

**ГЕОЛОГИЯ,  
ОСОБЕННОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
И ТИПЫ  
железисто-кремнистых  
формаций**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

553, 311

ГЕОЛОГИЯ,  
ОСОБЕННОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
И ТИПЫ  
железисто-кремнистых  
формаций

2958

Ответственные редакторы  
докт. геол.-мин. наук профессор Ю. П. Казанский  
канд. геол.-мин. наук Э. Г. Кассандров



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1979



Сборник объединяет статьи, в которых рассмотрены теоретические вопросы формирования железистых кварцитов, приводятся примеры геологического строения ряда месторождений Сибири, Украинского щита и Курской магнитной аномалии. Уделено внимание связи состава железистых руд этого типа с их обогатимостью. Дана оценка перспективности расширения сырьевой базы железистых кварцитов в Сибири.

Книга вызовет большой интерес специалистов по геологии и металлогении докембрия.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы в Сибири большое внимание уделяется изучению древнейших железных руд — железистым кварцитам. Открытие Чаро-Токкинского бассейна поставило перед исследователями ряд задач, связанных с оценкой перспектив как этого района, так и других сибирских территорий. Прошедшее в Якутске в 1976 г. совещание по железистым кварцитам, организованное Сибирским отделением Межведомственного литологического комитета (председатель — профессор В. П. Казаринов), показало необходимость расширения как поисковых, разведочных, так и научно-исследовательских работ по этому типу минерального сырья.

В предлагаемом вниманию читателей сборнике приведены материалы по железистым кварцитам, характеризующие, с одной стороны, общие вопросы их формирования, и с другой — конкретные примеры строения ряда сибирских месторождений. В числе общих вопросов рассмотрена проблема типизации формаций железистых кварцитов на структурно-генетической основе (Ю. А. Ходак). Углубленному анализу роли тектоники при формировании железистых кварцитов посвящена статья П. М. Горяинова.

В статье Э. Г. Кассандрова рассмотрены главные типы железисто-кремнистых формаций Сибири и сделана оценка их перспективности как сырья для развития железорудной базы этой территории. Автор дает сравнительный анализ состава, степени метаморфизма и других параметров сибирских руд с другими районами СССР и зарубежных стран.

И. А. Калугин с соавторами рассматривают регионально метаморфизованные и гранитизированные руды железисто-кремнистой формации в западной части Алданского щита. Выявлены с применением тренд-анализа закономерности пространственного распределения рудного и силикатного железа для Тарынахского месторождения.

Описание архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита посвящена статья Г. Н. Киселева и В. М. Кравченко. В. Д. Габышев и Г. А. Габышева расшифровывают природу Амгин-

сторождениями хемогенных — кремнистых, доломито-кремнистых руд, залегает в беломорских миогеосинклинальных прогибах на консолидированном белозерском фундаменте.

Интересный тип нижнепротерозойской джеспилитовой формации с магнетитовыми, гематитовыми рудами аньшаньской серии наблюдается в верхней части эвгеосинклинального люлянского (-беломорско-кольского) терригенного остова Китайско-Корейского щита. Нижележащие толщи ляодунского, наннимского комплексов и их аналогов (амурский и др.) в определенной мере сходны с вышеописанной безрудной формацией Кануну Гвианского щита. К данному типу примыкают архейские пироксено-сланцевые формации Алданского щита, характеризующиеся развитием гематито-магнетитовых руд, а также высокоглиноземистых (силлиманитовых и др.) пород.

Иной тип формации железистых кварцитов наблюдается в Кременчугско-Криворожском грабене Украинского щита. Развита здесь железорудная криворожская серия низов среднего протерозоя сложена слабо метаморфизованными хлорито-серицитовыми сланцами, местами биотитовыми, с гранатом (преимущественно альмандином), тальковыми, актинолитовыми, а также амфиболитами. Первичные руды представлены тонкополосчатыми гематитовыми, магнетито-гематитовыми разностями. Формация криворожских джеспилитов отличается от выше описанных формаций железистых кварцитов своим тектоническим положением, она не слагает основание щита, а залегает в секущем щит разломном раннекарельском прогибе. Некоторые исследователи в основании серии выделяют молассовидные породы, что может свидетельствовать о посторогенной природе джеспилитовой серии. В данном районе железистые кварциты наблюдаются и среди амфиболит-гнейсовых пород саксаганской серии.

Своеобразная среднепротерозойская джеспилитовая формация Риу дас Вельяс с крупными месторождениями магнетито-гематитовых руд карельских миогеосинклинальных прогибов развита на Восточно-Бразильском щите. Формация сложена доломито-сланцево-грауваковыми толщами, нередко с конгломератами, местами в низах с вулканогенно-осадочными зеленосланцевыми породами, иногда с браунито-спессартиновыми образованиями среди железорудных пород. Помимо сугубо кремнистых магнетито-гематитовых разностей в формации развиты ферродоломито-анкеритовые и, как представляется, сидероплезито-брейнеритовые концентрации. Как и в других регионах (Гвианский, Алданский щиты) здесь ниже по разрезу наблюдаются гранитизированные и мигматизированные толщи, содержащие среди гнейсов, чарнокитов, кристаллических сланцев, амфиболитов железистые кварциты. Эти породы слагают фундамент щита.

Основная джеспилитовая формация данного региона приурочена к непосредственно выше залегающей миасской серии верхней части среднего — нижней половины верхнего протерозоя с крупными месторождениями железных и марганцевых руд. Серия слагает постбалтийский субплатформенный чехол Восточно-Бразильского щита, выполняя его внутренние готские впадины. Нижняя — подрудная часть серии, сложена обломочными кварцитами, сланцами, конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу филлитами с пластами обломочных кварцитов и доломитов. Сама джеспилитовая формация Итабира представлена хемогенными железистыми кварцитами — итабиритами, с пластами гематитовых, магнетито-гематитовых, а в верхней части гаусманито-браунитовых кремнистых руд, переходящих вверх по разрезу в доломитовые итабариты с пластами гематитовых, гаусманито-браунитовых руд. В итабиритовой формации отмечается смена вверх по разрезу кремнистых железорудных образований железомарганцеворудными, а еще выше — марганцево-железородными кремнисто-доломитовыми и доломитовыми образованиями.

Марганцево-железородные концентрации итабиритовой формации являются результатом длительной эволюции толщ остова щита и связанных с ними кор выветривания, появляясь в средней части доготского платформенного чехла серии Минас на консолидированном двумя активными складчатостями (беломорской и балтийской) основании. Определенную роль в этом играет то обстоятельство, что накопление подстилающих итабиритовую формацию отложений серии Риу дас Вельяс и низов миасской серии, соответствующих по времени интервалу от беломорской складчатости до раннекарельских движений (около 1,8 млрд. лет назад), характеризовалось интенсивным сносом обломочного материала с обрамляющей суши. Вынос материала с кор выветривания и осаждение кремнезема и рудных компонентов, в том числе и совместно с карбонатами кальция, магния, железа и марганца привели к образованию, видимо, сугубо осадочных месторождений джеспилитовой формации.

