-силикатными сланцами и кварцито-сланцами. Большое количество железистых силикатов (преимущественно граната и куммингтонита) обуславливает высокие содержания $Fe_{\text{общ}}$, равные 12—20 при $Fe_{\text{магн}} = 3-8$ % и $Fe_{\text{общ}}/Fe_{\text{магн}} = 3-5$.

Толща пород, перекрывающих продуктивный горизонт формации, сложена терригенными отложениями. Они характеризуются резкой латеральной изменчивостью, четко проявленным флишеидным строением, а также ассоциацией кластогенных и железисто-кремнистых образований. Породы сложены черными графитсодержащими филлитовидными сланцами, кварцито-сланцами и ассоциирующими с ними железисто-силикатными сланцами. Низы толщи и ядерная часть брахисинклинали сложены кварцито-сланцами. К периферии структуры они имеют латеральные переходы в черные филлитовидные и далее в порфиробластические высокоглиноземистые сланцы.

Кварцито-сланцы представляют собой тонкослоистые породы, в которых прослои сланцев чередуются с обломочными кварцитами. Сланцевая часть сложена слабо раскристаллизованной массой кварца, биотита и графита. Обломочный материал преимущественно кварцевый с угловатой, обломочной формой зерен. В ядерной части структуры, а также в низах разреза присутствуют разновидности, содержащие кластогенный плагиоклаз. Зерна плагиоклаза имеют идиоморфные очертания, призматическую форму и простое двойниковое строение. Средние размеры их не превышают 1×5 мм. Плагиоклаз гранулирован и имеет зональное строение. Наружная кайма отвечает альбиту, внутренняя — более основная. В низах толщи плагиоклаз замещается структурным микроклином.

Графитосодержащие черные сланцы — наиболее распространенная разновидность. Текстура их сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Они состоят из слабо индивидуализированных зерен кварца (40—55 %), листообразного коричневого биотита (20—45 %), тонкодисперсного графита (5—7 %). В переменных количествах отмечаются гранат, куммингтонит, турмалин. Разновидности, содержащие до 40 % ставролита и андалузита, имеют порфиробластовую структуру.

Зеленые магнетит-биотитовые порфиробластовые сланцы встречаются вместе с кварцито-сланцами в низах толщи, перекрывающей продуктивный горизонт формации. Это темно-зеленые сланцеватые породы с порфиробластовыми выделениями магнетита размером 1—3 мм, расположенными в виде размытых полос или равномерно распределенными в основной массе. Минеральный состав (в %): кварц 40, зеленый биотит 30, магнетит 5—20, карбонат, куммингтонит, гранат.

Железисто-силикатные (гранатовые, куммингтонитовые) сланцы широко распространены среди кварцито-сланцев центральной части структуры. Они образуют отдельные тела мощностью до нескольких метров или в виде маломощных прослоев входят в состав ритмов флишовой толщи. Изредка сланцы ассоциируют с отдельными маломощными (до 6 м) телами железистых куммингтонит-магнетитовых кварцитов.

Метавулканы, широко распространенные на стратиграфическом уровне железистого горизонта, являются характерной особенностью гуляйпольской железисто-кремнистой формации [40, 41]. Они встречаются в виде отдельных пластовых тел или их серий практически на всех участках Гуляйпольского месторождения (см. рис. 18). Протяженность тел обычно состав-

Т а б л и ц а 41. Химический состав метавулканитов гуляйпольской и осипенковской свит

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,90	64,90	60,10	60,92	61,29	56,60	56,70	56,71	55,92	54,55	55,59
Al ₂ O ₃	14,3	13,91	14,7	14,50	14,50	12,9	11,9	18,67	19,30	18,00	18,07
TiO ₂	0,4	0,5	0,7	0,64	0,66	0,60	0,65	0,65	0,57	1,20	1,18
Fe ₂ O ₃	1,0	0,5	0,6	0,8	2,3	2,2	2,3	0,54	5,57	1,84	1,15
FeO	2,9	3,2	4,2	5,05	3,62	6,20	5,7	0,34	0,56	6,94	7,11
MnO	0,1	0,1	0,04	0,06	0,07	0,1	0,1	0,08	0,08	0,24	0,14
MgO	1,4	1,2	1,5	2,9	3,08	8,2	7,1	4,76	4,76	3,72	3,92
CaO	3,3	3,6	4,4	4,26	4,22	4,2	4,4	2,81	4,50	7,26	4,89
Na ₂ O	3,4	4,5	6,3	4,52	4,62	4,0	4,10	3,80	4,32	3,33	3,56
K ₂ O	3,1	4,4	3,7	3,24	3,16	3,20	3,50	3,51	1,97	1,23	3,32
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,32	0,31	0,3	0,5	0,43	0,19	0,18	0,11	0,10
S	0,02	0,34	0,16	0,22	0,29	—	0,14	—	—	0,24	0,35
SO ₃	—	—	—	0,56	0,73	—	—	0,02	0,06	0,57	0,28
CO ₂	3,03	2,23	2,89	—	—	—	1,43	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	0,19	0,12	—	—	0,02	0,07	0,01	0,04
П. в. п.	—	0,23	0,33	2,33	1,44	1,45	1,24	1,44	1,26	1,84	1,65
Сумма	100,0	99,63	99,57	99,07	99,59	100,23	99,66	99,50	99,57	100,44	100,10

Примечание: 1—9 — метавулканы гуляйпольской свиты: 1—2 — верхняя переходная пачка; 3—5 — продуктивный горизонт; 6—9 — подстилающая толща, 10—11 — метавулканы осипенковской свиты: 1 — скв. 625, глуб. 415,70 м; 2 — скв. 525, глуб. 415,50 м; 3 — скв. 633, глуб. 356,50 м; 4 — скв. 618, глуб. 392,40 м; 5 — скв. 618, глуб. 425,00 м; 6 — скв. 628, глуб. 173,00 м; 7 — скв. 628, глуб. 176,50 м; 8 — скв. 620, глуб. 242,10 м; 9 — скв. 620, глуб. 278,30 м; 10 — скв. 612, глуб. 225,50 м; 11 — скв. 612, глуб. 227,0 м.

ляет 100—150 м. На эрозионном срезе они имеют небольшие мощности (не более 74 м), но наблюдается тенденция к увеличению мощности вниз по падению крутопадающих крыльев брахисинклинали, т. е. к ее центру. В этом направлении метавулканы фашиально замещают железистые кварциты и, вероятно, слагают ядерную часть структуры. На участках фашиального замещения крупные тела метавулканитов распадаются на серию параллельных прослоев мощностью около десятка сантиметров, пересекающихся с железистыми кварцитами. Состав вулканитов отвечает натриевым субщелочным породам средней основности (табл. 41).

Обогащенность пород натрием, характерные процессы раскисления основного плагиоклаза, особенности текстур и структур, а также связь с более основными вулканами осипенковской свиты, слагающей нижний структурный этаж Сорокинско-Гуляйпольской зоны, позволяют отнести описываемые породы к метакератофирам.

Метакератофиры представляют собой светло-серые, массивные или неяснослоистые кварцитовидные породы. Отмечается характерная штриховатая текстура, образованная гломеробластами биотита размерами 2—5 мм. Они имеют форму линзы или треугольника, вытянутого в соответствии с главным направлением. Породы обладают порфировой структурой. Порфиновые вкрапленники представлены фенокристаллами плагиоклаза и зернами кварца. В разрезах чередуются кварцевые и бескварцевые разности. Из цветных минералов присутствуют биотит и роговая обманка.

Основная масса макроскопически афанитовая. Это агрегаты слабо индивидуализированных зерен плагиоклаза (60—80 %), листоватый коричневый биотит (5—16 %) и игольчатые кристаллы роговой обманки (0—15 %). Непременным компонентом породы является карбонат (5—15 %). Встречаются разности, содержащие 5—15 % кварца. Структура основной массы микрофельзитовая. Вкрапленники плагиоклаза имеют вид идиоморфных кристаллов размерами 0,5—3 мм с четкими нерезорбированными краями и зональным строением. Периферические части их гранулированы и раскислены до состава плагиоклаза вмещающей массы (альбит № 5—7, $2V = 80^\circ$). В центре плагиоклаз более основной и отвечает олигоклазу (№ 18—20, $2V = 85—90^\circ$). Центральные части зерен часто имеют простое двойниковое строение. Альбитизированные участки sdвойникованы полисинтетически.

В подошвенных частях пластов иногда встречаются вкрапленники полиминерального строения. Обычно это изометричные включения угловатой формы размерами 1—5 мм, состоящие из гранулированного плагиоклаза с незначительной примесью калиевого полевого шпата и биотита, которые концентрируются в центральной части вкрапленников. Биотит вкрапленников имеет зеленую окраску и мелкоигольчатое строение в отличие от коричневого листообразного биотита основной массы. Содержание полиминеральных вкрапленников может достигать 60 %. В таком случае основная масса породы почти не раскристаллизована, имеет криптозернистое строение и флюидальную текстуру.

Распределение порфириновых вкрапленников по пласту, вероятно, подчинено градационной слоистости, образовавшейся при аэросортировке рыхлого взрывного материала. Обычно основания пластов обогащены более крупными моно- и полиминеральными вкрапленниками. Вверх по разрезу их размеры и количество резко сокращаются. Распределение кварцевых включений носит иной характер. Обогащение кварцем наблюдается в кровельных участках, а также в маломощных прослоях, на которые распадаются при выклинивании крупные тела метавулканитов. Форма кварца обломочная. Постепенные переходы между бескварцевыми и кварцевыми метакератофирами и полимиктовыми кварцито-сланцами свидетельствуют об образовании кварцсодержащих разновидностей при переотложении рыхлого вулканического материала. На туфогенную природу метавулканитов формации указывают также реликтовые псефитовые структуры, образованные обломками порфириновых пород псефитовой размерности, сцементированных полнокристаллической массой. Последняя состоит из биотита (40 %),

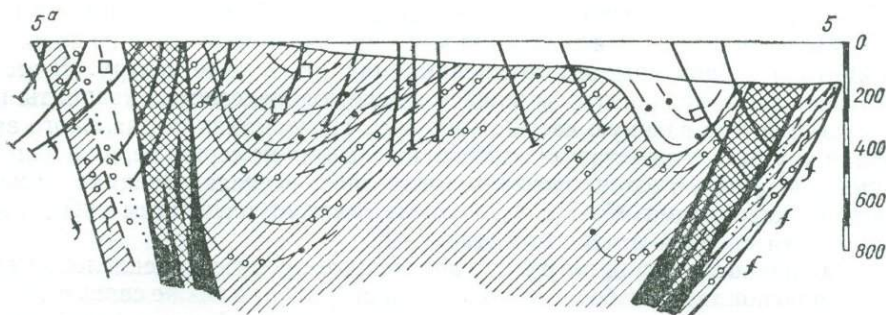


Рис. 19. Геологический разрез Гуляйпольской структуры по профилю 5а — 5.
Усл. обозначения те же, что и на рис. 17

плагноклаза (30 %), кварца (5—20 %), карбоната (5—15 %). Тип цемента поровый.

Петрохимическими методами реконструкции палеосоставов, а также на основании структурно-текстурных особенностей пород метавулканиты гуляйпольской железисто-кремнистой формации определены как метаморфизованные туфогенные образования: бескварцевые — метатуфы, кварцосодержащие — метатуффиты.

Сорокинско-Гуляйпольская структурно-формационная зона относится к «наложенным» рифтогенным структурам, сформировавшимся в конце нижнего протерозоя [84]. Для нее характерны двухъярусное строение и разная степень метаморфизма пород, слагающих эти ярусы. Вещественный состав и строение разрезов позволяют выделить их в различные геологические формации, по объему соответствующие осипенковской и гуляйпольской свитам. Породы осипенковской свиты отвечают ранней стадии рифтогенеза. Они образовались в условиях растяжения тектонически активной зоны и характеризуются ассоциацией основных вулканитов, железисто-кремнистых и терригенных пород. Заложение этой структуры на коре континентального типа объясняет наличие в разрезе субритмичных терригенных пород разного литологического состава: от метагравелитов до метапелитов с высоким содержанием глинозема. По наличию железисто-кремнистых, а также метаморфизованных ультраосновных и основных пород в осипенковской свите может быть выделена метаультрабазит-базитовая формация.

Образование пород гуляйпольской свиты соответствовало стадии сжатия рифта. Сопровождающий ее андезитовый вулканизм локально проявлен в пределах вулканического центра структуры. Щелочный характер вулканической деятельности соответствует особенностям субплатформенного рифтогенеза. Поскольку объем железисто-кремнистых пород значительный, отложения гуляйпольской свиты выделены в ранг железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой формации. Особого внимания заслуживает верхняя часть этой свиты, слагающая ядро брахисинклинали. Несогласное залегание на продуктивном горизонте свиты (рис. 19), четко ритмичное строение, ассоциация кластогенных и железисто-кремнистых пород позволяют выделить ее в самостоятельную геологическую формацию кластогенного типа, образованную в заключительную фазу развития подвижной зоны в условиях заполнения осадками межгорных впадин консолидирующейся структуры.

Отложения трех описанных формационных типов генетически связаны и отражают последовательные этапы развития активной тектонической Сорокинско-Гуляйпольской зоны — от ее заложения до закрытия. В связи с этим базальные метагравелиты гуляйпольской свиты не могут рассматриваться как кора выветривания пород «рамы» [188]. Они образовались при смене тектонических режимов разных этапов развития рифтогенной структуры и являются межформационными.

Железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая формация

Описываемая формация относится к самостоятельному тектонотипу, занимающему своеобразное положение в разломно-блоковой структуре УЩ. Районы развития формации приурочены к Белоцерковско-Одесской и Орехово-Павлоградской зонам, разделяющим мегаблоки УЩ, которые различны по составу и глубинному строению. Формация развита также в Центрально-Приазовской и Западно-Ингулецкой зонах, по которым граничат блоки УЩ первого порядка. Эти межблоковые (шовные, троговые) зоны, оконтоуренные глубинными разломами, имеют сложное многоярусное складчато-блоковое внутреннее строение, свидетельствующее о формировании таких зон в условиях растяжения и сжатия с широким проявлением надвиговых дислокаций. Для межблоковых зон характерны сложное строение коры, своеобразное подкоровое строение — наличие гравитационных ступеней, участков коромантийной «смеси», сложный рельеф и раздробленность поверхности Мохо, а также повышенная проницаемость, что подтверждается широким развитием основных и ультраосновных пород. От крупных межблоковых зон ответвляются более мелкие. В западной части УЩ это Варваровская, Бершадская, Немировско-Косницкая, к которым также приурочены железисто-кремнистые породы. Разломы, разделяющие различно эродированные блоки и выступы, служат основой внутреннего районирования межблоковых зон. Глубина заложения межблоковых зон, их тектоническая мобильность и проницаемость обуславливают внутриформационные отличия кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации.

Природа межблоковых зон дискуссионна. Исследователи указывают на деструктивные преобразования коры в пределах этих зон и допускают их образование в проторифтогенном режиме [96]. В последнее время наметилась тенденция рассматривать межблоковые зоны с позиций неомобилизма, в частности, Орехово-Павлоградскую зону считать швом стыкования Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков [84]. Своеобразный состав и высокотемпературный метаморфизм кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации согласуются с представлениями о ее образовании в режиме мобильных и проницаемых межблоковых зон.

Стратиграфическая приуроченность описываемой формации отражает время заложения и длительность развития межблоковых зон.

Нижний возрастной рубеж этой формации определяется залеганием ее на архейских породах днестровско-бугской, аульской, западно-приазовской метаморфических серий, немировского и днепропетровского ультраметаморфических комплексов. Из-за разобщенности участков и районов развития железисто-кремнистой формации и отсутствия реперных дат, характеризующих время образования пород, стратиграфическая корреляция их затруднена.

Наиболее определенно коррелируются железисто-кремнистые формации гранулитовых комплексов Белоцерковско-Одесской и Центрально-Приазовской зон, приуроченные к бугской и центрально-приазовской сериям. К последней относятся также железорудные образования ореховской свиты Орехово-Павлоградской зоны. Подрудная часть железисто-кремнистой формации приурочена к кошаро-александровской и темрюкской свитам и нижнеореховской подсвите ореховской свиты этих серий. Собственно железорудная часть формации локализована в хашевато-завальевской и сачкинской свитах и верхнеореховской подсвите ореховской свиты. Железисто-кремнистые породы в этих свитах хотя и имеют прерывисто-линзовидное распространение, но группируются в стратифицированные пачки (горизонты).

Вопрос о количестве железорудных горизонтов в каждом районе решается неоднозначно, так как зависит от интерпретации характера структур и представлений о мобильности и эродированности блоков. Разрезы бугской и центрально-приазовской серий завершаются гнейсовыми толщами с прослоями карбонатных пород, амфиболитов и двупироксеновых кристалли-

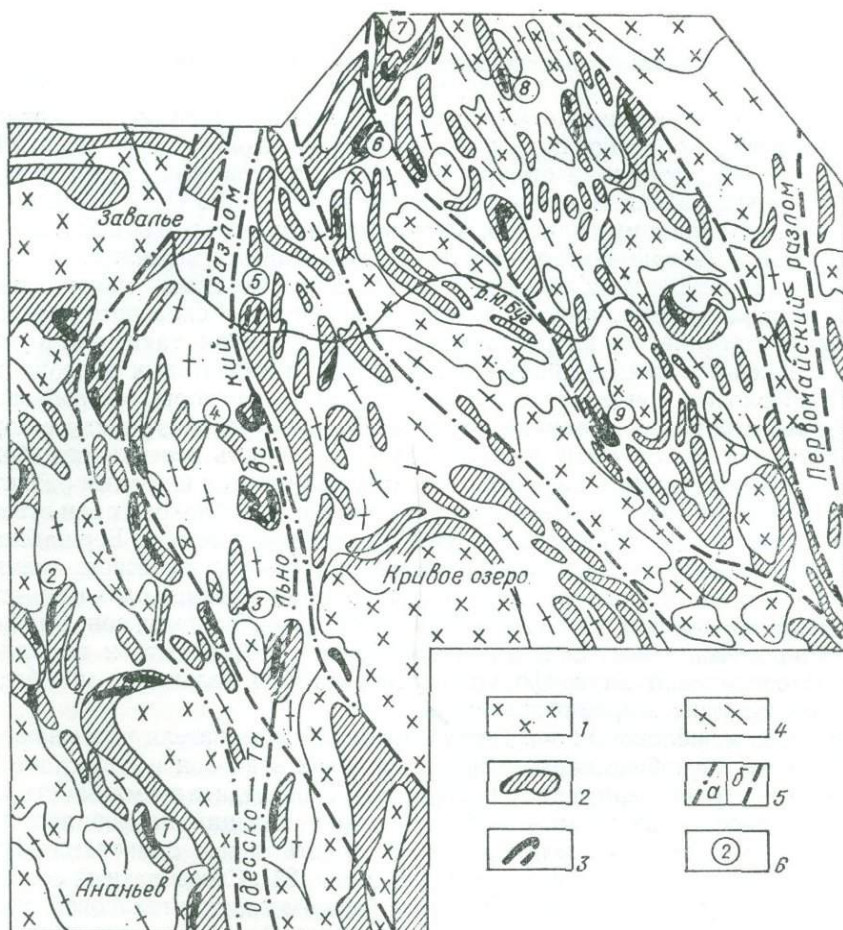


Рис. 20. Распространение кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации Побужского района Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита:

1 — метаморфические породы днестровско-бугской серии и гранитоиды немировского комплекса, 2 — метаморфические породы бугской серии, 3 — железисто-кремнистые породы среды образований бугской серии, 4 — гранитоиды кировоград-житомирского комплекса, 5 — разрывные нарушения (а — первого порядка, б — более высокого порядка), 6 — рудопроявления — цифры на карте: 1 — Ананьевское, 2 — Байталинское, 3 — Гвоздавское, 4 — Полянское, 5 — Чемирпольское, 6 — Шамраевское, 7 — Грушковское, 8 — Голованевское, 9 — Секретарское

ческих сланцев. Объем толщи биотитовых гнейсов, перекрывающих породы кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации, не определен, так как эта толща плохо обособляется в полях магматитов.

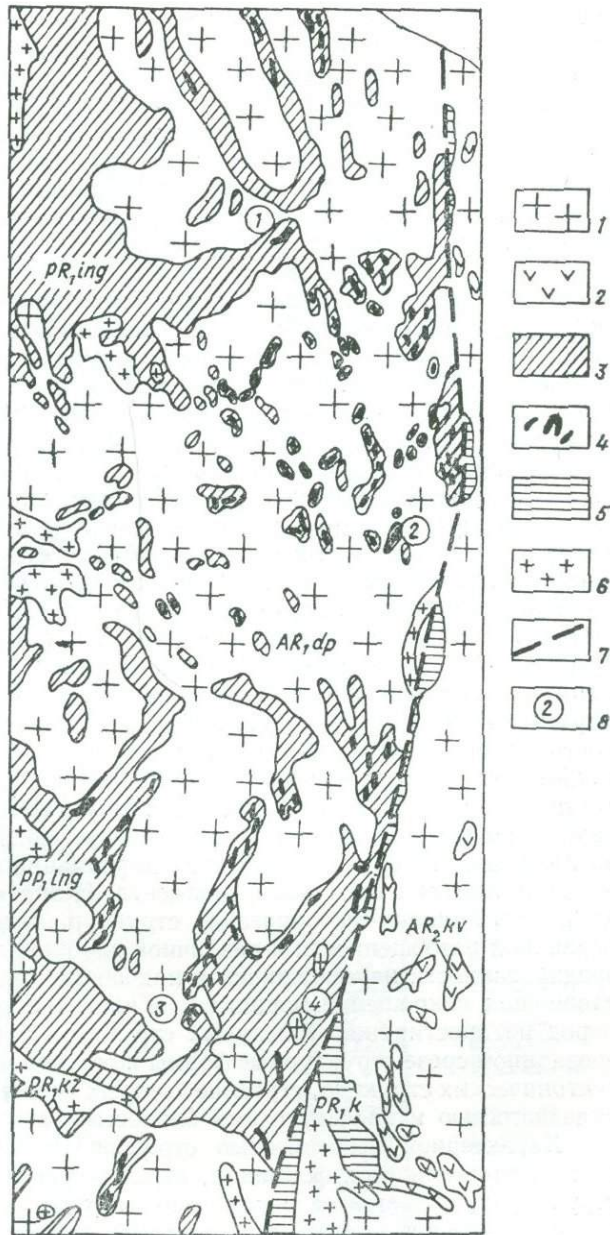
Возраст пород центрально-приазовской и бугской серий до настоящего времени остается дискуссионным. Согласно стратиграфической схеме УЩ, бугская и центрально-приазовская серии считаются раннепротерозойскими и коррелируются с криворожской, однако есть мнения и об архейском возрасте этих серий на основании отличия типов разрезов железисто-кремнистых пород этих серий от криворожского стратотипа [39, 67].

Железисто-кремнистые породы, развитые в северо-западной части Белоцерковско-Одесской зоны (Володарская, Белоцерковская, Великолисовецкая, Липовецкая аномалии) приурочены к володарско-белоцерковской толще [70]. По структурному положению, составу, строению и изотопным определениям возраста породы этой толщи коррелируются с породами хашчевато-завальевской свиты бугской серии и, вероятно, относятся к сходной железисто-кремнистой формации.

Основная масса железисто-кремнистых пород Западно-Ингулецкой зоны, согласно стратиграфической схеме 1983 г., а также объяснительной записке к комплекту геологических карт издания 1984 г., отнесена к артемов-

Рис. 21. Распространение кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации Правобережного района Западно-Ингулецкой зоны Украинского щита:

1 — гранитоиды днепропетровского комплекса, 2 — амфиболиты конско-верховцевской серии, 3 — породы ингуло-ингулецкой серии, 4 — железисто-кремнистые породы среди образований ингуло-ингулецкой серии, 5 — породы криворожской серии, 6 — гранитоиды кировград-житомирского комплекса, 7 — Криворожско-Кременчугский глубинный разлом, 8 — рудопроявления (цифры на карте): 1 — Ивановское, 2 — Пролетарское, 3 — Артемовское, 4 — Камчатское



ской свите нижнепротерозойской ингуло-ингулецкой серии. По структурной позиции, положению в разрезах, диапазону изотопных дат железисто-кремнистые породы артемовской свиты ингуло-ингулецкой серии очень похожи на железисто-кремнистые породы кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации бугской и центрально-приазовской серий.

Следует учитывать возможную возрастную аналогию и формационную связь железисто-кремнистых пород артемовской свиты ингуло-ингулецкой серии с такими криворожской формации [171], поскольку в районе с. Петровское намечается переход пород артемовской свиты в породы глееватской.

Незначительное развитие маломощных (до 12 м) железисто-кремнистых образований установлено в зеленореченской свите в низах разреза ингуло-ингулецкой серии Западно-Ингулецкой зоны. Они приурочены к толще амфиболитов и биотит-роговообманковых гнейсов с прослоями безрудных кварцитов. На Ореховском рудопроявлении мощность железисто-кремнистых пород зеленореченской свиты достигает 100 м. В соответствии с наблюдающимся породным парагенезисом железисто-кремнистые породы зеленореченской свиты относятся к метабазит-гнейсовой формации.

Существующие расхождения в оценке возраста стратиграфических подразделений, к которым отнесена кальцифир-метабазит-гнейсовая железисто-кремнистая формация, видимо, отражают тот факт, что накопление сходных формаций в разбитых зонах и участках УЩ происходило не строго одновременно. Вулканогенно-осадочные формации подобного типа, возможно, начали накапливаться в Белоцерковско-Одесской, Центрально-Приазовской

и Орехово-Павлоградской зонах еще в позднем архее (бугская, центрально-приазовская серии, володарско-белоцерковская толща). В Западно-Ингулецкой зоне накопление описываемой формации, видимо, началось несколько позже и продолжалось в нижнем протерозое (ингуло-ингулецкая серия).

Кальцифир-метабазит-гнейсовая формация приурочена к межблоковым структурно-формационным зонам, характерной особенностью которых является выведение на один уровень эрозионного среза выступов раздробленного архейского фундамента и накопившихся между ними осадочно-вулканогенных толщ второго структурного яруса.

В Белоцерковско-Одесской зоне фундамент представлен метаморфическими породами днестровско-бугской серии, чарнокитами и эндербитами немировского комплекса (рис. 20). В Западно-Ингулецкой зоне участки развития кальцифир-метабазит-гнейсовой формации разобцены куполовидными поднятиями плагиогранитов днепрпетровского комплекса с останцами метаморфитов конкско-верховцевской серии (рис. 21) [156]. В Орехово-Павлоградской и Центрально-Приазовской зонах эта формация залегает на гранитизированных породах западно-приазовской серии, образующих разного размера выступы в полях ее развития (рис. 22).

Кальцифир-метабазит-гнейсовая железисто-кремнистая формация локализована в приразломных трогах второго структурного яруса, облекающих и разделяющих выступы архейского фундамента. Направление простирания и конфигурация депрессионных трогов вулканотектонической природы определяются размерами, ориентировкой и формой выступов архейского фундамента. В депрессионных трогах сложной конфигурации описываемая формация приурочена к моноклиналным флексуроподобным, брахиформным и сирионидным (типа рыболовного крючка) структурам. Протяженность структур от сотен метров до 10—12 км, ширина — сотни метров, глубина погружения железисто-кремнистых пород, по геофизическим данным, достигает 1,5 км. Падение пород в этих структурах крутое, до вертикального, даже в замках. Это характерно для флексуроподобных структур облекания, возникающих в условиях сочетания деформаций сжатия и сдвига при перемещении жестких выступов фундамента. Незначительные параметры и локальность вулканотектонических структур, видимо, являются следствием первичной разобценности и различной глубины депрессионных зон, разной эродированности накопившихся в них пород, процессов гранитизации, обусловивших сокращение мощности, а иногда и полную ассимиляцию этих пород по простиранию отдельных структур. Наблюдаемые в современном эрозионном срезе структурные формы являются частными срезами вулканотектонических структур, строение которых усложнено в связи с наложенной складчатостью и последующими блоковыми движениями.

Характерной особенностью строения кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации, отражающей накопление в разобценных структурах, является ее значительная латеральная и вертикальная изменчивость. Вследствие этого в конкретных структурах наблюдается разнообразное сочетание основных разновидностей пород — амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, кальцифиров, гнейсов средней глиноземистости, с которыми ассоциируют железисто-кремнистые породы формации. Это разнообразие дополняется наличием второстепенных сочленов формации — метаультрабазитов, безрудных кварцитов, графитсодержащих высокоглиноземистых гнейсов (рис. 23). Общая мощность пород железисто-кремнистой формации едва ли превышает 0,8—1,2 км. Представления исследователей о ней зависят от объема и мощности гнейсов, включаемых в формацию.

По объему, сочетанию и характеру переслаивания ассоциирующих пород в кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации можно выделить три основных типа разрезов: метабазит-гнейсовый (преобладает), кальцифир-метабазитовый и кальцифир-гнейсовый. Такие типы разрезов приурочены к блокам разной мобильности и эродированности, характеризуют несколько отличные палеотектонические и палеогеографические

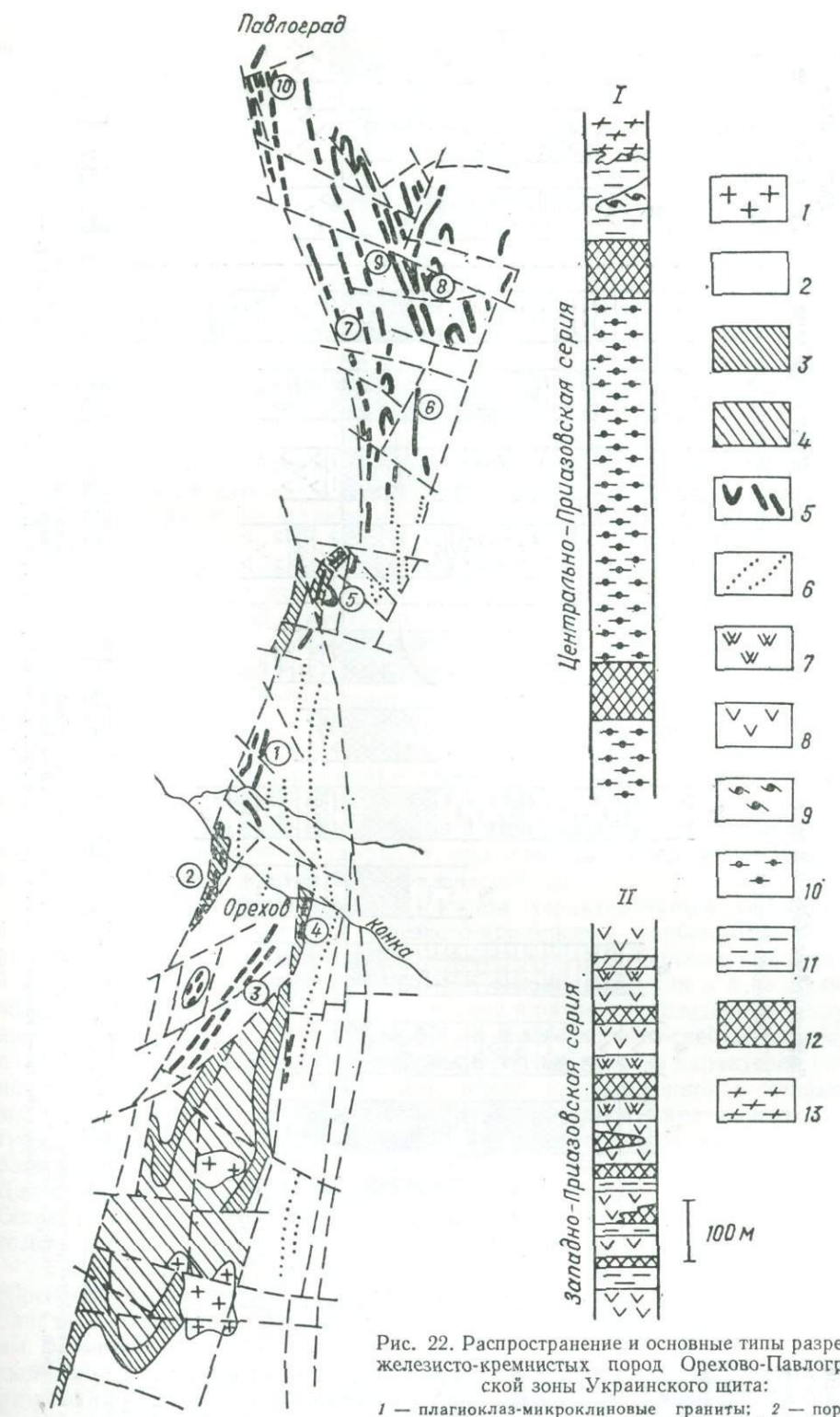


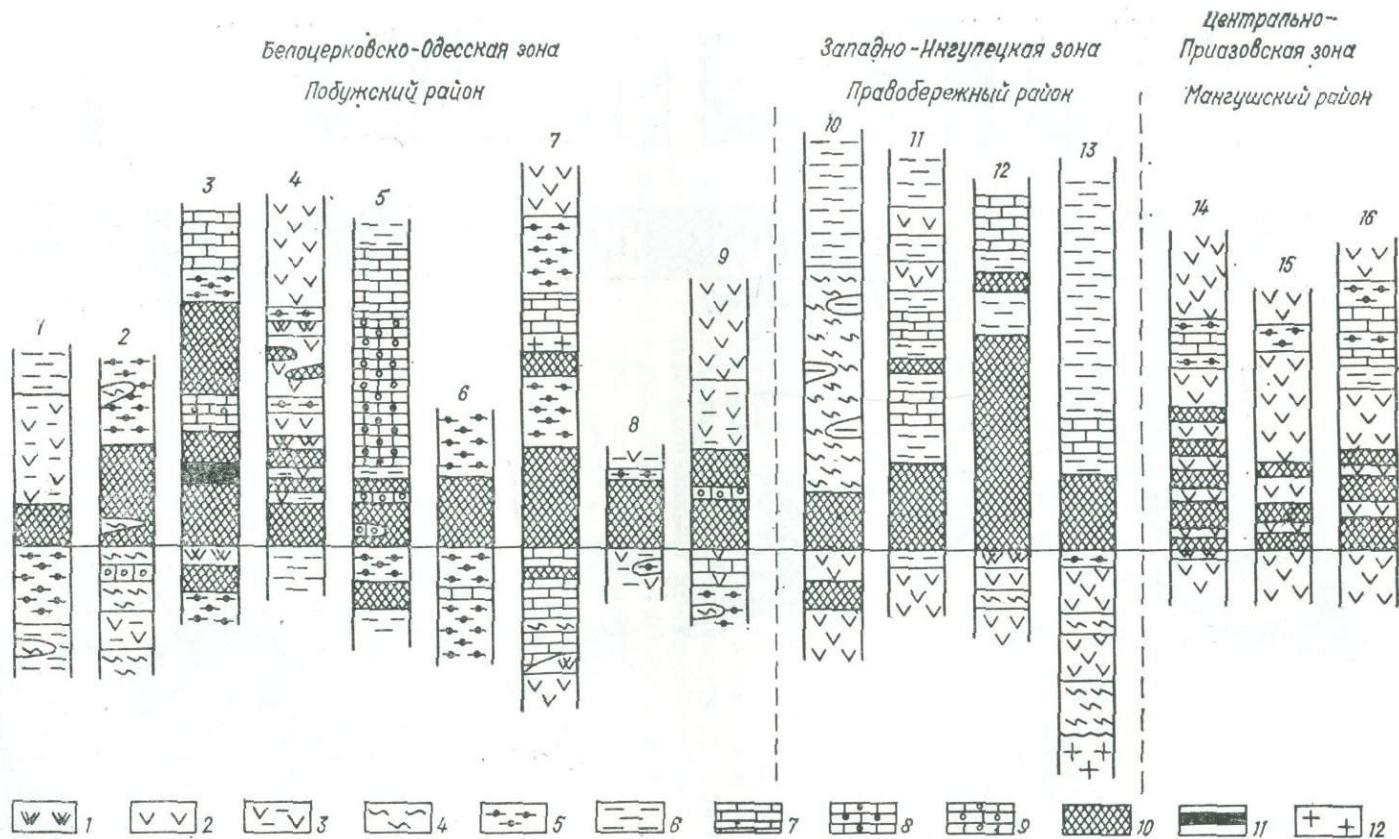
Рис. 22. Распространение и основные типы разрезов железисто-кремнистых пород Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита:

1 — плагиоклаз-микроклиновые граниты; 2 — породы ореховской свиты центрально-приазовской серии, вмещающие железисто-кремнистую кальцифир-метабазит-гнейсовую формацию; породы западно-приазовской серии, свиты: 3 — новопавловская, 4 — токмакская; 5 — пласты железисто-кремнистых пород; 6 — магнитоактивные пачки амфиболитов, иногда с прослоями ультраосновных и железисто-кремнистых пород, 7 — метаультрабазиты, 8 — амфиболиты, 9 — безрудные кварциты, 10 — гнейсы гранат-биотитовые, 11 — гнейсы биотитовые, 12 — железисто-кремнистые породы, 13 — мигматиты; рудопроявления (цифры на карте): 1 — Васиновское, 2 — Новопавловское, 3 — Западное Новоданиловское, 4 — Восточное Новоданиловское, 5 — Терсянское, 6 — Дебальцевское, 7 — Павловское, 8 — Васильковское, 9 — Преображенское, 10 — Елизавето-Троицкое

Рис. 23. Основные типы разрезов железорудной толщи кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации Белоцерковско-Одесской, Западно-Ингулецкой и Центрально-Приазовской зон УЩ (составлены по материалам

М. А. Ярошук [195], В. Ю. Фоменко и др. [171], Е. Б. Глевасского [39]).

Породы: 1 — метакристаллиты (сланцы актинолитовые, тремолит-актинолитовые, антофиллитовые), 2 — амфиболиты, 3 — кристаллические сланцы основного состава, 4 — безрудные кварциты, 5 — гнейсы гранат-биотитовые с силлиманитом, кордиеритом, 6 — гнейсы гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые, 7 — кальцифиры, 8 — кальцифиры оруденевшие, 9 — кальцифиры метасоматически измененные, 10 — железисто-кремнистые породы (силикат-магнетитовые кварциты и кварц-силикатные железистые сланцы), 11 — руды силикат-карбонат-магнетитовые, 12 — гранитонды. Участки развития железорудной толщи — цифры на схеме: 1 — Аняньевский, 2 — Байталинский, 3 — Гвоздаевский, 4 — Полянецкий, 5 — Чемирпольский, 6 — Шамраевский, 7 — Грушковский, 8 — Голованевский, 9 — Секретарский, 10 — Ивановский, 11 — Пролетарский, 12 —



13 — Камчатский, 14 — Демьяновский, 15 — Северный, 16 — Первомайский

условия накопления формации и могут рассматриваться в качестве субформаций [195].

Для метабазит-гнейсового типа характерно широкое развитие в надрудной и подрудной толщах пироксен-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых кристаллических сланцев, имеющих постепенные переходы с биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, иногда гранат-биотитовыми гнейсами. Для этого типа разреза характерно наличие полевошпатовых и мономинеральных кварцитов, тесно связанных с основными вулканитами. Иногда в разрезе присутствуют метаультрабазиты, представленные существенно магнезиальными сланцами (актинолитовыми, тремолит-актинолитовыми, жедрит-актинолитовыми) с реликтами амфиболлизированных полнокристаллических перидотитов и пироксенитов. Характерной чертой являются также прослои амфиболитов и амфиболовых гнейсов непосредственно в толще железистых кварцитов, сложенных обычно двупироксеновыми разностями.

Метабазит-гнейсовый тип разреза развит в периферических частях Белоцерковско-Одесской зоны (Гайсинский и Байталинский блоки), восточной части Голованевского блока, где приурочен к Емиловской, Шепиловской, Голованевской синклиналиям, локализованным вдоль Емиловской и Капитановской зон разломов, а также на некоторых участках вдоль Тальновского разлома.

В Западно-Ингулецкой зоне описываемый тип разреза развит в Ленинской, Западно-Зеленовской, Западно-Желтянской, Николаевской, Каменно-Потоцкой, Ивановской структурах. Особенно характерен он для Ореховской и Васиново-Терсянской синклиналей Орехово-Павлоградской зоны (Западный и Восточный Новоданиловский, Новоандреевский, Васиновский, Терсянский участки), Новоукраинского и Орловского участков Корсаковского синклинория. Вероятно, к метабазит-гнейсовому типу близки разрезы железисто-кремнистой формации Стульневской группы участков (Тарасовский, Крушанлыкский, Стульневский) в северной части Корсаковского синклинория.

Метабазит-гнейсовый тип разреза развит в Северной, Держинской, Юрьевской и Ялтинской синклиналях, приуроченных к периферии Мангушского синклинория Центрально-Приазовской зоны.

Кальцифир-метабазитовый тип разреза характеризуется переслаиванием сопоставимых количеств железисто-кремнистых, карбонатных пород, кристаллических сланцев и гнейсов основного состава. Карбонатные породы и породы основного состава развиты как в подрудной, так и в надрудной частях. В качестве второстепенных сочленов в разрезе наблюдаются безрудные кварциты, графитсодержащие биотитовые кварцито-гнейсы и гнейсы с силлиманитом, гранатом, кордиеритом. Этот тип разреза характерен главным образом для Тарноватской синклинали, расположенной в западной части Голованевского блока (Грушковская, Молдовская, Секретарская структуры) Белоцерковско-Одесской зоны. В Тарноватской синклинали по латерали устанавливается переход от метабазит-гнейсового типа разреза в Демовъярской структуре к кальцифир-метабазитовому — в Молдовской и Секретарской. Подобный разрез наблюдается в Лещевской, Савранской, Рогозянской, Белоцерковской структурах Белоцерковско-Одесской зоны.

Развитие кальцифир-метабазитового типа разреза отмечается в северной (Ореховский, Пролетарский, Краснофедоровский участки) и южной частях Западно-Ингулецкой (Петровский, Восточно-Зеленореченский участки) зоны. Возможно, он развит в Васильковской синклинали Орехово-Павлоградской зоны, где наблюдается наращивание мощности ореховской свиты. Эти разрезы изучены лишь по материалам картировочных скважин.

Кальцифир-метабазитовый тип разреза развит в Демьяновской и Первомайской синклиналях, приуроченных к внутренней части Мангушского синклинория. Согласно корреляции разрезов Е. Б. Глевасского [72], карбонатные породы (мраморы, кальцифиры) в Первомайской и Демьяновской структурах приурочены к надрудной части разреза, где переслаиваются с гранитизированными гнейсами.

В Корсаковском синклинии описываемый тип разреза представлен в Куксунгурской структуре, являющейся, вероятно, синклиналью, облекающей выступ архейского фундамента [72].

Кальцифир-гнейсовый тип разреза характеризуется наличием карбонатных пород среди мощных толщ биотитовых гнейсов в надрудной части формации и развитием карбонатных пачек непосредственно в железорудной толще. Амфиболиты, основные кристаллосланцы и гнейсы хотя и встречаются по всему разрезу, но мощность их незначительна и они быстро выклиниваются. На некоторых участках в низах разреза установлено развитие существенно магнетизальных амфиболовых сланцев с реликтами амфиболизированных перидотитов и пироксенитов.

Кальцифир-гнейсовый тип разреза развит главным образом в пределах опущенного Синицевского блока Белоцерковско-Одесской зоны (Капустянская, Гвоздавская, Байбузовская, Бакшинская, Чемирпольская, Богдановская структуры). Характерной особенностью его является более тонкая и выдержанная полосчатость и мелкозернистость железисто-кремнистых пород по сравнению с крупнозернистыми линзовидно-полосчатыми железисто-кремнистыми породами других типов разрезов.

Мощность карбонатных пород в надрудной части разреза в некоторых структурах (Хашеватской, Завальевской, Слюсаревской) превышает сотню метров. В этих структурах подстилающая толща железисто-кремнистых пород не вскрыта, но в кальцифирах проявлено наложенное прожилково-вкрапленное гидросиликатно-магнетитовое оруденение.

Разрезы, в которых железисто-кремнистые породы перекрываются мощными толщами карбонатных пород, переслаивающихся с гнейсами, установлены в Артемовской и Камчатской структурах Западно-Ингулецкой зоны.

Кальцифир-гнейсовый тип разреза для других районов развития описываемой формации в общем не характерен и встречается редко. Возможно, это связано с тем, что в тех структурах, где развита мощная толща карбонатных пород, подстилающие их железисто-кремнистые породы не разбурены, так как не фиксируются в геофизических полях.

Изученные типы разрезов относятся к слабоупорядоченным, характеризующимся частым переслаиванием пород и сменой разных пород и типов разрезов по латерали.

Обобщенный разрез кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации, основанный на анализе разных типов разрезов, характеризуется следующими особенностями.

1. Базальные образования в низах разреза бугской, ингуло-ингулецкой и центральной-приазовской серий достоверно не установлены; контакт пород этих серий с породами архейского структурного яруса чаще всего тектонический и фиксируется катаклазированными и бластезированными мигматитами.

В нижней (подрудной) части формации во всех типах разрезов преобладают пироксен-плагноклазовые кристаллосланцы и амфиболиты, реже — безрудные кварциты и графитсодержащие высокоглиноземистые гнейсы, иногда относимые к метаморфизованным продуктам коры выветривания. На некоторых участках Белоцерковско-Одесской и Западно-Ингулецкой зон в подрудной части формации установлены также согласные тела рассланцованных метаультрабазитов мощностью 3—35 м и маломощные пропластки железистых кварцитов. Седиментогенная ритмичность и упорядоченность в породах подрудной толщи либо отсутствуют, либо не выявляются в связи с их интенсивным метаморфизмом.

2. В надрудной части разреза формации в зависимости от типа разреза преобладают либо гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами и кристаллосланцами основного состава (метабазит-гнейсовый тип), либо к парагенезису гнейсов и метабазитов в результате уменьшения доли последних прибавляются кальцифиры (кальцифир-метабазитовый и кальцифир-гнейсовый типы), а в Западно-Ингулецкой зоне — безрудные кварциты.

Разрез железисто-кремнистой формации перекрывается мощными толщами биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, которые на основании смены

текстурно-структурных особенностей гнейсов и состава пород (исчезновения из разреза кальцифиров, амфиболитов, железисто-кремнистых пород), а также наличия в некоторых случаях стратиграфического несогласия должны быть выделены в другую формацию.

3. Железисто-кремнистые породы маркируют средний уровень разреза формации, где они хотя и имеют прерывисто-линзовидное распространение, но группируются в горизонты, прослеживающиеся на несколько километров в пределах отдельных троговых структур. Поскольку структурное положение этих пород неясно, увязка их в горизонты чаще всего неоднозначна.

Можно допустить, что в Белоцерковско-Одесской зоне существуют два железорудных горизонта: нижний вскрыт в Голованевском и Байталинском блоках, верхний — в опущенном Синцевском. Одни исследователи [79] все железисто-кремнистые породы Мангушского района Центрально-Приазовской зоны объединяют в один горизонт темрюкской свиты, другие [72] выделяют два горизонта — нижний, который вскрыт в Дзержинской, Северной и Ялтинской структурах, и верхний — в Демьяновской и Первомайской.

В Западно-Ингулецкой зоне основная масса железисто-кремнистых пород артемовской свиты сосредоточена в одном рудном горизонте, хотя мало мощные их пропластки наблюдаются также в надрудной и подрудной толщах. В Орехово-Павлоградской зоне в железорудной толще, вероятно, развито по крайней мере два горизонта. Они имеют линзовидное распространение, но прослеживаются вдоль всей зоны (см. рис. 22). Горизонты разделены толщей гнейсов мощностью до 500 м и более. В северной части Орехово-Павлоградской зоны в верхах разреза формации появляются еще несколько (до семи) маломощных (до 1,5 м) пачек железисто-кремнистых пород, которые разделены пачками биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев и слюдястых кварцитов. Мощность основных железистых горизонтов в отдельных структурах меняется от первых метров до сотни метров, чаще всего 35—50 м; протяженность составляет от километра до 5—7, реже более 10 км.

Основной особенностью строения каждой линзовидной залежи железисто-кремнистых пород является приуроченность к ее центру полосчатых разностей рудных железистых кварцитов ($Fe_{\text{магн}} > 16\%$) и развитие по периферии крупнозернистых кварц-силикатных безмагнетитовых и магнетитосодержащих сланцев ($Fe_{\text{магн}} < 16\%$). Последние имеют постепенные переходы с железистыми кварцитами. Вероятно, это отражение аутигенно-минералогической зональности первичных железисто-кремнистых осадков и свидетельствует о существовании окисной и закисной фаций при их накоплении. Соотношение рудных железистых кварцитов и малорудных разностей железисто-кремнистых пород в пачках составляет 3 : 1. Внутри железисто-кремнистых пачек прослеживаются маломощные пропластки пород подстилающей и перекрывающей толщи, причем состав пропластков зависит от типа разреза.

Железистые кварциты сложены главным образом неяснополосчатыми, линзовидно-полосчатыми, реже пятнисто-вкрапленными пироксен-магнетитовыми разностями; из силикатов преобладает гиперстен, рудный представлен магнетитом. Второстепенные минералы — клинопироксен, гранат; в участках диафореза развиты амфиболы (роговая обманка, куммингтонит) и биотит, увеличивается количество граната, появляется гематит. Структура железистых кварцитов гранобластовая, реже гломеробластовая, порфириобластовая.

Магнетит основной генерации сгруппирован в линзы и полосы, в которых образует агрегаты размером 0,1—2 мм; магнетит второстепенной генерации представлен вростками размером 0,05—0,1 мм, включенными в пироксены и кварц. Зерна магнетита обычно изометричной формы (округлой или со следами кристаллографической огранки), изредка удлинённые в результате деформации. Для магнетита железистых кварцитов характерны структуры распада, при образовании которых выделялась шпинель. Микротвердость

Т а б л и ц а 42. Среднее содержание породообразующих элементов в породах кальцифир-

Порода	Толща	Количество анализов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Кристаллосланцы пироксен-плагиоклазовые	Надрудная	41	47,78	13,40	3,68	12,29
	Рудная	11	48,20	13,98	3,55	11,22
	Подрудная	8	48,54	13,39	4,36	10,96
Кальцифиры	Рудная	9	17,10	2,10	2,40	6,30
	Надрудная	13	11,60	0,80	1,72	2,10
Гнейсы	»	12	64,36	14,70	1,70	5,95
	Рудная	12	60,41	12,50	1,70	7,40
	Подрудная	15	63,20	15,60	2,10	5,82
Сланцы кварц-пироксеновые	Рудная	20	52,60	4,80	5,30	23,97
Сланцы кварц-гранат-пироксеновые	»	33	55,30	10,60	5,50	16,40
Кварциты железистые	»	67	44,68	1,95	28,17	18,97

магнетита составляет 550—590 кг/мм²; разброс значений обусловлен неоднородностью дефектов, связанных с твердофазовыми включениями и неравномерным их развитием в зернах. Кварц обособлен в послынные агрегаты размером 0,5—0,3 мм, а также наблюдается в виде мелких включений (<0,1 мм) в пироксенах. Форма зерен кварца зубчатая, бухтообразно изрезанная, размер их от 0,05 до 0,7, реже 2 мм.

Общее содержание железа в железистых кварцитах Белоцерковско-Одесской зоны колеблется от 28,2 до 35,5, а железа магнетитового 16,5—25,5, в среднем 29,5 и 19,9 % соответственно. При этом отмечается зависимость содержания железа от типа разреза: наиболее богаты железом железистые кварциты метабазит-гнейсового типа разреза. По физическим особенностям железистые кварциты характеризуются значительным разбросом показателей, отражающим различное содержание в них окисных и закисных фаз железа: $\kappa = 30,0—833,1$, $ln = 29,3—800,0$, $Q = 0,8—15,0$.

По минералого-петрографическим особенностям однотипные породы разных районов развития кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации УЩ очень похожи. В качестве региональных отличий можно указать на более высокие содержания марганца в силикатах и карбонатах из пород Белоцерковско-Одесской зоны.

Основные акцессорные минералы в породах кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации представлены ильменитом, апатитом

Т а б л и ц а 43. Среднее содержание элементов-примесей в породах кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации Белоцерковско-Одесской зоны, г/т

Порода	Толща	Количество анализов	Ni	Co	V	Cr	Zr	Ca	Pb	Ba	Zn	Ti
Гнейсы	Подрудная	37	74	13	84	151	34	87	17	—	98	2294
	Надрудная	13	101	13	126	164	50	143	13	—	92	2685
	Рудная	17	59	9	73	109	44	45	42	—	67	1434
Кальцифиры	Подрудная	15	13	3	16	53	20	8	7	82	15	563
	Надрудная	57	4	1	9	10	14	12	8	113	—	45
	Рудная	44	31	12	35	56	15	28	128	158	43	408
Кристаллосланцы пироксен-плагиоклазовые	Подрудная	25	122	31	135	192	26	73	3	3	166	1985
	Надрудная	54	111	20	192	251	18	68	8	12	132	1927
	Рудная	23	77	23	172	133	25	94	3	31	158	2531
Кристаллосланцы кварц-силикатные	Рудная	29	74	8	63	119	5	33	7	—	92	905

метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации Белоцерковско-Одесской зоны, %

TiO ₂	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	П. п. п.
1,40	0,27	9,13	8,19	0,16	0,45	1,66	1,14
1,30	0,21	9,75	8,42	0,16	0,44	0,91	1,60
1,04	0,19	8,56	7,72	0,11	0,37	2,21	1,41
0,33	0,90	27,7	14,2	0,07	0,41	0,15	14,09
0,04	0,46	30,4	17,5	0,03	0,11	0,08	35,30
0,60	0,07	1,90	3,70	0,13	2,20	2,30	2,62
0,50	0,07	3,00	4,90	0,06	1,95	1,45	1,45
0,56	0,16	2,60	4,00	0,05	1,96	1,30	1,65
0,08	0,60	0,80	6,60	0,03	0,12	0,08	1,03
0,46	0,43	1,30	5,20	0,08	2,00	0,56	1,16
0,16	0,34	1,29	2,95	0,16	0,48		—

(преобладают в кристаллосланцах основного состава) и цирконом (преобладает в безрудных кварцитах и гнейсах); наименьшее количество их отмечено в кальцифирах. Кроме того, в аксессуарных количествах в кальцифирах установлены сфен, бадделит, шпинель, в гнейсах — турмалин, молибденит, графит, в железисто-кремнистых и безрудных кварцитах — турмалин и монацит. Видовой состав аксессуарных минералов и элементов-примесей в породообразующих минералах характерен для метаморфических пород других железисто-кремнистых формаций.

Парагенезисы равновесных минералов, их состав, положение на диаграммах распределения глинозема разной координации в роговых обманках и соотношения различных компонентов в гранатах свидетельствуют, что преобразование пород описываемой железисто-кремнистой формации происходило в условиях гранулитовой фации.

Результаты сопоставления химического состава и геохимических особенностей пород, залегающих в подрудной, рудной (железисто-кремнистой) и надрудной частях разреза кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации в разных районах Белоцерковско-Одесской зоны (табл. 42, 43), а также сопоставление среднего состава этих пород с другими зонами УЩ (табл. 44) показали, что по химическому составу однотипные породы из разных районов развития формации сопоставимы. В частности, в анализировавшихся кальцифирах Западно-Ингулецкой и Центрально-Приазовской зон отношение CaO/MgO выше по сравнению с таковыми Белоцерковско-Одесской зоны; в последних наиболее высокое содержание марганца. В Белоцерковско-Одесской зоне гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы подрудной толщи по сравнению с гнейсами надрудной и рудной толщ обогащены MnO, Al₂O₃, Ni, Co, V, Cr, что отражает большую долю в составе подрудных гнейсов терригенной составляющей. Кальцифиры, образующие прослой среди железисто-кремнистых пород, более мезократовые, железистые и содержат больше TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, MnO, Ni, Co, Cr по сравнению с кальцифирами надрудной толщи. Пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы подрудной, рудной и надрудной толщ описываемой формации Белоцерковско-Одесской зоны близки по составу породообразующих компонентов, набору и порядку содержания элементов-примесей. Можно отметить некоторое возрастание общей железистости кристаллосланцев от низов к верхам разреза.

Реконструкция первичного состава пород показала, что в описываемой формации одновременно накапливались осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. Биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы образовались за счет граувакковых песчаников и алевролитов с примесью железисто-карбонатного материала. В формировании гранат-биотитовых гнейсов с силлиманитом существенную роль играли

глинистые продукты и пепловый пирокластический материал, фиксируемый повышенным содержанием СаО. Осадочная природа гнейсов подтверждается вариациями изотопного состава углерода графита ($\delta^{13}\text{C} = \text{от } -15,6 \text{ до } -32,7 \text{ ‰}$). В состав формации, вероятно, входили также туффиты среднего и основного состава, на что указывает попадание части химических анализов кристаллических сланцев в соответствующие поля разных диаграмм. Дометаморфическими аналогами большей части безрудных кварцитов были осадочные силициты и глинистые яшмы, образовавшиеся за счет кремнистых продуктов подводного разложения вулканитов. Железистые кварц-силикатные сланцы с переменным соотношением граната, ортопироксена, фаялита и кварца, вероятно, образовались при метаморфизме высокожелезистых карбонатных пород с примесью песчано-глинистого, терригенного и пирокластического материала. Крупнозернистость и развитие мономинеральных участков перекристаллизации в этих сланцах связаны со своеобразием их исходного состава, в частности с наличием высокожелезистых карбонатов и хлорита. При метаморфизме в результате дегидратации и особенно декарбонатизации удаление значительных масс H_2O и CO_2 (до 8—10 %) способствовало собирательной перекристаллизации с образованием порфиروبластических текстур и мономинеральных участков, затушевавших первичные текстурно-структурные особенности пород.

Соотношение СаО/MgO (среднее 1,84) в кальцифирах железисто-кремнистой формации указывает на их кальцит-доломитовый состав. По соотношению $\text{SiO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO})$ среди них выделяются меланократовые (преобладают в рудной толще) и мезократовые (преобладают в надрудной толще) разновидности. Кальцифиры железисто-кремнистой формации являются осадочными, что обосновывается условиями их залегания, геохимическими особенностями, метаморфизмом, изотопным составом углерода и кислорода карбо-

Т а б л и ц а 44. Среднее содержание порообразующих элементов в породах кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации различных районов Украинского щита, %

Порода	Район развития формации	Количество анализов	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$
Гнейсы	Белоцерковско-Одесский	39	57,4	14,2	1,8	6,4	0,55	0,10	2,5	4,2	0,10	3,70
	Западно-Ингулецкий	7	54,6	18,3	2,5	5,3	0,80	0,10	1,1	3,8	0,10	3,87
	Мангушский	4	56,9	18,1	2,1	6,2	0,80	0,03	1,4	2,2	0,07	4,80
	Корсакский	3	59,3	15,5	1,9	3,7	0,66	0,03	3,2	2,3	0,21	6,45
Кристаллосланцы	Белоцерковско-Одесский	60	48,2	13,6	3,9	11,5	1,20	0,22	9,1	8,1	0,14	2,00
	Западно-Ингулецкий	7	53,1	14,6	2,3	9,1	0,90	0,20	7,6	6,4	—	3,30
	Мангушский	16	48,4	13,6	3,2	10,9	1,27	0,20	11,0	6,8	0,11	2,82
Кальцифиры	Белоцерковско-Одесский	22	14,3	1,5	2,1	4,2	0,20	0,68	29,1	15,9	0,05	0,40
	Западно-Ингулецкий	4	8,9	1,3	1,4	0,9	0,20	0,01	40,4	6,9	0,10	0,80
	Мангушский	12	6,0	1,2	0,5	0,8	0,05	0,07	42,8	13,6	0,04	0,40
	Корсакский	12	16,5	3,40	0,7	1,2	0,15	0,10	29,5	17,9	0,10	1,4
Кварциты железистые	Белоцерковско-Одесский	67	44,7	1,9	28,2	18,9	0,16	0,34	1,3	2,9	0,16	0,48
	Западно-Ингулецкий	7	41,0	0,5	27,3	25,8	0,10	0,06	1,2	3,3	—	0,20
	Мангушский	13	43,7	0,9	32,3	18,1	0,13	0,08	1,9	1,7	0,16	0,20
	Корсакский	18	47,1	1,0	31,8	15,5	0,14	0,10	1,1	2,2	0,20	0,30
	Орехово-Павлоградский	4	45,1	4,3	25,2	17,3	0,14	0,01	1,1	2,3	0,19	0,94

Примечание: состав пород Орехово-Павлоградского, Мангушского, Корсакского районов приведен по анализам из работ [30, 72, 79, 136, 149].

натов ($\delta^{13}\text{C} = \text{от } -1,8 \text{ до } +0,9 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 15,7\text{—}21,5 \text{ ‰}$), соотношением бария и стронция и изотопным составом последнего ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,707$). По этим особенностям кальцифиры отличаются от карбонатитов. Вероятно, в кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации были развиты карбонатные породы терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных фаций. Примесь терригенного и пирокластического материала обусловила степень силификации карбонатных пород при метаморфизме; определенную роль сыграл привнос кремнезема при гранитизации.

В группе пироксен-плаггиоклазовых, пироксен-роговообманково-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов преобладают разности с содержанием $\text{MgO} < 9$ и $\text{TiO}_2 > 1 \%$, но встречаются также менее титанистые и более магнезиальные. Положение составов этих пород на диаграммах А. А. Предковского, А. Н. Неелова [111, 138], тройных диаграммах AFM и $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ показало, что дометаморфическими аналогами преобладающего количества кристаллосланцев являлись мелкозернистые толеитовые базальты. Точки составов более магнезиальных разностей кристаллосланцев на диаграммах сгруппировались между точками среднего состава оливинового толеита и базальтового коматиита. Изотопный состав серы из мелких рассеянных вкрапленников сульфидов в пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцах варьирует в узком диапазоне ($\delta^{34}\text{S} = \text{от } -2,2 \text{ до } -3,7 \text{ ‰}$), близком к метеоритному стандарту, что характерно для серы глубинного источника и подтверждает представления об их ортоприроде.

Основные метавулканы кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации отличаются повышенной железистостью по сравнению с вулканидами других формаций УЩ развитыми вне связи с железисто-кремнистыми породами. В ассоциации с пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами нередко установлены согласно залегающие магнезиальные ($\text{MgO} \sim 25\text{—}30 \%$) бесполовошпатовые амфиболовые породы, содержащие останцы магнезиальных пироксеновых и оливин-пироксеновых пород, иногда с реликтами кумулятивных и спинифекс-структур. На диаграммах точки составов пироксеновых и пироксен-оливиновых пород и их амфиболитизированных разностей попадают в поля ультрабазитов и туффитов с основным и ультраосновным материалом. Точки составов оливин-пироксеновых пород со структурой спинифекс попадают на диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ в поле перидотитовых коматиитов.

Вероятно, ортопороды кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации относятся к слабо дифференцированной офиолитовой ассоциации океанического типа, в которой преобладают базальты, имеющие переходы к базальтовым и перидотитовым коматиитам. Детальное исследование тектонической обстановки, структурного положения, внутреннего строения и первичной природы пород кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации позволяют реконструировать некоторые особенности условий ее образования. Накопление формации осуществлялось в рифтоподобных межблоковых зонах; начальные этапы развития этих зон протекали в условиях растяжения, обусловившего широкое развитие вулканизов, а заключительные — в условиях сжатия, сопровождавшегося интенсивным метаморфизмом. Осадконакопление происходило в разобщенных мелководных бассейнах лагунно-островного типа, на что указывают малая мощность и пестрый литофациальный облик пород. Существование прямой зависимости между протяженностью, мощностью и глубиной погружения железорудных толщ (характеризующей, видимо, ширину области накопления железисто-кремнистых образований), а также наличие аутигенно-минералогической зональности в пределах каждой пачки железисто-кремнистых пород свидетельствуют о том, что морфология этих пачек отражает первичные условия накопления железисто-кремнистых осадков.

Судя по изотопному составу кислорода и углерода кальцифиров, карбонатные породы (в соответствии с уравнением М. Кейта и Дж. Вебера) отлагались в морских мелководных условиях. Частые вертикальные и латеральные переходы орто-, парапород и пород смешанного состава указывают на

то, что литогенез протекал при непосредственном участии вулканизма. Вулканизм был пульсирующим, эффузивный и эксплозивный материал поставлялся через густую сеть трещинных зон. Влияние процессов вулканизма выразилось в накоплении эффузивных и пирокластических продуктов, а также регулировании p_{CO_2} бассейнов седиментации и атмосферы. Накопление пород железисто-кремнистой формации осуществлялось в условиях переменновлажного жаркого гумидного климата, что подтверждается составом глинистых продуктов, ассоциацией основных вулканитов и граувакк с хемогенными железистыми отложениями, величиной отношения K_2O/Na_2O в граувакках.

Для описываемой формации характерен сложный, слабо упорядоченный седиментогенный профиль, особенности которого зависели от близости к мелким многочисленным областям сноса (выступам фундамента), места и времени процессов вулканизма, глубины и формы бассейнов седиментации.

Эволюция условий накопления формации в общих чертах характеризовалась высокими p_{CO_2} на начальных этапах, связанными с основным вулканизмом, ростом p_{O_2} , рН и падением p_{CO_2} на средних и заключительных этапах ее накопления. Роль процессов вулканизма в Западно-Ингулецкой зоне была менее значительной по сравнению с Белоцерковско-Одесской и Центрально-Приазовской зонами. В Орехово-Павлоградской зоне наиболее глубоководные условия, характеризовавшиеся накоплением глинистых и карбонатных пород, существовали в Васильковской троговой структуре, тогда как в Ореховском и Васиново-Терсянском районах они были более мелководными и преобладали процессы вулканизма.

Накопление кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации, в разрезе которой впервые в истории УЩ совместно отложились железисто-кремнистые и карбонатные породы, вероятно, ознаменовало эволюцию земной коры (этап ее деструкции), а также качественное изменение атмосферы и гидросферы на рубеже архея и нижнего протерозоя.

Рассмотренные данные об особенностях геологического строения и условиях образования описываемой формации свидетельствуют о том, что она относится к самостоятельному рудоносному типу. Кальцифир-метабазит-гнейсовая железисто-кремнистая формация верхнеархейских троговых гранулитовых комплексов УЩ имеет, видимо, аналоги в других районах. Развитие железисто-кремнистых образований, очень похожих на железисто-кремнистую формацию троговых гранулитовых комплексов УЩ, установлено в фундаменте Белорусско-Литовской плиты (Шаркишкинское, Стайцельское, Гарсенское, Субатское, Йыхвинское рудопоявления), Воронежского массива (Курско-Бесединские, Медвенские, Комаричские, Шидлово-Шатиловские, Восточно-Орловские аномалии). К исходному формационному типу относятся железорудные образования Тараташского блока Урала, гранулитовых комплексов Прибайкалья (Байкальское, Китайский Жидой, Сарамтинское), Сутамо-Гонамской зоны, Мурманской зоны Балтийского щита, Унгро-Тимитонской зоны Алданского щита. Региональные отличия этого типа формаций заключаются в разном количестве и положении в них метабазитов, карбонатных и железисто-кремнистых пород, соотношении процессов прогрессивного метаморфизма и диафтореза и некоторых геохимических особенностях (обогащенности бором, марганцем, ванадием). Исходя из этих отличий, можно выделить субформации или ряд формаций троговых гранулитовых комплексов докембрийских щитов.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ТИПА

Формации этого типа приурочены к Криворожско-Кременчугской зоне. Здесь они сосредоточены в саксаганской и гданцевской свитах криворожской серии нижнего протерозоя. В зависимости от соотношения хемогенных, хемогенно-терригенных и терригенных (кластогенных) продуктов выделены три железисто-кремнистые формации: сланцевая (криворожского типа), метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная) и доломит-метапесчанико-

сланцевая. Эти формации, связанные пространственно в единой структурно-формационной зоне, сменяют друг друга в разрезе. Генетическая связь их обусловлена приуроченностью к последовательным этапам развития Криворожско-Кременчугской зоны.

К формациям осадочного типа приурочены основные запасы бедных и богатых руд (скелеватского, саксаганского, ингулецкого и первомайского типов).

Железисто-кремнистая сланцевая формация

Названная формация широко развита в Криворожско-Кременчугском железорудном районе, где приурочена к саксаганской свите криворожской серии раннепротерозойского возраста (1900—2500 млн лет). Приведем характерные особенности этой формации в Криворожском и Кременчугском железорудных районах, так как образование ее в этих районах происходило в несколько различных условиях, что отразилось на особенностях разреза. Описание строения, состава и геохимических особенностей железисто-кремнистой сланцевой формации Криворожского района выполнено В. Ю. Фоменко, М. Н. Коржневым и В. В. Скворцовым, а Кременчугского района — Т. А. Скаржинской.

Криворожский район

Железисто-кремнистая сланцевая формация Криворожского р-на сложена переслаивающимися горизонтами железистых кварцитов и сланцев саксаганской свиты (рис. 24). В полном разрезе формации насчитывается до семи сланцевых и семи железистых горизонтов. Состав и строение горизонтов индивидуальны, на основании чего их можно довольно уверенно определять на разобренных и относительно удаленных друг от друга участках. Так, первый железистый горизонт представлен преимущественно магнетит-мартитовыми джеспилитами и хлорит-амфиболовыми сланцами, второй — магнетит-мартитовыми джеспилитами и гематит-магнетит-хлоритовыми кварцитами, третий — хлорит-магнетитовыми кварцитами и хлорит-кварцевыми сланцами, четвертый — хлорит-амфибол-магнетитовыми и карбонат-магнетитовыми кварцитами, пятый — магнетитовыми (мартитовыми), гематитовыми красно-синеполосчатыми джеспилитами, шестой — магнетитовыми и мартитовыми красно-белополосчатыми джеспилитами, хлорит-магнетитовыми кварцитами, седьмой — амфибол-магнетитовыми, хлорит-карбонат-амфибол-магнетитовыми кварцитами и хлорит-биотитовыми сланцами.

Различны по составу и сланцевые горизонты. Первый сложен преимущественно кварц-серицитовыми (аспидными) и хлорит-карбонатными сланцами, второй — биотит-хлоритовыми сланцами и карбонатсодержащими безрудными кварцитами, третий — кварц-графититовыми (углистыми) аспидными сланцами, серицит-биотитовыми сланцами, безрудными кварцитами, четвертый — графитит-серицитовыми, графитит-биотитовыми, серицит-магнетитовыми, кварц-серицитовыми сланцами, безрудными кварцитами, пятый — хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, шестой — амфибол-хлоритовыми сланцами и кварцитами с характерными рассеянными порфиробластами магнетита (мартита), седьмой — амфибол-хлорит-биотитовыми сланцами. Доказанной является хомогенная природа железистых кварцитов и терригенная — ассоциирующих с ними сланцев. Вместе с тем в сланцах присутствует и хомогенный материал, преобразованный при метаморфизме в железистые карбонаты и силикаты, а в железистых кварцитах (особенно там, где имеются сланцевые прослои) нельзя исключать наличия терригенного материала.

Для железистых горизонтов характерна аутигенно-минералогическая зональность, являющаяся неотъемлемой чертой всех нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций мира. Она выражается в закономерной смене в разрезе и по площади различных разновидностей железистых пород.

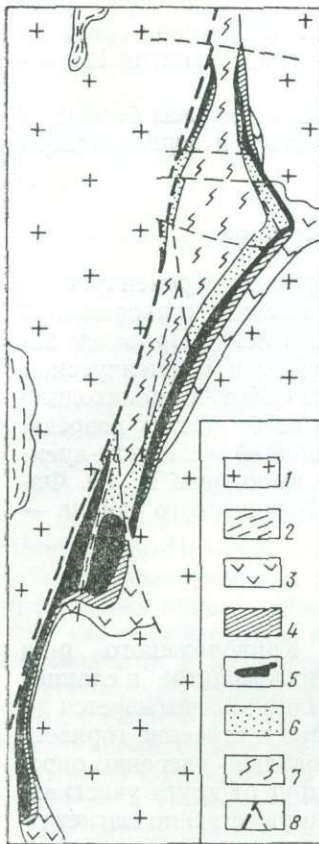


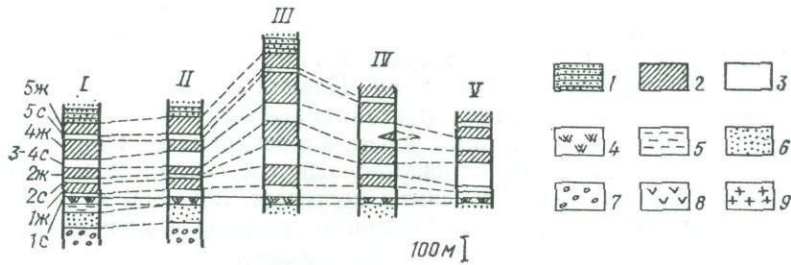
Рис. 24. Распространение железисто-кремнистых формаций Криворожского района: 1 — гранитоиды днепропетровского комплекса; 2 — породы ингуло-ингулецкой серии; породы криворожской серии, свиты: 3 — новокриворожская, 4 — скелеватская, 5 — саксаганская, вмещающая железисто-кремнистую сланцевую формацию, 6 — гданцевская, вмещающая железисто-кремнистую метакогломерат-песчаниковую формацию, 7 — глееватская, 8 — разломы

Впервые эта зональность была описана Я. Н. Белевцевым именно для Криворожского бассейна. Непрерывное изменение отдельных горизонтов и всей железорудной толщи железисто-кремнистой сланцевой формации можно проследить в основном в двух параллельных субмеридиональных полосах развития железистых пород: западной — Саксаганской антиклинальной полосе, восточной — Саксаганской синклиналиной полосе и в Южном районе Криворожского бассейна [156]. Сравнение разрезов этих двух полос (рис. 25) показало, что при общем слабом изменении разреза для каждой полосы имеются существенные различия (несмотря на то что на большом протяжении эти полосы находятся в непосредственной близости). На одних и тех же участках наблюдаются: в разрезе Саксаганской синклиналиной полосе — повышение мощности третьего и четвертого сланцевых горизонтов с хорошо выраженным, иногда раздваивающимся третьим железистым горизонтом, а в разрезе Саксаганской антиклинальной полосе, наоборот, — уменьшение мощности третьего и четвертого сланцевых горизонтов, обычно сливающихся между собой из-за отсутствия третьего железистого горизонта. Кроме того, в разрезе Саксаганской синклиналиной полосе повсеместно выше пятого железистого горизонта залегает шестой роговиково-сланцевый и шестой железистый, а на большинстве рудников — также седьмой сланцевый и седьмой железистый горизонты. В Саксаганской же антиклинальной полосе разрез саксаганской свиты заканчивается пятым железистым горизонтом, на котором залегают породы гданцевской свиты. В разрезе Саксаганской синклиналиной полосе к северу увеличиваются мощности шестого и седьмого железистых горизонтов, а мощность нижней части разреза саксаганской свиты уменьшается. Такое уменьшение здесь произошло за счет почти полного фациального выклинивания пород четвертого железистого горизонта (мощность его в пределах рудоуправления им. Ленина едва составляет 20 м), а также за счет значительного уменьшения мощности пород третьего и четвертого сланцевых и других горизонтов. По-видимому, это может свидетельствовать о смещении процессов седиментогенеза к концу этапа железорудного осадконакопления от юго-западных частей первичного бассейна седиментации к северо-восточным.

Особенности состава и строения железисто-кремнистой сланцевой формации не исчерпываются характеристикой разрезов Саксаганской синклиналиной и антиклинальной полос. Железисто-кремнистая сланцевая формация непрерывной полосой прослеживается на юг от Основной синклинали через рудники Рахмановский и Ингулец до карьера Ингулецкого горнообогатительного комбината, расположенного в пределах замка Лихмановской (Ингулецкой) синклинали. Здесь толща приобретает более простое строение: в разрезах повсеместно распространены только четвертый и пятый горизонты, иногда появляется второй, из сланцевых — первый — четвертый, иногда пятый.

Железистые кварциты, как и сланцы, в разных частях Криворожского железорудного бассейна претерпели различные преобразования. Наименее метаморфизованы породы Саксаганского района.

Саксаганская антиклиналь



Саксаганская синклиналь

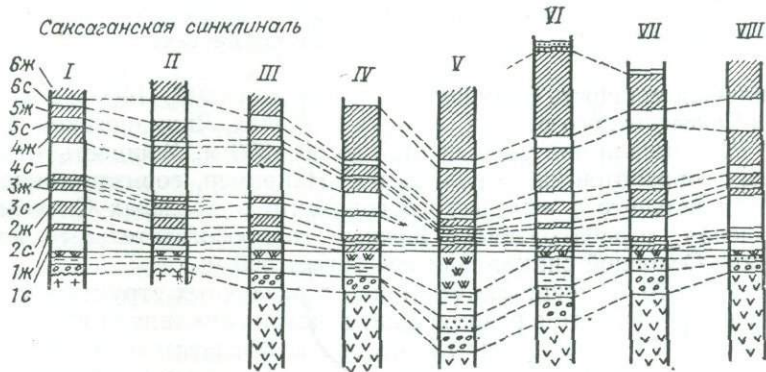


Рис. 25. Типы разрезов железисто-кремнистой сланцевой формации Криворожского района: 1 — породы гданцевской свиты, 2 — железистые горизонты саксаганской свиты, 3 — сланцевые горизонты саксаганской свиты, 4 — породы талькового горизонта, 5 — сланцы кварц-серицитовые (филлиты), 6 — песчаники, 7 — конгломераты, 8 — амфиболиты новокриворожской свиты, 9 — гранитоиды днепропетровского комплекса; *Рудоуправления*: I — им. Дзержинского, II — им. Кирова, III — им. К. Либкнехта, IV — Большевик, V — им. Фрунзе, VI — им. XX партсъезда, VII — им. Р. Люксембург, VIII — им. Орджоникидзе

Подстилают железисто-кремнистую сланцевую формацию метаморфизованные терригенные породы скелеватской (подрудной) свиты. Распространены они в разрезе криворожской серии в Криворожском районе повсеместно, но общая мощность толщи варьирует в широких пределах — от первых десятков метров в средней части до 300 м в южной. Свита сложена тремя горизонтами (снизу вверх): аркозо-кварцитовым, филлитовым и карбонат-тальк-песчанистым.

Аркозс-кварцитовый представлен переслаивающимися аркозовыми и кварцевыми метапесчаниками, нередко содержащими быстро выклинивающиеся линзы конгломератов. В гальках конгломератов встречаются блоковый жильный кварц, кварциты, кварцевые метапесчаники, филлитовидные сланцы, измененные амфиболиты, значительно реже — гальки плагиигранитов днепропетровского комплекса. Б. И. Горошниковым [27] в гальках конгломератов исследованы и описаны магнетит-карбонатные железистые кварциты. Наличие в гальках метапесчаников, сланцев, амфиболитов и даже железистых кварцитов, несомненно, свидетельствует о существовании докриворожского вулканогенно-осадочного комплекса.

Филлитовый горизонт сложен кварц-слюдяными филлитовидными сланцами, часто обогащенными графитом.

Карбонат-тальк-песчанистый горизонт представлен тальковыми сланцами, иногда с прослоями талькосодежащих метапесчаников и конгломератов. Мнения геологов сходятся на том, что тальковые сланцы являются производными ультраосновных эффузивов [135]. Это подтверждается как условиями их залегания, так и повышенными содержаниями элементов-примесей, характерных для ультраосновных пород.

Контакт пород скелеватской и саксаганской свит согласный, наблюдается постепенный переход от филлитовидных сланцев скелеватской свиты к сланцам с прослоями безрудных кварцитов саксаганской свиты.

На породах железисто-кремнистой сланцевой формации с несогласием залегают породы гданцевской (надрудной) свиты. В ее основании находится толща метапесчаников, кварцитов, сланцев и конгломератов, а также магнетит-хлоритовые руды, которые в Южном и Ингулецком районах являются объектом добычи шахтами рудников им. Ильича и Ингулецкого. Нередко в основании свиты встречаются седиментационные брекчии железистых кварцитов, фиксирующие значительный перерыв в осадконакоплении. Верхнюю часть гданцевской свиты слагают кварц-слюдистые, хлоритовые и графититовые сланцы. Общая мощность свиты достигает 700—850 м.

К характерным особенностям железисто-кремнистой сланцевой формации Криворожского железорудного района относятся:

1) значительная протяженность пластов железистых кварцитов, достигающая 100 км. Полный разрез пород саксаганской свиты (семь железистых и семь сланцевых горизонтов) имеется не на всем протяжении (см. рис. 25);

2) большая мощность формации, достигающая 1300—1400 м в центральной части Саксаганского района, к югу в пределах Лихмановской или Ингулецкой синклинали она уменьшается до 50—300 м. Мощность отдельных железистых горизонтов часто колеблется. Например, горизонтальная мощность пород четвертого железистого горизонта в пределах Скелеватского месторождения, обрабатываемого Южным горнообогатительным комбинатом, в замке Основной синклинали превышает 500 м;

3) от 34 до 76 % мощности формации в различных структурах, составляют железистые породы; в разрезе Саксаганской синклинали их объем наибольший — 36—76 %. Железистые кварциты магнетитового состава (а в последнее время начали использовать и их окисленные разности) первого, второго, четвертого и пятого железистых горизонтов представляют собою железные руды, требующие обогащения, и в Криворожском железорудном бассейне в основном обрабатываются карьерами пяти горнообогатительных комбинатов. Начата подземная отработка магнетитовых кварцитов первого и второго железистых горизонтов на месторождении РУ им. Дзержинского.

Богатые железные руды (содержание $Fe_{\text{общ}} \approx 46\%$) залегают среди железистых кварцитов и сланцев, их минеральный состав соответствует составу вмещающих пород. Наиболее распространенными типами руд являются мартитовые, часто дисперсно-гематит-мартитовые, реже магнетито-

Т а б л и ц а 45. Коэффициенты накопления малых элементов в главных

Свита	Тип пород	Ti		V		Cr		Co	
		I	II	I	II	I	II	I	II
Глееватская	Сланцы	0,27	—	1,20	—	1,20	—	0,56	—
	Метапесчаники	0,22	—	0,61	—	1,40	—	0,46	—
	Метаконгломераты	0,06	—	0,19	—	1,60	—	0,22	—
Гданцевская	Железистые кварциты	0,02	0,02	0,11	0,06	0,29	0,05	0,19	0,22
	Сланцы	0,22	0,44	1,30	0,80	1,20	0,78	0,56	0,83
	Метапесчаники	0,13	0,36	0,48	0,83	1,30	3,00	0,33	2,00
Саксаганская	Железистые кварциты	0,02	0,02	0,04	0,08	0,26	0,06	0,22	0,22
	Сланцы	0,14	0,35	0,52	0,80	0,61	0,77	0,33	0,72
	Метапесчаники	—	0,31	—	0,50	—	0,59	—	0,41
Скелеватская	Сланцы	0,67	—	1,20	—	1,40	—	1,60	—
	Метапесчаники	0,64	—	1,10	—	0,77	—	1,40	—
	Метаконгломераты	0,17	—	0,24	—	1,30	—	0,67	—
Новокриворожская	Амфиболиты	0,82	0,63	1,60	2,10	0,40	0,37	1,30	2,60

Примечание: I — Криворожский район, II — Кременчугский район.

вые. Основная масса рудных залежей сосредоточена в породах четвертого — шестого железистых горизонтов. Известная глубина их распространения достигает 2500 м и более. Довольно полная характеристика рудных залежей всех месторождений Криворожского железорудного бассейна изложена в работах Я. Н. Белевцева и других [26, 27].

За последние 20—25 лет опубликовано много работ, в которых детально и всесторонне охарактеризованы строение и состав железисто-кремнистой сланцевой формации Криворожского района [8, 26, 27, 31, 32, 170, 192]. В них рассмотрены характер изменения железистых кварцитов (горизонтов, пачек) внутри железисто-кремнистой сланцевой формации; протяженности, выдержанности мощностей и минерально-петрографического, фациального состава; соотношения рудных (25 % Fe связано с рудными минералами) и малорудных железистых кварцитов в железистых горизонтах и пачках; вещественный состав железисто-кремнистых образований с примерным соотношением минеральных типов железистых кварцитов; текстурные и структурные особенности железистых кварцитов; главнейшие геохимические особенности пород формации; количественные соотношения изотопного состава серы сульфидов; состав газовой-жидких включений и температуры их гомогенизации.

Железисто-кремнистая сланцевая формация лучше всего представлена и изучена именно в Криворожском районе. По способу отложения она является осадочно-хемогенной (тип Сьюперитор), что подтверждается следующими ее особенностями; трансгрессивным характером последовательности накопления нижней части криворожской серии (скелеватской и саксаганской свит) с общей сменой первично-терригенных пород — метаконгломератов, метапесчаников и сланцев — первично-хемогенными — железистыми кварцитами и джеспилитами; наличием железисто-кремнистых пород на одном стратиграфическом уровне (саксаганская свита); присутствием вулканогенных образований (амфиболитов новокриворожской свиты и тальк-карбонатных пород саксаганской) только в низах разреза криворожской серии; многопластовым характером железорудной саксаганской свиты; относительной выдержанностью по простиранию горизонтов железистых пород; ярко выраженной аутигенно-минералогической зональностью железистых горизонтов, отражающей в разрезе цикличность смены условий седиментации.

Геохимические особенности железисто-кремнистой сланцевой формации Криворожского района, по объему отвечающей саксаганской свите криво-

типах пород криворожской серии Криворожского и Кременчугского районов

Ni		Cu		Zn		Zr		Mo		Sn		Pb	
I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
0,67	—	0,79	—	0,58	—	0,30	—	1,30	—	0,56	—	0,62	—
0,95	—	1,00	—	1,90	—	0,45	—	0,91	—	1,20	—	2,20	—
0,17	—	0,34	—	0,18	—	0,27	—	0,64	—	0,48	—	0,33	—
0,08	0,07	0,21	0,23	0,96	2,90	0,29	0,15	0,46	0,46	0,80	0,40	0,06	0,20
0,57	1,00	0,83	0,55	0,70	3,90	0,45	0,54	5,00	1,20	0,56	0,72	0,50	0,61
0,29	5,00	0,38	0,64	0,26	2,70	0,36	0,56	0,54	1,00	0,52	0,16	0,62	0,51
0,08	0,07	0,20	0,30	0,22	0,92	0,15	0,15	0,46	0,46	0,40	0,40	0,14	0,21
0,36	0,71	0,45	0,55	0,41	2,90	0,33	0,71	1,00	1,00	0,40	0,80	0,37	0,69
—	0,53	—	0,72	—	1,60	—	0,82	—	0,73	—	0,64	—	0,56
0,78	—	1,10	—	0,49	—	0,82	—	3,40	—	6,80	—	3,10	—
0,62	—	0,79	—	0,53	—	0,39	—	1,80	—	2,20	—	1,60	—
0,19	—	0,85	—	1,70	—	0,43	—	2,70	—	0,40	—	1,60	—
0,38	0,69	1,30	0,98	1,4	4,20	0,29	0,33	0,82	0,73	0,60	0,48	0,45	0,59

рожской серии, рассматривались в ряде работ [10, 46, 102, 151, 196]. В настоящее время сложились общие представления о ее геохимическом облике. Важнейшей геохимической особенностью формации в целом является обедненность ее пород малыми элементами.

Как видно из табл. 45, коэффициенты накопления многих элементов в наиболее распространенных породах формации (отношения средних содержания к кларкам земной коры, по А. П. Виноградову [91]) систематически меньше 1,0 и низки в сравнении с коэффициентами накопления этих элементов в подстилающих и перекрывающих формацию толщах.

Второй важной особенностью формации является значительная геохимическая неоднородность, тесно связанная с изменчивостью вещественного (минерального) состава пород. Характер такой неоднородности в свете генетических представлений о формации как о типично осадочно-кластогенно-хемогенной свидетельствует об унаследованности основных закономерностей распределения элементов в породах от дометаморфического субстрата со свойственным ему сглаженно-упорядоченным распределением малых элементов на обобщенном литофациальном профиле. Эти закономерности, хорошо изученные в железисто-кремнистых образованиях КМА [130], подтверждены и для Криворожского района. Ритмически-слоистое сложение формации, проявленное на разных масштабных уровнях вследствие изменчивости литофациальных условий, находит отражение в столь же резкой геохимической дифференцированности разрезов формации. Особенно сильно геохимическая дифференцированность проявлена в масштабе стратиграфических горизонтов: существенно кластогенные породы сланцевых горизонтов отличаются от пород хемогенного ряда (железистых кварцитов) гораздо более высокими содержаниями многих элементов; в железистых кварцитах же повышены содержания Ge, Mn и иногда Cu, т. е. элементов, седиментогенная концентрация которых обуславливается геохимическими барьерами.

Разнообразие литолого-петрографических разновидностей пород, более или менее близких в литофациальном отношении и ритмически чередующихся в разрезах отдельных стратиграфических горизонтов, определенным образом сказывается на геохимической неоднородности толщ. В ходе исследований последних лет нами в деталях установлены особенности распределения малых элементов, связанные с изменчивостью минерального состава пород. В частности, из пород сланцевых горизонтов наиболее обогащены V, Co, Cr, Pb и другими элементами серицитовые графититсодержащие сланцы, что подчеркивает важную роль кластического материала в составе осадка и роль органики как концентратора малых элементов. Сравнительно пониженными содержаниями V, Co, Ti, Cr характеризуются сидероплезитовые разности сланцев, представляющие существенно хемогенную (силикат-карбонатную) часть литофациального профиля.

Геохимическая изменчивость железистых кварцитов в большой мере определяется относительным количеством свободного кремнезема — кварца, которому свойственны низкие содержания малых элементов. Повышение роли силикатной составляющей в железистых кварцитах сопровождается увеличением содержания большинства элементов и уменьшением — Ge, сконцентрированного в основном в рудных минералах железа. В собственно железисто-кремнистых породах, в частности джеспилитах, содержания большинства малых элементов низкие. Бессиликатные сидероплезитовые разности железистых кварцитов отличаются от джеспилитов повышенными содержаниями некоторых элементов — V, Ni, Ti. Характер геохимической изменчивости пород криворожской железисто-кремнистой сланцевой формации иллюстрируется рис. 26, представляющем эмпирическую схему, составленную на основании большого объема статистических данных (около 8 тыс. проб).

Специальными исследованиями геохимических особенностей пород в серии разрезов саксаганской свиты Центрального (Саксаганского) и Южного районов Криворожского бассейна установлено, что породы формации в границах каждого стратиграфического горизонта обладают значительной геохимической изменчивостью по простирацию структурно-формационной зоны.

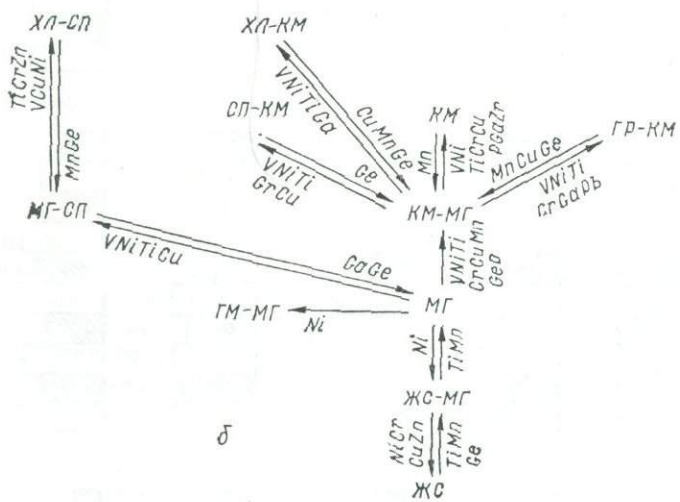
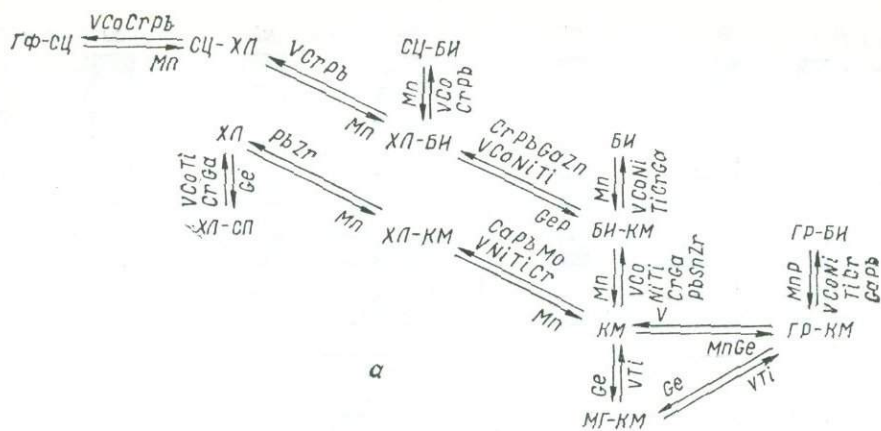
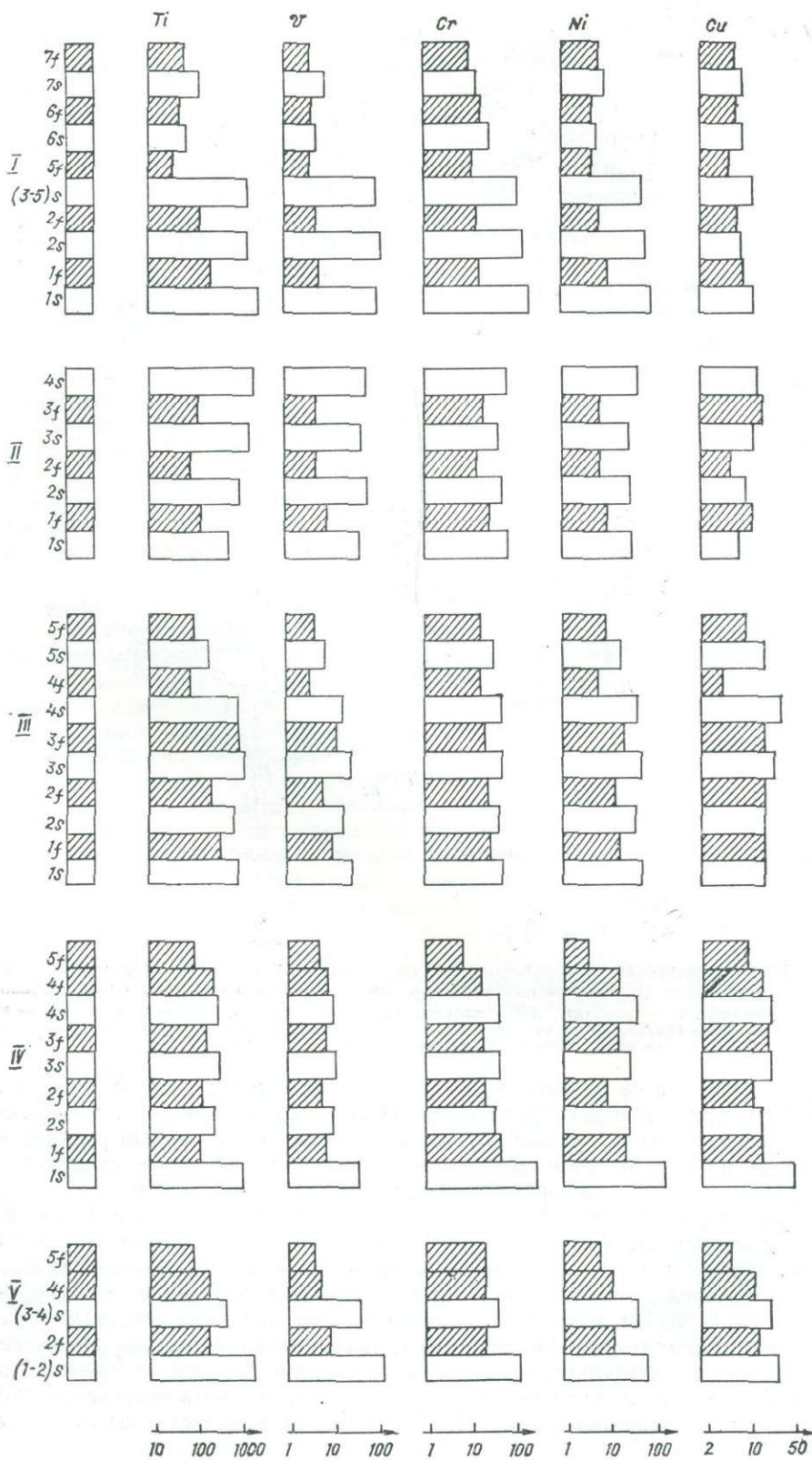


Рис. 26. Геохимическая изменчивость пород сланцевых (а) и железистых (б) горизонтов саксаганской свиты (Криворожский район) в зависимости от их минерального состава: СС — серицит, ГФ — графитит, ХЛ — хлорит, СП — сидероплезит, БИ — биотит, КМ — куммингтонит, ГР — гранат, МГ — магнетит, ГМ — гематит, ЖС — гематит (железная слюдка). Стрелки направлены в сторону увеличения содержания элементов

Одна из причин ее состоит, несомненно, в известной литолого-фациальной невыдержанности стратиграфических горизонтов. Геохимическая изменчивость пород по простиранию обусловлена также существенным различием в содержании многих элементов и между достаточно близкими по минеральному составу породами, представляющими один и тот же стратиграфический горизонт в разных разрезах формации. Вероятной причиной геохимической изменчивости пород по простиранию стратиграфических горизонтов, даже в рамках отдельных литолого-петрографических разновидностей, в первую очередь, является неоднородность состава более древних пород, слагавших области денудации и поставлявших материал к разным частям бассейна седиментации. Не исключено также, что конкретные проявления вулканической деятельности, отдаленное влияние которой на процессы железисто-кремнистого осадконакопления в настоящее время допускается большинством исследователей [46, 104, 108, 196], в разных частях бассейна были различными.

Пространственную геохимическую изменчивость пород формации, очевидно, следует считать вполне закономерной и характерной особенностью,



если иметь в виду, что накопление железисто-кремнистой сланцевой толщи происходило в относительно неглубоком бассейне со сложным рельефом дна и побережья, извилистой береговой линией и полузамкнутыми акваториями [35, 104, 108, 165]. В разных частях бассейна при этом складывались свои особенные условия переноса вещества и седиментации. Подчеркнем, что степень геохимических различий между породами одних и тех же стратиграфических горизонтов в близрасположенных разрезах (на расстояниях до 1—3 км) гораздо меньшая, чем в разрезах, находящихся на значительном удалении друг от друга (10 км и более). Это свидетельствует об объективном характере наблюдаемой геохимической изменчивости пород по простиранию зоны и дает возможность решать задачи стратиграфической корреляции на основе геохимических критериев.

Большой интерес представляет выяснение генеральных тенденций геохимической изменчивости пород формации в стратиграфическом разрезе, которые тем или иным образом должны отражать общую эволюцию условий осадконакопления по мере формирования железисто-кремнистой толщи. Ввиду ритмично-слоистого сложения формации генеральные тенденции геохимической изменчивости проявляются при раздельном рассмотрении сланцевых и железистых горизонтов. Ранее [196] было установлено постепенное снижение содержаний некоторых элементов в сланцевых горизонтах снизу вверх по разрезу саксаганской свиты, что объяснялось авторами преваляющей ролью терригенных компонентов сноса на раннем этапе формирования свиты. Были также установлены [46, 102, 196] несколько повышенные содержания Ge и Si в железистых кварцитах верхней части разреза свиты, что связывалось с вероятным усилением вулканической деятельности на позднем этапе.

Полученные нами данные об особенностях распределения малых элементов в породах ряда конкретных стратиграфических разрезов формации позволяют более обоснованно судить о характере эволюции условий осадконакопления. В каждом изученном разрезе (рис. 27) обнаружены специфические особенности генеральной геохимической изменчивости пород как железистых, так и сланцевых горизонтов. Но в общем можно предположить, что на раннем этапе формирование толщи происходило в условиях более интенсивного и неравномерного по простиранию структурно-формационной зоны терригенного сноса, нежели на последующих этапах. В пользу этого свидетельствуют геохимические особенности нижних сланцевых горизонтов — наивысшие содержания многих элементов, большие значения дисперсии их распределения, низкая степень их взаимной статистической корреляции. Железистые кварциты в низах разрезов также отличаются относительно высокими содержаниями многих элементов.

По мере накопления толщи повышается роль терригенно-хемогенного седиментогенеза, который максимально проявился при формировании пятого, в меньшей мере четвертого и шестого железистых горизонтов. Породам отмеченных железистых, а также смежных с ними сланцевых горизонтов свойственны в общем низкие (для пород каждого рассматриваемого типа) содержания многих элементов при сравнительно равномерном их распределении с четко выраженными корреляционными связями, отражающими закономерную геохимическую дифференциацию элементов на литофациальном профиле терригенно-хемогенного осадконакопления.

На завершающем этапе накопления толщи, по-видимому, усилилась роль кластогенной составляющей терригенного сноса. Это выразилось в относительном повышении содержаний Ni, Ti, V, Ga, Ge и других элементов в породах шестого и седьмого сланцевых и седьмого железистого горизонтов (представленных лишь в разрезе северной части Саксаганского района).

Рис. 27. Распределение некоторых элементов в железистых и сланцевых горизонтах саксаганской свиты Криворожского района.

Участки: I — рудника им. В. И. Ленина, II — рудника им. Ф. Э. Дзержинского, III — замыкания Основной синклинали, IV — Шимановский, V — рудника Ингулец; горизонты: s — сланцевые I — железистые

С нашей точки зрения, принципиальным является вопрос, всегда ли увеличение содержаний элементов, вообще типичных для процессов вулканизма, можно принять в качестве признаков существенной роли вулканогенного фактора в осадконакоплении. Очевидно, что интерпретация повышенных содержаний таких элементов в разных частях разреза должна учитывать их геохимические связи с другими элементами. Так, повышение содержаний Ge и Cu, являющихся «типоморфными» для процессов вулканизма [46, 196], можно считать признаком отдаленного влияния вулканизма, если при этом фиксируется их отрицательная статистическая коррелятивность с такими характерными терригенными (кластогенными) элементами, как Ti, Zr. Напротив, положительная коррелятивность элементов обеих групп в сочетании с общим высоким уровнем содержаний их в породах скорее должна интерпретироваться как проявление сугубо терригенного кластогенно-хемогенного седиментогенеза, что, по-видимому, имело место на завершающем этапе накопления формации.

Рассмотрим в общих чертах геохимические особенности железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района в сопоставлении с аналогичной формацией Криворожского. По общему уровню содержаний малых элементов между ними имеются определенные различия (табл. 45), которые, однако, вряд ли имеют принципиальный характер. Обращает на себя внимание лишь более высокое содержание цинка в породах формации и в подстилающих и перекрывающих ее толщах в Кременчугском районе.

Как отмечалось [151], распределение малых элементов в породах сланцевой формации Кременчугского района, как и Криворожского, контролируется главным образом литофациальным фактором. Наивысшие содержания большинства элементов характерны для пород сланцевых горизонтов. Металесчаники (отсутствующие в составе формации Криворожского района) отличаются от сланцев в целом заметно пониженными содержаниями многих элементов. Низкие содержания подавляющего большинства элементов в железистых кварцитах разного состава. В границах отдельных стратиграфических горизонтов распределение элементов связано с изменчивостью минерального состава пород.

Отличительной геохимической особенностью формации Кременчугского района является иная, чем в Криворожском районе, характер распределения германия. Его содержания в железистых горизонтах выше, чем в сланцевых, однако в ряде случаев таких различий между смежными горизонтами нет. Кроме того, нередко имеет место положительная корреляция содержаний германия и других элементов. Все это дает основание предполагать, что германий, наряду с другими элементами, в породах железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района в значительной степени имеет терригенное происхождение, возможно, за счет вулканогенных германийсодержащих более древних пород.

Железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района, как и Криворожского, свойственна значительная геохимическая изменчивость по простиранию структурно-формационной зоны. В стратиграфическом разрезе формации обнаруживаются тенденции геохимической изменчивости пород, сходные с установленными в разрезе формации Криворожского района. Так, содержания Ti, V, Cr, Ni в породах железистых горизонтов в общем уменьшаются вверх по разрезу, что, вероятно, является следствием снижения интенсивности терригенного сноса и увеличения роли хемогенной составляющей от раннего этапа формирования толщи к позднему.

Таким образом, главные геохимические особенности железисто-кремнистой сланцевой формации следующие:

формация в целом обеднена малыми элементами; содержания подавляющего большинства элементов ниже кларковых

формации свойственна общая геохимическая неоднородность на разных масштабных уровнях — от стратиграфических горизонтов до ритмической слоистости высоких порядков; в геохимической неоднородности унаследована седиментогенная дифференциация малых элементов

Породы формации обладают значительной геохимической изменчивостью по простиранию, обусловленной как литофациальной невыдержанностью, так и, вероятно, неоднородностью состава пород, слагавших области сноса, и различиями в проявлении вулканизма в разных частях бассейна осадконакопления

формации присуща генеральная тенденция уменьшения содержаний ряда элементов в стратиграфическом разрезе снизу вверх. Это, по-видимому, вызвано снижением интенсивности терригенного сноса и увеличением роли хемогенного осадконакопления от раннего этапа формирования толщи к позднему.

Кременчугский район

Кременчугский район расположен на северном склоне УЩ в пределах Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. Рудовмещающая толща приурочена к узкой грабенообразной структуре, осложненной блоковым строением архейского фундамента и ограниченной глубинными разломами, развивавшимися в конседиментационном режиме. Рудовмещающая толща моноклиналиного залегания и крутого, преимущественно западного падения прослеживается в субмеридиональном направлении на расстоянии 45 км от р. Днепр на юге до широтной излучины р. Псел на севере. Слагающие толщу породы отнесены к криворожской серии нижнего протерозоя, представленной новокриворожской, скелеватской, саксаганской и гданцевской свитами [66].

Железисто-кремнистая сланцевая формация криворожского типа связана с саксаганской свитой, определившей объем и границы ее распространения. Породами формации с общей площадью 20 км² и протяженностью 29 км слагаются последовательно выделенные с юга на север участки Горичне-Плавнинский, Лавриковский, Еристовский, Белановский, Галещинский, Васильевский и крайняя восточная часть Харченковского. Мощность формации непостоянна: на Галещинском участке 1200, на Еристовском 250, на Харченковском уменьшается до 120 м. Резкие колебания мощности связаны с ее складчато-блоковым строением, обусловленным конседиментационными движениями блоков архейского фундамента, а также с последующей складчатостью осадочной толщи. На отдельных площадях сокращение мощности железорудной толщи обусловлено срезанием ее образований Криворожско-Кременчугским и Галещинским разломами.

Железисто-кремнистая формация подстилается и перекрывается существенно терригенными образованиями скелеватской (подрудной) и гданцевской (надрудной) свит. При выпадении из разреза скелеватской свиты формация залегает на размытой погребенной поверхности архейских гранитоидов и без видимого перерыва — на вулканитах новокриворожской свиты. Со скелеватской свитой формация имеет согласное залегание. От гданцевской свиты она отделена поверхностью стратиграфического и скрытого углового несогласия. Среди терригенных пород скелеватской свиты преобладают полимиктовые метапесчаники, метаалевролиты и кварц-серицит-биотитовые сланцы, сменяющиеся в верхнем контакте покровами ультраосновных пород. В базальном слое гданцевской свиты находятся грубообломочные плохо сортированные породы нижезалегающих горизонтов, метапесчаники, реже филлитовидные кварц-биотитовые сланцы и кварцсодержащие доломиты. В целом в разрезе свиты преобладают метапесчаники, алюмосиликатные, часто высокоуглеродистые сланцы, железистые кварциты и сланцы, фациально взаимозамещающиеся в разрезе и по латерали. Им подчинены доломитовые мраморы и вулканиты основного и ультраосновного состава.