В этом, по-видимому, состоит принципиальное формационно-структурное отличие миасской итабиритовой формации от всех выше отмеченных архейско-нижнепротерозойских геосинклинальных джеспилитовых формаций, а также, может быть, и от среднепротерозойской криворожской формации, осадочный «коровый» генезис железистых кварцитов и руд которой не выступает столь отчетливо как в итабиритовой формации штата Минас Жераис Бразилии. Итабириты миасской серии выделяются как наиболее ранние осадочные образования, сформировавшиеся за счет переотложения материала зрелых кор выветривания в платформенном морском бассейне. С этой точки зрения представляется

правомерным сохранение термина «итабирит» в строгом смысле этого слова лишь для минасских железистых кварцитов и руд в противовес более широкому его толкованию — синонима вообще докембрийских железистых кварцитов (-джеспилитов), например, для руд верхнеархейско-нижнепротерозойской серии Итаками Гвианского щита, а также для африканских докембрийских геосинклинальных джеспилитов, как это делает Б. Шубер (1972).

Отметим некоторые докембрийские формации железистых кварцитов, развитые в СССР. К эвгеосинклинальным доверхнепротерозойским терригенным (гнейсовым) толщам с джеспилитовыми формациями и метаморфизованными лавами преимущественно основного состава можно отнести кольскую, гимольскую серии и их аналоги на Балтийском щите (Чернов и др., 1970; Горяинов, 1976), приазовскую серию юго-востока Украинского щита, обоянскую, михайловскую (с метаморфизованными и позднее измененными кислыми эффузивами) свиты на Воронежском массиве. Среди древних блоков палеозойских и байкальских геосинклинальных складчатых областей восточной части СССР наблюдаются сходные эвгеосинклинальные гнейсовые формации джеспилитов: тараташская на Урале, карсакпайская и другие в Центральном Казахстане, Соснового Байца в Восточном Саяне.

Докембрийские терригенные и сланцево-карбонатные миогеосинклинальные формации железистых кварцитов развиты на Воронежском массиве в курской серии — стратиграфическом аналоге отмеченной выше среднепротерозойской кривоужской серии. На Енисейском краже отмечается яшмово-марганценовая карбонатно (существенно доломитовая) — сланцевая — зачаточная джеспилитовая формация тунгусикской серии верхнего протерозоя, местами несущая полиметаллическое оруденение. В Восточном Саяне мы имеем весьма сходную яшмово-марганцеворудную сланцево-карбонатную, также преимущественно доломитовую и зачаточную джеспилитовую формацию карагаской — оселочной серий верхнего протерозоя; эта формация развита в Присаянском краевом байкальском прогибе Сибирского кратона.

Своеобразная джеспилитовая формация с родохрозитобраунитовыми, магнетито-гематитовыми рудами расположена в нижнекембрийских миогеосинклинальных прогибах Малого Хингана и правобережья р. Уссури на древних массивах — обломках северо-восточного выступа щита (Ходак, 1961). Формация сложена кремнистыми, хлорито-серицитовыми сланцами, алевролитами с прослоями карбонатных пород, подстилается доломитами верхнего протерозоя и перекрывается углистыми доломито-известняковыми породами кембрия. Генезис малохинганских джеспилитов, иногда ранее даже

стратиграфически сопоставляемых с джеспилитами аньшаньской нижнепротерозойской серии южнее расположенного щита, ввиду отсутствия вулканической деятельности как в нижнем кембри, так и в верхнем протерозое, не обязательно является эксгаляционным, несмотря на наличие довольно незначительного количества туфогенного материала в рудовмещающих породах. Правда, отсутствие существенного количества обломочного материала в породах малохинганской джеспилитовой формации не дает возможности наметить площади обрамляющей верхнепротерозойско-кембрийские прогибы хотя бы островной суши, на которой развивалась проблематическая кора выветривания.

Формации железистых кварцитов достаточно широко прослеживаются в палеозое. Они наблюдаются в геосинклиналях и на активизированных платформах. Ярко выраженная доорогенная джеспилитовая формация развита в фемической эвгеосинклинали Магнитогорского синклинория Южного Урала. Формация охватывает девонские толщи, представленные сильно эпигенизированными диабазовыми порфиритами — спилитами, туфами, местами туфогенными песчаниками с пластами серицитовых сланцев, известняков и многочисленных яшмовых, кварцитовых пачек, к которым приурочено железомарганцевое оруденение (Ходак, 1973). Наличие в разрезе кремнистых пачек с гематитовыми яшмами и браунитовыми рудами среди порфиритов и их туфов знаменует ослабление вулканической деятельности, сменяемой интенсивным эксгаляционным выносом в морской бассейн из затухших вулканических очагов кремнезема и рудных компонентов.

Близкие типы джеспилитовых формаций, связанные не с основными, а с кислыми лавами, отмечаются среди девонских вулканогенно-осадочных толщ салической геосинклинали.

Весьма специфичная уже посторогенная, условно отнесенная к джеспилитовой, формация наблюдается в фаменских отложениях субплатформенных наложенных впадин Центрального Казахстана. Она сложена кремнистыми, известняковыми красноцветными породами, вмещающими пласты и прослой глинистых, местами углистых сланцев и мергелей, иногда туфогенных, туфовых пород, несущими как железомарганцевое, так и полиметаллическое оруденение. Совмещение в разрезе различных металлогенических фаций — характерная черта данной формации. Крайне незначительное содержание в ней обломочного материала, а также широкое развитие в подстилающих постскладчатых отложениях нижнего — среднего девона эффузивных пород, приуроченность к девонскому краевому вулканическому поясу близрасположенной герцинской геосинклинали приводит к представлению о эксгаляционном выносе кремнистых и рудных концентраций из потухших вулканов. Последние расположены в прибрежно-

морских бортовых участках впадин (Ходак и др., 1966). Данный тип несущих полиметаллическую минерализацию железо-марганцеворудных джеспилитовых формаций может явиться своего рода эталоном для металлогенически сходных формаций миогеосинклиналей Сибири и других регионов Земли.

Подчеркнем также связь развития этой Центрально-Казахстанской джеспилитовой формации и ее железо-марганцевого оруденения с предшествующим образованием во фране вулканогенных красноцветных моласс. Существенное значение имела и приуроченность данных формаций к продольно- и поперечноразломным, по отношению к герцинским, субплатформенным прогибам, расположенным в пределах глубинных зон смятия типа Успенской, Спасской и др.

Интересно отметить, что в ряде красноцветных моласс, например, в молассах среднепротерозойской серии Рораима Гвианского щита Южной Америки, в верхнепротерозойских молассах серии Итаколуми Восточно-Бразильского щита, так же как и в охарактеризованной выше Франской рудной молассе Центрального Казахстана, встречены пласты яшмовых пород, что указывает на зачаточный процесс джеспилитового образования, несколько сходный с развитием уже отмеченных нами в зачаточных джеспилитовых формациях геосинклинальных прогибов Енисейского кряжа, Восточных Саян.

Следует подчеркнуть также значительное развитие формаций железистых кварцитов и в более молодых отложениях, вплоть до кайнозоя. В качестве примера упомянем геосинклинальную граувакково-спилитовую формацию эоцена района Олимпик Северо-Запада США, характеризующуюся широким наличием яшм и тесно связанных с ними марганцевых гаусманитовых и силикатно-карбонатных руд эксгальционного генезиса. К данному типу близки геосинклинальная вулканогенно-терригенная формация верхнего францискана юры (Калифорния) с обилием железистых кварцитов в парагенезисе с основными лавами, их туфами, геосинклинальная вулканогенно-граувакковая формация перми — юры (Новая Зеландия), включающей пачки и пласты железистых кварцитов с марганцевыми рудами (Соколова, 1963).