Железисто-кремнистая сланцевая формация, вмещающая главные запасы богатых и бедных руд железа, имеет сложное полиритмично-циклическое строение. В ее состав входят четыре железистых и четыре сланцевых горизонта, сравнительно закономерно переслаивающихся между собой (рис. 28, 29). По характеру переслаивания и особенностям состава горизонтов в наиболее представительном разрезе формации выделяются три крупных седиментационных мезоцикла. Начало и завершение каждого совпадают с накоплением терригенного материала (сланцевые горизонты), сменяющегося к центру хемогенно-осадочным (железистые горизонты). Практически всем железистым

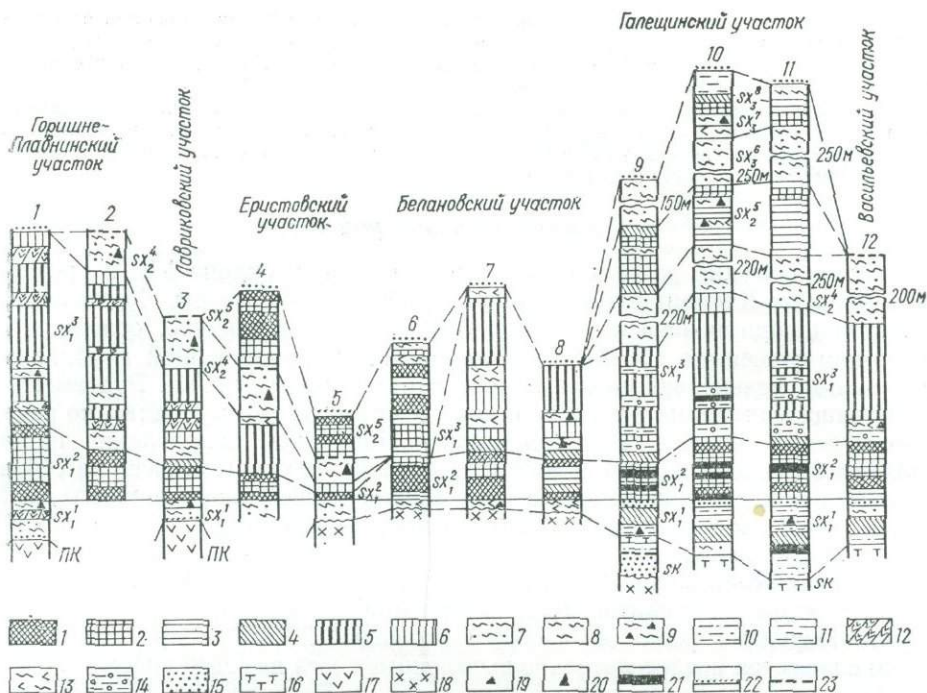


Рис. 28. Типы разрезов железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района.

Кварциты: 1 — магнетитовые, иногда с железной слюдкой, тонко- и среднеслоистые ($Fe_{магн} > 26\%$), 2 — магнетитовые серополосчатые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} > 26\%$), 3 — куммингтонит-хлорит-магнетитовые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} \sim 20-26\%$), 4 — магнетит-кумингтонитовые, биотитовые, хлоритовые, преимущественно широкослоистые ($Fe_{магн} \sim 10-14\%$), 5 — сланце-кварциты такого же состава, нечеткослоистые, 6 — кварцито-сланцы такого же состава; *сланцы:* 7 — кварц-слюдяные филлитовидные, 8 — кварц-биотитовые филлитовидные, 9 — кварц-биотитовые с графитом, 10 — кварц-серцитовые филлитовидные, 11 — кварц-хлоритовые, 12 — кварц-магнетит-кумингтонитовые, 13 — кварц-биотит-амфиболовые, 14 — кварц-магнетит-сидерит-хлоритовые; 15 — метапесчаники, 16 — сланцы тальковые, хлорит-тальковые, 17 — амфиболиты, 18 — гранитоиды архея, 19 — наличие магнетита, 20 — наличие графита, 21 — богатые железные руды, 22 — граница стратиграфического несогласия, 23 — тектонические нарушения. Арабские цифры на схеме — разведочные профили: 1 — II, 2 — XVII + 500, 3 — XX, 4 — L, 5 — XXII, 6 — IV, 7 — VII, 8 — IX, 9 — VII, 10 — XIX, 11 — XIX + 450, 12 — LVIII; Криворожская серия (нижний протерозой), *свиты:* nk — новокриворожская, sk — скелеватская, sk₁² — саксаганская (цифрами обозначены подсвиты и горизонты)

и сланцевым горизонтам свойственна седиментационная ритмичность. Ритмы различны по масштабу и сочетанию слагающих их пород. Сланцевые горизонты, на долю которых приходится более 30—35 % объема формации, разнообразны по составу и строению. Они сложены преимущественно нежелезистыми или низкой железистости, нередко углеродистыми алюмосиликатными сланцами, содержащими пласты и линзы кварцевых и кварц-полевошпатовых метапесчаников и метаалевролитов, реже присутствуют безрудные и малорудные кварциты, куммингтонитовые сланцы, а в четвертом сланцевом горизонте установлен пласт пиритоносных конгломератов. Исключение составляет первый сланцевый горизонт с богатыми железными рудами и хемогенно-осадочными железистыми кварцитами, залегающими среди метапесчаников и кварцосодержащих хлоритовых, серцитовых и биотитовых сланцев, изредка с хлоритоидом.

М. Н. Доброхотов [66] впервые обратил внимание на присутствие пирокластического материала в графит-серцитовых сланцах первого сланцевого горизонта, выделив их в особую петрографическую группу — туфогенных (?) графит-серцитовых сланцев. Сходные по составу породы были встречены и нами в керне одной из скважин Галещинского участка, где предполагаемый пепловый материал представлен зернами кварца различной конфигурации, отличающимися крупнозернистостью, плохой отсортированностью и резким стеклянным блеском, несвойственным терригенным разностям. Таким

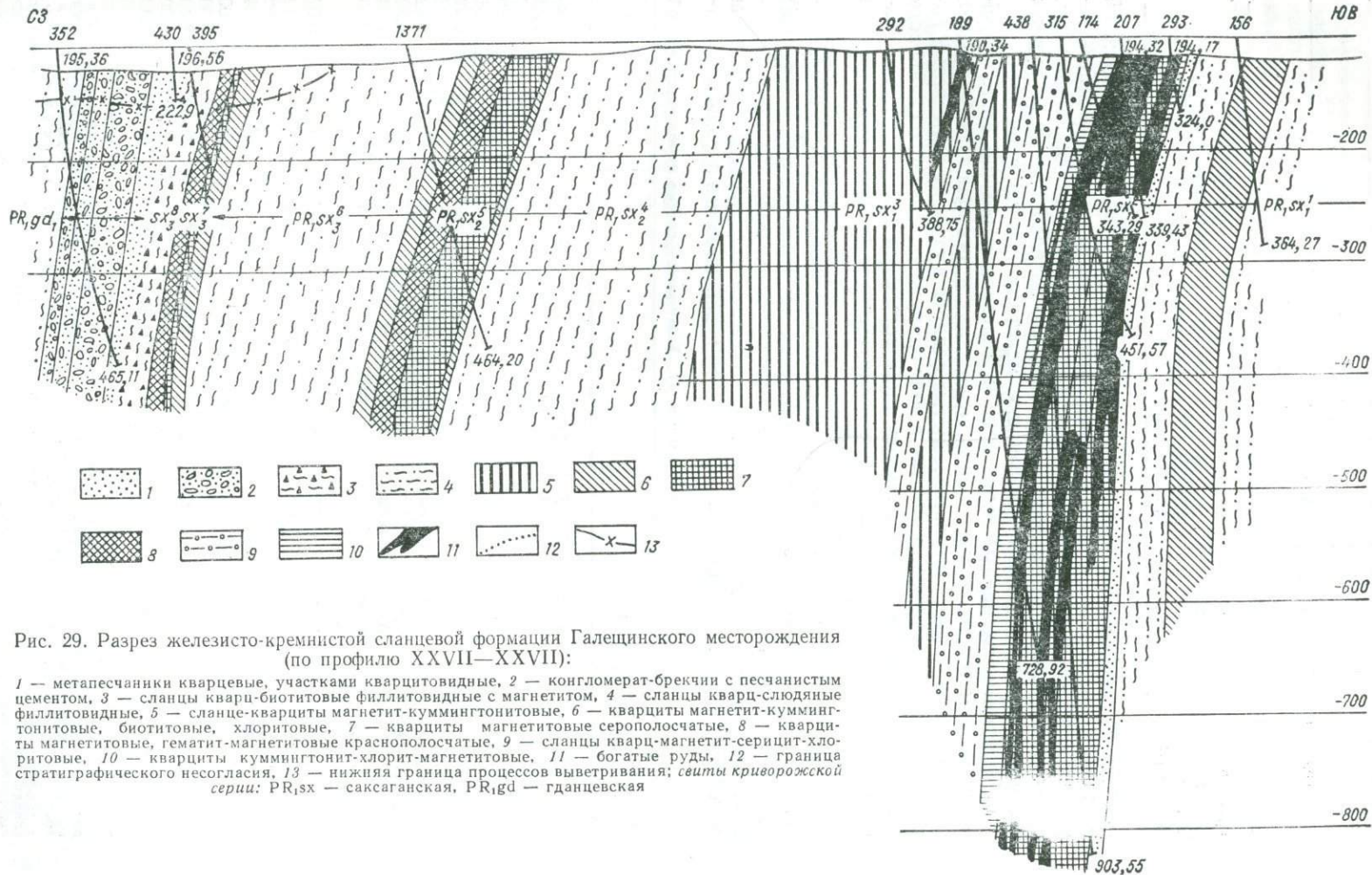


Рис. 29. Разрез железисто-кремнистой сланцевой формации Галечинского месторождения (по профилю XVII—XXVII):

1 — метапесчанки кварцевые, участками кварцитовидные, 2 — конгломерат-брекчии с песчаным цементом, 3 — сланцы кварц-биотитовые филлитовидные с магнетитом, 4 — сланцы кварц-слюдяные филлитовидные, 5 — сланце-кварциты магнетит-куммингтонитовые, 6 — кварциты магнетит-куммингтонитовые, биотитовые, хлоритовые, 7 — кварциты магнетитовые серополосчатые, 8 — кварциты магнетитовые, гематит-магнетитовые краснополосчатые, 9 — сланцы кварц-магнетит-серицит-хлоритовые, 10 — кварциты куммингтонит-хлорит-магнетитовые, 11 — богатые руды, 12 — граница стратиграфического несогласия, 13 — нижняя граница процессов выветривания; свиты криворожской серии: PR₁sx — саксаганская, PR₁gd — гданцевская

Т а б л и ц а 46. Характеристика железистых горизонтов железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района

Горизонт	Протяжен- ность, км	Мощность, м	Объем желе- зистых кварци- тов с содержа- нием Fe _{магн} = 25 %	Содержание в железистых кварцитах	
				Fe _{общ}	Fe _{магн}
Первый	29	90—220	70	30—37	28—32
Второй	28	90—400	—	23—25	15—20
Третий	14	70—250	50	32—35	23—32
Четвертый	3,5	40—70	30	28—32	21—26

образом, общей особенностью сланцевых горизонтов железисто-кремнистой сланцевой формации Кременчугского района является мелководный характер осадочных фаций, наличие местного перерыва в осадконакоплении, существенно алюмосиликатный состав сланцев, появление среди безрудных кварцитов разновидностей, сложенных кластогенным кварцем [66].

Переход от сланцевых горизонтов к железистым обычно постепенный и осуществляется путем увеличения содержания в них прослоев безрудных и малорудных кварцитов или железистых сланцев в сторону железистых горизонтов. На Галещинском участке в зоне сопряжения первого сланцевого и перекрывающего его первого железистого горизонта находятся метапесчаники и кварцито-песчаники, свидетельствующие о резкой смене режима бассейна осадконакопления (рис. 29).

Горизонты железистых кварцитов с условно принятой стратиграфической индексацией sx_1^2 (первый), sx_1^3 (второй), sx_2^5 (третий), sx_7^7 (четвертый) различаются площадями развития, условиями залегания, объемом, составом, строением и продуктивностью. Для большинства из них характерны литофациальная изменчивость, аутигенно-минералогическая зональность, от-

Т а б л и ц а 47. Химический состав пород саксаганской

Компонент и хими- ческий коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,86	51,37	41,70	29,74	46,12	29,70	53,49
TiO ₂	0,06	0,04	0,09	0,04	0,04	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	0,38	0,45	1,87	0,16	0,12	4,45	4,37
Fe ₂ O ₃	33,82	32,00	17,07	42,95	33,65	23,48	7,59
FeO	15,45	10,49	26,22	19,04	11,28	26,94	23,86
MnO	0,12	0,05	0,44	0,03	0,04	0,29	0,22
MgO	2,13	1,45	5,43	1,42	2,23	5,88	4,33
CaO	3,01	1,08	1,02	2,47	2,29	1,75	0,42
Na ₂ O	0,12	0,12	0,12	0,12	0,57	0,75	0,82
K ₂ O	0,19	0,38	0,32	0,19	0,10	1,12	1,74
S _{сульф}	0,10	0,02	1,82	0,02	Следы	—	0,53
S _{общ}	—	—	—	—	—	0,04	—
P ₂ O ₅	0,08	0,11	0,11	0,06	0,06	0,12	0,07
H ₂ O ⁻	0,32	0,27	0,16	0,29	0,24	0,06	0,12
П. п. п.	4,91	1,88	4,22	3,08	3,12	5,33	2,02
Сумма	99,29	99,69	100,43	99,32	99,62	100,11	99,64
F	85,20	90,10	77,10	90,90	85,50	75,10	73,00
A	0,50	0,70	2,50	0,20	0,10	4,90	7,30
M	7,10	5,90	18,00	4,00	8,30	16,40	18,40
C	7,20	3,30	2,40	5,00	6,10	3,50	1,20
FM	92,30	96,00	95,10	94,90	93,80	91,50	91,40
O	0,98	1,37	0,30	1,00	1,34	0,41	0,15

Примечание. Первый железистый горизонт, нижний подгоризонт кварц дисперсногематит-магнетитовый (скв. 1041, глуб. 336,1 м), 3 — сланец гранат-магнетит-кумминг магнетит-кумминтонитовый (скв. 1041, глуб. 428 м); второй железистый горизонт, нижний 1041, глуб. 500 м); нижний подгоризонт магнетит-биотит-куммингтонит 7 — сланец кварц-куммингтонитовый биотитизированный (скв. 1273, глуб. 759,6 м); второй сланец графит-хлорит-серцитовый (скв. 589, глуб. 180,4—181,8 м), 10 — пиритносная порода силикат-магнетитовый (скв. 379, глуб. 292 м), 12 — кварцит биотит-магнетитовый карбонатизиро 342 м); 14 — сланец углисто-кварц-серцит-биотитовый (скв. 379, глуб. 253 м), 15 — сланец кварц-Анализы выполнены в лаборатории ОП ИГФМ (аналитики А. А. Стрыгина, А. С. Кушнир).

сутствие или низкое содержание в железистых кварцитах органического вещества, малый набор элементов-примесей и нижекларковое их содержание [151]. В разрезе формации устанавливается общая тенденция к уменьшению площадей развития и мощности горизонтов железистых кварцитов в верхней части. К верхней же части усложняется строение горизонтов железистых кварцитов и изменяется их состав в сторону образования более мелководных железистых фаций. Сравнительная характеристика горизонтов железистых кварцитов приведена в табл. 46.

Железистые горизонты железисто-кремнистой сланцевой формации (за исключением второго) в основном сложены железистыми кварцитами, среди которых выделяются гематит-магнетитовые, магнетитовые, силикат-магнетитовые и силикатные разновидности, отражающие и их генетическую природу. Среди силикатов преобладает куммингтонит, заместивший железистый карбонат, встречаются биотит и хлорит. В зоне щелочного метасоматоза появляются стильпномелан, рибекит, эгирин; куммингтонит нередко замещается тонкокристаллическим магнетитом, что ведет к улучшению качества железистых кварцитов. По содержанию железа железистые кварциты подразделяются на высокожелезистые ($Fe_{\text{магн}} > 26\%$), маложелезистые ($Fe_{\text{магн}} = 20-26\%$) и нежелезистые с содержанием $Fe_{\text{магн}} < 20\%$. По цвету среди них выделяются красно- и серополосчатые, по текстурным признакам широко-, средне- и тонкослоистые.

Каждый железистый горизонт формации специфичен и отличается качественным составом и количественным соотношением в них разновидностей железистых кварцитов (рис. 28, табл. 47).

К первому железистому — основному продуктивному горизонту формации — приурочены месторождения железистых кварцитов Горишне-Плавнинского, Лавриковского, Еристовского и Белановского участков и богатые руды Галещинского участка. На основной площади месторождений железистых кварцитов строение первого горизонта преимущественно моноцик-

свиты Кременчугского района, %

8	9	10	11	12	13	14	15
49,90	65,36	16,02	30,91	43,18	51,81	52,87	54,58
0,47	0,30	0,15	0,03	0,15	0,34	0,34	0,38
7,79	11,40	2,95	0,26	3,74	9,79	9,62	10,64
5,33	2,15	34,95	42,30	23,88	13,49	10,75	8,09
8,80	6,87	5,73	18,82	14,87	12,21	12,71	11,70
0,27	0,11	—	0,06	0,11	0,04	0,11	0,09
3,49	2,83	1,62	3,94	5,28	4,29	4,34	4,27
4,81	0,14	0,54	0,72	1,44	0,60	0,48	0,36
0,53	0,63	0,07	0,08	0,08	0,16	0,07	0,07
2,37	6,97	0,50	следы	1,17	2,46	3,62	4,32
3,75	—	32,70	0,19	0,17	0,08	0,38	0,27
—	—	—	Следы	Следы	—	Следы	Следы
0,06	—	—	0,32	0,12	0,12	0,11	0,10
0,20	0,28	0,88	0,22	0,41	0,53	0,37	0,49
13,72	3,27	3,72	1,85	5,16	3,86	3,95	4,34
99,63	100,31	99,83	99,48	99,35	99,25	99,35	99,21
17,40	38,15	86,89	87,40	72,30	61,20	59,70	55,10
43,0	34,46	4,87	0,30	5,20	17,40	17,90	21,60
19,90	21,23	6,72	10,80	18,80	19,40	20,60	22,00
19,70	6,15	1,52	1,40	3,70	2,00	1,70	1,20
37,30	59,38	93,61	98,20	91,10	80,60	80,30	77,10
0,27	0,13	2,66	0,99	0,72	0,49	0,38	0,31

цитов: 1 — кварцит гематит-магнетит-куммингтонитовый (скв. 1041, глуб. 326,5 м), 2 — кварцит тонитовый (скв. 1041, глуб. 315,9 м); средний подгоризонт: 4 — кварцит гематит-подгоризонт кварцитов; 5 — кварцит гематит-куммингтонит-магнетитовый (скв. товых сланцев: 6 — кварцито-сланец куммингтонит-магнетитовый (скв. 1261, глуб. 469 м), цевый горизонт: 8 — сланец графит-мусковит-кварц-карбонатный (скв. 1377, глуб. 531,5 м), 9 — (скв. 589, глуб. 184 м); четвертый железистый горизонт: 11 — кварцит карбонатизированный ванный (скв. 379, глуб. 270 м), 13 — сланец магнетит-карбонат-кварц-биотитовый (скв. 379, глуб. биотитовый (скв. 379, глуб. 244,5 м).

личное, на Галещинском участке — полиритмичное. В составе горизонта преобладают (~ 85 %) тонко- и среднеслоистые гематит-магнетитовые краснополосчатые и магнетитовые серополосчатые кварциты, из них около 70 % с содержанием растворимого железа > 25 %. В распределении минеральных разновидностей кварцитов первого горизонта прослеживается сравнительно устойчивая закономерность, отличная от таковой других железистых горизонтов, в частности от пятого в Криворожском железорудном районе, который сопоставляется с первым Кременчугского района. Она выражается в приуроченности гематит-магнетитовых кварцитов, образовавшихся в условиях более окисных осадочных фаций, к подошве и кровле горизонта и магнетитовых, отвечающих более закисным фациям, — к его центральной части.

Для второго железистого горизонта, повторяющего площадь распространения первого, характерен сравнительно постоянный состав. Около 65 % его объема приходится на сланце-кварциты и кварцито-сланцы с переменным содержанием в них кварца, магнетита и куммингтонита. Около 10 % составляют безрудные, преимущественно широкослоистые магнетит-куммингтонитовые кварциты. Железистые сланцы с характерной вкрапленностью магнетита слагают ~ 20 % разреза. Судя по набору пород, формирование второго железистого горизонта происходило в мелководном морском бассейне с преимущественным развитием карбонатной осадочной фации.

Третий горизонт железистых кварцитов имеет асимметрично-ритмичное строение и лишь на отдельных профилях Еристовского, Белановского и Галещинского участков наблюдается близкая к идеальной аутигенно-минералогическая зональность. Богатые гематит-магнетитовые и магнетитовые тонко- и среднеслоистые кварциты ($Fe_{\text{магн}} > 26$ %) составляют около 30 % разреза, примерно 55 % приходится на долю куммингтонит-магнетитовых разновидностей, остальной объем занимают железистые кварцито-сланцы и сланце-кварциты, а также глиноземистые сланцы.

Четвертый железистый горизонт по строению асимметричен, имеет пестрый петрографический состав, прослеживается лишь на Галещинском участке. Он сложен в основном тонко- и среднеслоистыми богатыми разновидностями железистых кварцитов, сменяющихся по разрезу и латерали куммингтонитосодержащими мало- или нежелезистыми кварцитами, кварцито-сланцами и сланцами глиноземистого состава. Обычно сочетания этих пород в разрезе самые различные, за исключением профиля XXVII — XXVIII, где наблюдается идеальная схема аутигенно-минералогической зональности (см. рис. 29).

Судя по характеру разреза, хемогенно-осадочная железисто-кремнистая сланцевая формация Кременчугского района формировалась в мелководном морском бассейне в условиях активной тектонической деятельности, обусловившей значительную фациальную изменчивость слагающих ее пород, появление воднооползневых подвижек и перерывов в осадконакоплении. Ассоциация железистых кварцитов с терригенными образованиями при отсутствии явно выраженных продуктов вулканической деятельности дает возможность предполагать гипергенный источник железа и кремнезема в бассейне осадконакопления.

Железисто-кремнистая метакоагломерат-песчаниковая (кластогенная) формация

Описываемая формация приурочена к гданцевской свите, породы которой широко распространены в Криворожском районе. Она развита по простиранию до 100 км.

Породы гданцевской свиты, в составе которой выделяются две подсвиты, несогласно залегают на породах саксаганской. Нижняя подсвита сложена седиментационными конгломерат-брекчиями, метапесчаниками, безрудными кварцитами, хлоритовыми и хлоритоидными сланцами, кварц-карбонатными породами, доломитами, а также магнетит-хлоритовыми сланцами и богатыми

железными рудами хлорит-магнетитового, железослюдково-магнетитового и карбонат-магнетитового состава. Верхняя, так называемая сланцевая [116, 151], сложена в основном различного состава сланцами с прослоями доломитовых мраморов. Мощность пород гданцевской свиты достигает 800 м.

С перерывом и стратиграфическим несогласием на породах гданцевской свиты залегают породы глееватской, в состав которой входят конгломераты, песчаники и кварц-биотитовые сланцы. Общая мощность пород глееватской свиты в ядре Криворожского синклиория достигает 3500 м.

Нижнюю часть разреза описываемой формации слагают метапесчаники, чередующиеся с прослоями кварц-хлоритовых, кварц-магнетит-хлоритовых сланцев, часто с железной слюдкой и пластами железослюдково-магнетитовой руды. Метапесчаники плотные, массивные, с более или менее заметной зернистой структурой, в зависимости от состава цемента светло-серые, серые или зеленоватые. Кластическая часть метапесчаников во всех случаях мономинеральная — кварцевая. Песчаники более или менее равномернозернистые, с хорошо окатанными зёрнами кварца; встречаются с хлоритовым, кварцевым и железисто-хлоритовым цементом.

Метапесчаники с хлоритовым цементом представляют собой плотные зернистые или сланцеватые породы с бластопсаммитовой структурой, различной крупностью зёрен, иногда переходящие в песчанистые хлоритовые сланцы или (при увеличении количества кварца в цементе) в метапесчаники с кварцевым цементом выполнения. Структура цемента беспорядочно зернистая. Хлорит представлен почти всюду магнезиальным афросидеритом, плеохроирующим в зеленых тонах. Наряду с хлоритом в цементе имеется небольшое количество мелкозернистого кварца с величиной зёрен $0,1 \times 0,11$ мм и меньше, а также редкие окатанные кристаллы циркона.

Песчаники с кварцевым цементом имеют массивный облик, светло-серый цвет и незначительную ориентированность обломков кварца параллельно наслению пород. Состоят они из равномернозернистого кристаллического, хорошо окатанного кварца. Цемент отличается почти исключительно кварцевым составом, имеет незначительную примесь хлорита или магнетита.

Кварциты образованы за счет песчаников кварцевого состава, и распространённость их контролируется наличием тектонических структур. Эти наиболее метаморфизованные разности имеют гранобластовую структуру (в отличие от бластопсаммитовой, типичной для песчаников). Широко распространены также песчаники с железисто-хлоритовым цементом, где в цементе наряду с хлоритом имеются правильные кристаллы метаморфического магнетита. Песчаники с хлоритовым и хлорит-магнетитовым цементом являются переходными между песчаниками и хлоритовыми песчанистыми сланцами. Минералы цемента по отношению к кластической части в наиболее распространённых песчаниках составляют 77 %.

Сланцы различного состава широко развиты в верхней части разреза гданцевской, а также глееватской свит. Они сложены кварц-магнетит-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-хлоритоидными и гидрогегит-мартитовыми разностями, иногда с прослоями песчаников и магнетит-железослюдковой руды. Магнетит-хлоритовые сланцы имеют лепидогранобластовую, а местами бластопсаммитовую структуру, обусловленную наличием более крупных, хорошо окатанных кластических зёрен кварца величиной около 0,1 мм, нередко составляющих до 50 % общего количества кварца в породе. Минеральный состав сланцев (в %): магнетит 42, хлорит 38, кварц 25. Хлорит представлен светло-зеленым магнезиальным афросидеритом, реже — реликтовым бесцветным прохлоритом. Магнетит в разной степени мартитизирован. Акцессорные минералы представлены кластогенным цирконом и титанитом.

Кварц-серицит-хлоритовые сланцы обычно каолинизированы и гидратизированы, отчего получили название охристых. Текстура пород сланцеватая, иногда сланцеватость выражена слабо, и тогда породы имеют песчанистый облик. Цвет их чаще охристо-желтый или розоватый. Более свежие разности сохраняют желтовато-зеленый цвет. Типичны для них бластоалев-

ролитовая, реже blastoaleвропелитовая структуры. Они характеризуются почти полным отсутствием ориентированности чешуек слюды, распределяющейся в породе равномерно с мелкими алевритовыми частицами кварца величиной в среднем 0,02 мм в поперечнике.

Однородность сланцев в отдельных прослоях нарушается из-за наличия более крупных обломков кварца, достигающих 0,1 × 0,1 мм; в таком случае они приобретают хорошо выраженную песчаниковую текстуру. В более свежих разностях кварц-серицит-хлоритовых сланцев можно установить, что преобладающим минералом (до 50 %) является очень мелкочешуйчатый почти бесцветный пеннин, несколько меньше кварца, еще меньше — циркона, титанита и турмалина.

Кварц-серицит-углистые сланцы — это темно-серые или серые, тонко-сланцеватые, участками песчанистые породы с очень редкими кварцевыми прослоями (мощностью в несколько миллиметров). Они отличаются blastoaleвролитовой, иногда микролепидобластовой структурой со взаимно параллельным расположением продолговатых чешуек слюды. Наряду с мелкими алевритовыми частицами кварца, величина которых измеряется сотыми долями миллиметра, в них встречаются более крупные зерна, наличие которых обуславливает структуру, переходную к blastopsаммитовой. В состав сланцев входят кварц, серицит, пылевидное углистое вещество, равномерно распределяющееся в породе, мелкие чешуйки хлорита, почти всегда замещенного гидрогетитом, единичные зерна титанита, кристаллы циркона, рутила и турмалина.

В нижней части толщи описываемых сланцев иногда наблюдаются прослойки песчаника с blastopsаммитовой структурой.

Доломитовые и кальцитовые мраморы, а также их переходные разности развиты локально. Мощность их колеблется от 120—170 до 300—500 м на руднике им. Фрунзе. Это породы белого, светло-серого, серого и темно-серого цвета от тонко- до средне-, местами до крупнозернистых. Текстура мраморов массивная, полосчатая, реже сланцеватая, структура гранобластовая и лепидогранобластовая. Основные минералы представлены доломитом и кальцитом, в подчиненном количестве присутствуют кварц, мусковит, флогопит, графитит, пирит, пирротин, редко — скаполит.

Большая часть карбонатов сложена доломитом, кальцит присутствует в резко подчиненном количестве, преобладая лишь в доломит-кальцитовых и кальцитовых разностях.

Для описываемой формации характерны конгломераты. Гальки продолговатой или округлой формы в конгломератах хорошо окатаны, ориентированы в одном направлении. Преобладают кварцитовые гальки, в меньшем количестве присутствуют гальки аркозовых метапесчаников, доломитовых мраморов, плагиогранитов, мигматитов, кварц-биотитовых сланцев, кварцевых порфиров, безрудных и силикат-магнетитовых кварцитов, а также карбонат-актинолитовых сланцев. Цемент конгломератов песчанистый.

Железные руды формации являются типичными метаморфизованными кластогенными образованиями. При изучении [151] установлено, что в них повсеместно сохраняются реликтовые blastopsаммитовые структуры кварца. Рудоносная толща имеет мощность от 70 до 100 м, в Южном районе к ней, приурочены до трех-четырёх пластообразных залежей. Следует отметить что разрез рудоносной толщи гданцевской свиты наиболее полно представлен в ядре Основной синклинали в Южном районе.

Рудные залежи, приуроченные к контакту пород гданцевской и саксаганской свит, повторяют форму крупных продольных складок, характерных для Южного района. Они имеют сложное строение: в верхней части это образования гданцевской свиты, а нижняя сформировалась за счет железистых кварцитов саксаганской, в которых сохраняется характерная реликтовая полосчатость. Содержания железа в рудных залежах этого типа колеблются от 50 до 60 %. Наиболее полная характеристика химического состава рудных тел и вмещающих их пород, минеральный состав, морфология и структура приведены в ряде работ [64, 151].

В последние годы обсуждается вопрос о принадлежности к описываемой формации гданцевской свиты железистых кварцитов так называемых Дальних Западных полос. Ряд исследователей Криворожской геологоразведочной экспедиции во главе с В. В. Решетняком без достаточно убедительных, на наш взгляд, доказательств [156], относят железистые кварциты этих полос к породам гданцевской свиты. Геологические наблюдения показали, что тела железистых кварцитов и ассоциирующих с ними сланцев залегают в тектонической зоне. По изотопному составу серы сульфидов эти породы близки к породам саксаганской свиты и резко отличны от пород гданцевской. Известно, что во время перерыва в накоплении саксаганской и гданцевской свит произошло коренное изменение состава атмосферы и гидросферы. Это выразилось в специфическом составе пород гданцевской свиты и резком утяжелении изотопного состава серы сульфидов [153]. По-видимому, железистые кварциты Дальних Западных полос относятся к саксаганской свите и залегают в виде чешуй и блоков в тектонической зоне среди пород вышезалегающей глееватской.

Для железисто-кремнистой метаконгломерат-песчаниковой формации Криворожского района характерны следующие особенности, позволяющие рассматривать ее в качестве самостоятельного типа:

осадочно-кластогенный характер железистых пород, встречающихся в низах разреза гданцевской свиты и являющихся продуктами перемыва железисто-кремнистых пород железисто-кремнистой сланцевой формации саксаганской свиты, выведенных на уровень эрозии во время перерыва между этими свитами

трансгрессивная последовательность накопления гданцевской свиты с общей сменой первично-терригенных пород (конгломератов, песчаников, сланцев) хемогенными — доломитами и приуроченность железисто-кремнистых пород к кластогенной нижней части разреза

специфические условия накопления пород, определившие пестроту состава пород гданцевской свиты (среди которых наряду с разнообразными первично-терригенными образованиями широко развиты первично-хемогенные и органогенные — доломиты, мраморы и высокоуглеродистые сланцы), быструю фаціальную изменчивость горизонтов и резкое утяжеление изотопного состава серы сульфидов, участвовавшей в биологических процессах.

Железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая формация

Изучение закономерностей размещения железистых кварцитов, их геологического положения, парагенетических связей и условий формирования позволило выделить в Кременчугском районе в разрезе криворожской серии, помимо описанной железисто-кремнистой сланцевой формации криворожского типа, доломит-метапесчанико-сланцевую гданцевского типа [155, 156]. Это новый тип железисто-кремнистой формации в докембрии европейской части СССР с промышленным содержанием легкообогатимых хемогенно-осадочных железистых кварцитов.

Основанием для выделения этой формации в самостоятельный формационный тип явились принципиально новые представления о структуре, стратиграфии и условиях осадконакопления докембрийских образований Кременчугского района. Геологическими исследованиями последнего десятилетия, проведенными Г. Ф. Гузенко и Т. А. Скаржинской, доказана неповторяемость разреза криворожской серии от ее основания вплоть до верхнего контакта с гранитоидами кировоград-житомирского комплекса и моноклиальный характер залегания слагающих ее пород [9, 151, 153, 154, 156, 191]. Соответственно выявилась принадлежность железистых кварцитов к разным стратиграфическим уровням саксаганской и гданцевской серий и различным железисто-кремнистым формациям — сланцевой и доломит-метапесчанико-сланцевой. С первой связаны известные месторождения железистых кварцитов восточной части Кременчугской региональной структуры, со второй — месторождения, открытые в пределах ее северного фланга. Это месторождения западной части Харченковского, Мануйловского и Броварковского участков, прогнозные запасы хемогенно-осадочных железистых квар-

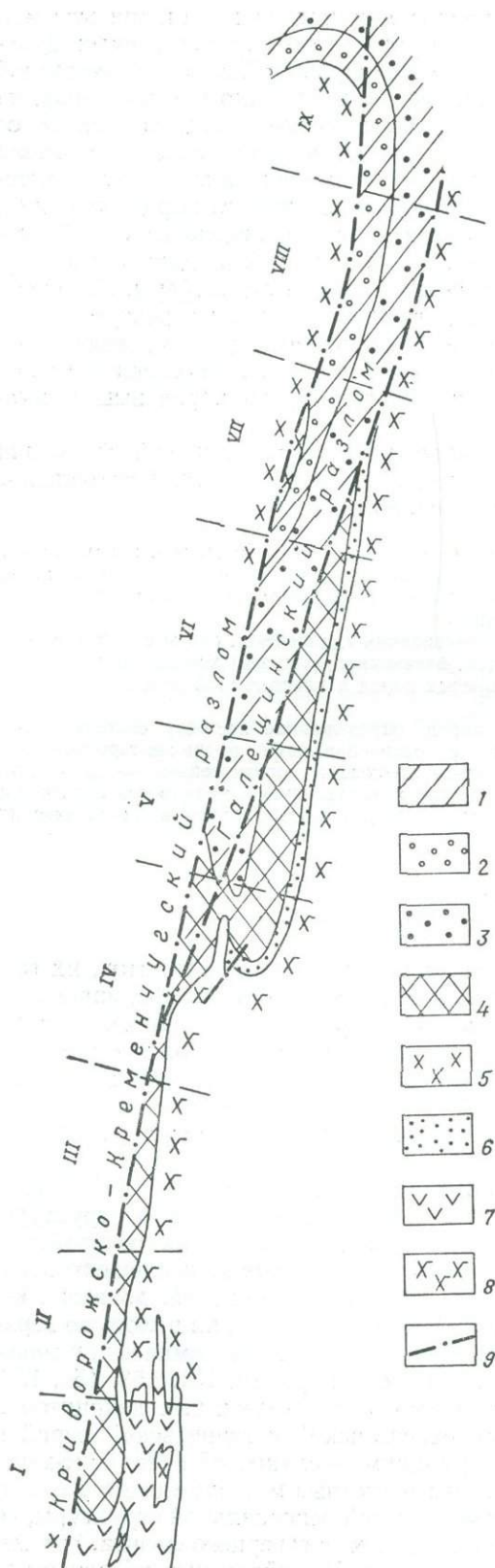


Рис. 30. Распространение железисто-кремнистых формаций Кременчугского района:

1 — железисто-кремнистая доломит мета — песчаник-сланцевая гданцевской свиты криворожской серии, 2 — высокоуглеродистая доломит-метапесчаник-сланцевая субформация четвертой и пятой подсвит, 3 — доломит-сланцево-метапесчаниковая субформация первой, второй и третьей подсвит; 4 — железисто-кремнистая сланцевая формация саксаганской свиты криворожской серии, 5 — плагиограниты и плагионитматы кировоград-житомирского комплекса нижнего протерозоя: метаморфические породы криворожской серии, свиты: 6 — скелеватская, 7 — новокриворожская; 8 — гранитоиды днепропетровского комплекса архея, 9 — тектонические нарушения; участки развития железисто-кремнистых формаций: I — Горишне-Плавнинский, II — Лавриковский, III — Еристовский, IV — Беляковский, V — Зарудьенский, VI — Васильевский, VII — Харченковский, VIII — Мануйловский, IX — Броварковский

цитов которых составляют около половины общих прогнозных запасов железорудного района.

Доломит-метапесчанико-сланцевая формация приурочена к сжатой грабенообразной структуре блокового строения. Слагающие ее породы образуют узкую моноклиаль субмеридионального простирания, неравномерно погружающуюся в сторону Днепро-Донецкой впадины. На крайнем северо-западе, дугообразно огибая Омельникский купол, моноклиаль резко меняет свою ориентировку на субширотную (рис. 30). При общем моноклиальном расположении слоев, в подавляющем большинстве круто наклоненных к западу, в пределах отдельных площадей наблюдаются их пологое залегание и опрокинутое восточное падение.

По возрасту и объему доломит-метапесчанико-сланцевая формация отвечает гданцевской свите криворожской серии, со стратиграфическим и скрытым угловым несогласием перекрывающей железисто-кремнистую сланцевую формацию, с которой имеет единый структурный план. Повторяя площади развития гданцевской свиты, эта формация прослеживается узкой полосой вдоль западного борта Кременчугской структуры от южного фланга Еристовского месторождения железистых кварцитов до Зарудьенского участка и север-

нее, где составляет не менее половины разреза криворожской серии. Породами формации с видимой мощностью 500—600 м в южном простирании,

1,0—2,5 км в северном и протяженностью до 35 км практически полностью сложена группа северных участков — Харченковского, Мануйловского и Броварковского (рис. 30).

Породы, подстилающие железисто-кремнистую формацию, представлены железистыми кварцитами первого и пятого железистых горизонтов и филлитовидными кварц-серицит-биотитовыми сланцами первого и четвертого сланцевых горизонтов саксаганской свиты. На отдельных площадях Галещинского участка породы доломит-метапесчанико-сланцевой формации заполняют глубокие промоины в третьем и четвертом сланцевых и пятом железистом горизонтах. У верхней границы породы формации контактируют с гранитоидами кировоград-житомирского комплекса нижнего протерозоя, жильные тела аплито-пегматоидных гранитов которого складчатые с вмещающей супракрустальной толщей и подсечены многими скважинами на северо-западных участках. На основной площади эта граница проходит вдоль линии Криворожско-Кременчугского конседиментационного разлома, живущего и по сей день. Он вызвал брекчирование, милонитизацию и рассланцевание пород формации. В зоне Криворожско-Кременчугского разлома и оперяющих его соподчиненных тектонических нарушений установлены метасоматически измененные породы с проявленными в них процессами кислотного выщелачивания, биотитизации, карбонатизации, альбитизации и рибекизации. С участками повышенной проницаемости связаны процессы пиритизации, турмалинизации и апатитизации пород формации и их диафторические изменения.

Для доломит-метапесчанико-сланцевой формации характерны ритмично-циклическое строение, фациальная изменчивость слагающих пород, наличие вулканитов и хемогенно-осадочных железистых кварцитов [64, 151, 153—156, 191]. Железистые кварциты, образующие две мощные пачки, залегают стратиграфически согласно, взаимопереслаиваются и постепенно переходят во вмещающие метапесчаники, высокоглиноземистые углеродсодержащие сланцы и доломиты, отражая тем самым непрерывность процесса осадконакопления и их парагенетическое единство с нежелезистыми породами. Среди последних особое значение приобретают вулканиты — метаморфизованные базальты и пикриты. Они составляют 6—10 % формации, но роль процессов вулканизма в ее формировании велика. Процессы вулканизма явились основным источником железа, кремнезема и углекислоты в бассейне осадконакопления. Они резко изменяли условия осадконакопления, что привело к образованию столь контрастной по составу толщи, в которой переслаиваются хемогенно-осадочные железистые кварциты с карбонатными породами, что не объяснимо с точки зрения обычного порядка накопления осадков фациального профиля.

Судя по характеру распределения железистых и нежелезистых пород, разрез формации отвечает двум крупным асимметричным циклам седиментации, отражающим неоднократную смену фаций регрессивного осадконакопления фациями трансгрессивного в процессе формирования толщи хемогенно-терригенных пород. Середина каждого такого цикла сложена преимущественно железистыми породами, периферия — существенно терригенными. Асимметрия строения циклов отражена в уменьшении к верхнему контакту формации объема и крупности зерен обломочного материала и последовательном увеличении доли высокоглиноземистых сланцев и доломитов. Она проявилась также в усложнении состава и строения верхней железорудной пачки по сравнению с нижней, а также резком увеличении в ней доли богатых разновидностей железистых кварцитов вплоть до промышленных концентраций. На смену преимущественно безрудным и малорудным куммингтонитосодержащим магнетитовым кварцитам и куммингтонитовым сланцам нижней пачки приходят гематит-магнетитовые и магнетитовые кварциты верхней. К верхнему контакту возрастает и степень зрелости кластогенной составляющей, в породах появляется градационная слоистость, сменившая грубую ритмику нижней половины доломит-метапесчанико-сланцевой формации.

Серия	Свита	Подсвита	Горизонт (пачка)	Стратиграфический индекс	Геологическая колонка	Мощность, м
Кремненская	Гданцевская	Третья (верхняя) сланцев и доломитовых мраморов		PR_1gd_5		20-280
		Вторая (верхняя) железистых кварцитов	Железистых кварцитов	PR_1gd_4		200-800
			Силикатных кварцитов и сланцев			до 340
		Вторая (средняя) микрокварцитов, доломитовых мраморов и сланцев		PR_1gd_3		300-400
		Первая (нижняя) железистых кварцитов		PR_1gd_2		80-650
		Первая (нижняя) метапесчаников и сланцев		PR_1gd_1		20-600

Стратиграфическое и нечеткое угловое несогласие

Рис. 31. Стратиграфическая схема пород гданцевской свиты Кременчугского района (составили Г. Ф. Гузенко, Т. А. Скаржинская):

1 — метапесчаники, кварцевые и полевошпат-кварцевые, переслаивающиеся и переходящие по пространству в доломитовые мраморы, кварц-сланяные филлитовидные сланцы, базальные конгломерат-брекчи с обломками железистых кварцитов, жильного кварца, гранитондов, метапесчаников, сланцев, 2 — кварциты магнетит-куммингтонитовые, сланце-кварциты, кварцито-сланцы аналогичного состава с пачками магнетитовых серо- и краснополосчатых кварцитов, редко — с пластинами слюдяных сланцев и метапесчаников, доломитовых мраморов, 3 — микрокварциты, доломитовые мраморы, метапесчаники кварцевые, графитсодержащие серицитовые сланцы, участками высокоглиноземистые, аподиабазовые амфиболиты, метапикриты (актинолититы, сланцы тальковые, биотит-актинолитовые, тремолитовые), редко — линзы железистых кварцитов, 4 — кварциты и сланцы гранат-биотит-куммингтонитовые с магнетитом и пластинами куммингтонитовых кварцитов, доломитовых мраморов, 5 — кварциты магнетитовые серо- и краснополосчатые с пачками магнетит-силикатных и безрудных кварцитов, высокоглиноземистых графит-сланяных сланцев, метапесчаников, доломитовых мраморов, покровами аподиабазовых амфиболитов, метапикритов (актинолититы, сланцы тальковые, биотит-актинолитовые, тремолитовые), 6 — сланцы графит-сланяные высокоглиноземистые с пластинами доломитовых мраморов, метапесчаников, железистых кварцитов, аподиабазовых амфиболитов и метапикритов (актинолититы, сланцы, тальковые, биотит-актинолитовые, тремолитовые)

В составе гданцевской свиты (рис. 31) выделяются пять подсвит, органически связанных между собой и отражающих естественные этапы формирования пород разреза [153]. Три — существенно терригенные, сложенные нежелезистыми породами, две — хемогенно-осадочные, представленные

Таблица 48. Сравнительная характеристика железисто-кремнистых формаций нижнего протерозоя Кременчугского железорудного района

Сопоставляемые признаки	Формация	
	железисто-кремнистая сланцевая криворожского типа	железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая гданцевского типа
Этап развития	Средний	Заключительный (последнейверсионный)
Структурное положение	Лежачий бок моноклинали (восточная часть железорудной полосы)	Висячий бок моноклинали (западная часть железорудной полосы)
Свита	Саксаганская	Гданцевская
Строение свиты	Полиритмично-цикличное	Субритмично-цикличное
Суммарная мощность, м	250—1200	70—2500
Протяженность, км	~30	35
Число горизонтов (подсвит)	8	5
Число железистых горизонтов (подсвит) и их мощность, м	4 <hr/> 150—800	2 <hr/> 250—1300
Число железистых горизонтов (подсвит) с промышленным содержанием железа и их мощность, м	4 <hr/> 150—800	1 <hr/> 200—700
Протяженность железистых горизонтов (подсвит) с промышленным содержанием железа, км	30	15
Объем, % в целом железистых горизонтов (подсвит)	60—70	45—50
продуктивных горизонтов (подсвит)	60—70	10—15
Состав железистых горизонтов (подсвит)	Кварциты гематит-магнетитовые, магнетитовые, магнетит-силикатные, силикат-магнетитовые, чаще куммингтонитовые, карбонат-магнетитовые, мономинеральные кварцевые; сланце-кварциты и кварцито-сланцы, существенно куммингтонитовые нередко с магнетитом, сланцы кварц-куммингтонитовые, магнетит-куммингтонитовые, кварц-хлоритовые и кварц-биотитовые, кварциты карбонат-магнетит-хлоритовые	кварц-ставролитовые, андалузит-ставролит-кварц-слюдяные, метапесчаники, доломиты, ортоамфиболиты, метапикриты, туфогенные породы
Аутигенно-минералогическая зональность в железистых горизонтах (подсвитах)	Четко выражена	Слабо выражена либо отсутствует
Фациальный состав железистых горизонтов (подсвит) по латерали	Относительно устойчив	Крайне изменчив
Предполагаемый источник железа и кремнезема	Гипергенный	Вулканогенный отчасти гипергенный

Сопоставляемые признаки	Формация		
	железисто-кремнистая сланцевая криворожского типа	железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая гданцевского типа	
Способ отложения железа и кремнезема	Хемогенно-осадочный	Хемогенно-осадочный	
Число сланцевых горизонтов и их мощность, м	4 15—400	3 60—1200	
Состав сланцевых горизонтов (подсвит)	Сланцы кварц-биотитовые, кварц-серцитовые с разным содержанием графита, с редкими пластами сланцев с хлоритоидом, кварцитов куммингтонит-биотитовых, хлорит-магнетитовых, метапесчаники (2—4 %), внутриформационные конгломерат-брекчии, безрудные кварциты	иногда с микрофосилиями, метапесчаники (20—25 %), доломиты, сланцы нередко высокоуглеродистые ставролит- и андалузит-кварц-сланцевые, железистые сланцы, сланце-кварциты и кварцито-сланцы кварц-куммингтонитовые, гранат-куммингтонит-биотитовые, безрудные кварциты, ортоамфиболиты, метапикриты, туфогенные породы, базальные и внутриформационные конгломерато-брекчии, железистые кварциты гематит-магнетитовые, магнетитовые, магнетит-силикатные	
Фация метаморфизма	Зеленых сланцев	Зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая	
Богатые руды	месторождения	Гематит-мартитовых и мартитовых руд саксаганского типа	Отсутствуют
	рудопроявления	—	Карбонат-магнетитовые, гематит-мартитовые
	генезис	Метаморфогенный, гипергенный	Контактово-метасоматический, гипергенный
Генетический тип формации	Хемогенно-осадочный	Вулканогенно-осадочный	

преимущественно железистыми кварцитами и сланцами. Принадлежность железистых кварцитов к гданцевской свите подтверждается многочисленными фактами и неоднократно обсуждалась в печати [64, 151, 153, 154, 156, 191].

Судя по минеральным ассоциациям, породы формации преобразованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и лишь на крайнем северо-западе в тектонически нарушенных зонах появляются парагенезисы, отвечающие локально проявленному контактово-миграционному метаморфизму низкотемпературной эпидот-амфиболитовой фации.

По особенностям состава и залеганию в разрезе железистых кварцитов доломит-метапесчанико-сланцевая формация Кременчугского района подразделена на две генетически связанные субформации: нижнюю — доломит-сланцево-метапесчаниковую и верхнюю — высокоуглеродистую доломит-ме-

тапесчанико-сланцевую. Стратиграфически нижняя субформация соответствует первой, второй и третьей подсвитам гданцевской свиты, верхняя — четвертой и пятой (рис. 32). Каждая субформация — своеобразна и не имеет аналогов в нижезалегающей железисто-кремнистой сланцевой формации. Подтверждением тому служит несопоставимость основных признаков ни частного, ни сводного разреза железисто-кремнистой сланцевой и доломит-метапесчанико-сланцевой формаций (табл. 48). Это различие подчеркивается находками в доломит-метапесчанико-сланцевой формации органических остатков [154], типичных для гданцевской свиты Криворожского района [157], и наличием в сингенетичных пиритах гематит-магнетитовых кварцитов тяжелого изотопа серы [64, 151, 153], не характерного для пиритов железисто-кремнистой сланцевой формации [7].

Нижняя доломит-сланцево-метапесчаниковая субформация мощностью 40—1500 м и протяженностью 35 км прослеживается вдоль всего простирания железисто-кремнистой кластогенной формации, начиная от южных профилей Еристовского участка на юге и до северных профилей Броварковского (рис. 30). На основной площади породы субформации вскрываются многочисленными скважинами и лишь начиная от южной оконечности Харченковского участка и далее на север они прослеживаются по геофизическим данным [95]. Нижняя субформация трехчленного строения с существенно обломочными породами в нижней и верхней частях разреза и железистыми в средней (рис. 31). По характеру распределения пород разрез субформации отвечает одному полному трансгрессивно-регрессивному циклу осадконакопления. В нижней или подрудной части разреза преобладают метапесчаники, иногда с пирокластами. В базальной толще они переслаиваются с конгломератами и седиментационными брекчиями, в верхних частях чаще с углистыми кварц-сланцевыми филлитовидными сланцами, доломитовыми мраморами и безрудными кварцитами, представленными хомогенно-осадочными разностями и кластогенными образованиями. На седиментационном профиле кварциты с реликтовыми обломочными структурами нередко фиксируют переход метапесчаников к хомогенно-осадочным безрудным кварцитам, а последних — к железистым разностям. Такая тесная пространственная и временная связь хомогенно-осадочных железистых кварцитов с типичными терригенными образованиями свидетельствует о непрерывности процесса седиментации и возможном едином источнике железа, кремнезема и кластогенного материала. Предполагается, что в таком случае привнос железа и кремнезема в область их осаждения происходил вследствие размыва и транспортировки этих компонентов с континента. Общность источника породообразующих компонентов в какой-то мере подтверждается и находками в глубоких промиссах Галешитовского участка среди метапесчаников тонкополосчатых гематит-магнетитовых кварцитов с регенерированными зернами обломочного кварца и линейными скоплениями новообразованного магнетита. Такие железистые кварциты, в отличие от хомогенно-осадочных, характеризуются широким спектром малых элементов, свойственных метапесчаникам.

Важной особенностью подрудной части карбонат-сланцево-метапесчаниковой субформации является наличие в обломочном материале седиментационных конгломерат-брекчий базального слоя складчатых железистых кварцитов подстилающих горизонтов железисто-кремнистой сланцевой формации. Обломки таких кварцитов картируются в глубоко эродированной части разреза и свидетельствуют о длительном перерыве, имевшем место на границе железисто-кремнистой сланцевой и доломит-метапесчанико-сланцевой формаций. По-видимому, ко времени формирования доломит-метапесчанико-сланцевой формации породы нижезалегающих горизонтов железисто-кремнистой сланцевой формации были вовлечены в складчатость.

Нижняя доломит-сланцево-метапесчаниковая субформация в вышезалегающей железорудной пачке сложена преимущественно куммингтонитсодержащими кварцито-сланцами и сланце-кварцитами, весьма редко — хомогенно-осадочными гематит-магнетитовыми, магнетитовыми и силикат-магнетитовыми кварцитами на отдельных площадях с закономерным размеще-

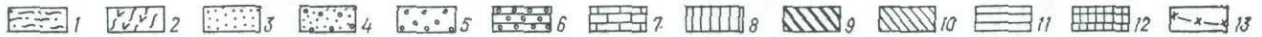
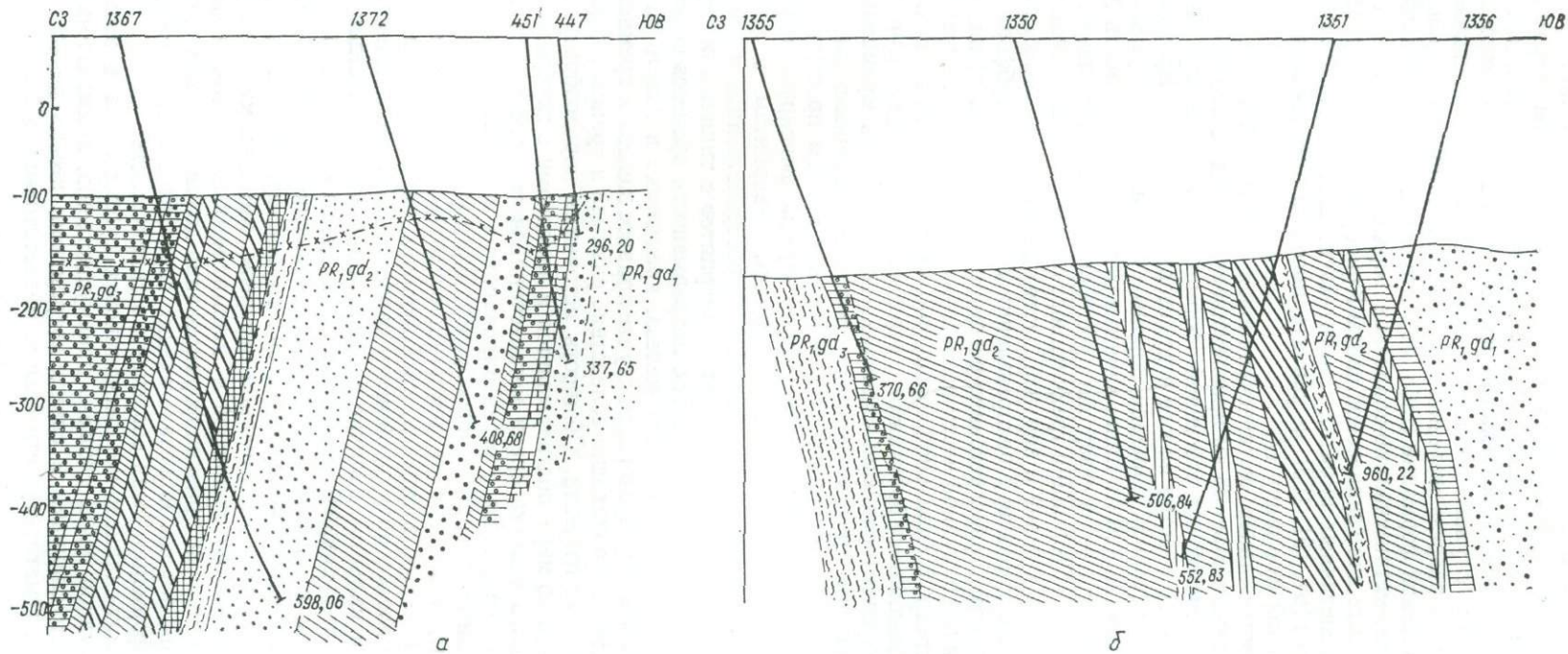


Рис. 32. Геологические разрезы железисто-кремнистой доломит-сланцево-метапесчаниковой субформации, участки:
 а — Зарудьенский, профиль XIX — XIX, б — Васильевский, профиль II — II. Сланцы: 1 — кварц-слюдяные филлитовидные, 2 — кварц-биотитовые филлитовидные, 3 — биотит-куммингтонитовые; 4 — метапесчаники кварцевые; 5 — метапесчаники с карбонатным цементом; 6 — кварциты безрудные, карбонатсодержащие; 7 — карбонатные породы; 8 — кварцито-сланцы магнетит-куммингтонитовые; 9 — сланце-кварциты; 10 — магнетит-куммингтонитовые, биотитовые, хлоритовые, преимущественно широкополосчатые ($Fe_{магн} \sim 10-14\%$), 11 — куммингтонит-хлорит-магнетитовые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} \sim 20-26\%$), 12 — магнетитовые, серополосчатые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} > 26\%$); 13 — нижняя граница процессов выветривания

нием по осадочному профилю, отвечающим идеальной аутигенно-минералогической зональности. Обычно же железистые породы переслаиваются и замещаются в латеральном направлении метапесчаниками, кварц-сланцевыми сланцами, изредка доломитами. Переход от нежелезистых пород к железистым постепенный (табл. 49).

Положение железистых пород в разрезе нижней субформации иллюстрируется двумя частными разрезами (см. рис. 32). Железородная пачка слагает среднюю часть разреза субформации и прослеживается непрерывной полосой от Белановского месторождения до северной оконечности железородного района у с. Юрки. Мощность железистых пород от 150—300 в южном направлении полосы, до 350 м и более — в северном.

В надрудной толще доломит-сланцево-метапесчаниковой субформации, полностью повторившей площади развития железородной пачки, преимущественно развиты графитосодержащие кварц-сланцевые сланцы разной глиноземистости, доломиты, метапесчаники, безрудные кварциты с редкими линзовидными телами богатых и бедных хемогенно-осадочных железистых кварцитов. В пределах северо-западных участков вблизи Харченковского разлома установлена серия покровов слабодифференцированных толеит-базальтов. В надрудной толще имеется внутриформационный перерыв. В обломочной части находятся породы подстилающих горизонтов нижней субформации, среди которых вскрываются два маломощных прослоя магнетит-куммингтонитовых сланце-кварцитов.

Верхняя высокоуглеродистая доломит-метапесчанико-сланцевая субформация мощностью 220—1000 м и протяженностью 15 км слагает крайнюю западную часть Харченковского, Мануйловского и Броварковского участков (см. рис. 30). Минимальные значения ее мощности установлены на южных профилях, максимальные — в центральной и северной частях. Резкие

Таблица 49. Химический состав железистых пород доломит-сланцевой-метапесчаниковой субформации, %

Компонент и химический коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	29,66	39,75	44,21	49,07	52,22	33,98
TiO ₂	0,08	0,03	0,07	0,07	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	1,48	0,55	1,30	1,17	0,87	1,17
Fe ₂ O ₃	28,12	37,27	25,25	20,21	15,08	17,99
FeO	27,48	16,22	19,32	20,76	21,50	26,42
MnO	0,35	0,09	0,08	0,13	0,12	0,34
MgO	5,97	3,06	4,57	3,81	4,57	10,67
CaO	0,93	0,71	0,99	0,17	1,03	0,23
Na ₂ O	0,13	0,21	0,18	0,22	0,17	0,17
K ₂ O	1,25	0,17	0,27	0,88	0,56	0,37
S _{сульф}	0,06	0,10	0,33	0,06	0,13	0,49
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,02	0,11	0,01	0,07
H ₂ O	0,02	1,55	1,73	0,29	1,52	н/о
П. п. п.	4,01	0,45	1,52	2,76	2,52	7,88
Сумма	99,63	100,18	99,84	99,71	100,36	99,84
CO ₂ карб	1,49	0,45	1,52	0,35	2,52	3,52
С _{орг}	0,69	—	—	0,32	—	0,45
Fe _{раств}	—	39,08	28,00	—	18,67	—
Fe _{общ}	—	39,62	32,77	—	27,23	—
Fe _{магн}	—	32,35	22,57	—	12,28	—
O	0,49	1,05	0,60	0,45	0,30	—
A	1,60	0,76	1,78	1,80	1,43	1,35
F	80,37	87,83	80,14	83,30	77,62	67,90
M	15,50	9,76	15,62	14,40	18,10	30,25
C	1,70	1,65	2,46	0,30	2,85	0,50
FM	95,87	97,59	95,76	97,70	95,72	98,15

Примечание. Кварцит: 1 — куммингтонит-магнетитовый (скв. 1367, глуб. 357,2 м), 2 — магнетитовый (скв. 1360, глуб. 321,5 м), 3 — куммингтонит-магнетитовый (скв. 1356, глуб. 326,5 м); 4, 5 — сланце-кварциты магнетит-куммингтонитовые (4 — скв. 1367, глуб. 275,8, 5 — скв. 1356, глуб. 434,2 м); 6 — прослой магнетит-куммингтонитового сланца в кварцито-сланцах (скв. 1372, глуб. 273,5 м).

колебания мощности связаны со срезанием части пород субформации продольными Криворожско-Кременчугским и Харченковским разломами, принадлежащими системе Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, а также с гранитизацией ее образований в верхнем контакте гранитами Кировоград-житомирского комплекса. Анализ мощностей и породных парагенезисов свидетельствует о принадлежности линейно-вытянутых разломов с оперяющимися их поперечными нарушениями к конседиментационным, омоложенным на поздних этапах формирования складчатой структуры.

С развитием разломной тектоники связано блоковое строение северо-западных участков, а их дифференцированные перемещения привели к формированию поднятий и депрессий с характерным для каждого из них набором пород. Пестрый петрографический состав, быстрая смена осадочных фаций по профилю и латерали, четкое переслаивание железистых и нежелезистых терригенно-осадочных пород и постепенность их переходов, наличие покровов вулканитов — все это является характерными признаками высокоуглеродистой субформации. По объему она соответствует четвертой и пятой подсвитам гданцевской свиты, приуроченным к заключительным этапам ее развития. Практическую ценность имеют железистые кварциты четвертой подсвиты, слагающей около 80—85 % разреза субформации. С четвертой подсвитой связаны все прогнозные запасы легкообогащаемых хемогенно-осадочных железистых кварцитов железисто-кремнистой доломит-метапесчанико-сланцевой формации Кременчугского района.

Рудоносная подсвита прослеживается вдоль всего простирания субформации и имеет мощность 200—800 м. Основной ее объем составляют богатые разновидности гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов, сосредоточенные в депрессиях. Последние трижды сменялись по простиранию участками поднятий, в пределах которых находятся метапесчаники, высокоуглеродистые кварц-ставролитовые, кварц-сланцевые сланцы, доломитовые мраморы и ортопороды. Именно депрессии явились теми благоприятными структурами, с которыми было связано интенсивное железонакопление и где мощность пластов железистых кварцитов достигает максимальных значений (400—800 м), резко сокращаясь до 10—40 м в областях поднятий. В этих структурах синхронно изменяется количественное соотношение между железистыми и нежелезистыми породами. Так, в разрезе мощных пачек железистых кварцитов, сформировавшихся в опущенных блоках, нежелезистые образования составляют лишь 13—15 %, тогда как в пределах поднятий на их долю приходится до 60 %. Качественно изменяется и состав железистых пород в сторону приподнятых блоков. На смену богатым разновидностям гематит-магнетитовых и магнетитовых кварцитов с содержанием $Fe_{\text{общ}} = 30—40$ и $Fe_{\text{магн}} = 26—33$ % приходят преимущественно железистые сланцы, малорудные и безрудные кварциты с содержанием $Fe_{\text{магн}} < 26$ %. В таких структурах доля богатых железистых кварцитов незначительна.

На фоне этих закономерностей отмечаются локальные особенности разреза каждого приподнятого блока. На южном фланге в разрезе поднятия преобладают малорудные и безрудные кварциты, кварцито-сланцы и железистые сланцы, чередующиеся с метапесчаниками, высокоуглеродистыми сланцами, доломитами, редкими пластами богатых разновидностей железистых кварцитов и покровами метапикритов. В пределах северного поднятия железистые породы содержат ультраметабазиты и доломиты. Химический состав пород субформации приведен в табл. 50.

Наиболее показательно центральное поднятие с многократным переслаиванием железистых и нежелезистых пород при преобладающем развитии среди последних доломитовых мраморов и филлитовидных кварц-биотитовых сланцев (рис. 33). Характерна избирательная приуроченность вулканитов к участкам поднятия, что свидетельствует о связи этих пород с изолированными вулканическими аппаратами, размещенными вдоль линейно вытянутых разломов, вероятно, в узлах их пересечения с поперечными разломами. Участием процессов вулканизма в формировании поднятий следует объяснить появление в их разрезе «запрещенных» породных парагенезисов (железистые

кварциты + доломиты), вплоть до непосредственного контакта железистых кварцитов с доломитами. Иногда в зоне контакта образуются контактово-метасоматические богатые доломит-магнетитовые руды. В целом же в участках поднятий переход от богатых разновидностей железистых кварцитов к нежелезистым породам постепенный и осуществляется в результате последовательного уменьшения содержания рудного минерала в направлении нежелезистых пород.

В отличие от участков поднятий разрез толщ, которые приурочены к депрессиям, занимающим более половины площади железорудной полосы, полностью сложен железистыми породами с преобладанием (до 70—75 %) богатых разновидностей железистых кварцитов. По качеству и структурно-текстурным признакам они не отличаются от таковых наиболее продуктивных горизонтов железисто-кремнистой сланцевой формации. Это красно- и серо-полосчатые, обычно тонко-, реже среднеслоистые кварциты с содержанием магнетитового железа свыше 26 %. Полосчатость в них выражена чередованием существенно магнетитовых, гематит-кварцевых и кварцевых слоев. На долю силикатных и карбонатных элементарных прослоев приходится не более 10 %. Для краснополосчатых кварцитов характерна железная слюдка, представленная преимущественно «эмульсионной» разностью. Не более 10—15 % разреза толщ опущенных блоков составляют малорудные и безрудные кварциты с куммингтонитом и куммингтонит-магнетитовые сланцы. Эпизодически встречаются маломощные покровы ультраметабазитов, прослои доломитовых мраморов и метапесчаников, ритмично чередующихся с глиноземистыми сланцами.

Таблица 50. Химический состав пород высокоуглеродистой доломит-метапесчанико-сланцевой субформации, %

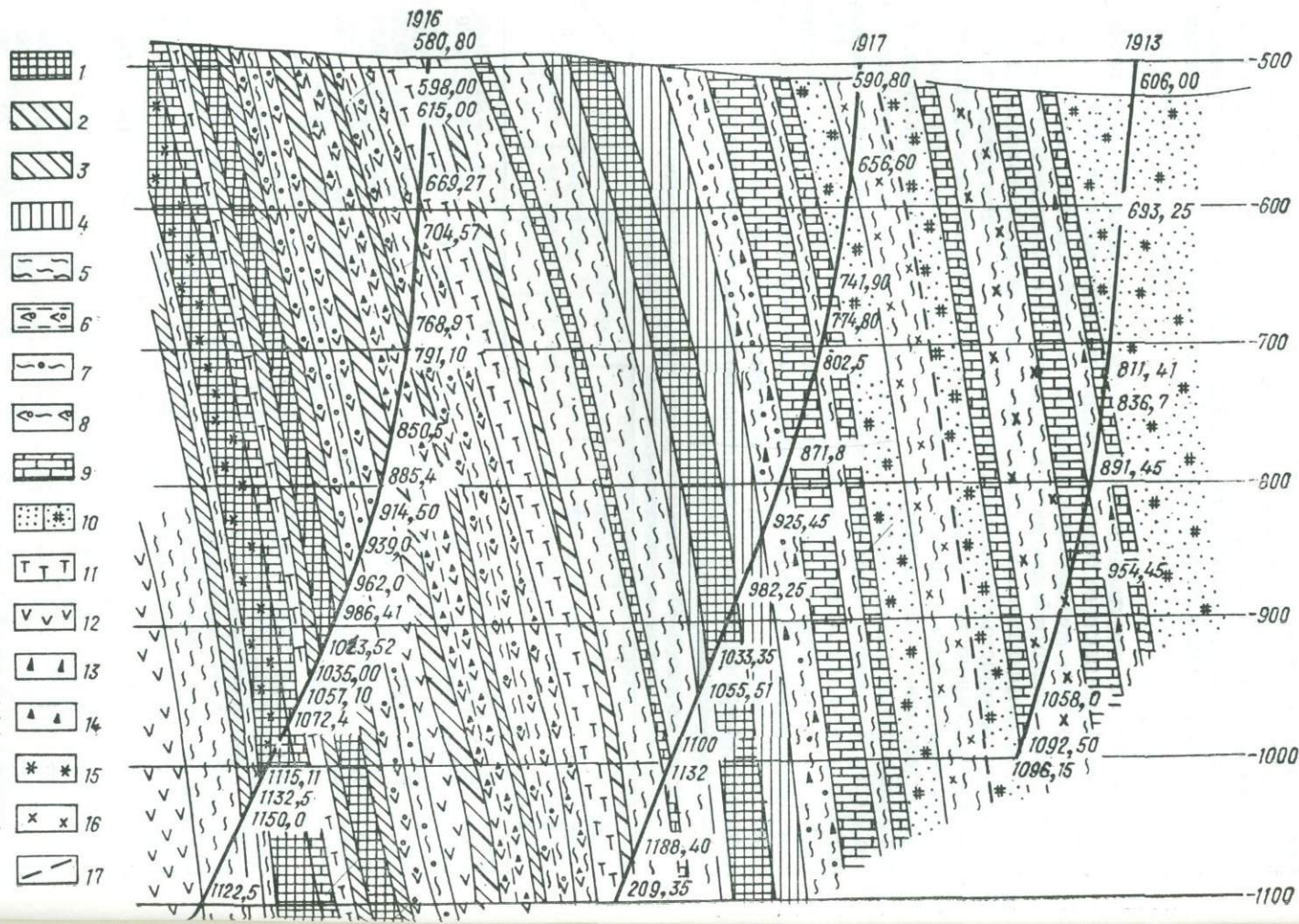
Компонент и химический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,70	47,87	39,76	40,60	41,85	52,10	78,42	56,30	5,77	42,39	49,25
TiO ₂	0,03	0,01	0,02	сл	0,05	0,07	0,05	0,47	—	0,30	0,70
Al ₂ O ₃	0,37	0,17	0,30	сл	0,69	1,57	4,44	21,10	0,96	5,82	14,77
Fe ₂ O ₃	32,63	36,79	31,25	36,06	35,60	2,08	1,42	2,02	0,52	0,18	2,83
FeO	17,02	11,01	19,30	17,10	13,93	34,34	2,27	4,45	0,97	8,84	8,26
MnO	0,072	0,036	0,11	0,04	0,15	0,46	0,036	0,06	0,20	0,22	0,21
MgO	1,83	2,31	1,25	0,73	4,25	6,00	6,92	2,39	18,50	27,15	9,62
CaO	3,04	0,49	0,58	2,70	2,58	0,70	3,56	0,25	29,34	4,80	6,58
Na ₂ O	0,09	0,06	0,16	0,16	0,16	0,08	0,31	0,50	He	Следы	3,42
K ₂ O	0,10	0,03	0,04	0,08	0,16	0,03	0,04	2,56	0,60	»	1,51
S _{сульф}	0,03	0,02	0,07	0,04	0,02	0,27	He обн.	1,06	He обн.	0,30	0,02
P ₂ O ₅	0,287	0,071	0,10	0,18	0,43	0,29	0,130	0,09	»	»	0,03
П. п. п.	3,72	0,93	6,80	2,64	0,53	2,00	2,43	8,82	43,27	9,76	2,26
Сумма	99,91	99,80	99,74	100,33	100,40	99,99	100,03	99,54	100,13	99,79	99,55
H ₂ O ⁻	0,03	0,13	0,20	0,10	He обн.	He обн.	He обн.	0,55	0,09	0,01	0,28
C _{орг}	0,45	0,39	He	He	0,07	He	He	3,18	He	He	He
CO ₂	3,52	0,32	опр. То же	опр. 2,39	0,22	0,32	опр. То же	1,10	опр. 37,49	опр. 4,65	опр. 0,42
F	87	90	94	92	81	76	16	27	2	14	24
A	—	—	—	—	—	—	13	57	—	7	22
M	6	9	4	3	13	22	55	15	38	70	36
C	7	1	2	5	6	2	18	—	60	9	18
FM	93	99	98	95	94	98	71	42	40	84	60

Примечание. Кварцит: 1 — сидероплезит-магнетитовый (скв. 1603, глуб. 738 м), 2 — гематит-магнетитовый (скв. 1605, глуб. 677 м), 3 — сидероплезит-магнетитовый (скв. 1920, глуб. 731), 4 — магнетитовый, карбонатизированный (скв. 1923, глуб. 477 м), 5 — куммингтонит-магнетитовый (скв. 1608, глуб. 761 м), 6 — сланец кварц-куммингтонитовый (скв. 1605, глуб. 843 м), 7 — метапесчаник (скв. 1608, глуб. 719 м), 8 — сланец кварц-биотит-ставролитовый углеродсодержащий (скв. 1608, глуб. 912 м), 9 — доломитовый мрамор (скв. 1380, глуб. 640,2 м), 10 — сланец хлорит-актинолитовый (апопикрит) (скв. 1609, глуб. 932 м), 11 — амфиболит аподиабазовый (скв. 1611, глуб. 960 м).

Анализы выполнены в ИГФМ АН УССР, аналитики Л. Д. Смирнова, Г. А. Скрынник.

Рис. 33. Геологический разрез железорудной подсисты железисто-кремнистой высокоуглеродистой доломит-метапесчанно-сланцевой субформации. Броварковский участок, профиль I—I, центральное поднятие.

Кварциты: 1 — магнетитовые серополосчатые, преимущественно средне-слоистые ($Fe_{магн} > 26\%$), 2 — магнетит-силикатные, преимущественно куммингтонитовые ($Fe_{магн} \sim 14-20\%$), 3 — магнетит-кумингтонитовые биотитовые, хлоритовые, преимущественно широко-слоистые ($Fe_{магн} \sim 10-14\%$), 4 — кварцито-сланцы того же состава; сланцы: 5 — кварц-биотитовые филлитовидные, 6 — кварц-гранат-кумингтонитовые, 7 — гранат-биотитовые, 8 — гранат-биотит-кумингтонитовые; 9 — карбонатные породы; 10 — метапесчанники кварцевые, участками кварцитовидные; 11 — сланцы тальковые, карбонат-тальковые, хлорит-тальковые, тальк-амфиболы; 12 — амфиболиты; наличие графита (13), метабластов магнетита (14), железной слюдки (15), плагноклаза (16); 17 — тектонические нарушения



Обычно нежелезистые породы приурочиваются к приподошвенной и прикровельной частям разреза железорудной подсвиты. В распределении разновидностей железистых пород устанавливается также некоторая зональность по седиментогенному профилю, свойственному железистым горизонтам железисто-кремнистой сланцевой формации, в отдельных разрезах опущенных блоков наблюдается приуроченность гематит-магнетитовых кварцитов к внутренней их зоне, а магнетитовых — к внешней (рис. 34).

На других профилях быстрая смена режима бассейна осадконакопления обусловила многократное переслаивание между собой богатых разновидностей железистых кварцитов без какой-либо упорядоченности в их сочетании. Тем не менее в большинстве разрезов при отсутствии тектонических нарушений переход высокожелезистых кварцитов в нежелезистые породы выше- и нижезалегающих толщ происходит либо через малорудные и безрудные кварциты, либо через железистые сланцы. При этом мощность переходной зоны в любом случае едва превышает 10—20, изредка 50—60 м.

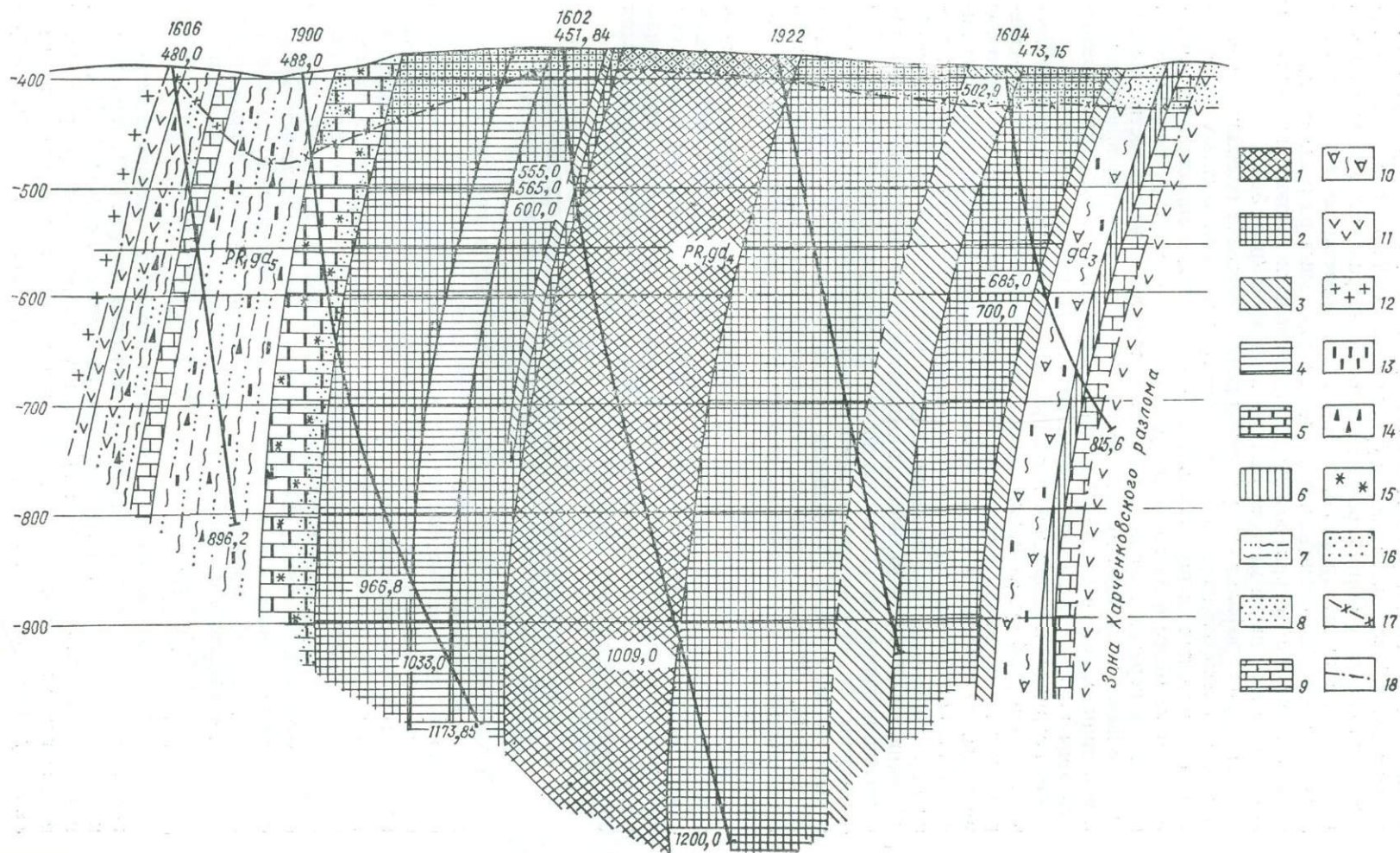
В подрудной и надрудной частях высокоуглеродистой доломит-метапесчанико-сланцевой субформации находятся высокоуглеродистые кварц-ставролитовые, кварц-андалузитовые и кварц-сланцевые сланцы, доломитовые мраморы, ортопороды и метапесчаники флишоидной формации. Эпизодически появляются пласты железистых кварцитов, что подчеркивает их тесную пространственную и временную связь с существенно терригенными образованиями. Наличие железистых кварцитов среди подстилающих и перекрывающих терригенных отложений свидетельствует о постепенной смене обломочных фаций существенно хемогенно-осадочными, присущими железорудной пачке, а также об общности источников питания бассейна осадконакопления, которыми служили коры выветривания пород континента и поствулканическая деятельность, обеспечивающая дополнительный привнос железа, кремнезема и углекислоты.

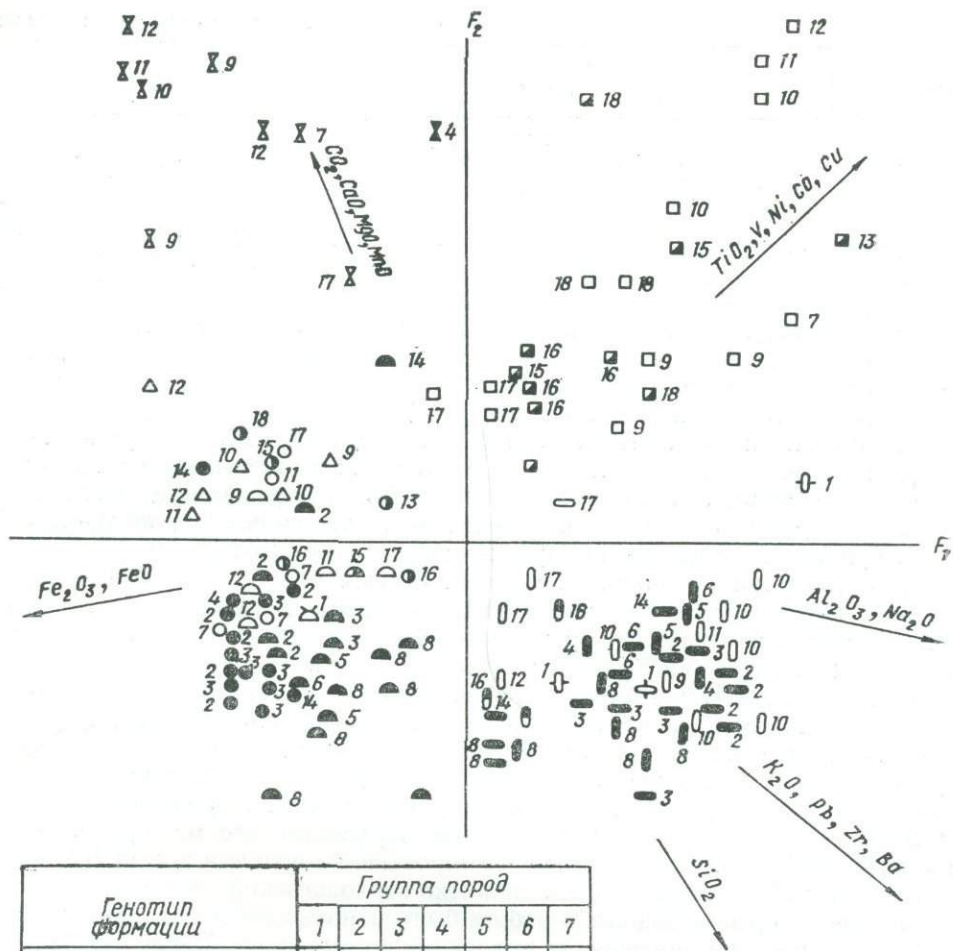
Значительная мощность и протяженность высокоуглеродистой железисто-кремнистой доломит-метапесчанико-сланцевой субформации, промышленные масштабы и высокое качество ее железистых кварцитов определяют практическую ценность описываемой формации и расширяют перспективы поисков месторождений железистых кварцитов в сходных образованиях УЩ и других регионов Советского Союза.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

В этой книге все многообразие наблюдаемых в природе железисто-кремнистых формаций докембрия по совокупности геологических признаков отнесено к трем генетическим типам, включающим шесть основных типов формаций. Предложенные классифицирующие признаки формаций носят, как правило, качественный характер и на конкретных объектах часто определяются неоднозначно, т. е. неоднозначно классифицируются и сами объекты. Для преодоления такой неоднозначности необходимо переходить к формально определенным количественным признакам. Исходя из того что огромное множество пород, слагающих типы и подтипы железисто-кремнистых формаций, имеет в своей основе различное сочетание продуктов трех главных процессов седиментогенеза (хемогенного, вулканогенного, терригенного), попытаемся на примере состава железисто-кремнистых формаций УЩ рассмотреть некоторые количественные критерии генетической классификации формаций.

Существующие методы реконструкции первичного состава вулканогенного и осадочного субстрата по петрохимическим данным [111, 139], дополненные нашим опытом интерпретации геохимических данных [50, 196], позволяют решить три задачи: 1) свести все минералого-петрографическое многообразие пород железистых формаций к сравнительно небольшому количеству литологических типов пород, что делает это многообразие обозри-





Генотип формации	Группа пород						
	1	2	3	4	5	6	7
Осадочно-хемогенная	●	◐		◑	—		⊗
Осадочно-вулканогенная	●	◐		◑	—	■	
Осадочно-вулканогенно-карбонатно-терригенная	○	◑	△	◑	—	□	⊗
Осадочно-терригенная		⊗		⊗	⊗		

Рис. 35. Распределение пород продуктивных толщ железисто-кремнистых формаций Украинского щита в координатах факторных значений и схема факторных нагрузок в плоскости F_{1-2} .

Нумерация фигуративных точек пород обозначает их принадлежность к конкретным формациям и соответствует порядковому номеру формаций в табл. 53.

Рис. 34. Геологический разрез железорудной подсвиты высокоуглеродистой доломит-метасланчико-сланцевой субформации, Мануйловский участок, профиль X—X, опущенный блок.

Кварциты: 1 — магнетитовые иногда с железной слюдой, краснополосчатые, тонко- и среднеслоистые ($Fe_{магн} > 26\%$), 2 — магнетитовые серополосчатые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} > 26\%$), 3 — магнетит-куммингтонитовые, биотитовые, преимущественно широкослоистые ($Fe_{магн} = 10-14\%$), 4 — куммингтонит-магнетитовые, преимущественно среднеслоистые ($Fe_{магн} = 20-26\%$), 5 — переслаивание доломитов с красно- и серополосчатыми кварцитами, метасланчиками и графит-кварц-биотитовыми сланцами, 6 — кварцито-сланцы магнетит-куммингтонитовые, 7 — переслаивание сланцев графит-кварц-серцит-биотитовых с метасланчиками, 8 — метасланчики, 9 — доломиты, 10 — переслаивание покровов ультраметабазитов с биотитовыми, гранат-биотитовыми и куммингтонитовыми сланцами, 11 — амфиболиты, 12 — гранитоиды; наличие ставролита (13), углеродистого вещества (14), крупнотабличчатой железной слюдки (15), 16 — процессы выветривания; 17 — нижняя граница процессов выветривания; 18 — линия тектонического нарушения

Т а б л и ц а 51. Средние содержания оксидов

Группа пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₀ общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	44,14	0,08	1,01	30,83	15,87	34,1	0,15	1,90	1,91	0,24
2	53,77	0,20	4,35	12,18	15,69	19,4	0,18	2,97	1,56	0,28
3	45,75	0,09	2,08	20,18	23,15	30,3	0,61	5,25	1,80	0,12
4	62,88	0,51	15,50	2,43	5,04	5,1	0,06	2,47	2,70	3,16
5	59,17	0,45	17,50	3,74	5,18	6,2	0,05	2,21	0,93	0,78
6	48,62	0,99	13,47	2,69	10,48	8,7	0,19	8,41	8,34	1,95
7	14,96	0,05	2,32	5,82	4,73	7,5	0,33	15,54	26,99	0,33

мым и позволяет, например, геологически обоснованно сопоставлять по составу породы железистых формаций, метаморфизованных в различной степени, 2) решить вопросы первичной природы и литогенеза исходного субстрата выделенных литологических типов пород, 3) ввести формально фиксированный количественный критерий генетической классификации формаций — набор и количественное соотношение в объеме железисто-кремнистых формаций выделенных литологических типов. Таким образом представляется возможным развить и повысить эффективность традиционного литологического принципа классификации формаций [127, 164, 165].

В соответствии с принятой методикой были опробованы 18 опорных разрезов железорудных формаций УЩ различных формационных генетических типов (генотипов). Эти разрезы относятся к саксаганской (месторождения Криворожского и Кременчугского районов) и гданцевской (Фрунзенское месторождение) свитам криворожской серии, центрально-приазовской (месторождения Куксунгур, Корсак-Могила, Каменная Могила, Мариупольское), гуляйпольской (Гуляйпольское месторождение), бугской (Молдовское, Грушковское, Савранское, Гвоздавское месторождения), росинско-тикинской (Володарское месторождение) сериям, конкской (месторождения Западно-Белозерское, Сурское, нижняя толща Верховцевского месторождения) и белозерской (Южно-Белозерское месторождение, верхняя толща Верховцевского месторождения) свитам конкско-верховцевской серии.

Кроме авторских данных в работе были использованы каменные материалы и результаты анализов из коллекции сотрудников ИГФМ АН УССР В. В. Скворцова, В. А. Зинченко, Н. И. Босой, а также анализы, опубликованные в работах [2, 72, 151, 169, 195].

Данные о составе каждой рассматриваемой породы основаны на результатах усреднения 15—30 спектральных анализов малых элементов и не менее 2—3 силикатных химических анализов, выполненных, как правило, по тем же сериям проб. Всего же всех опробованных разрезах было охарактеризовано 132 литологические разности, которые характеризуют опорные разрезы железорудных формаций на уровне горизонтов и толщ.

Опробование пород и их анализы выполнялись по однотипной методике и на единой аналитической базе, что обеспечило их сопоставимость. Таким образом, в каждой из рассматриваемых пород было определено среднее содержание малых элементов и оксидов петрогенных элементов, из которых после анализа частоты встречаемости и ликвидации повторов определения некоторых элементов силикатным и спектральным анализом было принято к рассмотрению 12 элементов (Ni, Co, V, Cr, Mo, Zr, Cu, Pb, Ge, Ga, Zп, Ba) и 11 оксидов (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, CO₂) (табл. 51).

Последовательное применение методов математической обработки многомерной информации, в частности факторного и кластерного анализов, привело к выводу, что анализируемые породы по вещественному составу четко и устойчиво разбиваются на семь групп¹, взаимное расположение которых отображено на рис. 35. Петрографический состав их таков.

¹ Развитие такого подхода на большем материале по формациям всей европейской части СССР позволило выделить 10 групп пород за счет дифференциации литологических разностей, объединяемых здесь в четвертой — шестой группах пород.

(в %) и малых элементов (г/т) по группам пород

K ₂ O	CO ₂	Ni	CO	V	Cr	Cu	Pb	Zn	Ba	Mo	Zr
0,27	2,33	18	7	12	42	46	3	45	94	0,2	9
0,93	3,42	15	4	15	29	31	3	32	108	0,7	12
0,14	0,11	13	4	26	42	33	3	34	23	0,2	3
2,73	0,28	51	11	75	165	65	11	82	284	1,0	36
4,51	1,28	61	12	74	98	41	20	87	340	0,8	67
0,91	1,25	134	39	172	307	112	3	94	119	0,6	17
0,18	25,38	35	6	11	35	23	4	24	173	0,5	25

1 — железистые кварциты (магнетитовые, гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые) с высоким содержанием железа, иногда в подчиненном количестве содержащие карбонаты и силикаты (биотит, хлорит, куммингтонит, пироксен и др.)

2 — железистые кварциты менее железистые, часто малорудные и безрудные, большей частью существенно силикатные и силикатно-карбонатные

3 — гиперстен-магнетитовые железистые кварциты и магнетит-пироксеновые кристаллосланцы железистых формаций гранулитовых комплексов

4 — плагиогнейсы, кварцито-гнейсы, метапесчаники и сланцы биотитовые, пироксен-амфибол-биотитовые, реже силлиманит-биотитовые, иногда с гранатом; в сланцах и метапесчаниках изредка наблюдаются реликтовые пирокластиты

5 — филлитовидные сланцы и кварцито-сланцы биотитовые, серицитовые, хлоритовые, хлорит-биотит-серицитовые, гнейсы биотитовые, реже силлиманит-биотитовые, иногда с гранатом

6 — метавулканиты — амфиболиты, кристаллосланцы и гнейсы основного состава

7 — очень малочисленная, но «острохарактерная» группа карбонатных пород: кварц-хлорит-карбонатные сланцы, кальцифиры, часто магнетитсодержащие

Геохимическую специализацию пород этих групп можно представить в виде формул:

Группа пород	Формула геохимической специализации
1	$\frac{\text{Fe}_{\text{общ}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}}{\text{Al}, \text{Ti}, \text{Na}, \text{Pb}, \text{Ba}, \text{Mo}, \text{Zr}}$
2	$\frac{\text{Fe}_{\text{общ}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}}{\text{Al}, \text{Ti}, \text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Co}, \text{Cr}, \text{Pb}, \text{Ba}, \text{Zr}}$
3	$\frac{\text{Fe}_{\text{общ}}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}}{\text{Al}, \text{Ti}, \text{Na}, \text{K}, \text{P}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{Pb}, \text{Ba}, \text{Mo}, \text{Zr}}$
4	$\frac{\text{V}, \text{Cr}, \text{Cu}}{-}$
5	$\frac{\text{V}, \text{Sn}}{\text{Ca}, \text{Na}}$
6	$\frac{\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ni}, \text{Co}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Cu}, \text{Zn}}{\text{K}, \text{Pb}, \text{Ba}, \text{Zr}}$
7	$\frac{\text{Mo}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{C}_{\text{карб.}}}{\text{Si}, \text{Ti}, \text{Al}, \text{Na}, \text{K}, \text{P}, \text{V}, \text{Pb}, \text{Zr}}$

В знаменателях помещены элементы с относительно высокими (> 2), в числителе — с относительно низкими ($\leq 0,04$) кларками концентрации, приведенными в формулах для каждого элемента (элементы расположены в порядке убывания кларков концентрации). Сами кларки концентрации были получены делением содержания элементов в группах пород на кларк УЩ [29] — для малых элементов и на кларк земной коры, по А. П. Виноградову [91] — для петрогенных элементов.

Распределение фигуративных точек пород на диаграмме коэффициентов «а — в» (для осадочных пород) классификационной петрохимической сетки А. Н. Неелова [111] показывает, что породы групп 1 и 2 располагаются в полях ультрасилицитов (соответственно высокожелезистых и малорудных кварцитов), породы группы 3 тяготеют к полю карбонатно-железистых субсилицитов, модальный состав пород группы 5 определяется полем терриген-

ных осадочных пород алевропелитового ряда, а группы 4 — полем более грубых, менее сортированных осадков — полимиктовых алевролитов, граувакков, туффитов. Породы группы 7 являются чистыми карбонатолитами. Породы группы 6 относятся к метаморфизованным и измененным вторичными наложенными процессами породам орторяда и связанным с ними граувакковым образованиям. По диаграмме коэффициентов «а, б». А. Н. Неелова для вулканитов эти породы относятся в основном к толеитовым базальтоидам, в наибольшем количестве отмечаются породы коматитового ряда (среди метавулканитов железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации).

Анализ факторных нагрузок позволил выявить структуру взаимосвязи петрогенных и малых элементов. Достаточно определенно выявляется пять наиболее выразительных ассоциаций взаимоскоррелированных малых элементов и оксидов петрогенных элементов. При этом члены каждой ассоциации также различаются прочностью связи внутри ассоциации, что можно изобразить в следующей форме:

- | | |
|--|---|
| 1. (Fe_2O_3) (FeO) , | 2. (MgO) (CaO) (CO_2) (MnO) , |
| 3. (SiO_2) (K_2O) (Zr, Pb, Ba, Li) , | 4. (Na_2O) (Al_2O_3) , |
| 5. (V, Ti) (Ni, Co, Cu, Cr) . | |

Как было показано ранее [91], формирование каждой такой ассоциации является следствием воздействия на вещество определенных геологических процессов. Градиент современной изменчивости содержания в породах членов ассоциации отражает интенсивность проявления каждого процесса, а состав ее вместе с комплексом прочих геологических данных позволяет идентифицировать процесс.

Схематически взаимоотношение этих ассоциаций элементов отчасти показано на рис. 35 в виде стрелок-векторов, вынесенных на диаграмму факторных значений $F_{1,2}$. Объем книги не позволил привести другие проекции факторной диаграммы, из-за чего не представилось возможности выявить векторы, несовпадающие с плоскостью рисунка; некоторые же векторы в данной проекции выглядят более близкими, чем в реальности (например, Al_2O_3 , Na_2O). На этом рисунке не лучшим образом проецируются и значения представителей некоторых групп пород, например, поля фигуративных точек четвертой и пятой групп накладываются друг на друга, в других проекциях их различия очевидны. Тем не менее показанная на рисунке проекция является наиболее выразительной и отображает структуру соотношения групп пород, различных по литологической принадлежности и вещественному составу, положение в этой структуре конкретных опробованных пород и их группировку.

Прежде всего бросается в глаза четкое разделение всех пород по вещественному составу на четыре поля, которые соответствуют четырем основным литотипам пород железисто-кремнистых формаций: вулканогенному, пирокласто-терригенному, хемогенному, железистому и хемогенному карбонатному. Эти поля подразделяются на группы пород (литологические разности), описанные выше. Так, хемогенные железистые породы представлены: 1) группами высокожелезистых и малорудных силикатно-карбонатных кварцитов, в формировании которых главную роль играют процессы, определяющие литогенез ассоциации Fe_2O_3 , FeO , Ge , и процессы, контролирующие садку кремнезема; 2) группой магнезиально-карбонатно-железистых сланцев и кварцитов, в формировании которой наряду с процессами, контролирующими железисто-кремнистый седиментогенез, участвуют процессы карбонатообразования, обуславливающие распределение CO_2 , CaO , MgO , MnO и части железа.

Поле пирокласто-терригенных пород представлено таким образом: 1) группой терригенных осадков алевропелитового состава, для которых определяющим является процесс, контролирующий литогенез ассоциаций K_2O , Ba , Zr , Pb ; 2) группой менее зрелых терригенных осадков, часто с пирокластикой (полимиктовые алевролиты, субграувакки, туффиты основного и среднего состава), формирование которых связано с взаимодействием

группы процессов, контролирующих накопление ряда ассоциаций элементов — (Al_2O_3 , Ga); Na_2O ; (TiO_2 , V), частично (K_2O , Ba, Zr, Pb).

Поле вулканогенных пород представлено, как указывалось, базальтоидами в основном нормального толеитового состава и связанными с ними граувакками, реже — более магнезиальными породами. Крайними представителями поля вулканитов являются андезитойды и коматииты. Состав указанного спектра вулканитов определяется долевым участием процессов, контролирующих распределение следующих ассоциаций элементов: а) Ni, Co, Cu; б) MgO , CaO; в) Al_2O_3 , Ga; г) TiO_2 , V; д) Na_2O , и соотношением Mg, Ca к Fe.

На рис. 35 показано распределение в каждом поле представителей различных групп пород по их принадлежности к четырем изученным генетическим типам железорудных формаций, а цифрами — участки опробования (месторождения) пород этих генетических типов (нумерация месторождений приведена в табл. 52).

Обосновав существование конечного числа литологических типов, слагающих железорудные формации, и охарактеризовав литологию и вещественный состав слагающих их групп пород, можно описать конкретные формации на введенном таким образом языке новых понятий, отображающих вещественный (петрографо-геохимический) состав геологических образований и их литолого-петрографическую природу.

В табл. 52 по 18 опорным разрезам показан долевым вклад описанных групп пород в железорудные формации. На основании этих данных можно четко вывести литолого-геохимические критерии распознавания основных генетических типов железорудных формаций. При этом формации, относящиеся к различным генотипам (осадочно-хемогенному, осадочно-кластогенному, вулканогенно-осадочному, вулканогенно-карбонатно-терригенному), отличаются друг от друга либо набором пород, либо количественным соотношением их в разрезе формации определенных литологических типов, каждый из которых имеет контрастную геохимическую специализацию. Геохимическая специализация формационного генотипа определяется геохимической специализацией литологических типов пород, имеющих наибольший количественный вклад в опорные разрезы формаций данного типа с учетом, естественно, геохимической специализации проявления литологического типа в конкретной формации.

В табл. 53 приведены средние содержания петрогенных и малых элементов в конкретных формациях УЩ, полученные путем средневзвешивания содержаний элементов в породах опорных разрезов на их вклад в общую мощность формаций. Из табл. 52 и 53 следует, что для формаций осадочно-хемогенного типа характерны: 1) высокий вклад железистых кварцитов (50 %) с преобладанием высокожелезистых джеспилитовидных кварцитов группы 1 над железистыми кварцитами группы 2, часто малорудными, безрудными; 2) наличие в существенном количестве терригенных осадков алевропелитового ряда группы 5; 3) отсутствие вулканитов группы 6; максимальные содержания в рассматриваемом ряду формаций оксидов железа с преобладанием Fe_2O_3 над FeO, минимальные содержания глинозема, магнезия, кальция, натрия, никеля, кобальта, титана, ванадия, меди, свинца, т. е. большинства элементов-примесей. По совокупности признаков к этому типу относятся железорудные формации Криворожского, Кременчугского, Южно-Белозерского месторождений; Каменно-Могильское и Куксунгурское месторождения являются, по-видимому, переходными от хемогенного типа к терригенному.

Признаки осадочно-кластогенного типа железорудных формаций таковы: 1) железистые породы относятся в основном к группе 2 (маложелезистых силикатно-карбонатных кварцитов); 2) среди ассоциирующих пород терригенного происхождения породы группы 4 (более грубозернистые, часто с пирокластикой среднего и кислого состава) резко преобладают над пелитосодержащими терригенными породами группы 5; 3) вулканитов группы 6 нет; 4) по сравнению с другими типами железорудных формаций повышены содержания оксидов кремния, калия, а также малых элементов — Mo, Ba;

относительно низкие содержания Mg, Mn, V, Ca, Co, Ni. К этому генетическому типу относятся по совокупности литогеохимических признаков железорудные формации Фрунзенского, Гуляйпольского и, возможно, Корсак-Могильского месторождений. По наличию и преобладанию в составе порфид группы 4 вулканогенно-туфогенной компоненты риолит-дацитового состава в этом типе можно выделить вулканогенный подтип, представителем которого

Т а б л и ц а 52. Соотношение литологических групп пород в опорных

Генетический тип	Железисто-кремнистая формация	Реконструированный протосубстрат, вмещающий железистые осадки	Стратиграфический индекс *	
			Стратиграфический индекс *	Номер на рис. 1
Осадочно-хемогенный	Сланцевая	Алевропелиты, силициты, железистые карбонатолиты	PR ₁ sx	2
			PR ₁ sx	3
			AR ₂ kv (bl)	14
			PR ₁ çp	4
			PR ₁ çp	6
Осадочно-кластогенный	Кластогенная **	Полимиктовые псаммитолиты, алевролиты	PR ₁ gd ₁	1
	Метакератофир-туффит-сланцевая	Туф, туффиты и лептиты	PR ₁ çp AR : PR ₁ gp	5 8
Вулканогенно-осадочный	Метаультрабазит-базитовая	Толейтовые базальты и андезит-базальты, туффиты, граувакковые псаммитолиты	AR ₂ kv (kn)	18
			AR ₂ kv (kn)	14
			AR ₂ kv (bl)	15
			AR ₂ rt	13
	Кальцифир-метабазит-гнейсовая	Толейтовые базальты и андезит-базальты, туффиты, граувакковые псаммитолиты, железистые и магнезиальные карбонатолиты	PR ₁ çp	7
			AR ₂ kv (kn)	17
			AR : PR ₁ bg AR : PR ₁ bg AR : PR ₁ bg AR : PR ₁ bg	9 11 — 10

* Стратиграфическое положение железисто-кремнистых формаций дается в соответствии
 ** Осадочно-терригенный подтип

Т а б л и ц а 53. Средневзвешенный состав железисто-кремнистых формаций

Тип формации	Опорный разрез	Средневзвешенный состав									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	
Осадочно-хемогенный	Криворожский	46,6	0,19	4,87	28,02	11,81	0,08	1,67	0,9	0,34	
	Кременчугский	51,61	0,19	7,44	16,82	12,29	0,1	2,34	1,54	0,51	
	Южно-Белозерский	49,03	0,22	7,79	20,3	11,98	0,29	1,62	0,30	0,31	
	Каменно-Могильский	61,45	0,34	11,51	9,21	6,57	0,02	1,57	2,32	1,12	
	Куксунгурский	43,91	0,26	4,36	22,83	14,72	0,1	4,7	4,14	0,66	
Осадочно-кластогенный	Фрунзенский	54,77	0,41	16,84	6,46	7,99	0,05	2,62	1,06	1,03	
	Корсак-Могильский	58,0	0,44	8,49	12,75	10,96	0,06	2,62	1,74	1,87	
	Гуляйпольский	54,36	0,32	7,57	6,68	12,28	0,06	2,18	1,22	0,8	
Вулканогенно-осадочный	Молдовский	44,63	0,44	6,98	11,83	12,89	0,41	6,73	7,91	1,01	
	Грушковский	43,05	0,8	8,22	9,84	13,83	0,42	7,4	9,01	0,76	
	Савранский	46,13	0,67	7,53	7,97	15,57	0,30	10,6	4,36	0,71	
	Гвоздавский	36,22	0,19	4,81	7,98	11,04	0,31	9,84	14,67	0,68	
	Мариупольский	49,89	0,3	6,58	18,31	12,64	0,1	3,99	4,34	1,86	
	Сурский	50,08	0,31	12,47	6,94	11,1	0,06	3,06	4,25	1,02	
	Верховцевско-Грановский	53,36	0,75	11,77	6,19	9,11	0,17	5,99	8,1	2,19	
	Верховцевско-Тепловский	45,62	1,04	13,08	3,32	11,67	0,15	6,61	7,17	1,3	
	Западно-Белозерский	48,55	0,92	11,45	4,19	9,64	0,21	7,12	6,13	1,97	
	Володарский	48,56	0,71	9,2	13,75	14,43	0,17	4,86	4,56	1,96	

является Гуляйпольское месторождение, а по преобладанию чисто терригенной компоненты — осадочно-терригенный, представленный Фрунзенским месторождением.