В статье кратко рассмотрены особенности ряда структурно-генетических типов формаций железистых кварцитов, прослеживающихся по всей стратиграфической колонке докембрия — фанерозоя. Среди них выделяются эвгеосинклинальные формации как сугубо спилитового (или спилито-кератофирового), так и вулканогенно-терригенного (преимущественно грауваккового) рядов, что связано с прогибанием геосинклинали, проплавлением ее дна, степенью обломочного сноса с обрамляющей суши (консолидированных блоков щитов, платформ, внутренних геоантиклинальных поднятий и пр.).

Эвгеосинклинальные джеспилитовые формации прослеживаются от нижнего архея до кайнозоя; основные массы железных руд в них сосредоточены в нижнепротерозойских прогибах (серия Киватин района оз. Верхнего и др.). Марганцеворудные концентрации особенно заметны в палеозое.

Миогеосинклинальные формации джеспилитов обычно карбонатно-терригенные или сланцево-карбонатные. Они отмечаются с нижнего протерозоя и примерно до среднего палеозоя. Местами с древними (нижне-среднепротерозойскими) формациями миогеосинклиналей связаны значительные скопления железных руд (криворожская серия, серия Иматака Венесуэлы и др.). В ряде нижнепротерозойских — нижнепалеозойских миогеосинклинальных джеспилитовых формаций сосредоточены марганцеворудные концентрации (серия Иматака, рудоносная свита Малого Хингана и др.).

Субплатформенные формации джеспилитов представлены преимущественно карбонатно-терригенными и кремнисто-карбонатными отложениями, наблюдаясь обычно со среднего протерозоя (минасская серия Бразилии) примерно до верхнего девона (фамен Центрального Казахстана). Существенная кремнистость этих формаций в условиях активизации платформы и наличия потухшего былого интенсивного вулканизма выделяет казахстанскую формацию из сугубо осадочного ряда в вулканогенно-осадочный, эксгальционный. Этот тип формаций, особенно древнего возраста, сосредоточивает в себе значительные массы железа, а также марганца; последний в существенно меньшей степени.

Что касается генезиса железистых кварцитов и связанных с ними железорудных и железо-марганцеворудных концентраций, то среди них выделяются вулканогенно-осадочные — эвгеосинклинальные, обычно и миогеосинклинальные, а также подвижной платформы с затухшим интенсивным, как правило, континентальным или прибрежным вулканизмом. Классическим примером типично осадочных железистых кварцитов может служить докембрийская формация Минас чехла Восточно-Бразильского щита. Подавляющая часть джеспилитовых формаций образовалась в теплом морском бассейне при условиях выветривания на островной или иной, обычно пенепленизированной суше, приближенных к аридным зонам (например, девон Казахстана, средний — верхний протерозой Южной Америки и др.). Но это, как видно из изложенного выше, еще не определяет «коровый» переотложенный характер рудных компонентов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976. 147 с.

Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976. 240 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 252).

Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 209—235.

Ходак Ю. А. Вторичные изменения древних осадочно-метаморфических пород и руд Малого Хингана.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 196—210.

Ходак Ю. А. Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале.— В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., «Наука», 1973, с. 48—60.

Ходак Ю. А., Грибов Е. М., Сингаевский Е. Д., Ерошев-Шак В. А., Гуревич М. А. Марганцевые и железорудные концентрации Джанльминской мульды. М., «Наука», 1966.

Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные и железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 285 с.

Шубер Б. Марганцеворудные месторождения Гвианы и их связь со структурой фундамента.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 148—156.

*П. М. Горяинов*

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ДОКЕМБРИЯ — ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ ЖЕЛЕЗООРУДНЕНИЯ

Справедливость тезиса о климатической зональности джеспилитовых (железисто-кремнистых) формаций, с достаточной полнотой обоснованного П. М. Страховым (1963) и М. С. Точилиным (1963), заставила геологов искать причины наблюдаемого разнообразия этих образований в различии тектонических условий и обстановок осадконакопления. Так появились идеи о формационных различиях джеспилитовых (железорудных) комплексов, приуроченных либо к эв-, либо к миогеосинклинальным зонам (Точилин, 1963), а также о различиях, зависящих от удаленности процесса от главной осевой зоны «геосинклинали» (Каляев, 1965) или близости его к стабильным массивам (Чернов и др., 1970) или «шельфу» (Гросс, 1969).

Вслед за Н. С. Шатским (1954) упомянутые выше, а также другие авторы пытались находить в тектонике прежде всего формациеобразующие факторы. Именно в них нагляднее всего и видна роль тектоники в характере вулканизма и связанного с ним осадконакопления в докембрии и палеозое.

## ШКАЛА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ И ВАЖНЕЙШИЕ ИЗОХРОННЫЕ СОБЫТИЯ

Одной из самых серьезных проблем в анализе эволюции железнакопления является отсутствие унифицированных схем расчленения раннего докембрия при обилии региональных схем, построенных на укоренившихся общепринятых догмах. Особенный произвол в стратиграфии царит на уровнях, которые когда-либо были признаны архейскими. Печально знаменитым примером в этом отношении является Алданский щит, только в архее которого, от «нижнего» до «верхнего», устанавливаются четыре разновозрастных структурно-стратиграфических комплекса с железным оруденением (Ворона и др., 1972).

Нам представляется, что если использовать в качестве исходных реперных событий важнейшие изохронные панпланетарные геологические события I-го порядка, то можно несколько ограничить «корреляционный» произвол, вытекающий из ряда региональных схем.

Таковыми реперными геологическими панпланетарными событиями на ранних этапах развития Земли были, во-первых, сиализация земной коры (или появление самой коры), во-вторых, оксигенизация атмосферы.

Первое событие означало переход планеты от догеологического к геологическому этапу развития и ознаменовалось появлением структур типа континентов. Вопреки концепции зеленокаменных ядер Е. В. Павловского и М. С. Маркова, утверждающей, что самыми древними геологическими структурами были бесструктурные нуклеарные комплексы типа киватин, конско-верховцевского, алданского, кольского и т. п., установлено, что существуют образования, структурно более древние, чем так называемые нуклеарные зеленокаменные. Этими образованиями оказываются изометричные гранодиоритовые глыбы относительно небольших размеров (от 10—15 до 30—50 км), игравшие в то время ту же роль, что и срединные массивы или даже кратоны в более поздние эпохи. Оказалось, что типичные нуклеарные комплексы имеют в своем основании сиалические породы. Иными словами, пока не удалось доказать, что древнейшими являются зеленокаменные, а не гранитоидные комплексы. И, наоборот, гранитоиды в качестве образований структурно более древних, чем зеленокаменные породы киватинской, конско-верховцевской, кольской серий, а также их возможных аналогов почти на всех континентах установлены бесспорно (Горяинов, 1976). Однообразие состава гранитоидов, слагающих однотипные, сравнительные небольшие изометрические или вытянутые в результате влияния последующей складчатости глыбы, позволяют объяснить их появление каким-то единым про-

цессом, проявившемся в условиях сходного, если не одного и того же тектонического режима. Таким процессом, завершившим догеологическую эпоху Земли с ее «пермобильной», или «всюдной» по Ю. М. Шейнману, тектоникой, мог стать радиальный процесс типа зонной плавки или же механизм подъема самой легкоплавкой фазы по многочисленным прогретым каналам-трубам. Этой фазой по уточненным данным (Green, Ringwood, 1966) могли быть только породы дацитового (гранодиоритового) состава.