Для вулканогенно-осадочного типа формаций характерно: 1) существенное развитие в разрезе основных вулканитов группы 6; 2) отсутствие алевропелитовых терригенных осадков и кислых пирокластитов группы 5;

разрезах железисто-кремнистых формаций европейской части СССР, %

Опорные разрезы							
Опорный разрез	1	2	3	4	5	6	7
Криворожский	61	20	—	—	19	—	—
Кременчугский	45,5	10	—	2,5	42	—	—
Южно-Белозерский	62	11,5	—	—	26,5	—	—
Куксунгурский	70	—	—	25	—	—	5
Каменно-Могильский	—	33	—	22	45	—	—
Фрунзенский	—	28	—	57	15	—	—
Корсак-Могильский	—	50	—	50	—	—	—
Гуляйпольский	—	78	—	9,5	12,5	—	—
Западно-Белозерский	10	—	—	20	—	70	—
Верховцевско-Грановский	17,5	—	—	5	—	77,5	—
Верховцевско-Тепловский	4	3,5	—	—	—	92,5	—
Володарский	35	—	—	15	—	50	—
Мариупольский	57,5	—	—	20,5	—	21	1
Сурский	—	40	—	31,5	4,5	19,5	4,5
Молдовский	—	33	7,5	14,5	—	25	20
Савранский	14	13	13	10	—	40	10
Гвоздавский	—	20	20	15	—	5	40
Грушковский	—	—	28	22	—	30	20

со стратиграфической схемой, утвержденной УРМСК

Украинского щита (оксиды петрогенных элементов в %, малые элементы в г/т)

K ₂ O	CO ₂	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Zn	Ba
1,59	3,19	615	16	4	755	24	40	0,3	21	17	7	0,3	202
2,27	1,75	547	21	7	951	38	37	0,6	52	23	9	137	149
1,26	4,19	866	39	9	855	43	93	0,1	16	10	5	4,8	94
2,21	0,02	252	67	13	657	44	119	0,8	38	64	11	5,2	260
0,10	1,43	248	23	5	456	21	31	0,8	27	35	4	7,1	208
2,24	2,79	979	79	30	1855	83	57	2,9	46	117	16	132	408
1,61	0,02	376	65	9	556	32	118	1,6	8	53	7	6	244
1,29	0,79	444	9	2	256	17	25	0,4	16	20	5	8	35
0,46	5,43	3229	22	13	1799	98	85	0,7	15	59	5	9	111
0,62	5,24	3021	66	32	2174	141	154	0,5	13	67	6	6	118
1,08	2,69	2820	161	20	2156	117	755	0,5	8	78	4	7	105
0,23	10,22	2843	30	5	354	22	114	0,3	1	29	4	4	13
0,15	0,45	737	57	16	1252	103	111	0,5	21	81	5	5	134
1,25	2,96	353	35	10	758	42	69	0,4	5	62	0,9	6	66
0,04	0,51	609	76	25	957	86	115	0,3	3	106	3	7	50
1,97	3,15	647	60	32	1155	97	28	0,4	3	241	2	140	78
2,81	3,73	1653	152	36	1656	110	268	0,2	32	66	16	0,2	698
1,79	0,15	1336	64	30	5555	161	144	4,1	78	44	6	4,3	203

3) относительно повышенные содержания Na, Mg, Ca, P, Ti, Ni, Co, V, Cu и относительно низкое общее содержание Fe обычно с низким коэффициентом окисленности.

Железисто-кремнистый кальцифир-метабазит-гнейсовый тип формаций в литогеохимическом смысле является подтипом вулканогенно-осадочного типа, которому свойственны: 1) наличие характерной третьей группы пород (магнезиально-марганцовистых карбонатно-силикатных железистых кварцитов и сланцев); 2) высокие содержания Mg, Mn, CO₂, Cr. Обогащение Cr в определенной мере может быть связано с появлением среди вулканитов группы 6, сопровождающих эту формацию на УЩ, ультраосновных образований коматиитового ряда.

К вулканогенно-осадочному типу на УЩ относятся железорудные формации конкской и белозерской свит Верховцевского района, Западно-Белозерского и Володарского месторождений.

К кальцифир-метабазит-гнейсовому типу относятся все охарактеризованные в табл. 52 и 53 месторождения Побужья. Железорудные формации Сурского и Мариупольского месторождений являются промежуточными между вулканогенно-осадочным и кремнисто-карбонатно-метабазитовым типами.

Используя формулы геохимической специализации групп пород по величине их вклада в тип формации, можно определить геохимическую и металлогеническую специализацию каждого типа железорудных формаций докембрия. В частности, обращают на себя внимание высокая марганцовистость продуктивных толщ карбонатно-метабазитовых формаций (породы группы 2 и 3) и германненность формаций с высоким вкладом пород группы 4 существенно туфогенного происхождения.

Более подробное изучение литологии и геохимии железисто-кремнистых формаций УЩ, рассмотрение других месторождений, детализация количественных геологических характеристик опорных разрезов позволят в дальнейшем развить, конкретизировать и уточнить методику определения и практического применения литолого-геохимических критериев генетической классификации формаций. Однако уже сейчас можно сделать вывод: литолого-геохимические характеристики опорных разрезов показывают, что условия седиментогенеза, свойственные нижнепротерозойским высокопродуктивным формациям криворожского типа, фиксируются и в опорных разрезах некоторых железорудных месторождений, относимых к верхнему архею, что дает возможность по новому пересмотреть геологическую и металлогеническую позицию этих формаций.

**ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ
БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА**

Проблема установления формационной принадлежности железорудных образований Белорусско-Прибалтийского региона очень сложна. Она связана со слабой изученностью его докембрийских отложений в целом и железорудных образований в частности, поскольку они залегают на больших глубинах под осадочным чехлом. На изучаемой территории в тектоническом плане выделяются ряд выступов кристаллического фундамента (северный борт УЩ, Белорусский массив, Таллинская зона) и разделяющие их погружения, или тектонические впадины, выполненные породами осадочного чехла (Припятский прогиб, Подляско-Брестская впадина, Балтийская синеклиза, Оршанская и ряд более мелких впадин). Глубины залегания пород кристаллического фундамента в пределах этих впадин колеблются от нескольких сотен до 5—6 тыс. м (Припятский прогиб). Тектонические впадины и прогибы разделяются между собой седловинами (Жлобинской, Пинской, Латвийской). Значительную часть Прибалтики охватывает Балтийская синеклиза, которая от Московской отделяется Латвийской седловиной. На севере Балтийская синеклиза ограничена Балтийским щитом, а на территории Эстонии устанавливается постепенное поднятие фундамента с юга на север. На юге эта синеклиза сменяется Белорусской антеклизой. Выделенные структуры являются послепротерозойскими послеплатформенными.

Глубинное строение кристаллического фундамента региона расшифровывается главным образом по данным геофизических исследований и на основании изучения керна немногочисленных скважин, вскрывающих кристаллические породы на глубину от нескольких до тысячи метров. В геофизических полях и по вещественному составу выделяются архейские массивы в областях отрицательных значений магнитного и гравитационного полей и поля положительных значений аномалий, вызванных породами основного состава, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, а в последующие эпохи в значительной степени переработанными гранитизацией и диафторезом. Более молодыми структурами являются наложенные, секущие или согласные с архейскими структурами тектонические впадины или авлакогены, которые близки к тем, что выделяются под названием гранит-зеленокаменных областей, или поясов (рис. 36).

В соответствии с новыми данными, тектоническую структуру кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона составляют гранито-гнейсовые массивы (Минский, Полоцкий, Латгальский) и древние толщи супракрустальных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В настоящее время эти породы залегают в виде согласных изоклинальных складчатых систем, не столько облекающих гранито-гнейсовые массивы, сколько являющихся вместилищем их. Складчатые системы представляют собой гранулитовые пояса, которые являются реликтами части гранулит-базитового слоя, сохранившегося «выше фронта гранитизации». В гранито-гнейсовых массивах (куполах, овалах) реликты пород гранулитового

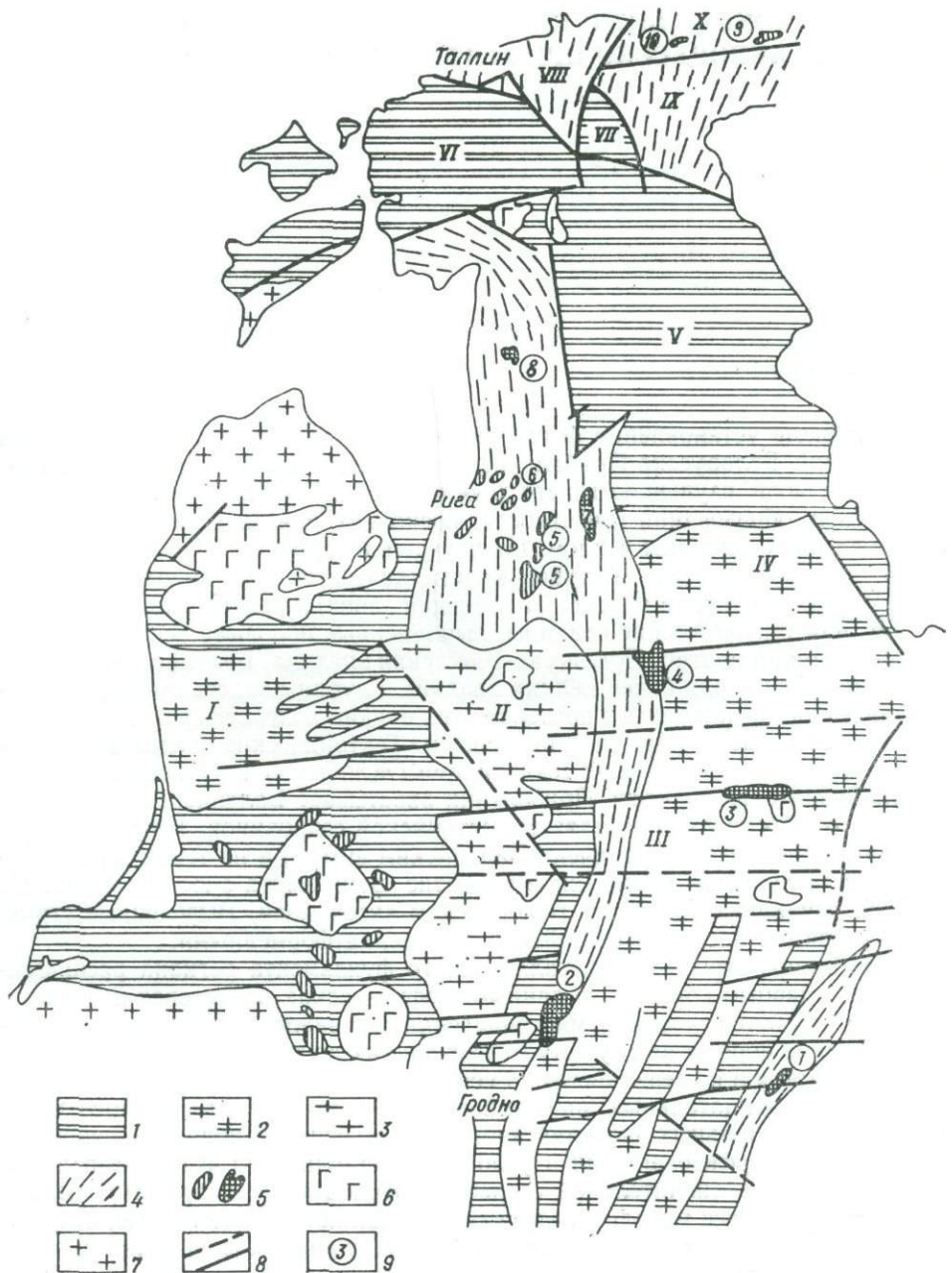


Рис. 36. Геологическое строение кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона. Основные тектонические структуры:

1—III — Западно-Центрально- и Восточно-Литовский блоки соответственно, IV — Латгалский массив, V, VI — Восточно- и Западно-Эстонский блоки, VII — Тапаская зона, VIII — Таллинская зона, IX — Алутагузская зона, X — Йыхвиская зона; 1 — Раннеархейские гранулитовые массивы, частично гранитизированные и диафторированные в условиях амфиболитовой фации, 2 — архейские гранито-гнейсовые массивы, полосы и купола, сформированные в слое гранулитов, 3 — гранитоиды Центрально-Литовского блока, 4 — метаморфические породы Таллинской, Йыхвиской, Алутагузской, Инчукальской, Балнинкайской и Околовской зон, 5 — магнитные аномалии повышенной интенсивности (установленные и предполагаемые тела богатых железных руд, железисто-кремнистых, основных и ультраосновных пород), 6 — габбро, 7 — рапакиви-граниты Рижского и других массивов, 8 — геологические контакты и тектонические нарушения, установленные и предполагаемые, 9 — поля развития железисто-кремнистых образований (1 — Околовское, 2 — Варенское, 3 — Твярячус, 4 — Гарсенское (аномалия Тумасонис — Субате), 5 — Исенское, 6 — Инчукальское, 7 — Аннаское, 8 — Стайцельское, 9 — Йыхвиское, 10 — Сакусаарское)

слоя наблюдаются в виде «теней», определяющих директивную текстуру пород этих массивов. В пределах зон гранулитового метаморфизма высокотемпературные породы подверглись регрессивному метаморфизму и в большинстве своем являются диафторитами. Они также частично гранитизированы более поздними магматическими расплавами.

Наиболее древняя супракрустальная толща Белоруссии выделена в щучинскую серию, которая расчленяется на три толщи, или свиты: нижнюю — остринскую, среднюю — заборскую и верхнюю — дитвинскую [144]. Щучинскую серию слагают интенсивно гранитизированные биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, диафторированные дупироксеновые кристаллические сланцы, пироксеносодержащие амфиболиты, амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы. Верхняя часть щучинской серии сложена толщей глиноземистых биотитовых и гранатосодержащих гнейсов с редкими прослоями карбонатных пород и графитовых гнейсов. С этой толщей связаны локальные маломощные железорудные образования, не имеющие промышленного значения.

Аналогичный состав имеют кристаллические породы ашвашского комплекса Литвы, метаморфизованные в гранулитовой фации.

В Латвии гранито-гнейсы слагают северную часть Западно-Литовского, южную часть Южно-Эстонского блоков и Латгальский массив. Между ними находятся толщи основных гранулитов, представленные гиперстен-биотитовыми, амфибол-гиперстенновыми, силлиманит-биотитовыми и гиперстен-кордиерит-биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, чаще всего встречающимися в северо-восточной части Латвии [123]. Аналогичные породы прослеживаются в Эстонии.

В наложенных на архейский фундамент более молодых авлакогеноподобных впадинах (синклинальных зонах) развиты верхнеархейские лопийские или раннепротерозойские толщи, смятые в различного рода складки. Синклинальные зоны в основном совпадают с осевыми частями гранулитовых поясов или же приурочены к шовным зонам между тектоническими блоками раннеархейского заложения.

Околовская синклинальная зона, заложившаяся на реоморфизованном раннеархейском фундаменте (остринская толща) и выполненная породами околовской серии, протягивается в северо-восточном направлении согласно со структурами щучинской серии. В Литве структурным продолжением ее являются близкие по составу породы, объединяемые в бальнинкайский комплекс, представленный амфиболитами, кислыми биотитовыми плагиогнейсами с силлиманитом. Их возрастным аналогом в Латвии являются породы гарсенского комплекса, сложенного амфиболитами, амфибол-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с кордиеритом, гранатом и силлиманитом. Породы гарсенского комплекса интенсивно гранитизированы и диафторированы, к ним приурочены тела железистых кварцитов и богатых руд. В понижениях эти породы перекрываются адажской толщей биотит-амфиболовых и двуслюдяных сланцев, амфиболитов и метаандезитов, сопоставляемых с породами житковичской свиты юга Белоруссии [124].

На севере Эстонии в Таллинской зоне развиты биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, кварц-полевошпатовые и глиноземистые биотитовые гнейсы с гранатом, силлиманитом и кордиеритом. В Алутагузеской структурной зоне на северо-востоке Эстонии преобладают биотитовые гнейсы с прослоями глиноземистых, с которыми ассоциируют безрудные кварциты и мраморы. Таллинская и Алутагузеская зоны разделены субмеридиональными поднятиями, сложенными гранулитами, сходными с основными гранулитами Южной и Западной Эстонии. В Йыхвиской зоне развиты амфиболовые, амфибол-пироксеновые, глиноземистые силлиманит-гранат-кордиеритовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями гранат-магнетитовых кварцитов с орто- и клинопироксенами, амфиболом и биотитом.

Железорудные образования на территории кристаллического фундамента Белоруссии и Прибалтики образуют разобщенные небольшие по мощ-

ности и простирацию тела, сосредоточенные в субмеридиональной полосе, протягивающейся от Одесско-Белоцерковской зоны УЩ, через западную часть Белорусского массива в Литву, Латвию и Эстонию.

Возрастное положение железисто-кремнистых формаций Белорусско-Прибалтийского региона уверенно не доказано. Это в значительной мере объясняется их недостаточной разбуренностью и изученностью, а в связи с этим и отсутствием надежных геохронологических датировок. Основываясь на степени регионального метаморфизма, а также на парагенетических ассоциациях пород и породообразующих минералов, представляется обоснованным выделить более метаморфизованные архейские железисто-кремнистые формации гранулитовых комплексов и менее метаморфизованные раннепротерозойские (?).

Железорудные образования архейских гранулитовых комплексов, согласно принятой классификации, относятся к вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой метабазит-гнейсовой формации, которая развита в Северной Эстонии (Йыхвиское и Сакусареское рудопроявления) и Северной Латвии (Стайцельское рудопроявление). К близкому формационному типу по составу пород и степени метаморфизма, видимо, относятся железорудные образования Исинского и Инчукалнского рудопроявлений Латвии, хотя по возрасту они, возможно, более поздние. Исходя из допущения о том, что часть гнейсов, входящих в железисто-кремнистую метабазит-гнейсовую формацию, представлена кислыми или средними метавулканитами, исследователи для этой формации применяют также названия железисто-кремнистая метабазит-липаритовая или железисто-кремнистая метаандезит-базитовая [20, 123]. Формационные аналоги железисто-кремнистой метабазит-гнейсовой формации Прибалтики развиты в волшпашской свите Кольского п-ова, бесединской толще Курско-Бесединских аномалий Воронежского массива, черемшанской толще Татарского свода.

Строение железисто-кремнистой метабазит-гнейсовой формации Прибалтики изучено фрагментарно и приводится по отдельным рудопроявлениям.

Йыхвиское рудопроявление, по материалам В. Х. Петерселя и др. [20, 123], приурочено к одноименной тектонической зоне. Положение его контролируется контрастной положительной магнитной аномалией, которая по геофизическим данным прослеживается в субширотном направлении на 8 км. Железисто-кремнистые породы залегают в вайварской толще переслаивающихся биотит-амфиболовых, пироксен-биотит-амфиболовых биотитовых и пироксен-биотитовых плагиогнейсов, вероятно, представляющих собой метавулканиды кислого и основного составов. Пироксены в них представлены ферригиперстеном и феррисалитом [94]. По геофизическим данным, пачка железисто-кремнистых пород имеет мощность 300—400 м. На западном магнитном максимуме толща этих пород состоит из двух пластов, разделенных безрудными глиноземистыми гнейсами мощностью 30—40 м. В свою очередь, рудные горизонты содержат пропластки и слои глиноземистых гнейсов и секутся пластообразными телами плагиомикроклиновых пегматоидных гранитов. Железистые кварциты по минеральному составу тонко- и мелкозернистые, магнетитовые, гранат-магнетитовые, гранат-пироксен- или гранат-амфибол-магнетитовые и переслаиваются с двуполевошпатовыми кварцитами. Участками отмечается ритмичная тонкополосчатая текстура. На отдельных участках кварциты обогащены пирротинном, реже встречаются халькопирит и сфалерит. Изотопный анализ, выполненный в ИГФМ АН УССР под руководством Л. Т. Савченко, показал, что изотопный состав серы в сульфидах близок к мантийному ($\delta^{34}\text{S} = -0,8\text{‰}$). Характерным является высокое, но неравномерное содержание марганца и иногда кальция. Отношение $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ колеблется от 0,01 до 0,25, составляя в среднем 0,10. Между Fe_2O_3 , MnO и CaO почти повсеместно устанавливается четкая положительная корреляция. В межрудных прослоях глиноземистых гнейсов содержание марганца существенно ниже.

Среди породообразующих минералов в железистых кварцитах преобладает кварц (до 75 %). Содержания плагиоклаза, граната и силикатов изменяются от единичных зерен до 30—40, магнетита 5—35 %, редко больше.

Гематит составляет не более 8—10 %, пирит корродирует зерна магнетита. Содержание валового железа в железистых кварцитах колеблется от 17,6 до 31,9, редко превышает 40 %.

В рудных пачках встречаются прослои биотитовых гнейсов с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и андалузитом, что указывает на региональный метаморфизм гранулитовой фации низкого давления.

Сакусаарское рудопроявление приурочено к ягалаской толще, развитой в Таллинской структурной зоне в 75 км восточнее г. Таллин. Рудопроявление фиксируется магнитной аномалией запад-северо-западного простирания интенсивностью до 1000γ и протяженностью до 1,2 км. Железисто-кремнистые породы вскрыты одной скважиной на глубине 259,5—283,7 м и представлены пластом, имеющим падение 60—80° на северо-восток. Они ассоциируют с биотитовыми гнейсами, которые по химическому составу близки к кислым вулканитам (кварцевым лептитам); сложены гранат-биотит-магнетитовыми и амфибол-гранат-магнетитовыми кварцитами, иногда с полевыми шпатами. Содержание магнетита неравномерное. Изредка встречаются пирит, пирротин, гематит, реже халькопирит и сфалерит. Железистые кварциты тонкополосчатые, от тонко- до мелкозернистых. Содержание рудных минералов составляет 10,0—39,8 %; нерудные представлены кварцем (14—35 %), роговой обманкой (7—45 %), гранатом (6—28 %), плагиоклазом (до 21 %), микроклином (до 37 %). Встречаются клинопироксен и эпидот, иногда ромбический пироксен, а также альбит и олигоклаз. Содержание железа низкое (14,69—22,8 %). Характерно повышенное содержание марганца и серы, связанной с сульфидами.

На Стайцельском рудопроявлении в Северной Латвии железисто-кремнистая формация приурочена к верхней толще одноименного комплекса метаморфических пород, развитых на Восточном побережье Рижского залива в 110 км к северу от г. Рига. Для стайцельского комплекса характерно широкое развитие кислых пород и прослоев железистых кварцитов с повышенным содержанием марганца. Нижняя часть его сложена амфиболитами, биотитовыми, гиперстенсодержащими биотитовыми и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями магнетит-гранатовых железистых кварцитов. Верхняя часть состоит из гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-амфиболовых мелкозернистых гнейсов, с которыми ассоциируют марганценозные гранат-магнетитовые и гранат-салит-магнетитовые кварциты, изредка амфиболиты. Характерно ритмичное чередование железистых кварцитов и гнейсов, а также постепенные переходы между ними.

Продуктивная толща Стайцельского рудопроявления образует дугообразную полосу шириной 0,5—1,5, длиной 13 км, мощностью 500 м. Вскрытая часть продуктивной толщи состоит из двух рудных пластов (мощность 41 и 45 м), разделенных пластом нерудных пород (мощность 24 м). Рудные пласты также содержат прослой нерудных пород — мелкозернистые гнейсы, которые местные геологи называют лептитами. По составу эти гнейсы, гранат- и гиперстен-биотитовые с подчиненными пластами амфиболитов. Предполагается, что амфиболиты являются продуктами вулканизма толейтовой серии, более кислые гнейсы рассматриваются как вулканиты кислого состава, а частично как осадочные образования. Полосчатые железистые кварциты представлены грачат-магнетитовыми, гранат-салит-магнетитовыми и гранат-биотит-магнетитовыми разностями с содержанием общего железа 32,3—33,4 %. Содержание в рудах марганца в среднем составляет 2,7, участками 11,5 % при почти полном отсутствии серы, малом содержании фосфора (в среднем 0,1 %) и титана (в среднем 0,2 %) (табл. 54).

Северо-восточнее и юго-восточнее г. Рига на Инчукалнском и Исинском участках вскрыты железорудные образования, по парагенезису вмещающих

Таблица 54. Средние содержания породообразующих компонентов (%) и малых элементов в основных разновидностях руд и вмещающих безрудных пород железисто-кремнистых формаций докембрия Латвии, г/п

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39,59	35,07	74,44	69,47	50,62	54,15	63,36	50,97	5,99	34,35	72,18
TiO ₂	0,12	0,24	0,15	0,28	0,5	0,31	0,56	0,74	0,68	0,39	0,24
Al ₂ O ₃	2,34	2,62	10,16	13,38	6,41	7,93	13,06	16,81	2,49	0,9	10,96
Fe ₂ O ₃	35,23	36,24	3,47	4,39	21,08	15,37	4,68	4,12	52,15	37,16	2,43
FeO	9,96	10,09	2,14	2,56	8,92	11,64	6,3	6,64	23,97	16,39	1,98
MnO	3,57	8,45	0,49	0,4	0,84	1,31	0,06	0,18	0,01	0,01	0,05
MgO	3,97	4,11	0,87	1,35	2,7	2,32	1,98	4,77	0,26	0,22	3,19
CaO	4,26	3,15	3,01	3	3,99	3,75	4,56	8,48	0,92	1,39	2,61
Na ₂ O	0,12	0,13	2,94	3,22	1,12	1,05	2,37	2,58	0,05	0,11	4,29
K ₂ O	0,14	0,06	1,51	1,8	1,48	1,38	1,82	1,84	0,04	0,02	0,7
P ₂ O ₅	0,26	0,16	0,04	0,1	0,21	0,16	0,12	0,24	0,25	0,75	0,08
SO ₃	0,05	0,01	—	0,02	0,12	0,32	0,1	0,28	8,25	4,68	0,42
CO ₂	0,25	0,09	0,32	0,14	He	He	—	0,31	He	He	0,36
П. п. п.	0,66	0,47	0,67	0,67	опр.	опр.	0,98	2,25	опр.	опр.	1,11
Сумма	100,52	100,89	100,21	100,78	99,63	100,62	99,95	100,21	99,03	99,11	100,6
Fe _{общ}	32,72	35,55	He	He	21,7	19,5	He	He	55,12	38,77	He
Fe _{магн}	28,07	29,97	опр.	опр.	He	He	опр.	опр.	49,43	36,11	опр.
			То же	То же	опр	опр.	То же	же			То же
Cu	4	3	4	12	49	68	51	57	35	3	2
Pb	He	He	14	9	13	14	18	14	He	He	He
Zn	опр.	опр.	—	—	121	187	122	He	опр.	опр.	опр.
	482	430	—	—	—	—	—	опр.	229	160	—
Mo	He	He	He	He	5	5	3	1	9	4	—
	опр.	опр.	опр.	опр.	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	47	82	61	76	142	—	48	—
Cr	11	11	11	11	44	39	42	53	87	59	—
Co	48	49	—	9	21	17	13	29	703	98	43
Ni	16	16	—	—	32	25	22	100	48	104	8
Mn	18 141	17 423	14 476	5725	2833	4822	1503	He	118	118	123
								опр.			
Ti	826	1758	1890	2421	4392	4022	3147	4171	579	518	2637
Be	1	1	—	1	1	2	4	He	—	—	5
								опр.			
Y	—	—	38	—	54	78	30	То же	—	—	737
Zr	—	—	107	58	155	191	231	77	—	—	600
Yb	1	1	3	1	4	7	4	—	—	2	58
Sr	He	He	He	He	172	247	255	300	He	He	He
	опр.	опр.	опр.	опр.	—	—	—	—	опр.	опр.	опр.
Ba	221	772	1115	814	398	360	871	702	То же	То же	То же

Примечание. Стайцельское рудопроявление: 1 — гранат-магнетитовый кварцит, 2 — гранат-салит-магнетитовые кварциты, 3 — гранат-биотитовые лептито-гнейсы, 4 — гиперстен-биотитовые гнейсы; Инчукаянское рудопроявление: 5 — гранат-диопсид-магнетитовые кварциты, 6 — магнетит-гранатовые кварциты, 7 — роговообманково-гиперстен-биотитовые гнейсы, 8 — амфиболиты; Гарсенское рудопроявление: 9 — богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, 10 — обогащенные магнетитовые кварциты, 11 — биотитовые плагиогнейсы. Прочерк означает, что компонент анализом не обнаружен.

пород отнесенные к метаандезит-базитовой железисто-кремнистой формации [20].

Вмещающие породы представлены гнейсами роговообманково-гиперстен-биотитовыми, гранат-гиперстен-биотитовыми и гранат-биотитовыми с кордиеритом, часто переходящими в кристаллосланцы и амфиболиты. Породы по химизму аналогичны породам основного и среднего состава и сопоставимы с высокоглиноземистыми базальтами островных дуг. В скважинах вскрыта лишь часть железисто-кремнистой формации. По геофизическим данным, протяженность ее составляет до 5 км, общая мощность достигает 450 м. Суммарная мощность пачек железистых пород около 60 м. Породы железисто-кремнистой формации интенсивно перекристаллизованы, метасоматически изменены и сложены гранат-диопсид-магнетитовыми, гранат-амфибол-магнетитовыми и скаполит-гранат-магнетитовыми разновидностями с содержанием

общего железа 22,5—33,2 %, низкими содержаниями серы и фосфора. В мигматитах и кристаллосланцах с гранатом, биотитом, диопсидом, кварцем участками содержится до 15 % магнетита (табл. 54).

С метаандезит-базитовой железисто-кремнистой формацией, вероятно, связана также формация богатых гипогенных руд, развитая в центральной Латвии на Гарсенском (150 км юго-восточнее г. Рига) и Аннаском (в 75 км от г. Рига) рудопоявлениях [123]. Она прослеживается полосой шириной 50—60 и длиной более 170 км от г. Валмиера на севере до южной границы республики и далее на юг Литовской ССР, где фиксируется магнитной аномалией в районе Томасонис — Субате. Вмещающие рудную формацию породы гарсенского комплекса сильно мигматизированы и представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми мелкозернистыми гнейсами и амфиболитами. Рудоносная толща мощностью около 500 м сложена железистыми кварцитами и богатыми железными рудами. На Гарсенском месторождении рудное тело истинной мощностью 24 м залегает среди тонкозернистых биотитовых (подрудная пачка) и мелкозернистых биотит-роговообманковых (надрудная пачка) гнейсов, чередующихся с полосчатыми плагиогранитными мигматитами с редкими прослоями (до 1,0 м) амфиболитов. Вмещающие гнейсы по химическому составу реконструируются как осадочные, частично вулканогенные породы. Руды массивные, кварц- и сульфид-магнетитовые, иногда грубополосчатые магнетитовые и биотит-амфибол-магнетитовые (см. табл. 54). Среднее содержание общего железа составляет в богатых железных рудах 56,2, в магнетитовых кварцитах 38,8, в силикат-магнетитовых кварцитах 33,6 %. Содержания марганца и титана низкие, фосфора и серы в среднем 2,04 %. Примерное соотношение разновидностей руд, имеющих постепенные переходы, следующее (в %): богатые магнетитовые и сульфид-магнетитовые руды 35, обогащенные магнетитом железистые кварциты 45, силикат-магнетитовые кварциты 20.

Протерозойские железисто-кремнистые формации тесно связаны с более молодыми тектоническими структурами, по времени заложения относящимися к раннему протерозою. В фундаменте Белоруссии к таким структурам относится Околовская, выполненная породами одноименной серии. Необходимо отметить, что возраст этой серии дискуссионен и не всеми исследователями принимается как раннепротерозойский. Железорудные образования околовской серии первоначально были отнесены к сланцево-лептит-порфировой железисто-кремнистой формации [118], которая по наличию в ее разрезе вулканитов считалась аналогом одной из формаций гимольской серии Карелии [23]. В дальнейшем формации стали называть сланцево-железисто-кремнистой или сланцево-лептитовой железисто-кремнистой [119]. В работе [73] она была названа железисто-кремнисто-лептитовой, что, по мнению авторов, основывалось на близости по составу пород к аналогичным формациям Воронежского массива и УЩ. В последующем группа авторов [89] отнесла железистые кварциты Околовского месторождения к железисто-кремнисто-вулканогенной метабазитовой формации.

Кроме железисто-кремнистой формации Околовского месторождения, в кристаллическом фундаменте Белоруссии в последние годы обнаружены (Л. И. Матрунчик и др.) еще два похожих на него рудопоявления — Рубежовичи и Аталезское, находящиеся в общей с Околовским месторождением структурно-тектонической зоне.

Околовское месторождение приурочено к Околовской грабен-синклинали, выполненной мощной толщей преимущественно мелкозернистых гнейсов, амфиболитов и других пород.

Околовская серия расчленяется [160] на гуменовщинскую (подрудную), жашковскую (продуктивную) и яченскую (надрудную) толщи. По литологическому и минеральному составу четких различий между ними не устанавливается. Толща околовской серии от нижнеархейских образований щучинской серии отличается контрастным составом, текстурно-структурными особенностями и условиями залегания.

Породы околдовской серии в 1970—1971 гг. и позже изучали многие исследователи в связи с проведением глубинного геологического картирования [119, 160, 186]. В последующие годы проводилось картирование в крупном масштабе (1 : 50 000) в центральной части и на северо-восточном продолжении Околдовской структуры, где было пробурено более 200 скважин.

Метаморфические породы околдовской серии имеют довольно пестрый состав. Соотношение частоты встречаемости отдельных типов пород в серии на юго-западном фланге структуры следующее (в %):

плаггиогнейсы метапелитовые, биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые с мелкообломочной структурой	33,8
плаггиогнейсы биотит-роговообманковые и биотитовые неясной первичной природы	15,0
плаггиогнейсы силлиманит-гранатовые, биотитовые неясной природы	1,3
плаггиогнейсы куммингтонитовые	1,5
плаггиогнейсы биотитовые, гранобластовые, диоритоподобные (перекристаллизованные)	6,8
плаггиогнейсы бластопорфиновые	1,5
плаггиогнейсы биотит-мусковитовые	3,1
плаггиогнейсы гранитизированные (с калиевым полевым шпатом)	3,9
амфиболиты	7,0
габбро-диабазы	4,9
скарны	1,7
известняки	0,6
кварциты	0,4
граниты, плаггиограниты, аплиты	15,3
пегматиты	2,0
милониты, кварц жильный, сланцы серицитовые, мусковитовые и биотитовые	1,2

Из приведенного видно, что основу околдовской серии составляют биотит-роговообманковые, биотитовые и роговообманковые плаггиогнейсы, иногда с гранатом, составляющие 33,8 %. В них установлены осадочные метапсаммитовые и метапелитовые структуры, что свидетельствует о метаосадочной природе этих гнейсов. В группу гнейсов можно включить также остальные разновидности (66,9 % пород серии). Амфиболиты и габбро-диабазы не превышают 12,0, граниты составляют не более 15,0 %.

Наблюдаются некоторые различия в распространенности тех или иных типов пород по площади. Так, в границах самого Околдовского месторождения несколько шире распространены амфиболиты и близкие по составу породы, в которых возможно наличие пирокластического материала. Однако общая тенденция преобладания метаосадочных пород сохраняется.

На юго-западном фланге Околдовской структуры обнаружены породы с куммингтонитом, прослой скарнированных известняков, установлены участки гранитизации пород на контактах с прорывающими толщу гранитными массивами и их апофизами. Наблюдается влияние гранитоидов на нижнюю часть околдовской серии и подстилающую часть щучинской. На их контакте, который из-за интенсивного преобразования пород часто не четкий, породы претерпели существенную перекристаллизацию, зерна их укрупнились. Гнейсы околдовской серии приобрели диоритоподобный облик и выделяются под названием «дроздовской» толщи. В участках интенсивной гранитизации породы щучинской серии образуют как бы антиклинальные поднятия, расчленяющие толщу околдовской серии на ряд удлиненных полос, по-видимому, имеющих синклиналиное строение. В одной из таких антиклинальных структур расположены гранитный Жуховичский массив и ряд более мелких массивов. Сочетание гранитных зон гранитизации в основании околдовской толщи, пронизывающих ее жил и апофиз гранитов пестрого состава придают Околдовской структуре своеобразные черты, до некоторой степени свойственные так называемым гранит-зеленокаменным областям.

Региональный метаморфизм пород в Околдовской структуре достигает пограничной области подфации куммингтонитовых и альмандиновых амфи-

болитов. Отличает структуру отсутствие характерных для гранит-зеленокаменных областей ультраосновных и основных коматиитовых лав и подушечных основных вулканитов. Последние по керну скважин вряд ли можно установить. В отличие от зеленокаменных областей, в которых развиты преимущественно вулканогенные породы, в Околовской структуре преобладают осадочные и смешанные вулканогенно-осадочные.

Характеристика основных разновидностей пород околовской серии, а также их средние химические составы опубликованы в работе [121]. По химическому составу и структуре выделяются орто- и параамфиболиты. В составе плагиогнейсов преобладает олигоклаз-андезин, присутствуют обломочный и метасоматический кварц, а также биотит, обыкновенная роговая обманка, куммингтонит, гранат, антофиллит, редко ставролит.

Породы рудных горизонтов Околовского месторождения достаточно полно описаны в работах А. С. Колотовского, А. И. Стасевича, А. М. Папа, Н. В. Аксаментовой, И. В. Найденкова, М. К. Кошевенко, Л. Л. Шатрубова и др. Материалы по этому вопросу имеются в работе А. С. Махнача и др. [73].

В группе магнетитсодержащих пород выделяются магнетитовые кварциты и силикат-магнетитовые или магнетитсодержащие силикатные образования. Магнетитовые кварциты — это существенно кварцевые породы с переменным количеством магнетита. В незначительных количествах в них присутствуют роговая обманка, куммингтонит и клинопироксен. Структура гранобластовая, реже гетеробластовая. Магнетит образует вкрапленность в кварце, на основании чего можно допустить первичную распыленность железистых частиц в гелеподобном кремнеземе. Нередко в железистых кварцитах наблюдается плейчатая текстура. Силикаты в железистых кварцитах сложены бледно-зеленой роговой обманкой, замещаемой куммингтонитом; иногда присутствуют зерна зеленоватого клинопироксена.

Силикат-магнетитовые и магнетитсодержащие кварц-силикатные породы слагают главную часть рудных тел. Они сложены гранобластовым агрегатом мозаичного кварца, представленного слегка уплощенными зернами, причем наиболее крупные зерна располагаются в их осевой части. В слоях мелкозернистого кварца рассеяны мелкие зерна магнетита. Иногда в осевой части магнетитовых слоев появляется клинопироксен ряда диопсида — геденбергит, имеющий вид реликтов, частично замещенных кварцем и магнетитом. Порода рассекается извилистыми жилками апатита и кальцита. Клинопироксеновые магнетитсодержащие породы на месторождении редки. Состав их, рассчитанный по химическому анализу на видимые в шлифах минералы, следующий (в %): кварц 43,5; геденбергит с примесью диопсидовой молекулы 25,0; магнетит 24,4; биотит 3,2; альбит 2,4 и апатит 1,5.

В магнетитсодержащих кварц-силикатных породах довольно часто встречаются роговая обманка, куммингтонит или гранат при сохранении мелкозернистой кварцевой основной массы. Содержание кремнекислоты понижается до 42,86 по сравнению с клинопироксеновыми магнетитовыми кварцитами, содержащими ее в среднем 49,21 %.

Наблюдались также породы (скв. Ст-56), сложенные магнетитом (30 %), зеленой роговой обманкой (30 %), клинопироксеном (20 %), куммингтонитом (10—15 %), плагиоклазом и апатитом. Присутствие клинопироксена и роговой обманки отражено в химическом составе породы повышенным содержанием СаО (до 5,38 %). Соотношение закисного и окисного железа составляет 1 : 1. Для всех пород характерно повышенное содержание V, Ni и Со при пониженном Cr, Sc, Cu и Mo. Другие элементы содержатся в количествах, выходящих за порог чувствительности анализа.

Силикат-магнетитовые кварциты от предыдущей группы пород отличаются повышенным содержанием магнетита (25—50 %). Они имеют полосчатую текстуру, обусловленную послойным распределением кварца, магнетита, а также клинопироксена и куммингтонита, срастающегося с роговой обманкой. Полосчатая текстура часто нарушается разрастанием агрегата силикатов, вследствие чего магнетит «сдвигается» на периферию таких агре-

готов, что, по-видимому, обусловлено перемещением вещества в процессе метаморфизма и метасоматоза. Содержание кремнекислоты незначительно отклоняется от среднего, равного 42,19 %, что обычно свойственно породам одинакового генезиса и одинакового метасоматического преобразования. Средний модалый минеральный состав силикат-магнетитовых кварцитов, рассчитанный из химического анализа, таков (в %): магнетит 25,4, кварц 23,3, клинопироксен 20,9, роговая обманка 23,5, куммингтонит 5,2; единичны зерна апатита, сфена, плагиоклаза, иногда присутствуют зерна кальцита. Описываемые кварциты характеризуются крайне бедным набором микроэлементов: Sc, Pb, Sn, Sr, Ba и La содержатся в количествах, выходящих за порог чувствительности анализа. Пониженные относительно кларка содержания характерны для Ga, Be, Zr, Nb, Y, Yb. Повышенные или близкие к кларковому содержанию установлены для элементов группы железа: Cu, Zn и Mo, что связано с повышенным содержанием в кварцитах магнетита и сульфидов.

На некоторых участках среди силикат-магнетитовых кварцитов наблюдаются богатые железные руды, формирование которых обусловлено процессами метасоматоза. В рудах по сравнению с железистыми кварцитами содержание кремнекислоты понижается до 36,6, иногда до 21,52 %. Нерудные минералы в рудах в видовом отношении не отличаются от силикатов железистых кварцитов и представлены куммингтонитом, клинопироксеном, зеленой и голубой роговой обманкой, подчиненную роль играет гранат. Иногда наблюдаются кальцит, андрадит, в аксессуарных количествах установлены апатит, пирит, халькопирит и пирротин.

Богатые железные руды тесно связаны с метасоматическими силикатными породами, образующими вокруг руд оторочки. Состав отдельных разновидностей метасоматитов обусловлен переменным соотношением роговой обманки, куммингтонита, клинопироксена, граната, кварца и кальцита. Иногда в них присутствуют мусковит, скаполит, сфен, эпидот (скв. Ст-87, 92, 101, 192). Возможно, часть метасоматитов образовалась по карбонатным породам и относится к эндоскарнам, возникшим при внедрении жильных гранитов.

По петрохимическим и геохимическим данным, систематизированным с помощью диаграмм [122], установлено, что большинство амфиболитов околловской серии является метабазами, переработанными под влиянием процессов регионального и отчасти контактового метаморфизма. Анхимономинеральные амфиболиты приурочены к различным оторочкам, прожилкам и околотрещинным зонам и, скорее всего, являются метасоматическими образованиями.

Роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые, отчасти куммингтонитовые, гранат-антофиллитовые, пироксеновые и роговообманково-пироксеновые плагиогнейсы, иногда обогащенные хромом, по петрохимическим данным, также близки к вулканитам основного состава. Некоторые разновидности гнейсов, вероятно, имеют смешанное происхождение, вариации их состава объясняются как колебаниями состава первичного эффузивного субстрата, так и вторичными изменениями, которым подверглись эти породы в процессе метаморфизма. Признаками осадочного и смешанного вулканогенно-осадочного происхождения обладают двуслюдяные гнейсы. Не совсем ясен генезис куммингтонитовых плагиогнейсов с гранатом, ставролитом, магнетитом и гранат-биотит-роговообманковых плагиогнейсов. Но в целом преобладающее количество плагиогнейсов околловской серии имеет параприроду, что подтверждается наличием в них первичных осадочных структур.

Кислые биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые и близкие к ним гнейсы, вероятно, также осадочного происхождения, хотя можно допустить, что в их образовании принимали участие вулканиты кислого и среднего состава. Сланцы и силикат-магнетитовые кварциты являются результатом переработки железисто-кремнистых продуктов седиментогенеза и имеют метаморфогенно-метасоматический генезис.

Рудопроявление Рубежевичи находится в Столбцовском районе Минской области. Оно фиксируется изометричной магнитной аномалией интенсивностью свыше 1600у на северо-восточном фланге Околовской синклинирной зоны. Породы рудопроявления приурочены к верхней подтолще гуменовщинской толщи околовской серии. Они сложены амфиболитами, иногда содержащими куммингтонит, а также биотитовыми плагиогнейсами с гранатом, силлиманитом и кордиеритом. Встречаются линзы кальцифиров и скарноидов. Рудная толща истинной мощности 36,6 м состоит из двух рудных горизонтов примерно равной мощности, разделенных 10,5-метровой толщиной амфиболовых плагиогнейсов, иногда содержащих гранат.

Рудные горизонты сложены магнетит-гранат-кварцевыми тонкополосчатыми, мелкозернистыми, иногда массивно-пятнистыми породами. Минеральный состав следующий (в %): алмадин 5—60, роговая обманка 5—30, кварц 35—40, магнетит до 50, плагиоклаз до 6,0. В незначительных количествах присутствуют хлорит, апатит, эпидот, турмалин, пирит, пирротин. Содержания общего железа в верхнем горизонте 36,4, в нижнем 34, магнетитового соответственно 28,2 и 27,7 %. Выше и ниже рудного горизонта отмечается вкрапленность гематита, развитого по магнетиту. Встречаются также прожилково-вкрапленные выделения галенита.

Таким образом, исходя из количественного преобладания в околовской серии парагнейсов, подчиненного по отношению к ним развития метавулканитов основного состава, железорудные образования этой серии могут быть отнесены к гнейсовой железисто-кремнистой формации.

Учитывая разнообразие геологического строения рассмотренных месторождений и рудопроявлений, можно допустить, что каждое из них является самостоятельным образованием, обусловленным особенностями осадконакопления в конкретном бассейне, своеобразием процессов регионального метаморфизма выполняющих его толщ и магматической деятельности. В то же время каждый железорудный бассейн характеризует «отрывок» единого процесса железнакопления, который был несколько различен в архее и нижнем протерозое. Для архейских железисто-кремнистых формаций Белорусско-Прибалтийского региона более характерна ассоциация железисто-кремнистых пород с метабазитами — амфиболитами и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами гранулитовой фации. Железисто-кремнистые образования, приуроченные к нижнепротерозойскому (?) комплексу, метаморфизованному в амфиболитовой фации, залегают главным образом среди гнейсов осадочной и вулканогенно-осадочной природы; амфиболиты в этом комплексе распространены ограниченно.

Для процесса железнакопления в Белорусско-Прибалтийском регионе характерна общая закономерность. Она заключается в нарастании интенсивности отложений железисто-кремнистых осадков от архея к нижнему протерозою, где этот процесс достиг максимума.

В Белорусско-Прибалтийском регионе железисто-кремнистые формации (в сравнении с другими железорудными формациями) преобладают по размерам рудных зон и потенциальных запасов, что определяет металлогенический облик и перспективы этого региона.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Железисто-кремнистые формации восточной части Балтийского щита на территории Советского Союза развиты и изучены в Карельском и Кольском регионах, существенно различающихся по геологическому строению пород докембрия. У исследователей, изучавших эти районы, сложились различные представления о стратиграфической корреляции железосодержащих толщ, геохронологических уровнях докембрийского железонакпления, типизации железисто-кремнистых формаций и их номенклатуре. На данной стадии изученности не всегда можно отделить объективные данные о специфике геологического строения и состава железисто-кремнистых формаций Карельского и Кольского регионов от субъективных, связанных с различным подходом к конкретным объектам.

В связи с этим докембрийские железисто-кремнистые формации Карельского и Кольского регионов в этой книге описаны отдельно, а при описании приведены межрегиональные сопоставления.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Лопийские (верхнеархейские) вулканогенно-осадочные комплексы Карелии, содержащие железисто-кремнистые формации, протягиваются более чем на 500 км в северо-западном направлении в виде полосы шириной 250 км от побережья Ладожского озера до Кондалакшского залива Белого моря. Они выделяются в виде двух структурно-формационных зон — Западно-Карельской и Северо-Карельской [92]. Среди обширных полей гнейсо-гранитов и мигматитов лопийские комплексы образуют ряд изолированных локальных или сопряженных структур, выделенных как железорудные районы и участки (рис. 37) [22, 57].

Геология и положение лопийских образований в стратиграфической шкале докембрия Карелии, первичная природа супракрустальных толщ и формационная принадлежность различными исследователями рассматривались по-разному [22, 57, 59, 92, 100, 174, 180—182].

Большинство исследователей [22, 92, 110, 148, 173, 174] считают, что лопийские супракрустальные вулканогенно-осадочные толщи Карелии, содержащие железисто-кремнистые формации, относятся к древнейшим протогеосинклинальным образованиям, «геосинклинальным трогам», «подвижным областям», вкладывая в эти определения понятия, близкие к понятию «геосинклинальные системы фанерозоя». При этом указывается на специфические черты в развитии докембрийских структур, своеобразии слагающих их формаций, приуроченность к крупным тектоническим разломам.

На основании геофизических исследований глубинного строения земной коры и верхней мантии Карельского региона была разработана схема блокового строения земной коры. В ней выделены наиболее крупные структурно-тектонические элементы, охватывающие земную кору на всю ее мощность:

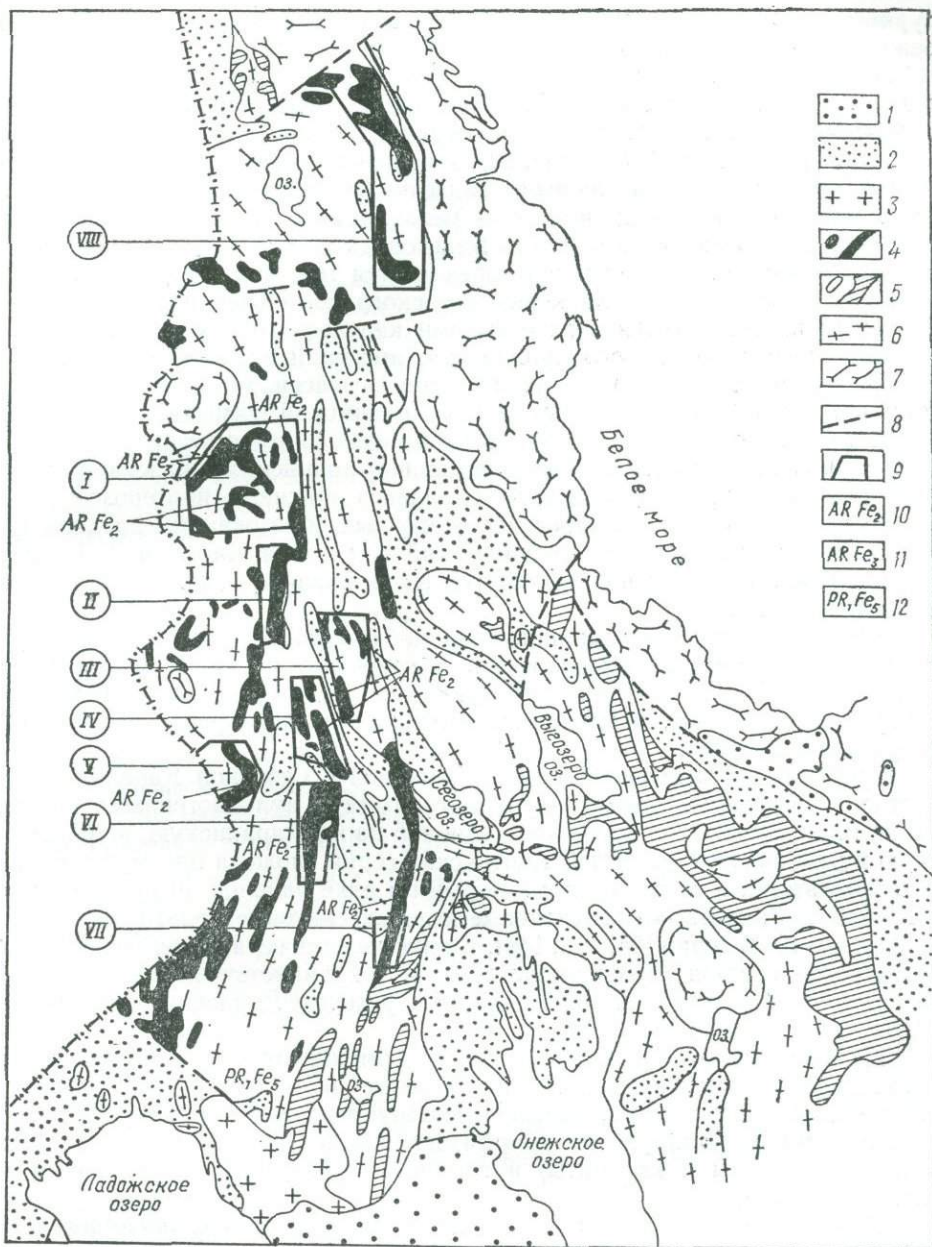


Рис. 37. Распространение железисто-кремнистых формаций Карельского региона.

Железорудные районы и участки: 1 — Костомукшский, 11 — Хедозеро-Большезерский, 111 — Воломский, IV — Тумбареченский, V — оз. Мотко, VI — Гимольский, VII — Совдозерский, VIII — Нотозеро-Хизоваарский; 1 — верхнепротерозойские породы (рифей, венд), 2 — граниты рапакиви, 3 — породы карельского нижнепротерозойского комплекса, породы долийского комплекса: 4 — железорудные, 5 — нежелезорудные; 6 — гнейсо-граниты, мигматиты; 7 — породы саамского комплекса; 8 — разломные зоны, 9 — границы железорудных районов и участков; 10 — сланцевая железисто-кремнистая формация (лолий), 11 — метакератофир-туффит-сланцевая железисто-кремнистая формация (лолий), 12 — кластогенная железисто-карбонатно-песчаниковая формация (карелий)

Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки [80, 166, 168]. Железисто-кремнистые формации в Карельском регионе размещены исключительно в пределах Карельского геоблока, где широко развиты верхнеархейские (лолийские) и нижнепротерозойские (карельские) вулканогенно-осадочные образования.

В пределах Карельского геоблока можно выделить ряд структурно-формационных зон — Западно-Карельскую, Северо-Карельскую, Восточно-Карельскую, которые отличаются своеобразием осадконакопления, струк-

турного плана, магматизма, обусловленных специфическим тектоническим режимом, а также рядом физико-географических факторов [22, 92, 181]. В Западно-Карельской и Северо-Карельской зонах расположены все железорудные районы Карелии — Костомукшский, Хедозеро-Большеозерский, Тумбареченский, Гимольский, Совдозерский, Воломский, Нотозеро-Хизоваарский, районы оз. Мотко (рис. 37), к которым приурочены железорудные месторождения с промышленными запасами железных руд — Костомукшское, Корпангское и ряд мелких — Межозерское, Таловейс, Рувинваара.

Стратиграфическое положение железорудных вулканогенно-осадочных лопийских образований Карелии определяется тем, что они располагаются стратиграфически выше отложений саамского комплекса и с угловым несогласием перекрываются образованиями карельского комплекса [163].

Комплекс долопийского фундамента, имеющий существенно тоналитовый состав, представлен беломорской серией гнейсов, мигматитов и гнейсогранитов [92, 162, 163, 174], выделенных в саамский комплекс.