Это первое панпланетарное и бесспорно изохронное событие. Оно предшествовало формированию самых ранних супракрустальных толщ, одной из замечательных особенностей которых являлось присутствие вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций.

Вторым панпланетарным изохронным событием явился переход атмосферы от бескислородной к кислородной. Это событие вызвано, по-видимому, глубинными процессами, обусловленными, как представляется, фазовыми переходами в разноокисленных минералах при первом в истории Земли региональном метаморфизме (Горяинов, 1976). Химизм этого глубинного кислородного дыхания земной коры определяется переходом более окисленных минералов железа (в меньшей степени других поливалентных металлов) в менее окисленные, свойственные обычным кислородным буферным системам.

Этот процесс существенно изменил обстановку осадконакопления на поверхности Земли. Заметно повлиял он и на характер железнакопления. По сути, если первый рубеж (первое изохронное событие) важен как начальная точка геологической эволюции, начальная точка отсчета геохронометра, то второй, кроме его огромного коррелирующего значения, представляет решающее значение для понимания геологической эволюции железнакопления в докембрии. Так, именно этот рубеж разделяет киватинский тип железисто-кремнистых формаций (по Л. Н. Формозовой, 1973) и типы Сьюеприор, итабиритовый (Бразилия, Южная Америка, Африка, Австралия) и, по-видимому, Тимискаминг.

### ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЕЙ ДОКЕМБРИЯ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

В настоящей работе, как и в предыдущих публикациях, применяется следующая условная номенклатура докембрия (заметим, что все остальные употребляемые номенклатуры также условны).

Архей (без подразделения, так как обоснование деления архея фактически невозможно). Этому уровню соответствует формирование протосиалических масс, протоконтинен-

тальных гранодиоритовых структур. Осадочные формации отсутствуют, в том числе, естественно, и железорудные.

Нижний протерозой (цикл включает саамско-сумийская, кеноренская, саксаганская эпохи). Ему соответствует супракрустальные полифациально метаморфизованные комплексы, которые в нижней части состоят из основных (среднекислых) вулканитов в ассоциации с железистыми кварцитами, а в верхней — с терригенными образованиями флишоидного типа. Эти формации заполняют конформно-изометричные подвижные зоны, подчиненные контурам гранодиоритовых протократонов. Протяженность и линейность их, дающие повод относить такие зоны к трогам (Хаин, 1964; Муратов, 1970), возникают или вследствие дифференциальных складчатых движений, при которых утрачиваются признаки изометричности и приобретаются признаки линейности, или вследствие более молодых надвигов, срезающих фланг одной сопряженной конформно-изометричной зоны или целой группы таковых (Горяинов, 1976).

Одной из замечательных особенностей строения железисто-кремнистых формаций этого, назовем его «киватинским», уровня является исключительно однообразный тектонический стиль. Везде комплексы с железными рудами формируют крутые моноклинали или, точнее, однокрылые чешуйчатые синклинали. Такие структуры относят к складчатости глубинного типа и допускают, что эти зоны вмещают породы, испытавшие наивысший метаморфизм. Поразительно однообразное строение толщ «киватинского» типа, т. е. нижнепротерозойского уровня пытаются объяснить большой глубиной формирования, иными словами — предельно глубоким уровнем эрозийного среза, якобы обнажившего корни структур. Однако такой подход неправилен прежде всего потому, что независимо от степени метаморфизма («глубинности»), который, кстати, для данного уровня меняется очень широко, характер структур остается однотипным. Следует относить однообразие структур этого уровня за счет своеобразного стиля тектоники, который лучше всего отвечает предельно низкой тектонической контрастности земной коры на данном этапе ее развития. Заметим, что эта закономерность не всегда выдерживается в более молодых структурах, характеризующих прогрессивно нарастающее во времени количество структурных доменов и прямо отражающих непрерывно возрастающую тектоническую контрастность.

В свете затронутого здесь вопроса о предельно низкой тектонической контрастности этого уровня железоруднения стоит обратить внимание на то, что метаморфические минеральные ассоциации, будь то низко- или высокотемпературные, в рассматриваемом уровне характеризуют всегда условия пониженных давлений. Ассоциации высоких давлений ли-

бо не свойственны для них вовсе, либо связаны с наложением более поздних циклов.

Средний протерозой (цикл включает свекокарельскую и алгоманскую эпохи). Тектонотипами этого уровня железоруденения могут быть названы комплексы типа Сьюперриор. Поиски их аналогов на других щитах приводят к неоднозначным решениям, так как на этом уровне разнообразие железорудных толщ по строению, метаморфизму, составу предъявляет к их идентификации ряд новых требований и условий.

Обычно строение железисто-кремнистых формаций определяется довольно пологим залеганием слоев и осевых плоскостей складок. В зонах проявления сильного метаморфизма (довольно часто их помещают по данному принципу в более древний предыдущий уровень) пологое залегание сохраняется, хотя имеются случаи его проявления и при более крутых залеганиях, что наблюдается в осевых приразломных частях подвижных зон. Тогда различия между более древними киватинским и рассматриваемыми формациями выступают после сопоставления их состава, и то далеко не всегда. Об этом будет сказано ниже.

Явно заметным отличием зон киватинского от гуронско-свекокарельского уровня является более ярко выраженная протяженность и линейность последних. Здесь, возможно, и выступает различие между структурами Киватина и Тимискаминга, подтверждаемое и принципиальными изменениями в составах сравниваемых структур. Линейная зона Тимискаминг может оказаться более метаморфизованным аналогом структур зоны Сьюперриор. Фундаментом для таких зон служат складчатые и нередко гранитизированные образования предыдущего уровня. Поэтому размеры «кратонов», контурам которых подчинены линейные зоны, уже значительно более крупные, чем для подвижных зон киватинского уровня. Это обстоятельство чревато тем, что в одних и тех же районах могут встретиться железорудные формации двух уровней, и при недостаточно строгом структурно-стратиграфическом анализе они могут быть приняты за разновозрастные образования. Примерами таких районов могут оказаться Центральная и Северная Швеция (сочетание Лаппонийских и Ятулийских зон), а также некоторые районы Канадского щита (Лабрадорская и Киватинская зоны), которые как в шведских и американских, так и в советских публикациях рассматриваются как разновозрастные (кстати, архейские) (Geijer, Magnusson, 1952; Lang, 1970; Ворона и др., 1972).

Верхний протерозой (цикл включает ассинтская — гренвилльская эпохи). Различия подвижных зон, разделенных во времени данным рубежом, значительно неопределеннее, чем на предыдущем. Молодые докембрийские зоны характе-

ризируются большим разнообразием форм. Появляются, кроме линейных протяженных зон, структуры типа наложенных мульд и впадин, кальдер, которых ни в одном предыдущем цикле достоверно установить не удастся. Многообразие тектонических условий приводит к появлению более широкого формационного спектра железорудных толщ, к увеличению числа их типов и разновидностей.