Верхняя геологическая граница лопия определяется несогласным залеганием на разновозрастных супракрустальных лопийских образованиях вулканогенно-осадочного карельского комплекса нижнего протерозоя [163].

Разрез лопийских вулканогенно-осадочных образований Западной Карелии, выделенный как стратотипический для лопия Карелии [93], имеет трехчленное строение и подразделяется на нюкозерскую, контокскую и гимольскую серии.

Нижняя часть разреза лопия сложена базальными, существенно терригенными высокометаморфизованными образованиями нюкозерской серии [22, 57, 59, 163], развитыми в Костомукшском, Хедозеро-Большеозерском железорудных районах, а также Нюкозерской и Койкарско-Карбозерской структурах Карелии.

Средняя часть разреза лопия в Западной и Северной Карелии повсеместно представлена осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями контокской серии, подразделяемой на нимиярвинскую, шурловаарскую и рувинваарскую свиты. Контокская серия сложена преимущественно метабазальтами, в ассоциации с которыми в ряде районов развиты ультраосновные вулканыты — перидотитовые и пироксенитовые коматиты, составляющие до 10 % серии [56, 143, 146]. В описываемой серии с метаэффузивами толеитового состава ассоциируют железисто-кремнистые породы — магнетитсодержащие кварциты и филлитовидные углеродсодержащие сланцы, составляющие 0,2—0,5 % серии.

На этом уровне локально в районе Костомукшского железорудного месторождения развиты вулканогенно-осадочные пирокластические образования риодацитового состава, выделенные в шурловаарскую свиту. С кислыми вулканытами ассоциируют метаморфизованные железисто-кремнистые (магнетитовые сланцы и кварциты) и глинисто-песчаные (углеродсодержащие сланцы) породы.

Основой для разделения лопийских образований на ранне- и позднеархейские является площадная архейская (догимольская) кора химического выветривания, выявленная в ряде районов Западной (Костомукша, Суккозеро) [55, 58] и Центральной (Койкарская структура) Карелии. Химические коры выветривания, а также расположенные на ней мощные толщи полимиктовых конгломератов и существенно терригенный состав верхней части разреза лопия Карелии свидетельствуют о значительном перерыве и смене палеотектонического режима в позднем архее.

Разрез гимольской серии Карелии расчленяется на четыре свиты — суккозерскую, межозерскую, костомукшскую и сурлампинскую. Они сложены преимущественно метатерригенными образованиями флишевого типа, с которыми ассоциируют железисто-кремнистые породы [57, 59]. С образованиями этой серии связаны основные запасы железных руд Карелии.

Локально в пределах Гимольской и Суккозерской структур среди образований гимольской серии развиты вулканыты андезит-дацитового и риодацитового составов, объединенные в межозерскую свиту [57, 181].

Кислые и средние вулканиты Западно- и Северо-Карельской структурно-формационных зон развиты локально в отдельных структурах на уровне контоксской и гимольской серий. Они выделены на уровне свит и, таким образом, не имеют корреляционного значения.

Нижний возрастной предел лопийского вулканогенно-осадочного комплекса не определен. Для образований нюкозерской серии нет определений абсолютного возраста. Возраст кислых вулканитов — риодацитов шурловаарской свиты контоксской серии, определенный нейтронно-активационным методом по цирконам, составляет не менее 3200 млн лет [86]. Изотопные определения основания гимольской серии Костомукшского района, полученные прямым термозмиссионным методом по аутигенным цирконам из железорудно-сланцевых толщ в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР, показали возраст 2820 ± 30 млн лет [189]. Возраст метаморфизма лопийских образований нюкозерской, контоксской и гимольской серий, определенный по цирконам в ИГФМ АН УССР термозмиссионным методом, 2750 и 2700 млн лет.

Верхний возрастной предел лопийских толщ по прорывающим их гранитам определен как верхнеархейский и составляет 2700 млн лет [14].

Стратиграфическая последовательность лопийских образований Карелии и Кольского п-ова довольно близка. Стратиграфическим аналогом нюкозерской серии Карелии может быть базальная для лопия Кольского п-ова льявозерская свита тундровской серии, сложенная грубыми метатерригенными образованиями [25, 93].

Хорошо коррелируются вулканогенно-осадочные образования контоксской серии Карелии с метабазальтами и андезито-базальтами полмостундровской свиты Кольского п-ова, а существенно терригенные железорудно-сланцевые толщи гимольской серии — с вулканогенно-осадочной вороньетундровской свитой Кольского п-ова.

В карельском регионе выделяется эволюционный ряд геологических формаций вулканогенно-осадочного и осадочного типов, соответствующих стратиграфическим подразделениям — сериям и свитам [22, 57, 59]. Выделенные нами ранее геологические формации, в соответствии с принятой в книге классификацией коррелируются следующим образом:

Железисто-кремнистые формации *вулканогенно-осадочного типа*:

коматиит-базальтовая — с железисто-кремнистой метаультрабазит-базитовой

риолит-дацитовая — с железисто-кремнистой метакератофир-туффит-сланцевой.

Железисто-кремнистые формации *осадочного типа*:

терригенная (флишевая) железисто-кремнистая — с железисто-кремнистой сланцевой

молассовая карбонатно-песчаниковая железорудная (кластогенная) — с железисто-кремнистой доломит-метапесчанико-сланцевой (кластогенной).

Выделение формаций проведено в соответствии с принципами, сложившимися в итоге работ Н. П. Хераскова, Н. С. Шатского, Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова, В. Е. Хаина и др. [97, 187]. Здесь, как и в более ранних работах [59, 181], конкретные геологические формации рассматриваются как крупные палеофациальные образования с характерным парагенезисом пород, сформировавшихся в определенных палеотектонических условиях.

При определении названий формаций использована кайнотипная терминология [22, 59]. Нами принята следующая градация по объему железисто-кремнистых пород в составе формаций. Так, при наличии железисто-кремнистых образований в составе формации от 10 % и более в название формаций введен термин «железисто-кремнистая». Если в объеме формации железисто-кремнистых образований менее 0,5 %, то название «железисто-кремнистая» опускается.

Железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного типа

Коматиит-базальтовая формация

Коматиит-базальтовая формация развита в Костомукшском, Совдозерском, Гимольском железорудных районах, а также в районе оз. Мотко и Магнетитовой Вараки (см. рис. 37).

В коматиит-базальтовую формацию объединены основные (преобладают) и ультраосновные эффузивы, превращенные процессами метаморфизма в амфиболиты, амфиболовые, хлорит-амфиболовые, серпентин-хлоритовые и другие сланцы, а также ассоциирующие с ними, но присутствующие в незначительном количестве, метаосадочные породы (углеродсодержащие сланцы, гранат-роговообманковые кварциты и сланцы, магнетитсодержащие кварциты). Отложения формации слагают нижнюю часть разреза лопия и по объему соответствуют: в Костомукшском районе — ниемиярвинской и рувинваарской свитам контоксской серии, в других районах — нерасчлененной контоксской серии.

Наиболее распространенная разновидность основных вулканитов — шаровые лавы метабазальтов. Реликты шаровой текстуры отчетливо видны к западу и юго-западу от Костомукшского месторождения в Гимольском железорудном районе. В Совдозерском районе реликты шаровых лав сохраняются очень редко, обычно наблюдается пятнистая текстура, обусловленная наличием желтовато-зеленых обособлений кварц-эпидотового и роговообманко-эпидотового состава.

Массивные металавы, метаморфически преобразованные в монотонные полевошпат-роговообманковые сланцы, встречаются гораздо реже. Они образуют полосы мощностью до десятков метров среди шаровых металав. Лавобрекчии и мандельштейны встречаются в единичных случаях, мощность их не превышает первых метров.

Субвулканическая фация представлена габбро-амфиболитами, образующими секущие и пластово-секущие тела; мощность их — первые десятки метров.

Ультраосновные эффузивы в составе коматиит-базальтовой формации не превышают 10 % объема. Они наиболее распространены в районе Костомукшского железорудного месторождения, особенно к юго-западу от него, где благодаря складчатому повторению образуют несколько полос протяженностью 5—15 км. Ранее эти образования считались преимущественно интрузивными [52, 59]. В частности, они рассматривались как гипабиссальная интрузия раннепротерозойского возраста, корневая часть которой фиксируется повышенным значением гравиметрического поля [137]. При детальном изучении ультраосновных вулканитов в Костомукшском и Совдозерском районах получен убедительный материал, свидетельствующий об их эффузивной природе [142, 143]. Они сложены в различной степени рассланцованными тальк-, хлорит-, актинолит-, тремолит-, серпентин- и карбонатсодержащими породами, в которых наблюдаются отчетливые признаки текстур эффузивных образований — массивных и шаровых лав, автобрекчий, туфов и туфобрекчий.

Металавы коматиитов макроскопически представляют собой массивные или рассланцованные породы, состоящие из серпентина, актинолита (тремолита), хлорита, иногда талька и карбоната. В редких случаях сохраняются реликты оливина. Постоянно присутствует тонкая вкрапленность магнетита (от 1—2 до 5 % в районе оз. Совдозеро). Породы интенсивно перекристаллизованы, структура их лепидонематобластовая, нематобластовая, фибронематобластовая, часто отмечаются реликты гипокристаллической.

Реликты структуры спинифекс встречаются в коматиитах Костомукшского и Совдозерского районов. Эти реликты первичных структур являются убедительными свидетелями того, что рассматриваемые ультрамафиты являются метаморфическими эквивалентами быстро остывающих лав.

Автобрекчии коматиитов распространены довольно широко и чаще всего встречаются в коматиитах Костомукшского района [143]. Для них характерно наличие округлых, овальных, реже удлиненных обособлений 1—3,5 м в поперечнике, промежутки между которыми заполнены более мелкими фрагментами. Контуры обособлений подчеркиваются каймой более тонкозернистого сложения 0,5—1,5 м («зоной закалки»). Под микроскопом устанавливается, что центральные части крупных обособлений по минеральному составу и структуре аналогичны массивным коматиитам. В зоне закалки обо-

Рис. 38. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для вулканитов лопия Западной Карелии:

1, 2 — перидотитовые коматииты Костомукшского (1) и Совдозерского (2) районов; 3 — пироксенитовые коматииты Костомукшского района; 4—6 — метабазалты Костомукшского (3), Гимольского (4), Совдозерского (5) районов; метариодациты Костомукшского (7) и Гимольского (9) районов; 8 — метаандезит-дациты Гимольского района

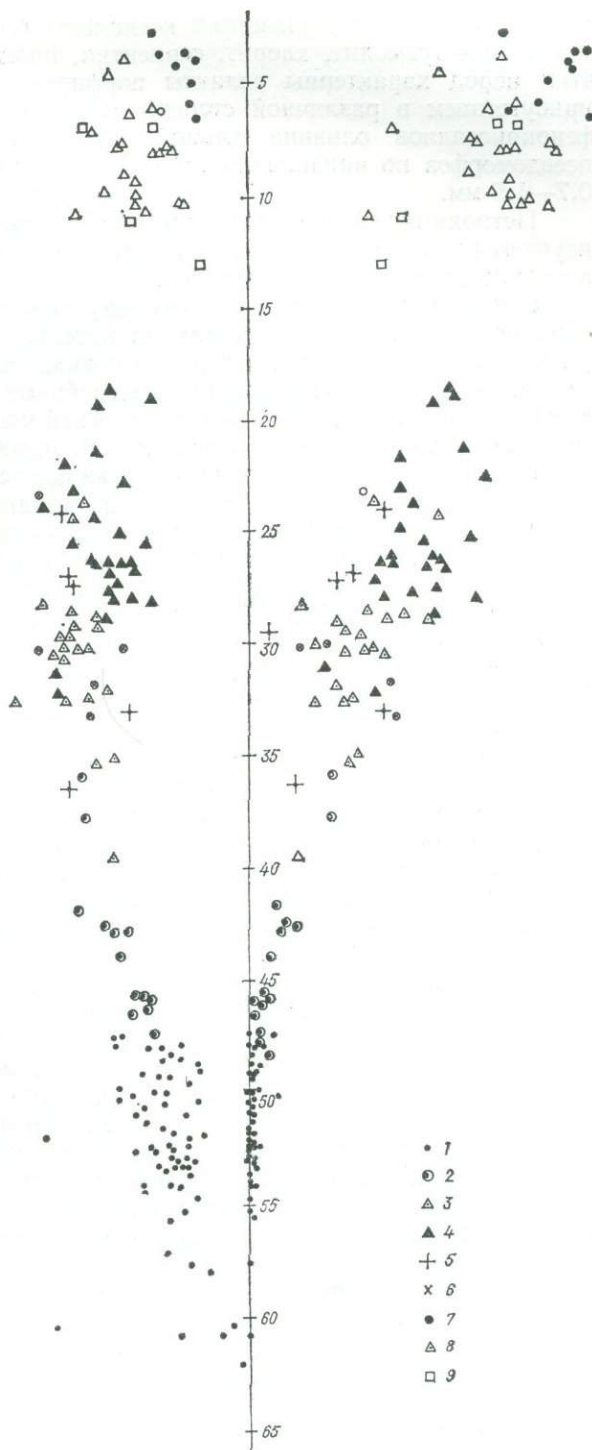
соблений отмечается тонкая полосчатость, представляющая собой реликты зональности, образовавшейся при остывании лавового материала.

Шаровые лавы ультраосновного состава сложены хлорит-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами с реликтами шаровой текстуры. Они распространены в Костомукшском районе, но встречаются значительно реже по сравнению с автобрекчиями.

Метатуфы в современном виде представлены хлорит-тремолитовыми, карбонат-хлорит-тремолитовыми, серпентинтальк-хлоритовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами. В лапиллиевых метатуфах отчетливо видны многочисленные, тесно примыкающие друг к другу обломки, ориентированные по сланцеватости. Размер их в поперечнике 0,3—1, в длину 0,5—2, реже в поперечнике 5 и в длину 12 см. Структура обломков лепидонематобластовая, фибробластовая, иногда с участками реликтовой спинифекс. Структура цемента фибробластовая.

Пепловые метатуфы коматиитов представляют собой интенсивно рассланцованные, обычно смятые в мелкие складки породы серовато-зеленого цвета. Для них характерна грубая слоистость, образованная чередованием существенно хлоритовых и хлорит-тремолитовых (актинолитовых) прослоев мощностью до 1 м. Иногда встречается ритмичная слоистость.

Субвулканическая фация представлена редкими телами коматиитов, имеющими секущие контакты с вмещающими их ультраосновными вулка-



- 1
- ⊙ 2
- △ 3
- ▲ 4
- + 5
- × 6
- 7
- 8
- 9

нитами, а также содержащими ксенолиты последних. Породообразующие минералы—тремолит, хлорит, серпентин, иногда сохраняется оливин. Для этих пород характерны реликты порфировой структуры, обусловленные присутствием в различной степени замещенных вторичными минералами фенокристаллов оливина длиной 1,7—3,5 и в поперечнике 1,5 мм или псевдоморфоз по вкрапленникам пироксена длиной 2—4 и в поперечнике 0,7—1,5 мм.

Петрохимические особенности пород коматиит-базальтовой формации изучены на основании 76 полных силикатных анализов основных и 81 анализа ультраосновных вулканитов.

Основные эффузивы по химическому составу соответствуют кварцевым и оливиновым толеитам и являются производными базальтоидной магмы (рис. 38). Характерная их черта — пониженная щелочность. Однако, несмотря на петрохимическую близость основных вулканитов, отмечается, что среди метабазальтов, залегающих в нижней части разреза коматиит-базальтовой формации (ниемеярвинская свита), преобладают кварцевые толеиты, тогда как в верхней части разреза (рувинваарская свита) преимущественно развиты оливиновые и встречаются высокомагнезиальные базальты. Метабазальты Гимольского района характеризуются несколько повышенными кремнекислотностью и щелочностью при пониженных магнезиальности и железистости. Ультраосновные эффузивы, в соответствии с классификациями Арндта и Налдретта [65, 197, 198], относятся к перидотитовым и пироксенитовым коматиитам.

В перидотитовых коматиитах содержание MgO чаще всего превышает 24 % при относительно высоком содержании Al₂O₃ (до 10—12 %). При общей малой щелочности характерны крайне низкие содержания K₂O, не превышающие 0,04 % (обычно 0,01—0,02 % и менее). В незначительном количестве присутствует TiO₂ (не более 0,4, редко до 0,64 %).

Лавы перидотитовых коматиитов, ассоциирующие с ними туфы и продукты субвулканической фации близки между собой по химическому составу. По сравнению с перидотитовыми в пироксенитовых коматиитах в целом низкое содержание K₂O, иногда оно увеличивается до 0,13 %.

Коматииты Западной Карелии отличаются от аналогичных пород Центральной и Южной Карелии более высоким содержанием MgO [22]. При сравнении особенностей химизма ультраосновных эффузивов Западной Карелии с коматиитами зеленокаменных поясов Финляндии [190] видно, что в последних более высокое содержание K₂O (до 0,18—0,28 %). Ультраосновные вулканиты Западной Карелии по петрохимическим особенностям очень близки к коматиитам Западного Приднестровья (УЩ), развитым в Чертомлыкско-Верховцевском, Сурском и Конкско-Белозерском зеленокаменных поясах [65, 190]. Коматииты Западной Карелии в отличие от таковых пояса Барбертон (Южная Африка) [197] характеризуются повышенным содержанием Al₂O₃. Для сопоставления химического состава коматиитов Западной Карелии, Западного Приднестровья (УЩ), Финляндии и Южной Африки (пояс Барбертон) на рис. 39 приведена диаграмма CaO — MgO — Al₂O₃.

Метаосадочные породы развиты ограниченно. Они сложены слоистыми полевошпат-роговообманковыми сланцами с гранатом, углеродсодержащими сланцами и метаморфизованными железисто-кремнистыми породами. Слоистые полевошпат-роговообманковые сланцы образуют прослои 1—5, редко до 10 м среди шаровых лав метабазитов. Они, вероятно, представляют собой метаморфизованные продукты размыва эффузивов основного состава с незначительной примесью глинистого и железистого материала [59].

Углеродсодержащие сланцы и кварциты в отложениях коматиит-базальтовой формации составляют не более 0,2—0,5 %, образуя прослои мощностью 1—2,5 м и протяженностью десятки — первые сотни метров. Содержание углеродистого вещества (скрытокристаллический графит) в них 1,9—4,0 %. Материалом для формирования углеродсодержащих пород характеризуемой формации послужили осадки, имеющие относительно невысокую зрелость и содержащие примесь вулканогенного материала [159]. Железисто-крем-

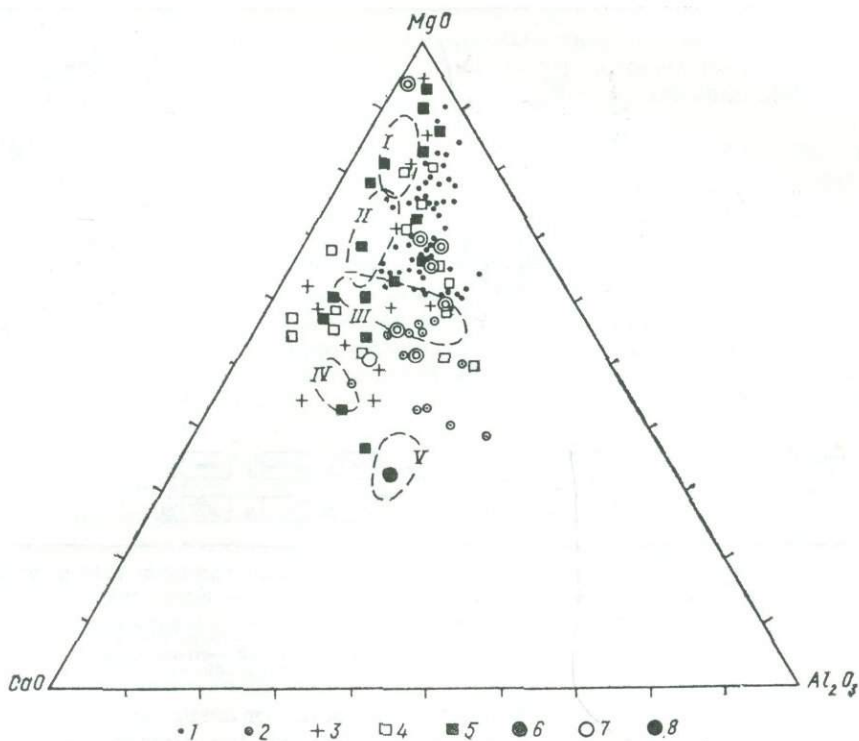


Рис. 39. Химический состав ультраосновных вулканитов Западной Карелии, Западного Приднестровья (УЩ), Финляндии и Южной Африки.

Коматииты Западной Карелии: 1 — перидотитовые, 2 — пироксенитовые; районов Среднего Приднестровья: 3 — Верховцевского, 4 — Конкского, 5 — Белозерского; районов Финляндии: 6 — Центральная Лапландия, 7 — Кайну, 8 — Типасъярви; поля коматиитов типа: Комати (I), Сэндспрейт (II), Гелюк (III), Бэддлас (IV), Барбертон (V)

нистые породы, представленные магнетитсодержащими кварцитами, гранат-амфиболовыми кварцитами с сульфидами среди отложений рассматриваемой формации составляют не более 0,5 %. Они образуют редкие линзовидные тела мощностью 0,5—2, иногда до 3 м, протягивающиеся на первые сотни метров по простиранию, и чередуются с покровами шаровых лав метабазальтов, прослоями слоистых гранат-полевошпат-роговообманковых сланцев.

Строение разрезов коматиит-базальтовой формации. Для отложений формации характерно резкое преобладание метаморфизованных шаровых лав базальтов, они имеют площадное развитие и слагают потоки (рис. 40). Мощность отдельных потоков 0,2—4 м. Нижние части потоков обычно сложены шаровыми лавами с более крупными размерами шаров (длиной 1—3 и в поперечнике 0,1—0,15 м), реже — массивными лавами. По направлению к верхам потока размеры шаровых тел постепенно уменьшаются и в кровле потока часто не превышают 0,01 × 0,1 м.

Для верхней части разреза отложений коматиит-базальтовой формации характерна тесная парагенетическая связь основных и ультраосновных эффузивов.

В качестве иллюстрации особенностей строения пачек ультраосновных вулканитов может служить разрез к западу и востоку от небольшого озера, находящегося в 1,7 км на запад от юго-западного конца оз. Кургелампи

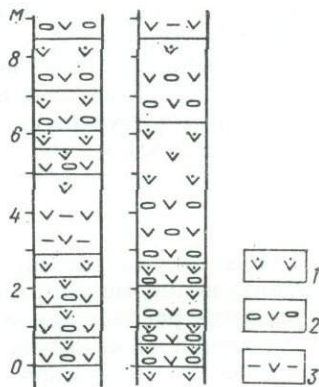


Рис. 40. Строение потоков метабазальтов, Гимольский район:

1 — мелкошаровые, 2 — крупно-среднешаровые, 3 — массивные металавы

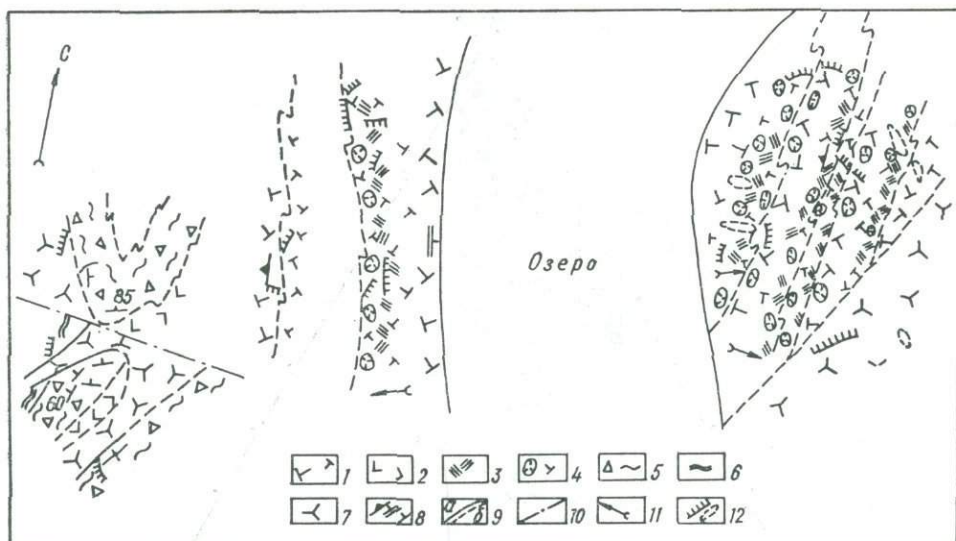


Рис. 41. Строение пачки ультраосновных эффузивов, Костомукшский район, западнее оз. Кургелампи (составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская):

1 — коматииты массивные, 2 — метапорфириты, 3 — реликты структуры спинифекс, 4 — автобрекчии коматиитов, 5 — лапиллиевые метагупы, 6 — тонкослойные метагупы, 7 — амфиболизированные габбро, 8 — элементы залегания, 9 — контакты установленные, 10 — тектонические нарушения, 11 — направление кровли потоков, 12 — контуры обнажений

(Костомукшский железорудный район). На восток от озера прослеживаются пять потоков метаморфизованных ультраосновных лав, мощность которых меняется от 8 до 40 м. Общая их мощность составляет 110 м (рис. 41).

Нижние части потоков очень часто сложены автобрекчиями коматиитов, реже — массивными коматиитами. В центральных частях потоков расположены массивные коматииты. Они, как правило, разбиты слабоизвилистыми трещинами, выполненными тальком и карбонатом, на выветрелой поверхности представляющие собой углубления. Такая текстура, вероятно, обусловлена реликтами первичной трещиноватости, возникавшей при остывании лавы. В верхних частях потоков залегают автобрекчии, часто с реликтами структуры микроспинифекс.

Особенностью строения описываемых ультраосновных потоков является наличие автобрекчий в подошве и кровле потоков. Подобное строение потоков встречается в ультраосновных эффузивах Северо-Западной Камчатки [11].

К западу от упомянутого озера из-за плохой обнаженности нельзя проследить непрерывный разрез, однако здесь установлено, что в верхней части пачки ультраосновных вулканитов залегают хлоритовые и хлорит-тремолитовые сланцы, представляющие собой метаморфизованные пепловые и лапиллиевые ультраосновные туфы, мощность которых составляет не менее 25 м. Для разреза характерны большая мощность лавовых потоков, широкое распространение автобрекчий, присутствие пирокластических продуктов. К описываемому участку приурочено повышенное значение гравиметрического поля. Все эти признаки можно рассматривать как свидетельства того, что именно здесь располагался вулканический центр, поставивший продукты ультраосновного вулканизма.

Непосредственная парагенетическая ассоциация основных и ультраосновных вулканитов установлена в 1,3 км севернее оз. Кургелампи [56]. Здесь наблюдается чередование потоков шаровых лав метабазальтов, превращенных процессами метаморфизма в полевошпат-роговообманковые сланцы, и эффузивов ультраосновного состава, отвечающих пироксенитам и коматиитам.

Потоковое строение имеет также пачка ультраосновных эффузивов в верхней части отложений коматиит-базальтовой формации в районе оз. Совд-озеро [142].

Строение разрезов коматиит-базальтовой формации, значительная мощность отложений (1—1,3 км), резкое преобладание вулканитов основного состава, развитие шаровых лав, между покровами которых иногда присутствуют маломощные горизонты осадков, указывают на то, что накопление формации происходило в водной среде.

Формирование отложений коматиит-базальтовой формации осуществлялось в условиях интенсивного прогибания и началось со спокойных трещинных излияний кварцевых и оливиновых толеитов, причем преобладали шаровые лавы кварцевых толеитов при отсутствии пирокластического материала. На завершающем этапе накопления формации изливались кварцевые, главным образом оливиновые, толеиты, реже — высокомагнезиальные базальты. На большей части площади развития формации на последнем этапе ее формирования происходило углубление расколов, сопровождавшееся излиянием перидотитовых и пироксенитовых коматиитов с проявлением взрывных процессов (КЭ до 30 %). Центры ультраосновного вулканизма фиксируются приуроченностью к определенным участкам с максимальной суммарной мощностью лавовых потоков, широким развитием автобрекчий, присутствием пирокластики и повышенным значением гравиметрического поля. В этом отношении исключение составляет район оз. Гимольского, где происходило лишь накопление базальтов повышенной кремнекислотности и щелочности при пониженных магнезиальности и железистости.

Повсеместно среди отложений коматиит-базальтовой формации присутствовали редкие прослой глинистых и хемогенных пород, отлагавшиеся между излияниями вулканитов основного состава. Глинистые осадки с углеродом и серой, относящиеся к наименее зрелому типу гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин, характеризуются крайне низкой степенью дифференциации вещества и примесью туфового материала. Судя по изотопному составу [76], источником серы служили вулканические эксгалляции, а соединения углерода могли быть восстановлены биогенным путем. Иногда между лавовыми покровами базальтов накапливались продукты разрушения лавовых потоков с примесью глинистого материала, а также маломощные быстро выклинивающиеся пласты хемогенных железисто-кремнистых осадков. Источником железа и кремнезема для последних служил вулканизм. Широкое развитие сульфидов в осадочных породах свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях осадконакопления. В целом образования коматиит-базальтовой формации соответствуют периодам опускания, которые сопровождались накоплением продуктов вулканизма мантийного происхождения.

Железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация

Образования этой формации, ранее называвшейся риолит-дацитовой железисто-кремнистой, развиты в Костомукшском железорудном районе и по объему соответствуют отложениям шурловаарской свиты, мощность которой достигает 400—500 м. В эту формацию объединены кислые вулканиты, ассоциирующие с ними железисто-кремнистые породы и углеродсодержащие сланцы. Особенности фациального и химического состава пород формации детально охарактеризованы в ряде работ [22, 57, 59].

В кислых вулканитах, претерпевших метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, сохраняются реликты первичных текстур и частично структур, позволяющие выявить первичную природу пород и провести палеофациальный анализ. Среди них резко преобладают продукты пирокластической фации — агломератовые, лапиллиевые и более тонкие метатуфы, представленные серицит-кварц-полевошпатовыми сланцами. Менее широко развиты метатуффиты с примесью кремнистого, глинистого, реже известковистого материала.

По химическому составу кислые вулканиты отвечают риолитам, риодацитам и относятся к известково-щелочной серии (см. рис. 38). В них отме-

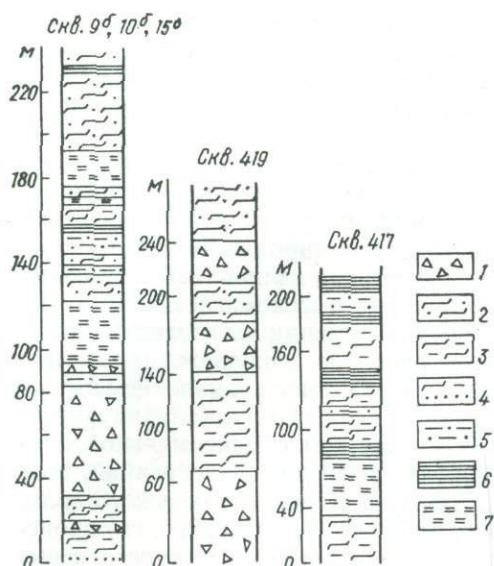


Рис. 42. Типы разрезов метакератофир-туффит-сланцевой железисто-кремнистой формации (составила М. Б. Раевская).

С л а н ц ы: 1 — серицит-кварц-полевошпатовые с текстурой брекчий (агломератовые, лапиллиевые метатUFFы риодацитов), 2 — серицит-кварц-полевошпатовые слоистые (пепловые метатUFFы риодацитов), 3 — серицит-биотит-кварц-полевошпатовые слоистые (метатUFFиты); 4 — кремнистые метатUFFиты; 5 — углеродсодержащие сланцы; 6 — магнетитовые кварциты; 7 — магнетитовые сланцы

магнетитовых кварцитов железисто-кремнистой формации преобладают мажорные разности.

Магнетитовым сланцам присуща неотчетливо слоистая и сланцеватая текстура, без кварцевых прослоев. Содержание магнетита в них 7—20, изредка достигает 30 %. Магнетитовые кварциты и магнетитовые сланцы присутствуют в сопоставимых количествах, но иногда резко преобладают последние (участок Таловейс).

Углеродсодержащие сланцы и кварциты в составе формации не превышают 2 %. Они образуют прослои мощностью 2—10 м, чередующиеся с железисто-кремнистыми породами и метатUFFами риодацитов. Углеродистое вещество в сланцах составляет 2—4,4 %. Оно находится в различном агрегатном состоянии и представлено неполнокристаллическими графитом, реже графитом или скрытокристаллическим графитом. Принимая во внимание минеральный состав, литологические и петрохимические особенности углеродсодержащих сланцев, можно считать, что исходным осадком для их образования послужил терригенный материал с небольшой примесью туфового [59, 159].

Для формации характерны преобладание кислых эффузивов и тесная парагенетическая связь с ними железисто-кремнистых пород [59]. Нижняя часть разреза формации сложена метаморфизованными агломератовыми и лапиллиевыми туфами риолитов и риодацитов с прослоями слоистых и неотчетливо слоистых туфов, а также туффитов, преобразованных процессами метаморфизма в биотит-(мусковит)-кварц-полевошпатовые сланцы, и прослоями кристаллокластических туфов, в современном виде сложенных порфиroidными лептитами. В верхней части разреза преобладают тонкие пепловые метатUFFы и метатUFFиты, с которыми ассоциируют метаморфизованные первично-осадочные породы — магнетитовые кварциты и сланцы, углеродсодержащие сланцы (рис. 42).

Максимальная мощность грубых пирокластических отложений приурочена к средней части отложений формации, где, вероятно, располагались

чаются низкие содержания Ti, Fe, Mg и преобладание в щелочах Na.

Метаосадочные породы представлены магнетитовыми кварцитами и сланцами, а также углеродсодержащими сланцами.

Магнетитовые кварциты и магнетитовые сланцы образуют прослои мощностью 1,5—20, редко до 60 м, чередующиеся с прослоями кристаллокластических метатUFFов, в современном виде представленных порфиroidными лептитами, и слоистых метатUFFитов, метаморфически преобразованных в слюдяно-кварц-полевошпатовые сланцы.

Для магнетитовых кварцитов характерна яснополосчатая текстура, обусловленная чередованием кварцевых и силикатно-магнетитовых прослоев. По минеральному составу выделяются актинолит-магнетитовые, биотит-грюнерит-магнетитовые и биотит-(роговообманко)-грюнеритовые с магнетитом разновидности. Содержание магнетита обычно 20—25, редко возрастает до 40, а в «безрудных» разновидностях снижается до 1—5 %, т. е. среди

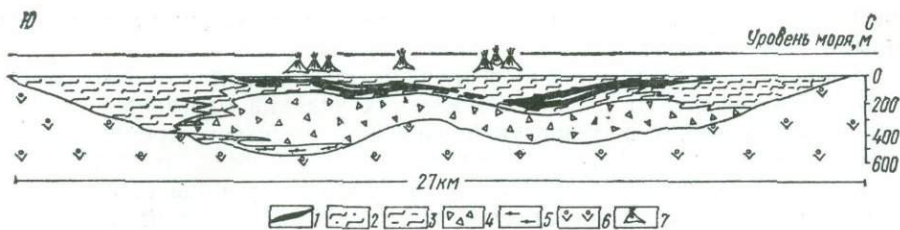


Рис. 43. Фациальные изменения метакератофир-туфит-сланцевой железисто-кремнистой формации (составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская):

1 — железисто-кремнистые породы, 2 — туфы риодацитов, 3 — туфиты, 4 — агломеративные туфы риодацитов, 5 — граувакки, 6 — базальты, 7 — предполагаемые центры вулканизма

эруптивные центры. Здесь же отложения формации завершаются пластами железисто-кремнистых пород наибольшей мощности и рудоносности. К северу и югу происходят уменьшение рудоносности и фациальная смена пепловых метатуфов метатуфитами с линзами метатерригенных осадков.

Формирование метакератофир-туфит-сланцевой железисто-кремнистой формации связано с проявлением кислого вулканизма. Нижняя часть разреза формации сложена метаморфизованными агломератовыми и лапиллиевыми туфами риолитов и риодацитов с прослоями туфов и туфитов, преобразованных процессами метаморфизма в биотит-(мусковит)-кварц-полевошпатовые сланцы, и кристаллокластических туфов, в метаморфизованном виде представленных порфиroidными лептитами. В верхней части формации преобладают тонкие пепловые метатуфы и метатуфиты, с которыми ассоциируют метаморфизованные первично-осадочные породы — магнетитовые кварциты и сланцы, углеродсодержащие сланцы. Вулканические центры поставляли преимущественно пирокластический материал ($KЭ = 70\%$), максимальное количество которого накапливалось в непосредственной близости от эруптивных центров (рис. 43).

На заключительной стадии вулканизма в бассейн седиментации поступали преимущественно тонкие пепловые туфы. Они отлагались в солоноватоводном бассейне, чередуясь с прослоями углеродсодержащих монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин, содержащих также примесь туфового материала и являющихся продуктами низкой степени химического выветривания. Сингенетическая вкрапленность сульфидов в этих осадках свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления. Источником серы служил вулканизм. На завершающем этапе формирования отложений формации в депрессиях морского дна, на незначительном удалении от эруптивных центров, накапливались хемогенные железисто-кремнистые осадки, источником железа и кремнезема для которых служил главным образом вулканизм. Изменения Eh и pH среды обуславливали дифференциацию железистого и кремнистого материала с образованием отчетливой слоистости.

В большинстве случаев связанное с вулканической деятельностью относительно кратковременное и интенсивное поступление кремнезема и железа в бассейн седиментации приводило к тому, что в более или менее однотипных условиях Eh и pH среды железо и кремнезем отлагались одновременно с образованием неотчетливо слоистых железисто-кремнистых осадков, впоследствии преобразованных в магнетитовые сланцы.

Железисто-кремнистые формации осадочного типа

Железисто-кремнистая сланцевая формация

К ней в этой книге отнесена выделенная нами ранее в Карельском регионе терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация [22, 57, 59]. Она развита в Костомукшском, Большезерском, Совдозерском, Гимольском и Тумбареченском железорудных районах, а также на участке железорудного проявления Волома, оз. Мотко, Магнетитовая Варака и других. В Ги-

мольском железорудном районе в составе формации наряду с метаморфизованными терригенными и хемогенными отложениями в подчиненном количестве присутствуют эффузивы андезит-дацитового и риодацитового состава. Здесь в зависимости от палеотектонических условий отмечается смена по латерали осадочной и вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формаций. По объему железисто-кремнистая формация осадочного типа соответствует отложениям гимольской серии. Нижняя граница ее совпадает с границей между отложениями контоксской и гимольской серий, верхняя определяется верхней стратиграфической границей сурлампинской свиты. Стратотипическими для формации являются разрезы в районе Костомукшского месторождения. Здесь в карьере Костомукшского ГОКа и по керну буровых скважин прослежена нижняя граница формации, проходящая по пласту метаграувакк. В составе формации преобладают метаосадочные породы (слоистые и ритмично-слоистые биотит-полевошпат-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы, гнейсо-сланцы, углеродсодержащие сланцы, конгломераты) и хемогенные железисто-кремнистые осадки, преобразованные процессами метаморфизма в железистые кварциты.

Подробная литолого-петрографическая характеристика типов пород рассматриваемой формации дана в ряде работ [59, 180, 181], поэтому мы приведем лишь краткие сведения, дополнив их вновь полученным фактическим материалом.

Конгломераты в основании разреза осадочной железисто-кремнистой формации известны на Костомукшском месторождении и в Гимольском железорудном районе [59, 100, 181]. В первом обломочный материал в конгломератах разнообразен и сложен метаморфизованными кислыми, реже основными вулканитами, по минеральному составу и структуре аналогичными кислым и основным вулканитам дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации. Кроме того, присутствуют гальки слоистых хемогенных кварцитов, сходных с таковыми в кварцевых прослоях магнетитосодержащих кварцитов подстилающей железисто-кремнистой формации. В некоторых гальках слоистых туффитов наблюдаются две системы сланцеватости, не совпадающие со сланцеватостью в цементе, т. е. в обломочный материал конгломератов попадали породы, претерпевшие складчатость и метаморфизм.

Встречены также крайне редкие, единичные гальки плагиогранитов [59].

Состав цемента в конгломератах постепенно меняется от роговообманково-биотит-полевошпатового в нижней части пласта до биотит-полевошпат-кварцевого в верхней.

В подошве пласта конгломератов залегает прослой метаграувакк мощностью 6,5 м, в современном виде представляющих собой биотит-полевошпатово-роговообманковые сланцы, содержащие обломки (до 10 %) основных кислых метавулканитов и мелкозернистых кварцитов. Размеры обломков в поперечнике не превышают 2, в длину 5, изредка достигая в поперечнике 4 и в длину 20 см. Слоистость в метаграувакках образована чередованием слойков существенно роговообманковых и биотит-роговообманковых мощностью 1—4 см. Границы прослоев нечеткие, поскольку минеральные составы их близки между собой.

В целом для пласта конгломератов характерна грубая слоистость, образованная чередованием прослоев с различной размерностью обломков и прослоев филлитовидных кварц-биотитовых и ритмично-слоистых биотит-полевошпат-кварцевых сланцев.

Полимиктовый состав галечного материала, характер слоистости в пласте свидетельствуют о том, что материалом для образования обломочных пород послужили продукты разрушения отложений дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации, претерпевшие до этого складчатость. Об этом свидетельствует и наличие в конгломератах галек пород дацит-риолитовой железисто-кремнистой формации, отложения которой могли подвергнуться разрушению только после того, как они были выведены процессами складчатости на дневную поверхность из-под перекрывающих их основных и ультраосновных эффузивов коматиит-базальтовой формации.

Конгломераты в районе оз. Суккозеро слагают пласт мощностью 300—500 м, прослеживающийся по простирацию на 3—5 км. Через метаморфизованную кору выветривания конгломераты налегают на гнейсо-гранодиориты фундамента. Литологические особенности конгломератов освещались неоднократно [92, 180, 181]. Галечный материал, который обычно составляет 70—80 %, сложен обломками гранитоидов и вулканогенных пород. И те, и другие обломки присутствуют в сопоставимых количествах, реже преобладают либо обломки гранитоидов, либо обломки вулканитов. Гальки вулканитов макроскопически сложены довольно однообразными светло-серыми мелкозернистыми породами, среди которых встречаются равномернозернистые и порфириовидные разновидности, в редких случаях — с текстурой брекчий. В последних остроугольные удлиненные обломки биотит-кварц-полевошпатового состава длиной до 3 см заключены в цемент с несколько большим содержанием биотита. В метавулканитах из галек породообразующими минералами являются олигоклаз, олигоклаз-андезин (60—70 %), кварц (10—15, редко 35 %), биотит (13—35 %), эпидот (1—5, редко до 10 %). В порфириовидных породах фенокристаллы представлены олигоклазом и олигоклаз-андезином. Редко встречаются гальки, в которых наряду с фенокристаллами плагиоклаза находятся порфириовые выделения роговой обманки.

Судя по минеральному составу, структуре и текстуре обломков, вулканогенные породы образовались за счет разрушения эффузивов кислого и среднего состава — преимущественно кристаллокластических, реже литокристаллокластических и агломератовых туфов, частично лав.

Гранитоиды галечного материала представлены гнейсо-гранодиоритами, по минеральному составу, структуре и химизму аналогичными гранитоидам архейского фундамента [181].

Кварц-биотитовые и биотит(хлорит)-полевошпат-кварцевые сланцы среди отложений рассматриваемой формации распространены постоянно, но наиболее широко на Костомукшском железорудном месторождении. На Корпангском месторождении, в восточной части Костомукшского района и в Тумбареченском, в зонах проявления амфиболитовой фации метаморфизма, эти сланцы преобразованы в биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты по ним.

Для описываемых пород характерна отчетливая слоистость градационного типа [181]. Она особенно четко выражена в кварц-биотитовых сланцах Гимольского района, в которых хорошо сохраняются реликты псаммитовой структуры, часто присутствуют псевдоморфозы по высокоглиноземистым минералам. Анализ литологических, петрохимических и геохимических особенностей этих пород показал, что они обладают многими признаками отложенный флишевого типа, хотя и имеют специфические черты — для докембрийского флиша характерны повышенная подвижность Fe, Mn, Mg, Ge, Ba и низкая подвижность Ga, Cr [53] по сравнению с послерифейским.

Углеродсодержащие сланцы и кварциты в объеме отложений железисто-кремнистой формации составляют не более 10 в Костомукшском и Гимольском районах и не превышают 2 % в Болшезерском [159]. Они чередуются с мелкогалечными конгломератами, кварц-полевошпат-биотитовыми ритмично-слоистыми сланцами и магнетитовыми кварцитами, образуя прослой мощностью 0,5—40 м. Углеродистого вещества, относящегося к скрытокристаллическому, реже неполнокристаллическому и кристаллическому графиту, содержится не более 3 %.

Углеродсодержащие породы формации являются метаморфическими эквивалентами продуктов относительно низкой степени химического выветривания, однако степень их зрелости выше в сравнении с аналогичными породами коматиит-базальтовой и дацит-риолитовой железисто-кремнистой формаций [159].

Мусковит (биотит)-полевошпат-кварцевые сланцы, гнейсы и кристаллические сланцы развиты в Гимольском и Болшезерском железорудных районах.

Мусковит (серицит)-кварцевые сланцы и гравелиты встречаются в Болшезерском районе, где образуют пачки мощностью 20—100 м [161]. В них

отчетливо устанавливается псаммитовая структура, которая наряду с минеральным и химическим составом свидетельствует о том, что исходными осадками для этих пород служили песчаные и грубообломочные песчано-галечные отложения.

Мусковит (биотит-мусковит)-полевошпат-кварцевые гнейсы и кристаллические сланцы на Межозерском месторождении развиты в зоне амфиболитовой фации метаморфизма. Для них характерна тонкослоистая текстура, обусловленная чередованием слоев с различным содержанием слюдястых минералов мощностью менее 1 см. Порода интенсивно перекристаллизована, поэтому реликты первичной структуры не сохранились. Однако минеральный, химический составы и текстурные особенности пород позволяют рассматривать их в качестве метаморфических аналогов песчано-глинистых и глинисто-песчаных осадков.

Магнетитовые кварциты в осадочной железисто-кремнистой формации распространены довольно широко. Наибольшие мощность и протяженность пластов отмечены на Костомукшском месторождении, где общая мощность железорудного пласта достигает сотен метров, а протяженность — первые десятки километров.

Литологические и петрохимические особенности железистых кварцитов этой формации описывались в ряде работ [57, 59, 100, 180, 181]. В соответствии с классификацией Н. П. Семененко, среди них можно выделить рудные окисно-закисные, малорудные окисно-закисные и нерудные закисно-силикатные типы. Они различаются по текстуре, парагенезису минералов и содержанию магнетита, что было предопределено составом первичного осадка и степенью последующего метаморфизма. С отложениями осадочной железисто-кремнистой формации связаны основные запасы железных руд в Карелии.

Метавулканиты в осадочной железисто-кремнистой формации развиты локально, однако в районе оз. Суккозеро они составляют до 50, а в Большезерском районе до 20 %. Метавулканиты представлены рядом разновидностей, отличающихся минеральным составом, структурными и текстурными особенностями.

Геллефлинтоподобные тонкозернистые слаборассланцованные метавулканиты, состоящие из кварца, плагиоклаза и незначительного количества серицита и биотита, распространены восточнее оз. Гимольское. Среди них выделяются тонкополосчатые разновидности и с текстурой брекчий. Полосчатость образована чередованием темных полос мощностью менее 1 см, обогащенных биотитом, реже углеродистым веществом.

В разновидностях с текстурой брекчий присутствуют обломки в поперечнике до 0,5 и длиной до 10 см. Минеральный состав обломков и цемента близок, но в цементе несколько выше содержание слюдястых минералов. По химизму эти породы соответствуют риодацитам и риолитам. Минеральный, химический состав, структурные и текстурные особенности позволяют рассматривать их как метаморфизованные слоистые пепловые и агломератовые туфы.

Метавулканиты, ранее описанные как лептитовые гнейсы [181], также представлены несколькими разновидностями: массивными или со слабо выраженной сланцеватой текстурой, полосчатыми, порфиroidными с гомогенными обособлениями. Преобладают плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин, редко андезин — до 70 %) и кварц (20—25 %). Слюдястые минералы представлены мусковитом и биотитом (до 7 %). По химическому составу эти метавулканиты отвечают андезит-дацитам, реже дацитам. Массивные и полосчатые разновидности развиты к востоку от оз. Суккозеро. Структурные и текстурные особенности свидетельствуют, что они образовались за счет метаморфизма преимущественно туфов, частично лав. Метавулканиты с гомогенными обособлениями встречаются в Большезерском районе и к востоку от оз. Гимольское. Для этой разновидности характерны вытянутые обособления (длиной 5—10 см), которые имеют тот же состав, что и основная масса породы, отличаясь лишь более крупнозернистым сложением. Такую текстуру

можно рассматривать как реликты неоднородности расплава в лавовом потоке [185].

Парагенетические ассоциации пород и особенности строения разрезов формации осадочного типа подробно охарактеризованы ранее [59, 180, 181]. Наиболее полный разрез отложений формации наблюдается в центральной части Костомукшского месторождения. В северной и южной его частях мощность отложений сокращается, однако общий характер разреза сохраняется (рис. 44). В основании разреза осадочной флишевой железисто-кремнистой формации залегают грубообломочные породы — граувакки, полимиктовые конгломераты или метаморфизованные глинисто-песчаные отложения (биотит-кварцевые сланцы). Для нижней части разреза характерно преобладание хемогенных железисто-кремнистых пород — магнетитовых кварцитов, которые выше по разрезу сменяются пересланением магнетитовых кварцитов с ритмично-слоистыми кварц-биотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами, являющимися метаморфическими эквивалентами песчано-глинистых отложений флишевого типа.

В верхней части разреза резко преобладают терригенные породы с ритмичной слоистостью маятникового типа, сложенные биотит-кварцевыми и кварц-биотитовыми сланцами, содержащими высокоглиноземистые минералы и псевдоморфозы по ним. Среди этих пород отмечаются маломощные (до 1,5 м) прослои амфибол-гранатовых сланцев и кварцитов с сульфидами и магнетитом, образовавшихся за счет магнезиально-железисто-кремнистых осадков.

Общая мощность отложений железисто-кремнистой формации осадочного типа на Костомукшском месторождении достигает 2,4 км.

В районе оз. Совдозеро в железисто-кремнистой формации в средней части разреза прослеживается горизонт магнетитовых кварцитов, общая мощность которого не превышает 50 м. Магнетитовые кварциты ассоциируют с кварц-хлоритовыми сланцами и подстилаются карбонат-мусковитовыми сланцами, представляющими собой продукт метаморфизма карбонатно-глинистых отложений. Общая мощность формации в районе оз. Совдозеро составляет не менее 800 м.

В разрезах формации в Гимольском и Большезерском районах присутствуют метавулканы. Довольно детально изучены разрезы к востоку от оз. Суккозеро. Здесь четко прослеживается нижняя граница формации, проходящая по метаморфизованной коре выветривания гнейсо-гранодиоритов фундамента [55, 58]. В основании разреза формации находится пласт полимиктовых конгломератов, которые выше по разрезу перекрываются метавулканидами дацитового и андезит-дацитового состава (рис. 45). В верхней части разреза преобладают метаосадочные породы. При этом характерна

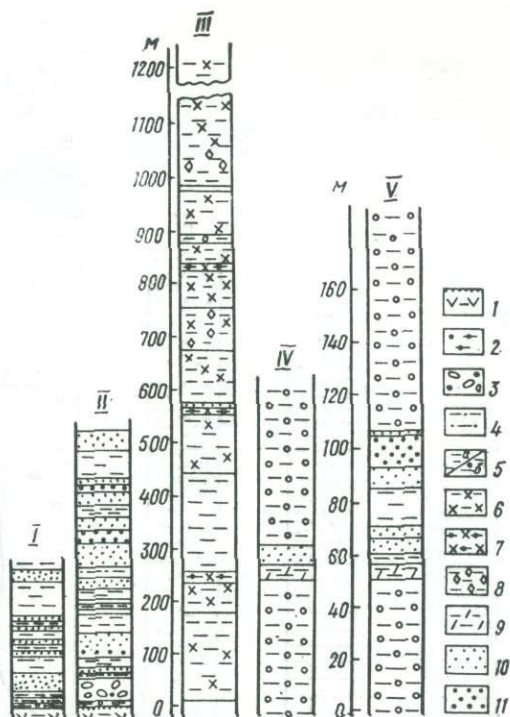


Рис. 44. Типы разрезов железисто-кремнистой сланцевой формации (составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская):

I—III — Костомукшское месторождение. IV—V — район оз. Совдозеро; 1 — основные эффузивы (коматит-базальтовая формация); 2 — метаграувакки; 3 — конгломераты; 4 — углеродсодержащие сланцы; 5 — слоистые кварц-биотитовые и биотит-кварцевые (а) и кварц-хлоритовые (б); 6 — гранат-биотитовые, 7 — гранат-амфиболовые, 8 — кварц-биотитовые с псевдоморфозами по высокоглиноземистым минералам, 9 — карбонат-хлоритовые; магнетитовые кварциты с содержанием магнетита, %: 10 — > 35, 11 — < 35

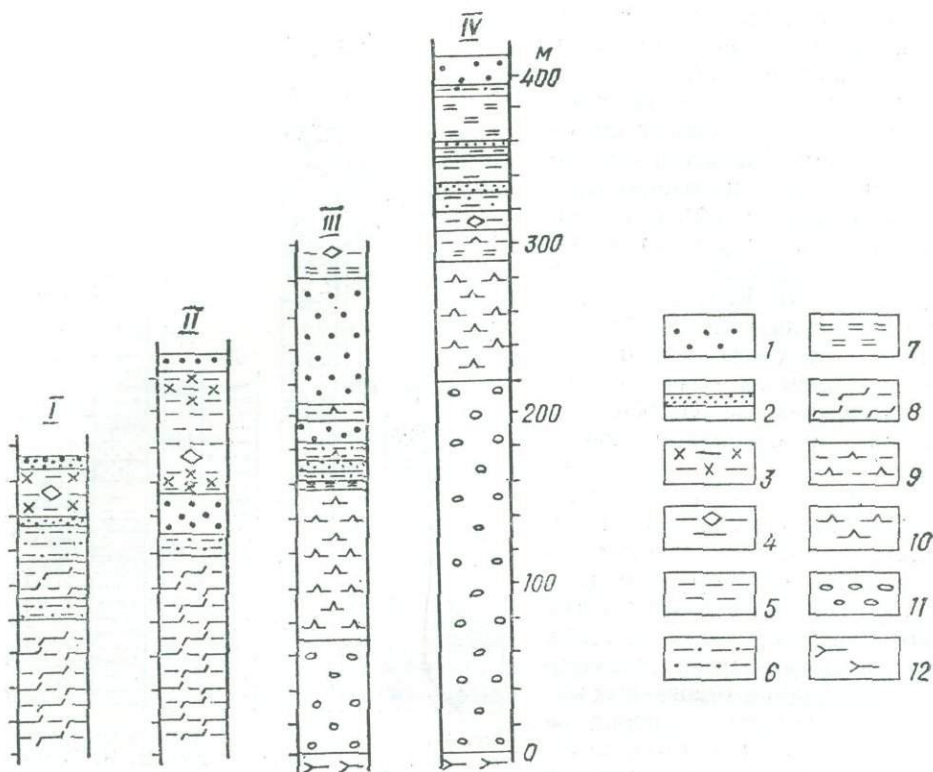


Рис. 45. Типы разрезов железисто-кремнистой формации осадочного типа (составили В. Я. Горьковец и М. Б. Раевская):

I, II — западнее оз. Гимольское, III, IV — Межозерское месторождение. *Магнетитовые кварциты с содержанием магнетита, %: 1 — > 35, 2 — < 35; 3—5 — кварц-биотитовые сланцы с гранатом (3) и псевдоморфозами по высокоглиноземистым минералам; сланцы: 6 — углеродсодержащие, 7 — мусковит-кварц-полевошпатовые гнейсо-сланцы, * — серицит-кварц-полевошпатовые слоистые (метатUFFы и метатUFFиты риодацитов), 9 — биотит-серицит-кварц-полевошпатовые и кристаллические (метатUFFы андезитов), 10 — биотит-кварц-полевошпатовые кристаллические (андезиты); 11 — конгломераты; 12 — гнейсо-диориты*

парагенетическая ассоциация хемогенных осадков (магнетитовые кварциты) с туфопесчаными, песчано-глинистыми и глинистыми (сланцы-кварц-полевошпатовые и углеродсодержащие кристаллические сланцы).

К востоку от оз. Гимольское в нижней части разреза железисто-кремнистой формации залегают металавы андезит-дацитового состава. Вверх по разрезу они сменяются эффузивами риодацитового состава с единичными маломощными прослоями магнетитовых кварцитов. Верхняя часть разреза сложена метаморфизованными ритмично-слоистыми песчано-глинистыми отложениями флишевого типа, с которыми ассоциируют хемогенные железисто-кремнистые осадки (магнетитовые кварциты).

В Большезерском железорудном районе в разрезе формации преобладают метаморфизованные терригенно- и хемогенно-осадочные породы [161].

Таким образом, в целом для описываемой формации характерны широкое развитие метаморфизованных осадочных пород (конгломератов, песчано-глинистых осадков флишевого типа) и тесная парагенетическая связь с ними магнетитовых кварцитов, что является основанием для объединения их в терригенную (флишевую) железисто-кремнистую формацию осадочного типа, хотя среди отложенной формации присутствуют локально развитые вулканиды риодацитового и андезит-дацитового состава. При этом железистые кварциты в ассоциации с последними не встречаются.

Изучение вещественного состава формации осадочного типа позволило уточнить условия формирования как отдельных типов пород, так и отложений формации в целом. Накоплению продуктов рассматриваемой формации предшествовали выветривание и разрушение пород подстилающих железис-

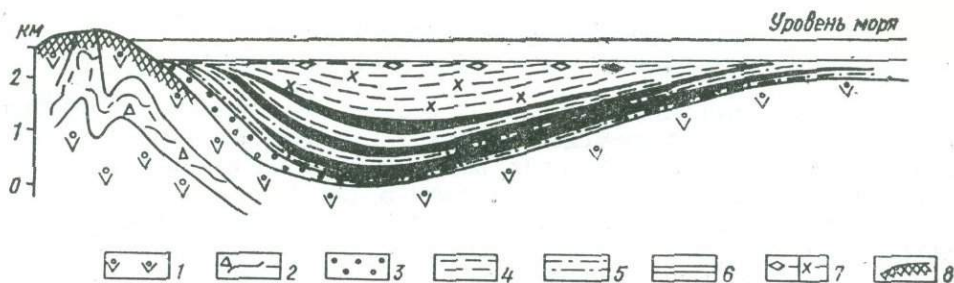


Рис. 46. Фациальные изменения железисто-кремнистой формации осадочного типа Костомукшского железорудного месторождения (составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская): 1 — базальты, 2 — эффузивы риодацитового состава, 3 — конгломераты, 4 — глинисто-песчаные отложения, 5 — углеродсодержащие глинистые отложения, 6 — железисто-кремнистые отложения, 7 — песчано-глинистые и глинистые отложения, 8 — кора выветривания



Рис. 47. Фациальные изменения железисто-кремнистой формации осадочного типа Гимельского железорудного района (составили В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская):

Отложения: 1 — железисто-кремнистые, 2 — песчано-глинистые; 3 — лапилляевые и пепловые туфы риолитов, 4 — андезиты, 5 — полимиктовые конгломераты, 6 — шаровые лавы метабазальтов, 7 — гранитоиды фундамента, 8 — кора выветривания

то-кремнистых формаций, а также гранитоидов фундамента.¹ Это подтверждается наличием коры химического выветривания на метабазальтах (район Костомукшского месторождения) и гнейсо-гранодиоритах (район оз. Суккозеро), а также составом галечного материала полимиктовых конгломератов, залегающих в основании разреза. В метаморфизованной коре выветривания вверх по разрезу прослеживаются закономерные изменения минерального и химического состава [55, 58].

На начальном этапе формирования отложений формации в условиях расчлененного рельефа, интенсивных тектонических подвижек при разрушении и химическом выветривании ранее сформировавшихся пород накапливались грубые терригенные осадки (рис. 46). Седиментация проходила в обширном (морского типа) бассейне с меняющимся режимом солености (от солоновато-водного до пресного). Контрастные колебательные движения земной коры обусловили возникновение в песчано-глинистых осадках градационной ритмичной слоистости. В более удаленных от береговой линии частях бассейна накапливались хемогенные железисто-кремнистые осадки. К концу формирования отложений терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формации произошли сглаживание палеорельефа и смена резких колебательных движений более плавными, что привело к отложению преимущественно песчано-глинистых и глинистых образований с маятниковой слоистостью.

В период накопления отложений формации резко преобладали процессы терригенного и хемогенного осадконакопления и лишь локально — среднекислого и кислого вулканизма (рис. 47). Формированию мощных толщ железисто-кремнистых осадков способствовало интенсивное выветривание подстилающих основных и ультраосновных эффузивов, а также тоналито-гнейсов фундамента. Другим, не менее важным источником железа, и особенно кремнезема, служили вулканические процессы, имеющие удаленную связь с хемогенной железисто-кремнистой седиментацией

Карбонатно-песчаниковая железородная (кластогенная) формация

В составе терригенно-карбонатных образований нижнего протерозоя Карелии, относимых к онежской серии ятулия, выделяется выдержанная по простиранию пачка песчанистых, песчано-глинистых и карбонатных пород, содержащая прослои гематитовых руд [75, 158]. Образования карбонатно-песчаниковой железородной (кластогенной) формации, содержащие прослои гематитовых руд, представлены в Южной Карелии в районах Туломозера и оз. Суоярви, а также на ряде рудопроявлений Онежской структуры.

Пласты песчано-глинистых и карбонатных пород, обогащенных гематитом, в Онежской и Суоярвской структурах приурочены к одной песчано-гематит-глинистой пачке, тогда как в Туломозерской структуре маломощные гематитсодержащие песчано-глинистые прослои располагаются на разных стратиграфических уровнях разреза онежской серии [158]. Гематитсодержащие руды в виде прослоек, линз и неправильных пятен в песчано-гематит-глинистых пачках приурочены в основном к прослоям песчаников и глинистых сланцев, тогда как в подстилающих их карбонатных породах и перекрывающих кварцито-песчаниках и доломитах количество гематита резко уменьшается.

Песчаники и песчано-глинистые сланцы состоят из окатанных зерен кварца и в меньшем количестве — из полевого шпата. Цемент кварцевый или слюдястый кварц-серицитовый, часто в нем значительную роль играет гематит.

Мощность гематитсодержащих пластов песчаников и песчано-глинистых сланцев не постоянно и варьирует от 0,1 до 5—8 м. Содержание гематита в рудном пласте также не постоянно, и часто выделяются по два-три рудных прослоя. Переход от рудной части к безрудной чаще постепенный, реже резкий. Иногда оруденение представлено в виде гнезд, распределенных по всему пласту. По простиранию рудного пласта количество гематита также не выдержано. Отдельные рудные прослои прослеживаются на 0,2—0,9, реже до 3 км.

Рудные минералы пород этой железородной формации представлены мартитом и гематитом, которые присутствуют в рудных прослоях в различных соотношениях. Содержание железа варьирует в широких пределах, в среднем составляя 35—40 %.

Гематитсодержащие песчано-глинистые и песчаные породы обычно ассоциируют с различными тонкослоистыми терригенными и хемогенно-осадочными. Метаморфизм — не выше фации зеленых сланцев.

Геологическая история образования ятулийских осадочных толщ Южной Карелии обусловлена неравномерными глыбовыми движениями основания, обусловившими дифференциацию на области эрозии и области аккумуляции [158]. Такой тектонический режим характеризует переходный тип от протогеосинклинального (в верхнем архее) к протоплатформенному, что обусловило появление осадочных образований песчаного, песчано-глинистого и карбонатного состава, в том числе и гематитсодержащих, сформировавшихся при переотложении обширных ятулийских кор химического выветривания. В песчано-глинистых образованиях отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, свидетельствующие о мелководных условиях образования пород формации.

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Железисто-кремнистые формации расположены в центральной и северо-западной частях Кольского мегаблока, ограниченного с северо-востока гранитами и гранитизированными породами Мурманского блока, с юго-запада — гранитами Беломорского блока, с юго-востока — разломом вдоль рифтовой зоны Хибин — Контозеро (рис. 48). В Кольском мегаблоке выделяются пять структурно-металлогенических зон:

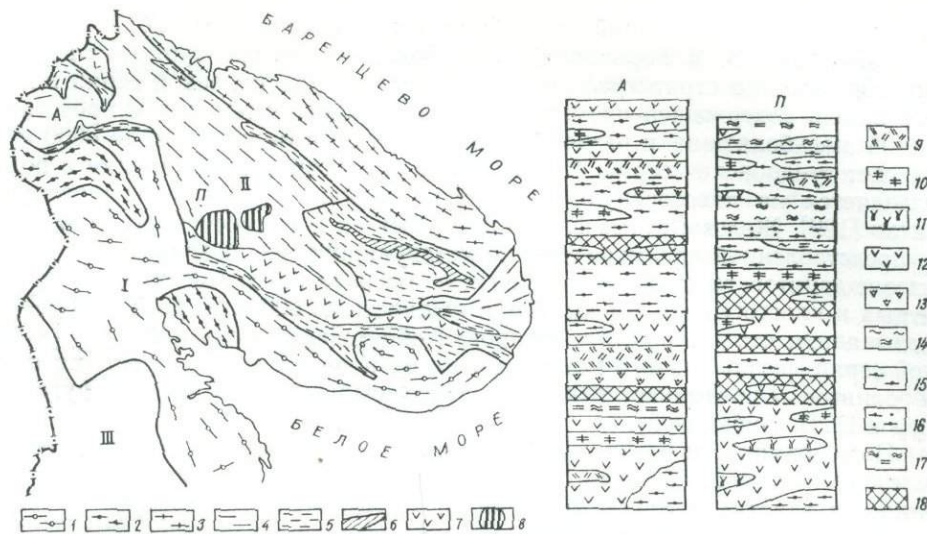


Рис. 48. Схема геологического строения кристаллического фундамента северо-восточной части Балтийского щита (по материалам ПГО Севзапгеология, ВСЕГЕИ, Кольского филиала АН СССР, ИГГД АН СССР) и сводные геологические разрезы железорудных формаций Кольского региона:

Основные структуры: I — Беломорский мегаблок: 1 — беломорский комплекс и гранитоиды фундамента, 2 — гранулитовый комплекс; II — Кольский мегаблок: 3 — гранитоиды Мурманского блока, 4 — кольский комплекс и гранитоиды фундамента, 5 — тундровский комплекс, 6 — сланцевая толща кейвской серии, 7 — печенгский и имандра-варзугский комплексы, 8 — герцинские интрузии нефелиновых сиенитов; III — Карельский мегаблок: 9 — метариодациты, 10 — метаандезиты, 11 — метаандезит-базальты; метабазальты толентовые (12) и железистые (13); 14 — метасубграувакки; метасубграувакки: 15 — мезократовые, 16 — лейкократовые; 17 — метапелиты; 18 — железистые метасилиты; районы распространения железорудных формаций: А — Аллареченский, П — Принимандровский

Принимандровская, к которой приурочены самые крупные в регионе и наиболее изученные месторождения железистых кварцитов (Оленегорское, Кировогорское, Комсомольское и др.)

Центрально-Кольская, с линейными структурами которой связаны интенсивно изучаемые сейчас месторождения оз. Пинкельяр и г. Половинный

Колмозеро-Воронья с линзовидными проявлениями железистых кварцитов

Южно-Печенгская в пределах Хижнярвинского и Аллареченско-Аннамского блок-антиклинорий

Затуломская, расположенная на северо-западном продолжении Центрально-Кольской зоны

Железорудные образования и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы наблюдаются в толщах, которые облекают плагиогранит-гнейсовые купола древнейшего фундамента, выполняя обычно узкие, асимметричные сложноразбитые синклинали, иногда с сокращенными разрезами, выходят на блоки, частично перекрывая их.

При сопоставлении разрезов толщ, содержащих железисто-кремнистые образования, в каждом районе устанавливаются определенные различия, касающиеся мощности толщ, набора ассоциирующих пород, их химизма и объемно-пространственных соотношений между ними, в основе которых лежит различие палеотектонических обстановок железорудного осадконакопления. В сочетании с неравномерной изученностью железистых пород указанные различия породили ряд точек зрения на стратиграфическое положение этих образований. Эти точки зрения сводятся к представлениям о возрастном положении железисто-кремнистых пород на одном или двух уровнях. Геологи, высказывающие мнение об одноразовом периоде накопления железистых осадков, делятся на две группы. Одни [16] относят железисто-кремнистые формации региона к беломорско-кольскому комплексу верхней архея и считают их стратиграфическим аналогом лопийских железорудных толщ Карелии, другие [61] — к оленегорской серии нижнего протерозоя.

Сторонники двухуровневого возрастного положения железистых формаций региона выделяют их в составе верхней части саамского и лопийского комплексов [93]. Принятая за основу стратиграфической корреляции желе-

зисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР работа Н. П. Щербака, В. Я. Горьковца, А. Д. Додатко и др. трактует это следующим образом. «Со стратиграфическим несогласием на кольской серии нижнего архея, содержащей промышленные запасы железных руд и представленной амфиболитами и разнообразными гнейсами (мощностью до 6000 м), залегает тундровская серия. Она является аналогом лопия Карелии и подразделяется на лязозерскую, полмостундровскую и вороннетундровскую свиты» [189]. Железородные формации относятся к полмостундровской свите, представленной преимущественно метавулканитами базальтового, реже андезит-дацитового состава с прослоями магнетитовых кварцитов, карбонатных и кластогенных пород; общая мощность до 600 м. В этой же работе указывается, что «возрастные датировки образований кольской и тундровской серий, регионального метаморфизма их пород, а также прорывающих их гранитов не превышают 2700 млн лет» (со ссылкой на труды А. И. Тугаринова и Е. В. Бибиковой).

По совокупности признаков большинство известных в настоящее время железородных толщ Кольского региона, согласно классификации Н. А. Плаксенко, следует отнести к вулканогенно-осадочному генетическому типу железисто-кремнистых формаций. Не исключена возможность выделения в регионе других формационных типов, например осадочно-терригенного на участке Пинкельяр и карбонатно-метабазитового на некоторых участках Приимандровского района. Однако из-за неравномерности и неполноты изучения разрезов пока нет достаточных оснований для такого разделения. Железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного типа подразделяются по особенностям ассоциаций и объемного соотношения пород в разрезах на два четко выраженных подтипа, которые выделены еще в работах П. М. Горяинова [60] и в настоящее время детально изучены на примере железородных толщ Приимандровского и Аллареченского районов

Приимандровский формационный подтип

Приимандровский подтип характеризуется разрезом железородной (оленгорской) толщи в Приимандровском районе. Породы железородной толщи занимают площадь около 1330 км²; суммарная мощность толщи варьирует в широких пределах и в целом не превышает 1500 м. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций регионального метаморфизма андалузитового типа и характеризуются крутым падением гнейсовидности. Повсеместно контакты пород фундамента с породами толщи тектонические. Отличительной особенностью является невыдержанность разреза как в продольном, так и в поперечном плане. Тем не менее можно говорить, что железистые кварциты образуют уровень в стратиграфическом разрезе толщи и как бы разделяют ее на две части — нижнюю (подрудную) амфиболитовую и верхнюю (надрудную) гнейсовую. Мощность толщ изменчива, границы между ними условны. Подрудная часть разреза сложена главным образом амфиболитами (толеитовыми метабазитами), переслаивающимися амфиболовыми, биотит-амфиболовыми меланократовыми плагиогнейсами (метаандезит-базальтами), мезократовыми биотит-амфиболовыми плагиогнейсами (метаандезитами) и слюдяными, гранат-слюдяными, амфибол-биотитовыми гнейсами (метаграувакками). Последние иногда образуют прерывистый горизонт мощностью до 50 м в основании разреза нижней толщи. Мощность толщи колеблется от 200—250 (Оленгорское месторождение) до 400 м (Комсомольское, Печегубское месторождения). Метавулканиты основного состава образуют пласты, линзы мощностью от 5—7 до 25—65 м; метаандезит-базальты и метаандезиты мощностью 0,5—5,0 м прослеживаются по простиранию на 5—50 м. Мощность прослоев метаосадочных пород не превышает 10 м. Для метавулканитов характерны реликтовые порфирировая, офитовая структуры, миндалекаменная, слоистая текстура, что позволяет отнести их к собственно эффузивным и частично эксплозивным, туфовым фациям.

В составе средней толщи преобладают силикат-магнетитовые (гематит) и магнетит-силикатные железистые кварциты (железистые метасилициты),

которые либо составляют почти весь ее объем (Оленегорское, Комсомольское месторождения), либо образуют зоны переслаивания с метавулканиками и силлиманит(ставролит)-гранат-биотитовыми гнейсами (метапелитами). Мощность подтолщи достигает 400—500 (Оленегорское, Октябрьское месторождения), суммарная мощность железистых метасилицитов в ней не превышает 300 м. Средняя мощность рудных тел по всем месторождениям района составляет 80 м с очень большой дисперсией. Тела железистых метасилицитов имеют форму тектонически блокированных линз, переходящих в пласты. Отношение их мощности к длине составляет от 1 : 20 до 1 : 40. В последнем случае они вполне могут считаться пластами.

Ни в одном из изученных месторождений не обнаружено признаков пликативного окончания рудных тел как с глубиной, так и по простиранию. Они либо переходят во вмещающие метавулканогенно-осадочные породы путем расчленения единого пласта на серию мелких, либо обрываются по разломам. По простиранию линзы и пласты могут быть изолированными (в подавляющем большинстве случаев), но между ними могут находиться мелкие пласты, обычно слаборудных железистых кварцитов (метасилицитов). Или по простиранию линзы после заметного уменьшения мощности и появления признаков фациального выклинивания (распадение единого пласта на серию мелких) намечается новая линза (Оленегорское месторождение и его юго-восточное продолжение).

Характернейшим свойством железистых кварцитов является асимметричная, ритмично-асимметричная минералого-геохимическая зональность пластов и линз. Она выражается в закономерной смене от центральной части к периферии тел минеральных типов пород, отличающихся содержанием железа, кислорода, серы, кремнезема и других элементов [60]. Зональность устанавливается как по мощности и падению (восстанию) пласта, так и по латерали. Второе универсальное свойство — согласное залегание пластов со всеми типами супракристалльных пород; контакты при этом четкие и резкие.

Значительная часть разреза надрудной толщи сложена лейкократовыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогнейсами (кислыми метавулканиками) и первично-осадочными образованиями — слюдяными, гранат-слюдяными, амфибол-биотитовыми гнейсами (метаграувакками, метасубграувакками) и ставролит-гранат-биотитовыми гнейсами (первично монтмориллонит-гидрослюдистыми метапелитами). Подчиненную роль играют биотит-амфиболовые плагиогнейсы (метавулканики среднего состава), а также силикатные кварциты (слаборудные и безрудные разновидности железистых метасилицитов).

Породы надрудной толщи выделены нами на возвышенности Свинцовые тундры, месторождениях Комсомольское, Железная Варака, Печегубское, к югу от оз. Печ-озеро. На остальной площади Приимандровского района породы этой толщи либо не выделены из-за недостаточной обнаженности, либо их нет из-за тектонического и эрозионного срезания или выклинивания. Видимая мощность толщи варьирует от 50 до 400 и более 600 м к югу от горы Ровкун и к югу от оз. Печ-озеро. Разрезы надрудной толщи крайне невыдержаны по простиранию, мощность слагающих их пород изменчива. Например, на месторождении Комсомольское на расстоянии 1200 м состав толщи изменяется от почти полностью риодацитового до преимущественно метаосадочного с прослоями метаандезит-базальтов и метаандезитов. В табл. 55 приведен химический состав пород формации и химические коэффициенты, позволяющие реконструировать первичную природу пород [139].

В целом для железорудной толщи примерные объемные соотношения групп пород свидетельствуют о некотором преобладании в ее составе первично-осадочных образований (55 %) над вулканическими (45 %). Для метавулкаников установлен непрерывный ряд от метабазальтов до метариодацитов, причем конечных членов этого ряда примерно одинаковые количества (33 и 29 % соответственно), а метаандезит-базальты и метаандезиты им подчинены (20 и 18 %). Анализ петрогеохимических особенностей метавулкаников показал, что они образуют сложную ассоциацию толеитовых базаль-

Таблица 55. Средний химический состав пород (в %) железисто-кремнистой формации Приимандровского района и содержание в них элементов-примесей (г/т)

Компонент и петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	71,25	59,68	56,23	49,76	65,29	61,92	69,49	70,41	62,66	43,41	45,40	39,76	59,79	51,82
TiO ₂	0,14	0,59	0,76	1,10	0,55	0,43	0,38	0,47	0,76	0,08	0,09	0,03	0,03	0,20
Al ₂ O ₃	15,75	17,09	16,77	14,56	15,84	16,88	15,96	17,57	17,65	0,66	0,93	0,87	0,73	4,10
Fe ₂ O ₃	0,53	1,81	2,08	3,61	1,50	2,04	0,84	1,69	1,87	40,49	32,99	35,63	19,31	19,99
FeO	1,29	4,23	5,32	9,26	4,28	3,95	1,89	2,65	6,73	11,23	15,89	18,03	16,70	15,18
MnO	0,02	0,15	0,11	0,19	0,06	0,11	0,06	0,06	0,08	0,04	0,10	0,12	0,13	0,16
MgO	0,57	3,54	4,88	7,22	2,86	2,90	1,44	1,93	3,31	2,02	2,09	2,63	2,22	1,91
CaO	2,06	6,02	7,40	9,18	2,71	4,99	2,54	2,41	1,46	1,81	2,18	2,56	0,62	4,59
Na ₂ O	5,89	4,13	4,06	2,83	3,03	3,61	3,94	0,62	1,50	0,09	0,08	0,06	0,05	0,22
K ₂ O	1,72	1,17	0,88	0,59	2,43	1,97	2,26	1,93	2,48	0,09	0,07	0,03	0,04	0,31
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,16	0,08	0,07	0,10	0,09	0,10	0,09	0,05	—	0,04	0,04	0,06
CO ₂	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,25	0,07	0,05	0,02	—	—	—	0,01	—
S _{общ}	0,05	0,02	0,02	0,07	0,14	0,02	0,11	0,04	0,19	0,02	—	0,04	0,05	0,75
Ni	19	83	131	153	71	22	33	31	59	14	12	13	20	28
Cr	23	71	171	199	103	16	29	31	76	12	9	11	12	15
V	20	126	145	300	92	82	59	64	79	10	9	16	6	13
f	63,1	47,6	45,0	49,4	52,3	52,9	50,0	55,7	58,8	93,0	92,4	97,1	98,1	90,8
F	0,030	0,158	0,224	0,425	0,128	0,136	0,087	0,081	0,179	0,637	0,087	0,141	0,167	0,154
A	+4	-18	-43	-71	+34	-2	+25	+101	+97	-28	-59	-78	-8	-75
K	-77	-54	-56	-39	-23	-37	-40	+10	+3	-1	-1	-2	-1	+5
A _{общ}	154	168	165	143										
Al k	113	78	76	51										

Количество 13—24 8—10 10—7 14—24 17—15 6—1 9—23 3—5 9—13 21—11 16—19 3—8 4—48 5—14
 анализов
 (химических спектральных)

Примечание. *Плагиоклазы*: 1 — биотитовые, амфибол-биотитовые лейкократовые (метариодациты), 2 — биотит-амфиболовые мезократовые (метаандезитовые), 3 — амфиболовые, биотит-амфиболовые меланократовые (метаандезит-базальты), 4 — амфиболиты (толеитовые мета-базальты); *гнейсы*: 5 — слюдяные, гранат-слюдяные (мезократовые метаграувакки), 6 — амфибол-биотитовые (туффитовые метаграувакки), 7 — лейкократовые слюдяные (метасубграувакки), 8 — ставролит-гранат-биотитовые (монтмориллонит-гидрослюдистые метапелиты); 9 — силлиманит-ставролит-гранат-биотитовые (каолинит-биотит-гидрослюдистые метапелиты); *силикат-магнетитовые кварциты (рудные метасилициты)*: 10 — актинолит-магнетит-гематитовые, 11 — куммингтонит-магнетитовые, 12 — куммингтонит-диоксид-магнетитовые; *магнетит-силикатные кварциты (малорудные метасилициты)*: 13 — магнетит-кумингтонит-роговообманковые, 14 — магнетит-кумингтонит-диоксид-роговообманковые.
Коэффициенты: f — железистость пород. F, A, K, Alk, A_{общ} — петрохимические параметры состава пород по А. А. Предевскому [139]. Для железистых кварцитов параметры F, A, K вычислены для составов пород, предварительно приведенных к 100 %, за вычетом железа, входящего в магнетит.

тов, глиноземистых андезит-базальтов, андезитов и риодацитов, т. е. состав их имеет весьма специфические черты, и их можно отнести к толеитовому типу с глиноземистым кислым «окончанием». Все метавулканы характеризуются нормальной общей щелочностью и резким преобладанием натрия над калием. Метабазальты, по параметрам Н. Л. Добрецова (1981), близки к континентальным толеитам и содержат в нормативном составе оливин и гиперстен. Метариодациты имеют признаки повышенной щелочности, характеризуются довольно постоянным суммарным содержанием щелочей и варьирующим в широких пределах отношением K/Na (0,08—0,60). По соотношению кремнезема и суммарного железа они занимают промежуточное положение между гранитоидами сиалического и андезитового ряда.

Учитывая закономерности размещения метавулкаников в стратиграфическом разрезе и их состав, можно говорить в целом о гомодромной тенденции эволюции вулканизма данного района с некоторым повышением во времени щелочности и глиноземности пород.

Метаосадочные породы толщи представлены первично глинистыми и высокоглинистыми метаграувакками — метасубграувакками и метапелитами монтмориллонит-гидрослюдистого состава с примесью хлоритового материала. Наиболее широко распространены метаграувакки, на долю которых приходится около 45 % метаосадочных пород. Характерная черта метакластолитов — наличие в низах разреза пород переходного от метаграувакк к метатуффитам состава. Это свидетельствует о влиянии синхронного основного вулканизма на седиментогенез.

Дополнительные параметры состава метасадочных образований ($w = +50$, $d_{cp} = 0,61$; $d_{max} = 2,26$), рассчитанные по методике А. А. Предовского [139], указывают на отчетливо проявившиеся при их формировании процессы выветривания при слабо выраженной степени осадочной дифференциации.

Аллареченский формационный подтип

К этому формационному подтипу отнесены осадочно-вулканогенные образования аннамской толщи, изученной достаточно полно [12, 18]. Породы толщи занимают площадь около 1900 км² и распространены в пределах Хихнаярвинского и Аллареченско-Аннамского блок-антиклинорийев, где они отмечены в составе мелких межблоковых структур синклинального или моноклинального залегания, имеющих тектонические контакты с гранитоидами фундамента. Толща сложена главным образом толеитовыми метабазальтами, переслаивающимися с метаандезитами и метаграувакками (табл. 56).

В отличие от Примандровского подтипа, в Аллареченском кислых вулканитов в разрезе практически нет. В зависимости от структурного положения характер разрезов аннамской толщи заметно меняется. На периферических частях блок-антиклинорийев преимущественно распространены метавулканиты, во внутренних зонах — метасадочные образования с многочисленными телами железистых метасилицитов.

Все супракрустальные образования толщи метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, возрастающего с

Таблица 56. Средний химический состав пород (в %) железисто-кремнистой формации Аллареченского района и содержание элементов-примесей в них (г/т)

Компонент и петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	70,33	61,67	50,05	48,61	64,37	58,10	57,21	43,28	50,56	63,32
TiO ₂	0,46	0,79	1,39	1,95	0,70	0,89	0,91	0,05	0,29	сл.
Al ₂ O ₃	14,54	15,14	13,63	12,86	15,65	15,23	18,08	0,39	3,47	0,58
Fe ₂ O ₃	0,83	2,11	2,90	3,72	1,51	1,74	0,84	30,04	14,10	17,96
FeO	2,23	4,60	9,96	12,69	4,65	10,70	9,90	20,01	19,66	14,71
MnO	0,04	0,12	0,20	0,23	0,08	0,12	0,13	0,16	0,37	0,24
MgO	1,22	3,07	6,80	5,74	2,74	3,47	3,56	3,34	3,82	1,66
CaO	2,70	5,90	9,36	9,25	2,66	2,71	1,70	2,10	6,31	0,57
Na ₂ O	4,64	4,18	2,95	2,25	3,55	2,76	2,31	0,18	0,21	0,08
K ₂ O	2,27	1,30	0,96	0,99	2,42	2,61	2,71	0,16	0,17	0,04
P ₂ O ₅	0,19	0,28	0,19	0,27	0,11	0,16	0,10	0,10	0,24	0,09
CO ₂	0,17	0,23	0,18	0,17	0,24	0,42	0,12	0,00	0,22	0,08
S _{общ}	—	0,10	0,08	0,15	0,21	0,60	0,12	0,10	0,82	0,17
Ni	24	77	136	84	120	127	160	11	58	16
Cr	26	75	142	55	170	272	263	14	45	14
V	35	107	240	366	118	174	213	8	29	7
f	57,7	53,8	50,8	61,0	54,7	66,5	62,7	89,2	82,5	91,0
F	0,056	0,150	0,391	0,423	0,131	0,254	0,342	0,255	0,307	0,130
A	0	-35	-88	-82	+32	+38	+84	-71	-103	-8
K	-50	-54	-37	-26	-31	-17	-8	-3	-2	-1
A _{общ}	142	148	133	127						
Alk	98	82	59	47						
Количество анализов (химических — спектральных)	33—20	19—13	27—32	13—9	20—15	10—7	3—3	5—3	3—12	3—11

Примечание. Плаггиогнейсы: 1 — биотитовые, амфибол-биотитовые лейкократовые (метариодациты), 2 — биотит-амфиболовые мезократовые (метаандезиты); амфиболиты (толеитовые метабазиты): 3 — амфиболиты (толеитовые метабазиты), 4 — гранатовые амфиболиты (железистые метабазиты); гнейсы: 5 — слюдяные, гранат-слюдяные (мезократовые метаграувакки), 6 — гранат-биотитовые меланократовые (меланократовые метаграувакки), 7 — силлиманит-гранат-биотитовые (шамозит-гидрослюдистые метапелиты); силикат-магнетитовые кварциты (рудные метасилициты): 8 — куммингтонит-диопсид-магнетитовые; магнетит-силикатные кварциты (малорудные метасилициты): 9 — магнетит-гранат-роговообманковые, 10 — магнетит-куммингтонитовые. Коэффициенты те же, что и в примечании к табл. 55.

севера на юг от силлиманит-мусковитовой до силлиманит-ортоклазовой субфации ($T = 600\text{--}680^\circ\text{C}$, $P = (4\text{--}5,5) \cdot 10^5$ кПа), и в значительной степени мигматизированы и гранитизированы [13].

Мощность аннамской толщи 1000—1600 м. В целом в ней преобладают метавулканиды, составляющие 60 %. Вулканическая составляющая разреза представлена ассоциацией толеитовых метабазальтов и глиноземистых метаандезитов, которым подчинены глиноземистые метариодациты и железистые метабазальты.

Метабазальты отвечают магматитам нормальной щелочности, характеризуются трехкратным преобладанием натрия над калием и наличием в составе нормативных гиперстена и оливина. По содержанию железа, титана и железистости различаются метабазальты нормальной (толеитовые) и повышенной железистости. Они слагают отдельные линзо- и пластообразные тела длиной от 100—200 м до нескольких километров при мощности от первых метров до 100—200 м и более. Текстура пород массивная. Метабазальты повышенной железистости в разрезе аннамской толщи встречаются редко в виде маломощных прослоев (от нескольких десятков сантиметров до 30—40 м) протяженностью до 300—400 м среди нормальных метабазальтов и метаграувакк. На основании текстурных особенностей пород можно предположить, что железистые метабазальты представлены пирокластической фацией, а метабазальты с нормальным содержанием железа — лавовой.

В количественном отношении основным метавулканидам подчинены метаандезиты и метариодациты, наблюдающиеся в виде линз и прослоев среди метабазальтов и метаосадков мощностью от 2—5 до 10—15 м и прослеживающиеся по простиранию на 20—100, редко до 200 м. В ряде случаев отмечается тонкое чередование метавулканидов разного состава с метаосадками.

Метаандезиты и метариодациты характеризуются нормальной щелочностью при значительном преобладании натрия над калием.

Смешанные вулканогенно-осадочные и осадочные породы аннамской толщи в основном сложены метаграувакками и в количественном отношении резко подчиненными им метапелитами, а также железистыми метасилицитами. Метаосадочные образования, как правило, встречаются в виде маломощных (редко до 20—50 м) и малопротяженных (до 400 м) прослоев среди метавулканидов. Наиболее распространены мезократовые метаграувакки, которым количественно подчинены их меланократовые разности, а также шамозит-гидрослюдистые метапелиты с повышенным содержанием закиси железа и малых рудогенных элементов (Co, Cr, V, Ti и Zn). Среди метаграувакк изредка отмечаются сульфидно-углеродистые разности с содержанием $S_{орг}$ 0,27—0,55, иногда до 2,18 %.

Особенности состава метаосадочных образований отражают низкую степень зрелости и дифференциации исходного материала. Осадконакопление происходило преимущественно за счет размыва собственно вулканогенных, возможно, пирокластических образований.

Железистые кварциты известны в пределах Аллареченского блока (полоса от оз. Пулдшик до оз. Хуто-явр, г. Широкая, район оз. Неяска), в северном и южном обрамлении Аннамского блока (оз. Мемек-явр, г. Попова тундра, оз. Римит, г. Тюльп-вид) и ряде других участков (оз. Кошка-явр, оз. Казь-явр, оз. Одеж-явр и др.). Длина отдельных тел по простиранию варьирует от 150 до 1500 м, истинная мощность составляет 10—40, иногда до 70 м. Форма рудных тел в плане линзовидная, в разрезе пластообразная. Залегание согласное с вмещающими породами, среди которых преобладают метабазальты. Нередко внутри рудных тел встречаются прослои метабазальтов, метаграувакк мощностью до 3 м.

Подробная характеристика минерального и химического состава железистых кварцитов Примандровского и Аллареченского районов приведена в работах [1, 17, 60], поэтому мы отметим лишь их наиболее существенные особенности.

Главными рудными минералами кварцитов являются магнетит и (или) гематит; нерудные компоненты представлены кварцем, амфиболами, клино-

пироксеном, гранатом. Кроме того, железистые кварциты могут содержать пирротин, пирит, биотит, тальк, карбонаты, апатит. По различным количественным соотношениям рудных и нерудных и, следовательно, различным содержаниям в породах $Fe_{раств}$ выделяются такие группы железистых кварцитов: рудные ($Fe_{раств} > 27\%$) гематит-магнетитовые и магнетитовые, малорудные ($Fe_{раств} = 20-27\%$) магнетит-силикатные и безрудные ($Fe_{раств} = 5-20\%$) сульфидно-силикатные. Они отличаются друг от друга также текстурными особенностями, содержанием других элементов и минеральным составом.

Рудные гематит-магнетитовые кварциты встречены только на Оленегорском, Кахозерском, Кировогорском и Железногорском месторождениях Примандровского района. Нерудной силикатной составляющей — до 3—4%; это амфиболы ряда тремолит—актинолит и гранат, состав которого отвечает андрадиту.

Рудные магнетитовые кварциты составляют главную часть кондиционных железных руд Кольского п-ова. Количество силикатных минералов в них достигает 20—30%.

Малорудные магнетит-силикатные кварциты встречаются в разрезе каждого рудного тела, но особенно характерны для мелких, маломощных и непротяженных тел железистых кварцитов. В крупных телах они обычно развиты на контактах с вмещающими породами и на флангах рудных тел в зоне их выклинивания. Рудные минералы — магнетит и пирротин — в этих кварцитах часто количественно соизмеримы. Суммарное количество силикатов достигает 40%.

Безрудные сульфидно-силикатные кварциты — это крайние члены пород ряда железистых кварцитов. Рудные минералы — пирротин и магнетит — имеют резко подчиненное значение и содержания их не превышают 5—10%.

Проведенные нами ранее исследования позволили установить тесную взаимосвязь минерального и химического состава железистых кварцитов докембрия Кольского п-ова [17]. Важнейшим фактором, определяющим минеральные парагенезисы и состав железистых силикатов кварцитов, является меняющаяся степень окисления железа, унаследованная от первичного железисто-кремнистого осадка.

Исследование петрогеохимических особенностей отдельных литологических разностей железистых кварцитов в той последовательности, в которой они слагают зоны в рудных телах (от центральной части к периферии), проведенное с применением методов факторного анализа, показало, что аутигенно-минералогическая зональность рудных пластов является и геохимической зональностью, обусловленной закономерным распределением петрогенных и малых элементов как в отдельных разностях кварцитов, так и в зонально построенных рудных телах.

По содержанию железа, марганца, титана, щелочей, фосфора, серы и малых рудогенных элементов одноименные разновидности железистых кварцитов Примандровского и Аллареченского районов близки между собой. Сопоставляя сводные литостратиграфические колонки железорудных формаций Аллареченского и Примандровского районов и составы слагающих их пород (рис. 48, табл. 55, 56), можно предположить, что в Примандровском районе между типично вулканогенной железисто-кремнистой формацией и формацией «шлишоидного» костомукшского (Северная Карелия) типа существует формация переходного типа [59]. Некоторые исследователи, например М. А. Ярошук [195], отмечают черты сходства отдельных разрезов железорудной формации примандровского подтипа с кальцифир-метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формацией гранулитовых комплексов. Из-за неразработанности проблемы стратиграфической корреляции, сложной дизъюнктивной тектоники и неравномерной изученности районов железорудного осадконакопления Кольского п-ова однозначно решить проблему формационного анализа железорудных толщ этого района пока невозможно.

**ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ
ЮЖНОГО УРАЛА**

Наиболее известным районом распространения докембрийских железисто-кремнистых образований на Южном Урале является Тараташский блок — «обломок» фундамента Восточно-Европейской платформы среди складчатых комплексов Урала.

Другим районом развития железисто-кремнистых пород на Южном Урале является соседствующий с Тараташским блоком уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс. Его субстратом послужили древние супракрустальные серии типа тараташского комплекса, претерпевшие в течение палеозоя тектоно-метаморфическую реомобилизацию. Последняя привела к дипироидному перемещению гнейсового ядра комплекса относительно его сланцевого обрамления, характеризующегося зональным высокоградиентным прогрессивным метаморфизмом, повышающимся по направлению к ядру от зеленосланцевой до амфиболитовой фации [87]. Большинство месторождений и рудопроявлений железистых кварцитов в пределах гнейсового ядра приурочено к его границе со сланцевым обрамлением, а в пределах сланцевого обрамления — к разрывным нарушениям. Г. А. Глушкова и Г. А. Кейльман [43] описывают эти железистые кварциты как метасоматические. Такой вариант вполне возможен, если допустить, что при метаморфической реомобилизации супракрустальных толщ тараташского комплекса могло происходить перемещение железа первично-осадочной или вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формации поперек фронта высокоградиентного метаморфизма с образованием (при благоприятных физико-химических и структурных условиях) новых месторождений и рудопроявлений железных руд, внешне похожих на железистые кварциты.

В ряду докембрийских железисто-кремнистых формаций для железисто-кремнистых пород уфалейского комплекса нет места, так как они не представляют собой какой-либо отдельной формации, а являются продуктом переработки в палеозойское время в складчатом сооружении Урала железисто-кремнистых формаций, характерных для фундамента Восточно-Европейской платформы. Но первичный облик этих формаций практически стерт. Поэтому мы приведем только характеристику железисто-кремнистой формации тараташского комплекса, сохранившей первичные особенности состава и строения. По характеру вмещающих пород эту формацию можно отнести к метабазит-гнейсовой, близкой к кальцифир-метабазит-гнейсовой формации гранулитовых комплексов УЩ, но обладающей рядом специфических особенностей.

Тараташский комплекс представляет собой глыбу фундамента Восточно-Европейской платформы размером 15×45 км, сохранившуюся от тектонической переработки в складчатом сооружении Урала. Железистые породы в его пределах встречаются на отдельных, изолированных друг от друга участках, являющихся фактически останцами среди пород чарнокитовой гранитизационной серии, отложениями которой в основном и сложен комплекс.

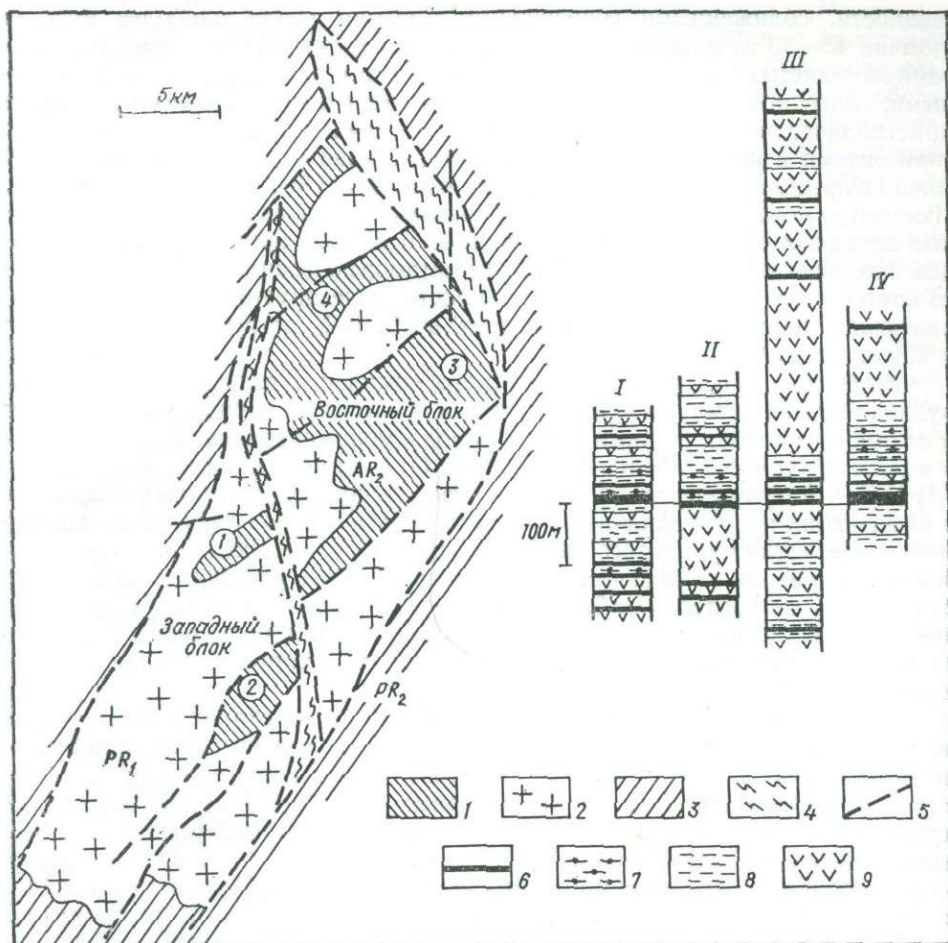


Рис. 49. Геологическое строение Тараташского блока Урала (А) и разрезы железорудной толщи (Б).

Породы: 1 — железорудной толщи (AR_2), 2 — гранитизационной серии (PR_1), 3 — айской свиты (PR_2); 4 — зоны зеленосланцевого диафтореза; 5 — разломы, 6 — железисто-кремнистые породы; 7 — высокоглиноземистые гнейсы, 8 — гнейсы (кроме высокоглиноземистых); 9 — основные кристаллические сланцы

Об архейском возрасте тараташского комплекса свидетельствуют проявления прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации, которые надежно датированы альфа-свинцовым и калий-аргоновым методами в интервале 2700—3300 млн лет.

Структурный план района определен зонами разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Тараташский комплекс развит в двух блоках — Восточном и Западном, разделенных крупным надвигом (рис. 49).

Железорудные толщи приурочены к относительно простым синклиналильным и антиклиналильным структурам второго порядка, для которых характерны северо-восточные простирания. Синклиналильные структуры обычно сильно сжаты, их восточные крылья нередко опрокинуты, имеют крутое падение и характеризуются увеличением мощности железистых горизонтов.

Изучение разрезов отдельных железорудных участков Тараташского блока показало, что они достаточно хорошо сопоставимы между собой и, несомненно, характеризуют одну железорудную толщу; в последней выделяются три основные пачки железистых пород, прослеживающиеся практически на всех железорудных участках. Верхняя пачка представлена обычно одним, небольшим по мощности (до 5—10 м) горизонтом железистых кварцитов, нижняя — также одним, реже двумя или четырьмя небольшими по

мощности, сближенными горизонтами. Средняя пачка наиболее мощная (обычно 40—50 м) и часто сложена двумя или тремя сближенными горизонтами железистых пород. В разрезах рудные пачки разделены двумя межрудными, сложенными в большинстве случаев гранитизированными основными кристаллическими сланцами. Горизонты и пачки гнейсов ассоциируют с горизонтами и пачками железистых пород. Общая мощность железорудной толщи в пределах железорудных участков достигает 900 м (участок Куватал). Изменение мощности обусловлено главным образом изменением в межрудных пачках мощностей гранитизированных основных кристаллических сланцев. Несомненно, мощность всей толщи метаморфических пород тараташского комплекса значительно больше мощности железорудной толщи, характеризующей только часть общего разреза, в которой встречаются горизонты и пачки железистых пород.

Выделение в пределах тараташского комплекса только одной железорудной толщи с тремя основными пачками железистых пород подтверждается и изотопными определениями свинца пород и мономинералов, выполненными в отделе геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГФМ АН УССР. Результаты изотопных анализов свинца магнетитовых кварцитов и вмещающих пород различных участков Тараташского блока показали, что отношение актино-уранового свинца к урановому, являющееся непосредственно параметром геологического возраста, на всех участках колеблется в одних и тех же пределах от 0,77 до 0,89, увеличиваясь вниз по разрезу. Такое увеличение является довольно характерным и в большинстве случаев позволяет однозначно судить о залегании пород — нормальном или опрокинутом.

Несколько повышенные содержания свинца — отличительная черта железисто-кремнистых пород тараташского комплекса по сравнению с аналогичными породами других районов [169]. Они свидетельствуют об относительно медленном накоплении исходных осадков [184]. В железисто-кремнистых породах криворожской серии повышенные содержания свинца, например, очень редки. Кроме того, в них не наблюдается четкой зависимости изотопных соотношений свинца от их стратиграфического положения в разрезе. В криворожских породах изменение изотопных соотношений свинца связано с терригенным материалом более древних толщ, подвергавшихся размыву во время накопления криворожской серии. Общегеологические, петрохимические и геохимические данные, а также результаты изотопного анализа позволяют говорить, что в первично-осадочных породах тараташского комплекса практически нет постороннего терригенного материала и можно предполагать, что метабазит-гнейсовая железисто-кремнистая формация этого комплекса накапливалась на океанической коре.

Среди железистых пород тараташского комплекса выделяются пироксен-магнетитовые руды, железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы. Локально распространенные пироксен-магнетитовые руды являются метасоматическими образованиями, а железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы — метаморфическими аналогами различных фаций исходных железисто-кремнистых осадков.

Ж е л е з и с т ы е к в а р ц и т ы — мелко-, реже среднезернистые состоят из кварца, магнетита и темноцветных минералов. Из аксессуарных обычно присутствует апатит, очень редко — гранат; из рудных, кроме магнетита, — мартит, реже пирротин, пирит, халькопирит. Структурно-текстурные особенности железистых кварцитов определяются морфологическими особенностями слагающих их темноцветных минералов и магнетита. Из наиболее часто встречающихся текстур можно отметить описанные Н. А. Чеботаревой [179] беспорядочно-пятнистые, ориентированно-пятнистые, равномерно- и неравномерно-полосчатые, плейчатые, прерывисто-полосчатые, ориентированно-линзовидные, нитевидно-полосчатые, нитевидно-петельчатые и штриховидные. Характерной особенностью кварцитов тараташского комплекса является резкое преобладание пятнистых и прерывисто-полосчатых текстур. Тонкополосчатые разновидности значительно распространены

только на одном из северных участков тараташского комплекса — Ушатском. Безрудные кварцевые прослои мощностью ~ 2 чередуются с прослоями мощностью 3—5 мм, обогащенными магнетитом. Эти прослои, в свою очередь, имеют микрополосчатое строение за счет чередования микропрослоев, обогащенных магнетитом и бедных им; размер их — десятые доли миллиметра. Такой размер, видимо, соответствует первичной седиментационно-диагенетической слоистости и может служить одним из основных доказательств хемогенно-осадочного характера исходных пород.

Наблюдаемые средне- и грубополосчатые текстуры железистых кварцитов на других участках тараташского комплекса фиксируют слоистость более низких порядков. Но и среди этих железистых кварцитов в единичных образцах встречаются тонкоритмично-слоистые разновидности.

По составу темноцветных минералов выделяются пироксен-магнетитовые (гиперстен- и двупироксен-магнетитовые), куммингтонит-, актинолит- и тальк-магнетитовые железистые кварциты. Кроме этих основных разновидностей существует ряд промежуточных, исходными для которых служили пироксен-магнетитовые кварциты. Все остальные разновидности возникли при наложенных процессах диафореза или магнезиально-кальциевого метасоматоза. Об этом свидетельствует характер минеральных замещений. Куммингтонит, актинолит и тальк развиваются по пироксенам, куммингтонит замещается актинолитом и тальком, актинолит — тальком. Диафорированные типы железистых кварцитов развиты довольно широко, что свидетельствует о значительной метасоматической переработке исходных разновидностей железистых пород. Гранитизированные разновидности железистых кварцитов встречаются редко на контакте с диоритоподобными породами. Зоны гранитизированных кварцитов не превышают 0,5—1 м. Это кварц-полевошпатовые породы, содержащие «пятна» темноцветов и магнетита.

Основным рудным минералом железистых кварцитов является магнетит. Выделяются четыре генерации магнетита [179], характерные для железистых кварцитов тараташского комплекса: раннеметаморфический, присутствующий в виде мелкой вкрапленности в кварце; позднеметаморфический перекристаллизованный магнетит; гистерогенный, образующий мелкую вкрапленность во вторичных минералах при замещении гиперстена; переотложенный. Наиболее распространен позднеметаморфический магнетит (25—30 %), менее — раннеметаморфический (3—6 %) и гистерогенный (1—6 %). Переотложенный магнетит в тектонически напряженных участках образует в кварцитах прожилки мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров.

Магнетиты железистых кварцитов тараташского комплекса характеризуются наличием мелких включений ильменита, шпинели, гематита и ульвошпинели. Такими же включениями характеризуются магнетиты Мариупольского месторождения в Приазовье. Кроме мелких вростков ильменит встречается и в относительно крупных зернах в некоторых разновидностях гранитизированных кварцитов. Появление здесь ильменита связано с перераспределением титана при гранитизации основных кристаллических сланцев.