Структуры зон, а также состав и строение формаций этого уровня ближе к палеозойским, чем к дорифейским рудам.

### ХАРАКТЕР И ЭВОЛЮЦИЯ ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Анализ состава формаций в настоящем разделе необходим для сопоставления условий осадконакопления в объеме одного уровня, во-первых, и выяснения тенденций в изменении этих условий от уровня к уровню, во-вторых.

Архейский уровень не имеет сколько-нибудь надежных признаков седиментогенных формаций. Естественно, поэтому, что и железорудные формации архейского возраста в предлагаемой схеме уровней отсутствуют, вопреки существующим убеждениям, как настойчиво они бы ни пропагандировались.

Нижнепротерозойский (киватинский) уровень включает значительную по объему (но, видимо, не по экономическому значению) массу вулканогенно-осадочных руд. Именно для этого уровня разработана классификация железисто-кремнистых формаций на тектонической основе (Горяинов, 1976). Отметим, что в развитии зон данного уровня, как и более поздних уровней, четко выделяется ранний этап, в свою очередь состоящий из начальных офиолитов и продолженный иногда среднекислыми вулканогенно-осадочными комплексами, и поздний инверсионный этап (осадки). Следует подчеркнуть лишь то, что: 1) железные руды представлены всегда железистыми кварцитами; 2) в ассоциации с железными рудами отсутствуют доломиты в сколько-нибудь заметных количествах; 3) руды этого уровня исключительно железные, примеси марганца ничтожны; 4) среди терригенных пород отсутствуют продукты переотложения «зрелой» коры выветривания (например, кварциты).

Особенно важны признаки (пункты 2—4), которые могут приобрести важное корреляционное значение, причем тем более важное, чем более определено может быть указано место появления этих образований на эволюционно необратимом пути развития земной коры.



Кроме тектонических факторов, определивших специфический состав формаций этого уровня, огромное значение для литогенеза имел состав гидро- и атмосферы. Обычно считают, не пытаясь выйти за рамки кажущегося очевидным, что само наличие окислов железа в виде самостоятельных минералов автоматически означает присутствие в среде минералообразования свободного кислорода (James, 1954; Chamberlein, 1949; Lepp, Goldich, 1964; Страхов, 1963; Плаксенко, 1966; Чернов, 1970; Мейсон, 1971; Руби, 1957; и др.). Однако первая же попытка выйти за рамки очевидного дает самый неожиданный эффект. Например, Гаррелсом и Крайтсом (1968) приводится простой расчет парциального давления кислорода при нормальных условиях, когда за счет магнетита образуется гематит. Этот переход возможен  $P_{O_2} = 10^{-68,2}$  атм, т. е. практически в бескислородных условиях (да и теоретически трудно представить себе столь низкое содержание кислорода). На похожие расчеты опирался Н. А. Корнилов (1970), когда доказывал, что выветривание в докембрии на уровне, обсуждаемом в тексте) осуществлялось в условиях бескислородной атмосферы. Ю. П. Мельник (1973) показал, что большинство фазовых превращений в железистых кварцитах возможно лишь при условии бескислородного переноса и накопления железисто-кремнистых осадков. Независимо от этих работ на основе анализа аутигенной зональности тел железистых кварцитов показано, что среда осадконакопления исключительно закисная, бескислородная (Горяинов, 1973, 1976). Возможные отклонения, если они были, могли связываться с действием точечных гидротермальных источников, сопровождавших вулканические аппараты. Влияние их на литогенез пространственно крайне ограничено. Эта точка зрения была поддержана карельскими геологами (Соколов и др., 1973), хотя они и не привели в пользу такой оценки условий раннедокембрийского литогенеза каких-либо дополнительных соображений.

Скорее всего, переход атмосферы от бескислородной к кислородной был вовсе не обязательным и единственно необходимым условием образования железистых кварцитов, как полагает Р. Э. Фолинсби (1972), поскольку аналогичные формации и руды, хотя и в меньшем количестве, имеются и в палеозое. Из сказанного следует, что идея А. П. Виноградова (1959) о бескислородном характере раннедокембрийской атмосферы не только совместима с образованием окисных руд, но в ряде случаев этим даже подтверждается.

Такой особенностью атмосферы и гидросферы нижнего протерозоя можно объяснить исчезающе малое развитие карбонатных толщ в ассоциации с железистыми кварцитами (см. выше, пункт 2). Массовая садка карбонатов (доломитов) могла начаться лишь после того, как растворимый в воде

гидрокарбонат-ион  $\text{HCO}_3^-$  был переведен в нерастворимую форму  $\text{CO}_3^{2-}$ . Этот процесс, бесспорно, тесно связан с окислением  $\text{CO}$  до  $\text{CO}_2$ . Колоссальный объем докембрийских доломитов, составляющих значительную массу карбонатов в земной коре, заставляет предполагать спонтанное изменение состава атмосферы на одном из рубежей, вызванное глубинными процессами. Этим процессом могла быть оксигенизация атмосферы, которая, как уже отмечалось, вызвана первым в истории Земли региональным метаморфизмом, сопровождающим первую тектоническую перестройку коры.

Именно поэтому все последующее железное осадконакопление характеризовалось тем, что в ассоциации с железистыми породами участвовали доломиты. Процесс оксигенизации изменил кислотно-щелочные условия седиментации,  $pH$  среды резко возросла. Видимо, с этим связано появление наряду с карбонатами марганцевых осадков. Для последних как будто устанавливается тенденция давать все более дифференцированные скопления, т. е. даже в докембрийских уровнях отмечается повышение модуля  $Mn/Fe$  во времени.

Должен заметить в связи с этим, что формация района Мичипикотен, относимая к киватинской серии и характеризующаяся довольно высоким содержанием марганца и карбонатов (Goodwin, 1962; Формозова, 1973), должна быть исключена из собственного киватина, так как, по-видимому, принадлежит к более высокому уровню. Может оказаться, что в районе Алгомы кроме данного рудного узла развиты и «настоящие» киватинские комплексы с железными рудами, главные особенности которых названы выше. На Канадском щите к киватинскому уровню могут быть отнесены гнейсо-(сланцево)-железорудные комплексы Райс-Лейк, Абитибиде, Йеллоунайф, некоторые другие разрезы в провинции Черчилл.

Среднепротерозойский (гуронско-свекокарельский) уровень представлен более разнообразными железорудными комплексами. Складывается впечатление, что руды этого уровня являются главным объектом добычи в США и Канаде, а возможно даже в Швеции, Австралии, Бразилии. Ряд советских геологов полагает, что Криворожская зона, в отличие от остальных районов Украины, также принадлежит к этому уровню (Петрография..., 1956; и др., 1970). Однако эта точка зрения вызывает возражение.

Кроме тех немногочисленных формационных типов, которые характерны для киватинского уровня, здесь проявляется и ряд новых. К ним относятся доломитовый железисто-кремнистый тип Тимискаминга, характеризующийся повышенным содержанием марганца в рудах. По мнению Жолиффе, образование руд связано с развитием древнего карста в поле действия серии вулканических аппаратов (Joliffe, 1966). Первичные железистые породы замещены здесь анхимономинер-

ральными скоплениями окислов железа. К этому же типу должны быть отнесены месторождения доломито-кремнистых железо-марганцевых руд с хорошо сохранившимися первичными признаками джеспилитов. Л. Н. Формозова (1973) отнесла эти месторождения, очень широко развитые почти на всех щитах, возможно и на Балтийском (Швеция, Северная Финляндия), к итабиритовому типу. В Индии этот тип представлен ассоциацией гондитов с доломитами и мраморами, в менее метаморфизованных участках — яшмами, туфами, известняковыми сланцами. В разрезах участвуют породы, свидетельствующие о сдвигании зоны накопления в сторону стабильных массивов или континентальных склонов. Это прежде всего продукты латеритного выветривания: мономинеральные кварциты, марганценозные пелиты, сами латериты, а также грубообломочные породы.

Изменился и стиль тектоники, характеризуемый развитием протяженных поясов. Крутопадающие зоны так же, как в предыдущем уровне, известны и здесь, например, в районе Тимискаминга. Однако характерно, что крутые моноклинали и синклинали не образуют выдержанных зон, а могут довольно часто, даже в пределах отдельных рудных полей, перейти в пологие. В целом же для данного уровня характерны субгоризонтальные или пологие структуры, выполненные слабометаморфизованными породами. Но даже там, где они подверглись интенсивным дифференциальным складчатым движениям и высокому метаморфизму, как, например, некоторые зоны дхарварской системы в индийском штате Майсур, гнейсо-железорудные (с марганцем) толщи образуют, хотя и сильно сжатые, но довольно пологие складки и моноклинали чешуи.

Связь с вулканизмом этих комплексов не менее четкая. Кроме обычных базальтовых излияний в разрезах присутствует много туфов, агломератов, вулканических брекчий, характеризующих субконтинентально островной, но не глубоководный тип извержений. Нередко в разрезах железорудных толщ этого уровня вулканических пород так много, как это отмечалось обычно для предыдущего киватинского уровня.

Когда железнакопление происходит отдельно от карбонатакопления, как, например, в разрезах озер Сьюпериор, Мичиган, Гурон, появление карбонатов несколько опережает железнакопление (они залегают ниже по разрезу). Л. Н. Формозова сочла возможным выделить такие толщи в самостоятельный тип, справедливо отнеся его к гурону. Разрезы этого типа по характеру развития вулканических процессов, их связи с ассоциирующими с ними железорудными комплексами напоминают криворожские, однако отличаются от них наличием карбонатных пород и продуктов развитой коры выветривания (кварцевых песков, например).

О возрастании тектонической контрастности на гуронско-свекокарельском уровне свидетельствуют довольно мощные и частые пачки грубообломочных пород, как подстилающих и переслаивающихся с железными рудами, так и перекрывающих их.

Лишь с рассматриваемого уровня в рудах появляются оолитовые структуры. Думается все же, что сенсационные, хотя и проблематичные находки в железистых породах следов простейших организмов (Lepp, Coldich, 1964; Мельник, 1973) относятся к рудам именно этого уровня, несмотря на радиометрические определения в 2,8—3,0 млрд. лет.

Одной из важных особенностей, дополняющих аксиому о необратимости эволюции железорудных комплексов и возрастании тектонической контрастности, является резко возросшая мощность толщ. Так, в Бразилии мощность только одной серии (т. е., видимо, некоторой части уровня) Рио дас Вельяс составляет 4200 м (гнейсы, мраморы, амфиболиты, железистые кварциты), серии Минас — более 7000 м (кварциты, филлиты, доломиты, известняки, железо-марганцевые руды — итабириты). В Южной Африке мощность железорудного комплекса (свиты Грикватаун+Претория) превышает 10 км (кварциты, доломиты, вулканические породы с яшмами, железистыми кварцитами). В Канаде мощность серии Анимики 10,7—11,3 км (зеленокаменные породы, граувакки, железистые кварциты, известняки). Мощность же формаций киватинского уровня максимум 3—5 км, а иногда 1,5—2,5 км. Надо добавить, что представления о многокилометровых толщах «архейского» возраста сильно преувеличены. По крайней мере, для так называемой кольской серии ранее назывались мощности порядка 20 и более километров. Стоило выделить у нее фундамент, выяснить стиль тектоники и наметить в самых общих чертах тенденцию в построении ее разреза, мощность ее в том же метаморфическом эквиваленте сократилась до 2, максимум 2,5 км (Горяинов, 1976).

Верхнепротерозойский уровень пока не имеет столь четкой привязки к важнейшим ланпланетарным геологическим событиям и поэтому отделяется от предыдущего уровня, как правило, нечетко. Исключение составляют лишь палеонтологически охарактеризованные толщи, но их пока так мало, что сравнительного материала для сопоставления этих формаций с формациями более древнего уровня явно недостаточно.

Примерами их в СССР являются Казахстанские (Улугтау) и Мало-Хинганские месторождения железисто-кремнистых и фосфорно-марганцево-железных руд, а также, возможно, некоторых разрезов Австралии, Южной Америки и Южной Африки. К этому же уровню относятся докембрийские руды Ангаро-Питского района.

Относительно типов структур можно сказать уверенно, что и на этом уровне появляются дополнительные к предыдущим структурные типы седиментационных ванн, прежде всего типичные платформенные, а также структуры типа мульды, кальдер или древних рифтов. Переход железорудного осадконакопления на платформу или континентальный склон предопределяет всю гамму литологических и металлогенетических особенностей этих зон.

Эруптивные процессы, локализующиеся вдоль древних рифтовых зон, кажется, впервые на этом уровне приводят к формированию щелочно-ультраосновных субвулканических комплексов центрального типа со сложным редкометалльно-железным оруденением. К ним могут быть отнесены субвулканические массивы центрального типа Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове, Карджил-Лейк на юге Канадского щита. Значительная часть карбонатитов, несущих и железное оруденение, связана с гренвилльской (1000—1100 млн. лет) орогенцией. Однако наиболее ярко этот процесс проявился только в палеозое.

## ВЫВОДЫ

1. Железисто-кремнистые формации докембрия — наиболее характерные образования ранних этапов развития земной коры. Проследить их эволюцию — значило бы проследить эволюцию палеотектонических и палеогеографических обстановок. Первые в истории Земли железисто-кремнистые формации были сформированы после образования первичных изометричных микроконтинентов в шовных конформных зонах. Предельно низкая тектоническая контрастность способствовала накоплению хемогенных железистых осадков, давших многочисленные месторождения, крайне однородные по типу и облику. Отсутствие кислорода в атмосфере и гидросфере явилось причиной того, что в ассоциации с первыми железисто-кремнистыми формациями отсутствовали доломиты.

2. Увеличение тектонической контрастности (разнообразие) привело к расширению формационного спектра железонакопления, количество вулканогенно-осадочных формаций возросло. В связи с появлением кислорода в атмосфере наряду с соединениями железа накапливались карбонаты. По этой причине (или в связи с ней) вместе с железом накапливался марганец, которого не было в самой древней формации.

3. Дальнейшее необратимое усложнение земной коры, возрастание тектонической контрастности сужало возможности для железонакопления. Структур, благоприятных для этого, становилось меньше. Они сдвигались в сторону миогеосинклиналей, шельфа или на платформу, локализуясь вдоль зон

активизации или внутриматериковых рифтов. Гомологические ряды вулканогенно-осадочных и вулканогенных рудных комплексов разрастались, но размеры месторождений при все увеличивающемся их разнообразии уменьшались. К концу докембрия условия железооруденения напоминали палеозой; именно тогда появились первые субвулканические комплексы центрального типа, развитые на дорифейских платформах.

## ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Геохимическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.

Ворона И. Д., Кравченко В. М., Перваго В. А., Фрумкин И. М. Железородные формации докембрия Алданского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 258—267.

Гаррелс Р. М., Крайтс Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.

Горяинов П. М. К вопросу о составе нижнепротерозойской атмосферы.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., изд. Комиссии по осадочным породам при отделении геологии, геофизики. 1973, с. 264—266.

Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976. 136 с.

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

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

Каляев Г. И. Стратиграфия Украинского щита на основе тектонических и формационных принципов.— «Геологический журнал», 1970, т. 30, вып. 6, с. 125—138.

Корнилов Н. А. О возрасте богатых гематитовых руд железисто-кремнистых формаций докембрия и физико-химические условия докембрийского выветривания.— «Доклады АН СССР», 1970, т. 195, № 4, с. 810—922.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971. 311 с.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973. 287 с.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 47—73.

Руби В. В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 630—671.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадочно-накопления в докембрии (на примере КМА). Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.

Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956. 536 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Соколов В. А., Галдобина Л. Н., Хейсканен К. И. Типы и особенности эволюции литогенеза в докембрии.— В кн.: Тезисы докладов X Всес. литологич. совещания. М., Изд-во АН СССР, 1973, с. 12—14.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.

Фолинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные и центросферные? — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 253—262.

- Формозова Л. Н.** Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973. 172 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 250).
- Хаин В. Е.** Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.
- Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б.** Вулкано-генные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970. 285 с. (Труды Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР, вып. 5).
- Шатский Н. С.** О марганценосных формациях и металлогении марганца.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1954, № 4, с. 3—37.
- Chamberlein R. T.** Geologie evidence on the evolution of the Earth's atmosphere.— In: Atmosphere Earth's and Planets. Univ. Chicago Press, 1949, v. 111, p. 248—257.
- Geijer P., Magnusson N.** Geological history of the iron ores of Central Sweden.— In: Rep. 18-th session Int. Geol. Congr., Great. Brft., 1948, pt 13. London, 1952, p. 84—89.
- Goodwin A. M.** Structure, stratigraphy and origin of iron formation, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1962, v. 73, № 5, p. 561—586.
- Green D. H., Ringwood A. E.** Origin of the calc-alkaline igneous rock suite.— Petr. Upper. Mantl. Dept. Geophys. and Geochem. Austr. Nat. Univ., 1966, Publ. 444, p. 307—316.
- James H. L.** Sedimentary facies of iron formation.— «Econ. Geol.», 1954, v. 49, N 3, p. 235—293.
- Joliffe A. W.** Stratigraphy of the Steeprock. Group Steep Rock Lake, Ontario.— In: Precambrian Simpos Toronto. Geol. Assoc. Canada, Sec. Paper, 1966, № 3, p. 142—161.
- Lang A. H.** a oth. Economic minerals of the Canadian Shield.— In: Geology and Econom. Minerals Canada, Geol. Surv. Can. Ottawa, 1970, p. 151—226.
- Lepp H., Goldich S. S.** Origin of the Precambrian iron formations.— «Econ. Geol.», 1964, v. 59, p. 1025—1060.

*Э. Г. Кассандров*

## ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ СИБИРИ И ИХ ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА

В пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления известны многочисленные проявления докембрийских и более молодых железисто-кремнистых формаций. Изучены они, за исключением некоторых отдельных месторождений железистых кварцитов, крайне слабо, в основном из-за удаленности от железных дорог и металлургических предприятий, а также нередко из-за низкого их качества и малых запасов легкообогатимой руды. В последние годы в связи со строительством БАМа, созданием Сибирских ТПК, планирующимся строительством новых металлургических заводов в Сибири и на Дальнем Востоке, а также освоением ряда крупных месторождений полезных ископаемых интерес к оценке имеющихся и поискам новых месторождений железистых кварцитов в Сибири значительно возрос.

Полных сводных работ по железисто-кремнистым формациям Сибири пока нет. Описание отдельных их типов, рудных районов и месторождений можно найти в книгах «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», «Главнейшие железорудные месторождения Сибири», «Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока», «Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока», а также в статьях И. К. Баженова, Н. Х. Белоус, И. Д. Вороны, И. В. Дербилова, А. Л. Додина, А. С. Калугина, В. М. Кляровского, В. М. Кравченко, В. А. Перваго, В. С. Сараева, Л. Д. Староверова, М. С. Учителя, А. А. Шафеева и др.

С большой долей условности применительно к существующим промышленным типам железисто-кремнистых формаций (Момджи, 1972; Семенов, 1972; Формозова, 1973; и др.) для районов Сибири можно выделить железисто-кремнисто-метабазитовый, железисто-кремнисто-метабазит-лептитовый, железисто-кремнисто-метабазит-сланцевый, железисто-кремнисто-глиноземисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-риолито-кератофировый формационные типы. Все они принадлежат к вулканогенно-кремнистому ряду.

#### ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТОВЫЙ ТИП ФОРМАЦИЙ

К этому типу железисто-кремнистых формаций относятся месторождения и рудопроявления железистых кварцитов архейского и протерозойского возрастов начальных этапов геосинклинального развития многих регионов Сибири. На Алданском щите — это месторождения и рудопроявления Сутамо-Гонамской, Холодниканской, Сагарской и Ярогинской рудных зон (Биланенко и др. 1977). Магнетитовые кварциты приурочены к курультинской серии иенгского комплекса раннего архея, где они ассоциируют с высокоглиноземистыми и графитистыми гнейсами, ортоамфиболитами и безрудными кварцитами. В Сутамо-Гонамской зоне, кроме того, отмечаются чарнокиты основного состава. Рудопроявления незначительны по запасам железной руды и лишь на месторождении Ягиндя пласты кварц-магнетитовых руд достигают 150 м мощности и прослеживаются на расстояние до 900 м с прогнозными запасами 144 млн. т (Перваго, 1966). Руды полосчатые с чередующимися кварцевыми и магнетитовыми прослойками. Кроме кварца и магнетита, отмечаются гиперстен (до 10%), диопсид-геденбергит, гранат, плагиоклаз, вторичная роговая обманка. В районе имеются и другие месторождения магнетитовых кварцитов (см. таблицу).

Запасы железных руд железисто-кремнистых формаций Сибири, млн. т.