Железисто-силикатные сланцы выделены по аналогии со сходными породами УЩ. К ним относятся кварц-гиперстеновые, кварц-гранат-гиперстеновые породы и кварцевые пироксениты, мало отличающиеся по валовому содержанию железа от пироксен-магнетитовых кварцитов и тесно пространственно ассоциирующие с ними. Это яснополосчатые или массивные, мелко- и средне-, реже грубозернистые породы, состоящие из прослоев толщиной 2—10 мм, с резким преобладанием одного из минералов — пироксена, кварца, граната. Обычно в значительных количествах в них присутствуют магнетит и сульфиды, образующие пятнообразные, почти мономинеральные скопления; иногда встречается апатит. В железорудной толще эти породы переслаиваются с железистыми кварцитами или образуют прослой и пачки среди гейсов. В верхних частях разреза месторождения Магнитный Ключ железисто-силикатные сланцы переслаиваются с гранитизи-

рованными графитсодержащими биотит-гранатовыми гнейсами с кордиеритом и силлиманитом. По ряду признаков аналогичные породы железорудных месторождений других районов развития пород гранулитовой фации метаморфизма относятся к группе высокометаморфизованных железистых [19, 42].

По минеральному составу существуют постепенные переходы от мономинеральных пироксеновых разновидностей, через кварц-пироксеновые, магнетит-кварц-пироксеновые к железистым кварцитам. Нередко описываемые породы гранитизированы, в них проявляются скопления полевых шпатов. По мере удаления от контакта с неизменными разновидностями железистые силикатные сланцы переходят в кварц-полевошпатовые сульфидсодержащие породы с отдельными пятнами темноцветов и магнетита.

Основным силикатным минералом железисто-силикатных сланцев является гиперстен. Его содержание варьирует от 25—30 в кварц-гранат-пироксеновых разновидностях и переходных к железистым кварцитам кварц-пироксеновых магнетитсодержащих до 90—95 % в почти чисто пироксеновых. Железистость гиперстена в фаялитсодержащих разновидностях железисто-силикатных сланцев достигает 86 %. С перекристаллизацией этих пород на стадии плагхиогранитизации, сопровождавшейся образованием менее железистого гиперстена и магнетита, связывается генезис пироксен-магнетитовых руд [99].

Магнетит в железисто-силикатных сланцах содержится в количествах от первых процентов, достигая 20—25 % в разновидностях, переходных к железистым кварцитам. Обычно он представлен раннеметаморфической генерацией, присутствующей в гиперстене и кварце в виде мелкой вкрапленности и более крупных пойкилитовых выделений. Иногда в таких выделениях магнетита отмечаются субмикроскопические вросстки каплеобразного кварца. Часто пойкилитовые выделения сливаются, образуя сростания позднеметаморфического магнетита, группирующегося в краевых частях скопленний гиперстена. При замещении гиперстена вторичными минералами нередко появляется гистерогенный магнетит, а в катаклазированных разновидностях — переотложенный.

Железистые породы тараташского комплекса ассоциируют с метаультрабазиитами — пироксенитами, основными кристаллическими сланцами и различными гнейсами.

Основные кристаллические сланцы являются продуктами метаморфизма основных вулканитов в условиях гранулитовой фации. Для них характерны повышенные содержания V, Cr, нередко Ti, повсеместное наличие Co; они близки к основным вулканитам по содержанию Th и U. На всех петрохимических диаграммах основные кристаллические сланцы занимают поля основных вулканитов. Они обладают прямой корреляционной связью между Ti и Fe и обратной — между Ti и Al, что является отличительной чертой магматических пород. По индексу Пикока основные кристаллосланцы относятся к известково-щелочной серии тихоокеанского типа и по химическому составу наиболее близки к базальтам островных дуг.

В тараташском комплексе выделяются такие разновидности гнейсов: биотит-(пироксен)-роговообманковые, биотитовые, биотит-гиперстеновые, а также гранатсодержащие и высокоглиноземистые с кордиеритом и силлиманитом. Биотит-(пироксен)-роговообманковые по минеральному составу, петрохимическим и геохимическим особенностям близки к основным кристаллическим сланцам и амфиболитам и, вероятно, являются продуктом их гранитизации. Биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы распространены в разрезах более или менее равномерно. Они встречаются стратиграфически выше и ниже горизонтов и пачек железисто-кремнистых пород, слагая отдельные пачки или прослои среди других разновидностей гнейсов.

Гранатсодержащие гнейсы обычно ассоциируют с железистыми породами. Наиболее выдержана мощная (~ 70 м) пачка гранатсодержащих гнейсов, перекрывающая основную среднюю пачку железистых пород на месторождениях Магнитный Ключ и Радостное. Нередко гранатсодержащие гней-

сы встречаются в виде небольших по мощности горизонтов и прослоев непосредственно среди железистых пород.

Высокоглиноземистые гнейсы, близкие по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям к гранатсодержащим, залегают стратиграфически выше железистых пород, образуя отдельные горизонты среди пачек гранатсодержащих гнейсов. Нередко горизонты высокоглиноземистых гнейсов имеют ритмичное строение, начинаясь с биотит-кордиерит-полевошпатовых гнейсов и кончаясь биотит-кордиерит-силлиманитовыми кварцито-гнейсами. По содержанию глинозема они практически не отличаются от гранатсодержащих, формы нахождения глинозема в них определяются не его содержанием, а присутствием других компонентов, в частности железа.

В гнейсах и железисто-силикатных сланцах тараташского комплекса присутствует свободный углерод, встречающийся в виде графита в небольших, вытянутых по спайности включениях в биотите в гнейсах и в мелкощуччатых вытянутых или изометричных розетковидных скоплениях в гнейсах и железисто-силикатных сланцах.

Петрохимические пересчеты состава гнейсов по методикам А. А. Предродовского, Де ля Роша, Н. П. Семененко показали, что первично они были представлены плохо сортированными смешанными коллоидно-химическими и пелитовыми осадками, содержащими значительную примесь туфогенного материала, — продуктами перемыва местных вулканитов.

Разновидности первично-осадочных железисто-кремнистых пород тараташского комплекса (железистые кварциты и железисто-силикатные сланцы) являются метаморфическими аналогами пород геохимических железорудных фаций — окисной и карбонатной. Их накопление определялось глубиной первичного бассейна седиментации. Близость основных кристаллических сланцев тараташского комплекса к базальтам известково-щелочной серии тихоокеанского типа, распространенным в островных дугах, позволяет более конкретно судить о характере этого бассейна. Скорее всего, это был окраинный глубоководный бассейн типа Курильской котловины, который находился непосредственно за островной дугой. Его глубоководность подтверждается отсутствием в тараташском комплексе карбонатных пород типа мраморов и доломитов [109].

В распространении железисто-кремнистых пород в пределах Тараташского блока наблюдается закономерность, выражающаяся в увеличении роли железистых кварцитов в северо-восточной части, что коррелируется с возрастанием в этом же направлении в разрезах железорудной толщи мощности основных кристаллических сланцев — метаморфических аналогов основных вулканитов. По-видимому, именно здесь находился один из центров основного вулканизма и накапливались осадки окисной железорудной геохимической фации. В юго-западной части бассейна седиментации образовывались закисные железисто-карбонатные осадки.

Метабазит-гнейсовая железисто-кремнистая формация тараташского комплекса близка к формации киватинского типа [170], или типа Алгома [47]. Из специфических особенностей для метабазит-гнейсовой железисто-кремнистой формации можно отметить следующие: преобладание в разрезах железорудной толщи вулканогенных пород основного состава, частую ассоциацию железистых пород с гнейсами, образовавшимися по туфогенным отложениям; местами повышенное содержание во вмещающих гнейсах свободного углерода.

Железисто-кремнистая формация тараташского комплекса по многим признакам близка также к кальцифир-метабазит-гнейсовым формациям гранулитовых комплексов УЩ, но отличается от них большей долей в разрезе основных метавулканитов и отсутствием карбонатных пород. На основании комплекса геологических, петрохимических и геохимических данных описанную железисто-кремнистую метабазит-гнейсовую формацию тараташского комплекса можно отнести к образованиям океанической коры.

Потенциальная рудоносность этой формации тараташского комплекса определяется незначительными параметрами тел железистых кварцитов, поэтому вероятность обнаружения их крупных месторождений мала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге систематизация докембрийских полосчатых железисто-кремнистых формаций европейской части СССР осуществлена с единых методологических позиций, основывающихся на комплексе проверенных многолетним опытом принципов и критериев; главными из них являются:

доказанность седиментогенной природы полосчатых железисто-кремнистых формаций докембрия

этапность докембрийского железорудного осадконакопления, которая подчеркнута наличием метаморфизованных кор выветривания и базальных толщ, разграничивающих самостоятельные эпохи железнакопления и развития генетических типов и конкретных железисто-кремнистых формаций

устойчивая эволюция генетических типов железисто-кремнистых формаций в истории докембрия, что обусловило преимущественное развитие одних формаций (вулканогенных и вулканогенно-осадочных) в архее, других (осадочных) — в протерозое, а также необратимое изменение во времени конкретных формаций внутри генетических типов

специфика и достаточная стабильность породных ассоциаций, вмещающих и слагающих железорудные толщи различных формационных типов как главнейший критерий их генетической самостоятельности

специфика геотектонической обстановки возникновения генетических типов и конкретных железисто-кремнистых формаций, устанавливаемая по их главнейшим характеристикам и обуславливающая отнесение их к определенным тектонотипам

изохимичность процессов прогрессивного регионального метаморфизма, определивших унаследование основных геохимических характеристик и признаков пород и минералов железисто-кремнистых формаций от исходных осадков, а также характера первичных геохимических фаций. Особое значение имеет унаследованность железистыми кварцитами соотношений гематита и магнетита, являющихся важным критерием типизации формаций. Такая же унаследованность проявляется в распределении элементов-примесей в породах и минералах, соотношении изотопов некоторых элементов, радиохимических свойствах пород, составе флюидных включений в минералах. Все это позволяет достаточно уверенно диагностировать железисто-кремнистые формации разного возраста и генезиса, даже при сходстве минеральных типов железистых кварцитов

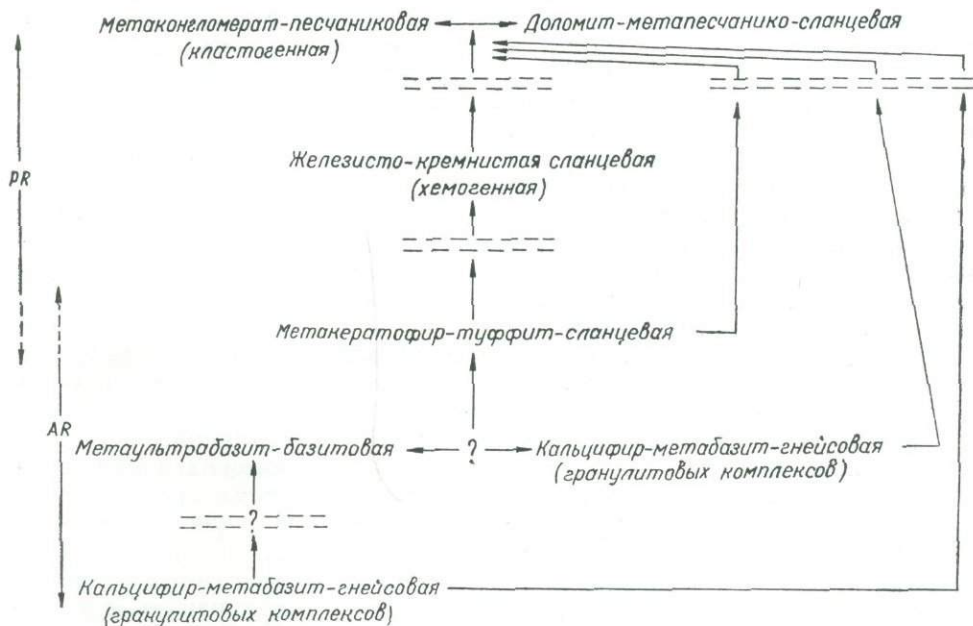
специфичность регионального метаморфизма разновозрастных железисто-кремнистых формаций: преимущественно гранулитовой и амфиболитовой фаций — архейских и преимущественно зеленосланцевой фации — протерозойских.

Сопоставление изученных железисто-кремнистых формаций европейской части СССР в соответствии с указанными принципами и критериями подтверждает концепцию: количество самостоятельных генетических типов железисто-кремнистых формаций докембрийской коры довольно ограничено, а историческая последовательность их возникновения вполне определена. Незначительное возрастное скольжение одноименных формаций, а также наличие переходных разностей между генетическими типами или конкретными формациями должны иметь объективные объяснения.

Все многообразие седиментогенных железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР может быть объединено в три генетические группы, вмещающие шесть самостоятельных конкретных формаций: а — *вулканогенные*: железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая; б — *вулканогенно-осадочные*: железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая (гранулитовых комплексов), железисто-кремнистая метакератофир-

туффит-сланцевая; в — осадочные: железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная), железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная), железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая.

Последовательность возникновения конкретных типов формаций с известной долей обобщения может быть выражена в виде следующей схемы:



Пунктир между некоторыми формациями в схеме означает отделение друг от друга во времени. В связи с неоднозначностью данных абсолютной геохронологии о стратиграфическом положении в отдельных районах железисто-кремнистой кальцифир-метабазит-гнейсовой формации, в схеме приведены два варианта ее размещения в эволюционном ряду железисто-кремнистых формаций. Достоверность геологических фактов, обосновывающих оба варианта, нуждается в дальнейшей проверке.

В работе в соответствии с принятой систематикой охарактеризованы железисто-кремнистые формации главных районов их развития. Наиболее полно это сделано для Украинского щита, Воронежского массива и Карелии. Естественно, что как в целостной проблеме формационного анализа докембрийских железорудных образований, так и в трактовках формационной принадлежности некоторых конкретных объектов во всех регионах европейской части СССР остается много неясного и дискуссионного. Это связано прежде всего с недостаточной вскрытостью (низкой освещенностью буровыми скважинами) содержащих их метаморфических комплексов. Не способствует успеху и все еще имеющие место попытки некоторых специалистов на ограниченном материале, без широкого использования прогрессивных методов изучения метаморфических железисто-кремнистых образований решать вопрос их формационной принадлежности.

Среди обширного круга задач, призванных углубить формационное изучение докембрийских железорудных образований, наиболее актуальны следующие:

изучение зон сочленения железосодержащих стратиграфических комплексов для выяснения достоверного стратиграфического положения и взаимоотношений главных генетических типов и конкретных железисто-кремнистых формаций

изучение метаморфизованных кор выветривания и базальных горизонтов в разрезе железосодержащего докембрия всех регионов; систематизация и детальная характеристика диагностических признаков кор для поверхностей раздела разного возраста

уточнение геологических границ, объема, состава и железности метаморфических серий, их особенностей в различных регионах и различных структурно-фациальных зонах

выяснение характера фациальных изменений толщ железистых кварцитов различных формаций в пространстве с целью разработки основ прогнозирования зон с определенным качеством металлургического сырья и возможной концентрации сопутствующих полезных ископаемых

комплексное изучение морфоструктурных особенностей, химического состава, физических свойств главных рудообразующих и сопутствующих минералов железистых кварцитов различных формационных типов как основы технологической оценки железорудного сырья и надежной диагностики их формационной принадлежности

специальное всестороннее сравнительное изучение высокометаморфизованных железисто-кремнистых образований гранулитовых комплексов различных регионов с целью получения дополнительных критериев их формационной самостоятельности и в связи с высоким качеством сосредоточенного в них железорудного сырья

всесторонний анализ и систематизация корреляционных признаков разновозрастных и разнотипных железисто-кремнистых формаций и уточнение их внутри- и межрегиональной корреляции.

Дальнейшее изучение железисто-кремнистых формаций имеет еще один важный аспект. Речь идет о выяснении генетических взаимоотношений между железистыми кварцитами и залегающими среди них богатыми магнетитовыми и мартитовыми рудами. Как установлено, богатые метаморфогенные (и гипергенные) железные руды образуются из железистых кварцитов вследствие выноса из них кремнезема (кварца). Однако этот процесс развивается локально и по простиранию, и по падению пластов. Так, например, в Саксаганском районе криворожского бассейна по простиранию толщ железисто-кремнистых пород участка, где залежи богатых железистых руд содержатся во всех горизонтах, сменяются участками, где руды вообще отсутствуют. При этом из семи горизонтов железистых кварцитов Кривбасса наиболее оруденелым является пятый, но и в его пределах залежи руд распространены неравномерно. Неравномерность развития богатых железных руд установлена также в КМА; в Белгородском районе они получили широкое развитие с образованием крупных месторождений (Гостищевское, Яковлевское и др.), а в Старооскольском районе богатые руды на обрабатываемых месторождениях железистых кварцитов не встречены. Причины такого локального избирательного превращения железистых кварцитов в богатые руды до конца не раскрыты. Надлежит, прежде всего, глубоко изучить возможную роль в процессе рудообразования условий накопления и метаморфизма железистых кварцитов. Анализ и учет этих условий позволит прогнозировать наличие залежей богатых руд в пластах железистых кварцитов благоприятных минералого-петрографических типов не только в Криворожье, но и в КМА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балабонин Н. Л., Болотов В. И., Горяинов П. М. О двух типах минеральных ассоциаций железисто-кремнистых пород Аллареченского района // Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова.— Апатиты, 1980.— С. 77—80.
2. Батицкий Б. А. Геохимические критерии расчленения пород росинско-тихвинской серии бассейна р. Рось // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1972.— № 8.— С. 675—677.
3. Батурина А. Г., Белевцев Я. Н., Ганоцкий В. И. и др. Геология и геохимия железорудных месторождений саксаганского типа.— Киев, 1984.— 59 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
4. Белевцев Я. Н., Белевцев Р. Я. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна.— Киев: Наук. думка, 1981.— 47 с.
5. Белевцев Я. Н., Веригин М. И., Епатко Ю. М. и др. Принципы металлогенического районирования и прогнозной оценки площадей развития докембрийских железорудных формаций Европейской части СССР.— Киев, 1984.— 51 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
6. 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.
7. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Скобелев В. М. и др. Особенности формирования докембрийских пород Криворожского железорудного бассейна по данным изотопного состава серы в сульфидах // Геол. журн.— 1978.— 38, № 1.— С. 1—19.
8. Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М. Особенности формирования железисто-кремнистых пород в докембрии по данным изучения изотопного состава серы в сульфидах // Геол. журн.— 1974.— 34, № 3.— С. 41—48.
9. Белевцев Я. Н., Скаржинская Т. А. О новом этапе промышленного железнакопления в Кременчугском железорудном районе // Докл. АН СССР.— 1985.— 285, № 1.— С. 174—176.
10. Белевцев Я. Н., Скаржинская Т. А., Жукова А. М. и др. Стратиграфия, геохимические особенности и рудоносность железисто-кремнистых формаций некоторых районов Украинского щита.— Киев, 1984.— 48 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
11. Белый В. Ф. Структура ультраосновного вулканического комплекса горы Длинной (Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 7.— С. 36—47.
12. Беляев О. А. Разрезы докарельских образований Северо-Запада Кольского полуострова (Южное обрамление Печенгского синклиниория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляция.— Апатиты, 1978.— С. 17—25.
13. Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П. и др. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1977.— 88 с.
14. Бибикова Е. В., Бергман И. А., Грачева Т. В. и др. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геохронология и проблемы рудообразования.— М.: 1977.— С. 25—32.
15. Богатырев В. Ф., Быстревская С. С., Ионис Г. И. и др. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд юго-западной части Украинского щита в связи с развитием зон тектоно-магматической активизации // Геол. журн.— 1977.— 37, № 6.— С. 18—27.
16. Бозачев А. И., Свириденко Л. П., Голубев А. И. и др. Связь магнетизма Карелии с глубинным строением и проблемы рудоносности // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов в Европейской части СССР.— Л., 1982.— С. 72—82.
17. Болотов В. И., Горяинов П. М. О взаимосвязи минерального и химического состава железистых кварцитов Кольского полуострова // Минералы метаморфических пород Кольского полуострова.— Апатиты, 1979.— С. 95—108.
18. Болотов В. И., Иванов А. А. Метаосадочные породы железисто-кремнистой формации Кольского полуострова // Геохимия и условия формирования осадочных толщ докембрия Кольского полуострова.— Апатиты, 1980.— С. 10—20.
19. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Седиментационные эулизиты и чарнокиты гранулитового комплекса центральной части Кольского полуострова // Проблемы осадочной геологии докембрия.— М., 1975.— Т. 2.— С. 219—222.

20. *Ветренников В. В., Петерсель В. Х., Пыльдвере А. Л.* Марганценозная железорудная формация докембрия Северной Прибалтики // Вещественный состав и происхождение горных пород докембрия Белоруссии и Прибалтики.— Минск, 1986.— С. 86—97.
21. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.
22. *Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / С. И. Рыбаков, А. И. Светлова, В. С. Куликов и др.*— Л.: Наука, 1981.— 152 с.
23. *Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии / В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец и др.*— Петрозаводск: Карелия, 1970.— 285 с.
24. *Галецкий Л. С., Деренюк Н. Е., Богач Д. И. и др.* Железисто-кремнистые породы Фрунзовских магнитных аномалий // Геол. журн.— 1985.— 45, № 5.— С. 1—11.
25. *Гарифулин Л. Л.* Конгломераты серии Колмозеро-Воронья // Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита.— Л., 1971.— С. 42—52.
26. *Генезис железных руд Криворожского бассейна / Я. Н. Белевцев, Г. Г. Буря, Р. П. Дубинкина и др.*— Киев: Изд-во АН УССР, 1959.— 308 с.
27. *Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна / Н. М. Акименко, Я. Н. Белевцев, Б. И. Горошников и др.*— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— 280 с.
28. *Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии / В. Д. Полищук, Н. И. Голикин, Ю. С. Зайцев и др.*— М.: Недра, 1970.— Т. 1, кн. 1.
29. *Геология железисто-кремнистых формаций Украины / Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, В. Д. Ладнева и др.*— Киев: Изд-во АН УССР, 1959.— 687 с.
30. *Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплекс карт м-ба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка.*— Киев: Мингео УССР, 1984.— Кн. 2.
- 31—32. *Геология Криворожских железорудных месторождений / Под ред. Я. Н. Белевцева.*— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— Т. 1—2.
33. *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита / Н. П. Семененко, В. Л. Бойко, И. Н. Бордунов и др.*— Киев: Наук. думка, 1967.— 380 с.
34. *Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций.*— Новосибирск: Наука, 1979.— 112 с.
35. *Гершойг Ю. Г.* Генетическое истолкование особенностей текстурно-структурного рисунка железистых роговиков и джеспилитов Криворожья // Геология руд. месторождений.— 1968.— 10, № 1.— С. 90—101.
36. *Глаголев А. А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА.— М.: Наука, 1966.— 158 с.
37. *Глаголев А. А.* Железистые кварциты и метасоматизм (по поводу книги Д. А. Михайлова «Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия») // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 4.— С. 118—125.
38. *Глевасский Е. Б.* Геология и условия формирования железных руд и вмещающих пород района Мангушских магнитных аномалий (Приазовье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1971.— 28 с.
39. *Глевасский Е. Б.* О стратиграфии докембрийских метаморфических пород Мангушских магнитных аномалий // Геол. журн.— 1974.— 34, № 1.— С. 123—129.
40. *Глевасский Е. Б., Босая Н. И., Кочанов Е. Н. и др.* О вулканогенно-осадочном (лептито-порфиоровом) типе железисто-кремнистой формации Гуляйпольского месторождения // Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием.— Киев, 1981.— С. 64—65.
41. *Глевасский Е. Б., Босая Н. И., Полуновский Р. М.* Гуляйпольская и осипенковская свиты // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев, 1985.— С. 136—150.
42. *Глевасский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А.* Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья // Рудообразование и металлогения.— Киев, 1971.— С. 160—173.
43. *Глушкова Г. А., Кейльман Г. А.* Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала // Метаморфогенное рудообразование.— М., 1977.— С. 225—237.
44. *Грейзер М. И.* Диагностика континентальных эпох и перерывов в докембрии на примере протерозоя Сибирской платформы и ее обрамления // Обстановки осадконакопления и их эволюция.— М., 1984.— С. 189—192.
45. *Гречишников Н. П., Еремеев Г. П., Занкевич Б. А. и др.* Структуры рудных полей и месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита и Воронежского массива.— Киев, 1983.— 65 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
46. *Григорьев В. М.* Закономерности распределения и условия накопления германия в железорудных месторождениях.— М.: Недра, 1971.— 153 с.
47. *Гросс Г. А.* Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений.— М.: Мир, 1969.— 286 с.
48. *Голикин Н. И.* Метаморфизм железисто-кремнистых формаций // Железорудные формации докембрия КМА.— М., 1982.— С. 5—57.
49. *Голикин Н. И., Леоненко И. Н., Белых В. И. и др.* Метаморфические формации раннего докембрия Воронежского кристаллического массива и их рудоносность // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР.— Л., 1982.— С. 129—138.
50. *Горлицкий Б. А.* Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1970.— 164 с.

51. *Горошников Б. И.* Соотношение изохимических и аллохимических процессов при метаморфогенном рудообразовании // Геологические основы метаморфогенного рудообразования.— Киев, 1985.— С. 84—89.
52. *Горьковец В. Я.* Поздненижнепротерозойский ультраосновной магматизм района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1976 г.— Петрозаводск, 1977.— С. 24—28.
53. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Литология и геохимия раннего докембрия.— Апатиты, 1977.— С. 5—13.
54. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* О находке основных вулканитов в разрезе лопия Гимольского железорудного района // Оперативно-информационные материалы «Геология и стратиграфия докембрийских образований Карелии». — Петрозаводск, 1982.— С. 15—19.
55. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // Докл. АН СССР.— 1983.— 272, № 6.— С. 1425—1428.
56. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Эффузивы ультраосновного состава района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы «Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии». — Петрозаводск, 1983.— С. 16—20.
57. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Железные руды Карелии.— Петрозаводск, 1986.— 55 с.
58. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б.* Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // Геология руд. месторождений.— 1986.— 28, № 2.— С. 101—109.
59. *Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф. и др.* Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения.— Петрозаводск, 1981.— 143 с.
60. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1976.— 147 с.
61. *Горяинов П. М.* Месторождения железистых кварцитов // Минеральные месторождения Кольского полуострова.— Л., 1981.— С. 49—69.
62. *Гузенко Г. Ф., Ганоцкий В. И., Частиев Р. А. и др.* Геологическое строение и железистые кварциты Чертомлыкского месторождения // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений.— М., 1971.— С. 76—91.
63. *Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н.* Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднестровья // Там же.— 1964.— С. 3—14.
64. *Гузенко Г. Ф., Скаржинская Т. А.* О железистых породах гданцевской свиты Кременчугского района // Геол. журн.— 1982.— 42, № 1.— С. 43—51.
65. *Данилович Л. Г.* Петрологические типы коматитов Среднего Приднестровья (УЩ) // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1981.— № 1.— С. 16—21.
66. *Доброхотов М. Н.* Железорудные месторождения Кременчугского района.— М.: Недра, 1964.— 205 с.
67. *Доброхотов М. Н.* О стратиграфическом положении железорудной формации Среднего Побужья // Геол. журн.— 1974.— 34, № 3.— С. 33—40.
68. *Доброхотов М. Н.* О геологии Белоцерковско-Одесской структурной зоны Украинского щита // Геол. журн.— 1974.— 34, № 6.— С. 84—85.
69. *Доброхотов М. Н., Щербакова К. Ф., Халло В. Ф. и др.* Железорудная формация и железорудные месторождения Белозерского района в Нижнем Приднестровье // Геология руд. месторождений.— 1969.— № 6.— С. 12—29.
70. *Довгань Р. Н., Пилипенко В. И.* Стратиграфия докембрия Росинско-Тикичского района // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита.— Киев, 1983.— С. 85—87.
71. *Дроздовская А. А.* Физико-химические условия глобального железнакопления в раннем протерозое // Докл. АН СССР.— 1984.— 278, № 4.— С. 966—970.
72. *Железисто-кремнистые формации Украинского щита* / Под ред. Н. П. Семененко.— Киев: Наук. думка, 1978.— Т. 1.— 326 с.
73. *Железорудные формации докембрия Белоруссии* / А. С. Махнач, Г. Г. Доминиковский, В. И. Пасюкевич и др.— Минск: Наука и техника, 1974.— 142 с.
74. *Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды* / Под ред. Н. И. Голивкина.— М.: Недра, 1982.— 226 с.
75. *Желубовский Ю. С., Озеров И. М., Рохлин М. И. и др.* Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Совдерского района юго-западной Карелии.— Петрозаводск, 1937.— 185 с.
76. *Жуков Ф. И., Савченко Л. Т., Березовский Ф. И. и др.* Условия формирования железорудных толщ Костомукшского месторождения (Западная Карелия) по изотопным исследованиям // Геол. журн.— 1983.— 43, № 3.— С. 26—32.
77. *Жукова А. М.* Радиохимические критерии генетической классификации железистых формаций докембрия (на примере Украинского щита) // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1984.— № 10.— С. 12—15.
78. *Закруткин В. В.* Основные паракарбокиты.— Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1981.— 213 с.
79. *Зарицкий А. И., Каныгин Л. И., Кирикилица С. И. и др.* Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля.— М.: Недра, 1974.— 119 с.
80. *Земная кора восточной части Балтийского щита* / К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский и др.— Л.: Наука, 1978.— 232 с.

81. *Илларионов А. А.* Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии.— М. : Наука, 1985.— 163 с.
82. *Ипатов М. М.* Диагностика континентальных перерывов в районе Воронежского кристаллического массива // Обстановка осадконакопления и их эволюция.— М., 1984.— С. 185—188.
83. *Калев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев : Наук. думка, 1965.— 185 с.
84. *Калев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины.— Киев : Наук. думка, 1984.— 239 с.
85. *Калев Г. И., Стрыгин А. И.* Докембрийские железисто-кремнистые формации Европейской части СССР и палеотектонические условия их образования // Рудоносные структуры докембрия.— М., 1982.— С. 67—79.
86. *Капуста Л. С., Сумин Л. В., Шулешко И. К. и др.* Цирконометрия вулканогенных пород гималайской серии по изотопам ксенона и свинца // Геохимия.— 1985.— № 3.— С. 293—299.
87. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов.— М. : Недра, 1974.— 200 с.
88. *Корнилов Н. А., Ветренников В. В., Мотуза Г. Б. и др.* Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Балтийского региона (с предварительной оценкой перспектив рудоносности).— Киев, 1983.— 52 с. — (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
89. *Корнилов Н. А., Шатрубов Л. Л.* О формационной принадлежности железистых кварцитов Белоруссии и сопоставление их с железистыми кварцитами других регионов // Докл. АН СССР.— 1976.— 228, № 2.— С. 423—427.
90. *Кравченко В. М., Ганоцкий В. И., Мальмет Ж. Г.* Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите // Геол. журн.— 1976.— 36, № 4.— С. 3—13.
91. *Краткий справочник по геохимии / Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных и др.*— М. : Недра, 1977.— 183 с.
92. *Кратц К. О.* Геология карелид Карелии.— М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1963.— 209 с.
93. *Кратц К. О., Негруца В. З., Соколов В. А. и др.* Новое в изучении стратиграфии докембрия советской части Балтийского щита // Сов. геология.— 1984.— № 7.— С. 105—118.
94. *Кристаллический фундамент Эстонии / В. А. Пуура, Р. М. Вахер, В. М. Клейн и др.*— М. : Наука, 1983.— 208 с.
95. *Крутиховская З. А., Силина И. М., Завойский В. Н. и др.* Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 229 с.
96. *Крутиховская З. А., Чекунов А. В., Галецкий Л. С. и др.* Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение // Геол. журн.— 1986.— 46, № 2.— С. 3—18.
97. *Кузнецов Ю. А.* Магматические формации и тектоника // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.— М., 1972.— С. 43—44.
98. *Кушинов Н. В.* К вопросу геологического строения Белозерского железорудного района // Геол. журн.— 1981.— 41, № 4.— С. 14—19.
99. *Ленных В. И., Петров В. И.* Эвлизиты, магнетит-гиперстеновые породы и магнетитовые кварциты Южного Урала // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса.— Свердловск, 1978.— С. 119—136: (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 18).
100. *Лазарев Ю. И.* Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения.— Л. : Наука, 1971.— 192 с.
101. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. и др.* Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации).— Львов : Изд-во при Льв. ун-те, 1975.— 235 с.
102. *Лизко Л. И.* Геохимические особенности железистых кварцитов Кривого Рога и их использование для корреляции разрезов // Железисто-кремнистые формации докембрия (формационные типы, условия метаморфизма и рудообразования).— М., 1979.— С. 97—149.
103. *Мележик В. А., Предовский А. А.* Геохимия раннепротерозойского литогенеза.— Л. : Наука, 1982.— 208 с.
104. *Мельник Ю. П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев : Наук. думка, 1973.— 287 с.
105. *Мельник Ю. П.* Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций.— Киев : Наук. думка, 1986.— 233 с.
106. *Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования / Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, В. И. Лялько и др.*— Киев : Наук. думка, 1985.— 204 с.
107. *Методические рекомендации по изучению докембрийских железорудных месторождений гуляйпольского типа.*— Симферополь : ИМР, 1976.— 57 с.
108. *Минералогия Криворожского бассейна / Е. К. Лазаренко, Ю. Г. Гершойг, Н. И. Бучинская и др.*— Киев : Наук. думка, 1977.— 544 с.
109. *Момджи Г. С.* Формационная принадлежность железистых кварцитов // Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск, 1977.— С. 25—36.

110. *Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития // *Геотектоника*.— 1970.— № 2.— С. 47—73.
111. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород.— Л.: Наука, 1980.— 100 с.
112. *Никольский А. П.* О стратиграфии докембрия Украинского щита // *Геол. журн.*— 1982.— 42, № 5.— С. 90—92.
113. *Никольский А. П.* Докембрийские коры выветривания юго-запада Восточно-Европейской платформы и их металлогения // *Геология руд. месторождений*.— 1984.— № 6.— С. 81—92.
114. *Никольский А. П., Каукин Б. В.* Метаморфизм железорудных формаций докембрия юго-западной части Русской платформы // *Проблемы образования железистых пород докембрия*.— Киев, 1969.— С. 145—154.
115. *Никонов А. И.* Элементы-примеси в железистых кварцитах Белозерского района и их генетическое значение // *Там же*.— С. 297—298.
116. *Оверчук В. М.* Генетические особенности пород и руд Криворожского бассейна по данным изучения сульфидов железа.— Киев: Наук. думка, 1983.— 136 с.
117. *Основы метамогении метаморфических поясов докембрия* / Отв. ред. К. О. Кратц.— Л.: Наука, 1984.— 340 с.
118. *Пап А. М.* Формационные деления докембрия Белоруссии // *Докл. АН СССР*.— 1972.— 206, № 3.— С. 687—690.
119. *Пап А. М.* Кристаллический фундамент Белоруссии.— М.: Недра, 1977.— 127 с.
120. *Пап А. М.* К проблеме формирования континентальной земной коры // *Геология, петрология и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии*.— Минск, 1983.— С. 4—35.
121. *Пап А. М.* Вещественный состав и некоторые черты химизма суперкрупных пород и руд околочной серии // *Изучение осадочной толщи и кристаллического фундамента территории Белоруссии*.— Минск, 1984.— С. 72—94.
122. *Пап А. М., Аксаментова Н. В., Архипова А. А. и др.* Основные черты геологического строения кристаллического фундамента Белоруссии // *Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии*.— Рига, 1973.— С. 35—49.
123. *Пап А. М., Ветренников В. В., Данкевич И. В. и др.* Тектоника, возраст и формационная принадлежность железорудных образований докембрия Белоруссии и Прибалтики // *Тектоника, фации и формации Белоруссии и Прибалтики*.— Минск, 1986.— С. 15—20.
124. *Пап А. М., Давыдов М. Н., Дубинин А. Ф. и др.* Проблемы корреляции докембрийских образований Восточно-Европейской платформы // *Геология твердых полезных ископаемых БССР*.— Минск, 1979.— С. 81—95.
125. *Панков Ю. Д.* Проблема генезиса железистых кварцитов // *Геология руд. месторождений*.— 1984.— № 4.— С. 54—64.
126. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука, 1975.— 342 с.
127. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии.— Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 264 с.
128. *Плаксенко Н. А., Ильиш В. В.* Литолого-стратиграфическое расчленение супракрупных комплексов Курской магнитной аномалии по аксессуарным минералам // *Геологическое исследование докембрия на основании изучения аксессуарных минералов*.— М., 1985.— С. 100—120.
129. *Плаксенко Н. А., Ильиш В. В.* Литолого-стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ с помощью аксессуарных минералов // *Аксессуарные минералы докембрия*.— М. 1986.— С. 123—131.
130. *Плаксенко Н. А., Коваль И. К.* Элементы-примеси в железисто-кремнистых породах докембрия КМА.— Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981.— 216 с.
131. *Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н.* Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии // *Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцовых формаций мира*.— Киев, 1972.— С. 76—85.
132. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.* Об основных критериях отличия и чертах сходства железорудных образований архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // *Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива*.— Воронеж, 1976.— С. 3—17.
133. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.* Основные черты металлогении супракрупных комплексов докембрия КМА // *Вопросы геологии КМА*.— Воронеж, 1977.— С. 3—11.
134. *Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильиш В. В.* Циркон супракрупных пород докембрия КМА // *Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива*.— Воронеж, 1976.— С. 18—25.
135. *Половинкина Ю. Ир.* Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение // *Петрограф. сб. ВСЕГЕИ*.— 1955.— № 1.— С. 68—79.
136. *Полово Н. И., Сирюштан Р. И., Бондарева Н. М. и др.* Карбонатные породы Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1975.— 150 с.
137. *Попов М. Г., Горковец В. Я., Кожеников В. Н.* Ультраосновные породы западной части Костомужского синклинория // *Оперативно-информационные материалы за 1976 г.*— Петрозаводск, 1977.— С. 28—33.
138. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия.— Апатиты: Изд-во АН СССР, 1970.— 115 с.

139. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия.— Л.: Наука, 1980.— 152 с.
140. *Проблемы образования железистых пород докембрия* / Отв. ред. Я. Н. Белевцев.— Киев: Наук., 1969.— 310 с.
141. *Прусс А. К.* Білоцерківсько-Одеське геосинклінальне відгалуження // *Тектоніка Українського щита*.— Київ, 1972.— С. 102—135.
142. *Раевская М. Б., Горьковец В. Я.* Ультраосновные эффузивы лопия района Совдозера // *Оперативно-информационные материалы за 1983 г. Геология, магматизм*.— Петрозаводск, 1984.— С. 18—21.
143. *Раевская М. Б., Горьковец В. Я.* Архейский ультраосновной вулканизм Западной Карелии // *Изв. вузов. Геология и разведка*.— 1986.— № 5.— С. 20—28.
144. *Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии*, 1981.— Ленинград, 1983.— 133 с.
145. *Решетняк В. В., Ефименко Н. Г.* Железисто-кремнистые формации Криворожского железорудного бассейна // *Геол. журн.*— 1984.— 44, № 5.— С. 18—25.
146. *Рудницький П. М.* Попередні результати вивчення Володарської групи магнітних аномалій // *Геол. журн.*— 1961.— 21, вып. 6.— С. 44—56.
147. *Рябokonь С. М.* Распределение элементов-примесей в докембрийских породах и некоторых минералах Конкского района // *Там же*.— 1975.— 35, № 2.— С. 58—67.
148. *Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // *Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*— 1971.— 46, № 4.— С. 5—30.
149. *Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В. и др.* Петрография железисто-кремнистых формаций Украинского щита.— Киев: Изд-во АН УССР, 1956.— 535 с.
150. *Скаржинская Т. А.* О белозерском типе железорудной формации в докембрии Украинского щита // *Докл. АН УССР. Сер. Б.*— 1979.— № 11.— С. 901—903.
151. *Скаржинская Т. А., Гузенко Г. Ф., Шрамко П. П. и др.* Стратиграфия криворожской серии Кременчугского района и геохимия железисто-кремнистых образований Среднего Приднепровья.— Киев, 1981.— 48 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
152. *Скаржинская Т. А., Гузенко Г. Ф.* О железистых породах гданцевской свиты Кременчугского района // *Геол. журн.*— 1982.— 42, № 1.— С. 43—55.
153. *Скаржинская Т. А., Гузенко Г. Ф.* Вопросы стратиграфии гданцевской свиты Кременчугского района // *Там же*.— 1985.— 45, № 2.— С. 9—16.
154. *Скаржинская Т. А., Снежко А. М.* Новые данные о возрасте железистых кварцитов северо-западных участков Кременчугского района // *Там же*.— 1986.— 46, № 2.— С. 115—119.
155. *Скаржинская Т. А., Струева О. М.* Роль процессов вулканизма в железонакopлении железисто-кремнистых формаций Среднего Приднепровья Украинского щита // *Сводные палеовулканологические карты СССР. Вулканизм и металлогения Средней Азии. Общие вопросы палеовулканизма*.— Ташкент, 1986.— С. 248—250.
156. *Скаржинская Т. А., Фоменко В. Ю., Ярошук М. А. и др.* Сравнительная характеристика разрезов железисто-кремнистых формаций Одесско-Белоцерковско и Криворожско-Кременчугской структурно-фашиальных зон Украинского щита.— Киев, 1984.— 48 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
157. *Снежко А. М.* Знахідки онколітів і катаграфій у верхній світі криворізької серії // *Доп. АН УРСР. Сер. Б.*— 1974.— № 7.— С. 595—599.
158. *Соколов В. А.* Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 184 с.
159. *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Горьковец В. Я. и др.* Черносланцевые формации юго-восточной части Балтийского щита // *Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия*.— М., 1982.— С. 28—41.
160. *Стасевич А. И., Махнач А. С., Доминиковский Г. Г.* Околовская серия в докембрии Белоруссии // *Докл. АН БССР*.— 1971.— 15, № 11.— С. 1017—1019.
161. *Стенарь М. М.* О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия) // *Проблемы осадочной геологии докембрия*.— М., 1966.— Вып. 1.— С. 250—262.
162. *Стенарь М. М.* Архей. Беломорский блок // *Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона*.— Петрозаводск, 1976.— С. 13—18.
163. *Стратиграфия докембрия Карельской АССР (архей, нижний протерозой)* / Отв. ред. В. А. Соколов.— Петрозаводск: Изд-во КарФАН СССР, 1984.— 116 с.
- 164—165. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 1—2.
166. *Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным* / М. И. Голод, А. С. Гришин, Н. Т. Кищенко и др.— Л.: Наука, 1983.— 180 с.
167. *Стрыгин А. И., Кулик Д. А., Горлицкий Б. А. и др.* Вопросы литологии и геохимии железорудных формаций Украинского щита.— Киев, 1986.— 48 с.— (Препринт / АН УССР, ИГФМ).
168. *Тектоника восточной части Балтийского щита* / В. А. Перевозчикова, К. Д. Белевцев, Н. К. Булин и др.— Л.: Наука, 1974.— 288 с.
169. *Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н.* Основные признаки происхождения железистых кварцитов тараташского комплекса Южного Урала.— Киев, 1984.— 32 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
170. *Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н., Коростышевский И. З.* О стратиграфической при-

- надлежности железистых кварцитов Дальних западных полюс в Криворожском бассейне // Геол. журн.— 1980.— 40, № 2.— С. 143—146.
171. *Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н., Пиковский Е. Ш. и др.* Особенности строения железорудной толщи Правобережного района УЩ // Там же.— 1986.— 46, вып. 1.— С. 38—51.
 172. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция.— М.: Наука, 1973.— 168 с.
 173. *Хайн В. Е.* Проблемы тектоники раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1985.— № 12.— С. 3—20.
 174. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— М.: Недра, 1966.— 360 с.
 175. *Ходюш Л. Я.* Минералогия железистых кварцитов Южно-Белозерского железорудного месторождения // Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование.— М., 1965.— Т. 6.— С. 289—295.
 176. *Ходюш Л. Я.* Состав и генезис карбонатов из железистых кварцитов Белозерского железорудного района // Литология и полезные ископаемые.— 1966.— № 5.— С. 90—99.
 177. *Ходюш Л. Я.* Аутигенно-минералогическая зональность как один из критериев расчленения и сопоставления железорудных толщ в железисто-кремнистых формациях докембрия // Проблемы изучения геологии докембрия.— Л.: Наука, 1967.— С. 17—23.
 178. *Чайкин С. Н.* Тектоническое положение и зональность железисто-кремнистых формаций Курской магнитной аномалии // Геология руд. месторождений.— 1981.— № 1.— С. 43—56.
 179. *Чеботарева Н. А.* Железные руды и корреляция рудоносных разрезов Куватальской толщи тараташского комплекса Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— М., 1974.— 24 с.
 180. *Чернов В. М.* Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии.— М.; Л.: Наука, 1964.— 187 с.
 181. *Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я. и др.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.— Петрозаводск, 1970.— 284 с.
 182. *Чернов В. М., Стенарь М. М.* Стратиграфия карельских образований Зап. Карелии.— Петрозаводск, 1960.— С. 29—45. (Тр. Карел. фил. АН СССР; Вып. 26).
 183. *Чернов В. М., Стенарь М. М.* Железорудные формации Карелии и их сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова.— Мурманск, 1961.— С. 102—107.
 184. *Чоу П., Патерсон К.* Распределение и значение изотопов свинца в пелагических осадках // Изотопы свинца в рудных месторождениях.— М.: Атомиздат, 1969.— С. 51—89.
 185. *Шарфман В. С., Костина Р. И.* Структуры кислых вулканитов.— М.: Изд-во МГУ, 1974.— 112 с.
 186. *Шатрубов Л. Л.* Вещественный состав, метаморфизм и формационное положение железистых кварцитов Околовского месторождения Белоруссии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1976.— 20 с.
 187. *Шатский Н. Е.* Геологические формации и осадочные полезные ископаемые.— М.: Наука, 1965.— 348 с.
 188. *Шковыра Ю. Д., Миткеев М. В., Семиренко А. Г.* Геология и рудоносность района Гуляйпольской магнитной аномалии // Геол. журн.— 1979.— 38, № 1.— С. 56—65.
 189. *Щербак Н. П., Горьковец В. Я., Додатко А. Д. и др.* Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия Европейской части СССР // Там же.— 1986.— 46, № 2.— С. 5—17.
 190. *Щербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В.* Петрология палеовулканитов среднего Приднестровья (УЩ) // Там же.— 1981.— 41, № 1.— С. 1—13.
 191. *Щербак Н. П., Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н. и др.* Проблемные вопросы стратиграфии железисто-кремнистых формаций Украинского щита.— Киев, 1984.— 45 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
 192. *Щербакова К. Ф., Фоменко В. Ю.* Характеристика пород верхней свиты и ее расчленение в пределах рудника им. Ильича Криворожского бассейна // Сб. науч. тр. НИГРИ.— 1959.— 2.— С. 154—165.
 193. *Щеголев И. Н.* Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения.— М.: Недра, 1985.— 195 с.
 194. *Яковлев Б. Г., Кравченко Г. Л., Кривонос В. П.* Оливин-магнетитовые кальцифиры Федоровской зоны (Приазовье) // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1985.— № 5.— С. 33—38.
 195. *Ярошук М. А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны.— Киев: Наук. думка, 1983.— 223 с.
 196. *Ярошук М. А., Горлицкий Б. А., Оноприенко В. Л. и др.* Геохимические особенности железисто-кремнистых пород Криворожья как отражение физико-химических условий их седиментации и метаморфизма.— Киев, 1975.— 52 с.— (Препринт / АН УССР. ИГФМ).
 197. *Komatiites* // Edited by N. T. Arndt and E. G. Nisbet.— London, 1982.— 526 p.
 198. *Mutanen T.* Komatiite province in Finland // Geology.— 1976.— N 4/5.— P. 49—55.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава I. Принципы формационного деления докембрийских железисто-кремнистых накоплений	7
Основные положения	8
Элементы-примеси — важный критерий формационной принадлежности железисто-кремнистых пород (на материалах КМА) (И. К. Коваль, Н. А. Плаксенко)	21
Глава II. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии (Н. А. Плаксенко, И. Н. Щеголев, И. К. Коваль, В. В. Ильши)	35
Железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая формация (гранулитовых комплексов)	35
Железисто-кремнистые метаультрабазит-базитовая и метакератофир-туффит-сланцевая формации	40
Железисто-кремнистая сланцевая (хемогенная) формация	48
Железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная) формация	53
Глава III. Железисто-кремнистые формации Украинского щита	58
Железисто-кремнистые формации вулканогенного типа	61
Железисто-кремнистая метаультрабазит-базитовая формация (О. М. Струева, В. И. Ганоцкий)	61
Железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного типа	69
Железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация	69
Белозерский и Верховцевский районы (В. И. Ганоцкий, О. М. Струева)	69
Гуляйпольский район (Н. И. Босая)	75
Железисто-кремнистая кальцифир-метабазит-гнейсовая формация (М. А. Ярошук, В. Ю. Фоменко, Г. В. Жуков, М. Н. Коржнев)	81
Железисто-кремнистые формации осадочного типа	94
Железисто-кремнистая сланцевая формация	95
Криворожский район (В. Ю. Фоменко, В. В. Скворцов, М. Н. Коржнев)	95
Кременчугский район (Т. А. Скаржинская)	105
Железисто-кремнистая метаконгломерат-песчаниковая (кластогенная) формация (В. Ю. Фоменко, М. Н. Коржнев)	110
Железисто-кремнистая доломит-метапесчанико-сланцевая формация (Т. А. Скаржинская)	113
Литологические критерии генетической классификации железисто-кремнистых формаций Украинского щита (Б. А. Горлицкий)	125
Глава IV. Железисто-кремнистые формации Белорусско-Прибалтийского региона (А. М. Пал, В. В. Ветренников, В. Х. Петерсель)	135
Глава V. Железисто-кремнистые формации восточной части Балтийского щита	
Железисто-кремнистые формации Карельского региона (В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская)	146
Железисто-кремнистые формации вулканогенно-осадочного типа	149
Коматит-базальтовая формация	149
Железисто-кремнистая метакератофир-туффит-сланцевая формация	155
Железисто-кремнистые формации осадочного типа	157
Железисто-кремнистая сланцевая формация	157
Карбонатно-песчаниковая железорудная (кластогенная) формация	164

Железисто-кремнистые формации Кольского региона (В. И. Болотов, Б. А. Горлицкий)	164
Примандровский формационный подтип	166
Аллареченский формационный подтип	169

Г л а в а VI. Железисто-кремнистые формации Южного Урала (М. Н. Коржнев, В. Ю. Фоменко)	172
--	-----

Заключение (Н. А. Плаксенко)	178
--	-----

Список литературы	181
-----------------------------	-----

Монография

*Николай Алексеевич Плаксенко, Валентин Яковлевич Горьковец,
Марина Алексеевна Яроцук, Тамара Александровна Скаржинская,
Ванда Юлиановна Фоменко, Борис Александрович Горлицкий,
Михаил Николаевич Коржнев, Игорь Николаевич Щеголев,
Ирина Константиновна Коваль, Анатолий Михайлович Пап,
Владимир Иванович Ганоцкий, Ольга Михайловна Струева,
Валентин Васильевич Скворцов, Нина Ивановна Босая,
Владимир Иванович Болотов, Владимир Васильевич Ветренников,
Валерий Владимирович Ильяш, Вальтер Хариевич Петерсель,
Марианна Борисовна Раевская*

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

Типы формаций

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

Редактор Л. К. Медникова
Художественный редактор Г. А. Сергеев
Технический редактор Г. Р. Боднер
Корректоры Т. А. Обора,
С. Е. Ноткина, Т. В. Пантелеймонова

ИБ № 9262

Сдано в набор 01.10.87. Подп. в печ. 15.02.88. БФ 01524. Формат 70x108¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 16,8. Усл. кр.-отг. 16,8. Уч.-изд. л. 17,98. Тираж 600 экз. Заказ 7—2778. Цена 3 р. 90 к.

Издательство «Наукова думка». 252601 Киев 4, ул. Репина, 3

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига». 252037 Киев 57, ул. Довженко, 3 в Нестеровской городской типографии. 292310 Нестеров, Львовской обл. ул. Горького, 8. Зак. № 1200.

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Метаморфизм / Р. Я. Белевцев, О. А. Беляев, В. В. Ветренников и др.— 20 л.— 4 р. 30 к.

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

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

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Минералогия / Б. И. Пирогов, В. Д. Евтехов, Ю. М. Стебновская и др.— 20 л.— 4 р. 30 к.

В монографии представлены новые данные по изучению минералогии железисто-кремнистых формаций различных регионов европейской части СССР. Детально описаны морфология, конституция, онтогенез, свойства и типоморфизм главных минералов — магнетита, гематита, гидроксидов железа и кварца. Изложены представления о механизме кристаллизации и изменениях минералов в связи с эволюцией процессов минералообразования. Рассмотрены основные вопросы прикладной минералогии — топоминералогии и технологической минералогии.

Для минералогов-обогатителей и геологов, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования и прогнозом полезных ископаемых.

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР: Структуры месторождений и рудных районов / Я. Н. Белевцев, А. В. Ветло, В. В. Ветренников и др.— 18 л.— 3 р. 90 к.

В монографии рассмотрены новые данные по структурам рудных районов, месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита, Воронежского массива, Белорусского, Прибалтийского, Карельского, Кольского регионов и Южного Урала. Разработана классификация структур, контролирующих месторождения железистых кварцитов. Изложены принципы выделения типов и порядков рудоконтролирующих структур и закономерности их фор-

мирования. Охарактеризована связь богатого оруднения железорудных формаций УЩ с тектоническими структурами. Уточнены существующие и разработаны новые структурные критерии поисков железных руд различных типов.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых в докембрийских щитах.

Предварительные заказы на эти книги принимают магазины книготоргов, «Книга — почтой» и «Академкнига».

Просим пользоваться услугами магазинов — опорных пунктов издательства: Дома книги — магазина № 200 (340048 Донецк 48, ул. Артема, 147 а), магазина «Книжковий світ» (340003 Харьков 3, пл. Советской Украины, 2/2), магазина научно-технической книги № 19 (290006 Львов 6, пл. Рынок, 10), магазина «Техническая книга» (270001 Одесса 1, ул. Ленина, 17) и магазина издательства «Наукова думка» (252001 Киев 1, ул. Кирова, 4).

Магазины во Львове и Киеве высылают книги иногородним заказчикам наложенным платежом.

5084

ՀԱՅԿՈՅԷ ԼՄԿԵՆ