Рудный район, месторождение	Формационный тип, возраст	Глубина оценки запасов	Разведанные запасы по категориям		Общие возможные запасы
			B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	
1	2	3	4	5	6
<b>Сутамо-Гонамский</b>	Метабазитовый	500	—	—	670
Ягиндя	нижнеархейский	500	—	—	240
Гидат-Кавыкуя		500	—	—	190
Прочие		500	—	—	240
<b>Южно-Алданский</b>	Тот же	500	—	—	50
<b>Олекмо-Амгинский</b>	Метабазит-лептитовый верхнеархейский	500	32,0	64,0	1500
Нелюкинское		300	32,0	64,0	300
Джелтуктатское		500	—	—	200
Прочие		500	—	—	800
<b>Тасмиелинский</b>	Тот же	500	—	—	100
<b>Ханинский</b>	Глиноземисто-метабазитовый	500	—	—	900
<b>Чаро-Токкинский</b>	Метабазит-лептитовый верхнеархейский	500	—	—	10 000
Торгинское		500	—	—	570
Тарыханское		500	—	—	1700
Кебектинское		500	—	—	1450
Ималыкское		500	—	—	1670
Горкитское		500	—	—	1000
Сулуматское		900	—	—	850
Нижне-Сауканское		500	—	—	1000
Прочие		500	—	—	1760
<b>Восточно-Саянский</b>	Метабазитовый нижнеархейский	500	—	130	3220
Байкальское		500	—	130	600
Китойский Жидой		500	—	—	200
Сарамтинское		500	—	—	100
Жидойское		500	—	—	200
Харабаровское		500	—	—	200
Таежно-Ерминское	Метабазитовый нижнепротерозойский	500	—	—	400
Онотское		500	—	—	120
Сыдинское	Метабазито-сланцевый	500	—	—	200
Джебское и прочие месторождения в этой полосе		500	—	—	400
Белокитатское	Риолито-кератофировый нижнекембрийский	500	—	—	250
Прочие месторождения белокиятской зоны		500	—	—	250
<b>Прибайкальский</b>	Метабазито-сланцевый верхнепротерозойский	500	—	—	4600
Тыйское		500	—	—	1500
Абчадское		500	—	—	2500

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
Калтыгейское	Метабазитовый нижнепротерозойский	500	—	—	600
<b>Сангиленский</b>	Метабазито-сланцевый верхнепротерозойский	500	—	163	1500
Мугурское		500	—	163	600
Арысканское		500	—	—	100
Мюренское		500	—	—	250
Кескелигское		500	—	—	250
Прочие		500	—	—	300
<b>Западно-Саянский</b>	Метабазито-сланцевый верхнепротерозойский	300	—	—	50
Джебашское		300	—	—	30
Джойское		300	—	—	10
Кантегирское		300	—	—	10
<b>Енисейский край</b>	Тот же	500	—	—	1000
Исаковское		500	—	—	250
Прочие месторождения, включая архейские		500	—	—	750
<b>Алтайский</b>	Риолито-кератофировый среднедевонский	500	—	—	1000
Всего по Сибири . . .		500	32	357	24 590

Примечание. Цифры прогнозных и разведанных запасов приведены по данным территориальных ГУ и СНИИГГМСа.

В Прибайкалье железисто-кремнисто-метабазитовая формация приурочена к юго-восточной части Шарыжалгайского выступа Сибирской платформы, сложенного глубоко метаморфизованными толщами шарыжалгайской серии нижнего архея. Месторождения железистых кварцитов залегают среди дупироксеновых, амфибол-пироксеновых, диафторированных основных кристаллических сланцев, чарнокитов, глиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов, безрудных и магнетитовых кварцитов, ортоамфиболитов, эвлизитов, мраморов и кальцифиров жидойской свиты (Дымкин, Сараев, 1977; Росляков и др., 1970; Шафеев и др., 1977). Основные кристаллосланцы и амфиболиты первично представляли собой эффузивы основного состава.

Месторождения магнетитовых кварцитов — Байкальское, Китойский Жидой, Сарамтинское, Жидойское, Харабаровское — составляют единую рудную зону, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 100 км. Железоносная

свита содержит значительное количество рудных тел, достигающих в пределах месторождений длины 2100 м и мощности 140 м. Руды пироксен-магнетитовые, кварц-магнетитовые, силикатно-магнетитовые и мономинеральные магнетитовые. Наиболее распространены пироксен-магнетитовые кварциты с преобладающей массивной текстурой. Все руды мелко- и среднезернистые, гнейсовидные с ксеноморфным магнетитом, легкообогатимые. Средние содержания железа на более крупных месторождениях (Байкальском и Китайском Жидое) составляют 29,88 и 34,63%, магнезии в них не более 3,74, глинозема 4,64%.

Наличие ритмичности в метаморфической толще, выдержанность состава отдельных пачек, пластообразная форма залегания гнейсов и кристаллических сланцев, а также наличие реликтовых слоистых текстур в рудах и породах, парагенетические ассоциации рудных тел с метаморфизованными основными эффузивами позволяют связывать первичное накопление железа с вулканогенно-осадочным процессом (Дымкин, Сараев, 1977; Шафеев и др., 1977). Общие прогнозные запасы руды по месторождениям архейской железисто-кремнисто-метабазитовой формации Прибайкалья составляют 1300 млн. т.

Нижнепротерозойские железисто-кремнисто-метабазитовые формации развиты в Прибайкалье — Калтыгейское месторождение, и Восточно-Саянском рудном районе — Таежно-Ерминское и Онотское месторождения. По сравнению с архейскими формациями рудоносные протерозойские толщи метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Рудные формации приурочены к грабен-синклинориям, или узким и протяженным тектоническим блокам. Толщи состоят из амфиболовых и хлорит-амфиболовых сланцев, метапелитов, кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых сланцев с прослоями серицит-кварц-гематит-магнетитовых, амфибол-кварц-магнетитовых руд (Таежно-Ерминское месторождение), или гранат-мусковитовых сланцев, кварцитов, слюдистых кварцитов с несколькими горизонтами тонкополосчатых гематит-магнетитовых и гематитовых кварцитов, амфиболитов, амфиболовых гнейсов (метавулканитов), биотит-рогообманковых гнейсов с редкими прослоями карбонатных пород и кальцифиров (Онотское и Калтыгейское месторождения).

Гематит-магнетитовые руды Таежно-Ерминского месторождения тонкополосчатые, тонкозернистые со средним содержанием железа около 30%, труднообогатимые. Прогнозные запасы их составляют 400 млн. т (Шафеев и др., 1977). Руды Онотского и Калтыгейского месторождений образуют горизонты мощностью до 50 м. Они также бедны и труднообогатимы.

Железисто-кремнисто-метабазитовые формации описанных районов аналогичны эвгеосинклинальным формациям Тараташского района Урала, нижней метабазитовой серии Кривбасса, обоянской и михайловской сериям КМА и др.

### ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТ-ЛЕПТИТОВЫЙ ТИП ФОРМАЦИИ

Железисто-кремнистые формации смешанного метабазит-лептитового типа распространены в верхнеархейских толщах на западе Алданского щита. На примере месторождений железистых кварцитов Чаро-Токкинского железорудного района они изучены наиболее полно по сравнению с другими типами докембрийских железисто-кремнистых формаций Сибири. Чаро-Токкинской рудный район приурочен к одноименной структурно-формационной зоне типа авлакогена, вытянутой в субмеридиональном направлении более 200 км при ширине до 10 км. К. Б. Мокшанцев и А. Ф. Петров (1977) считают, что в целом, включая структуры Кодарского хребта и Чаро-Удоканских впадин, рудная зона протягивается на 350 км при ширине 15 км.

Зона сложена породами олекминской и борсалинской серий архея, метаморфизованными в условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации с широким проявлением ультраметаморфизма. Рудоносная формация стратиграфически отвечает верхней подсите темулякитской свиты, сложенной амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, лептитовыми гнейсами и лептитами, железистыми и безрудными кварцитами, гранатовыми и турмалиновыми породами, диафоритами мощностью более 1400 м (Биланенко и др., 1977; Кассандров и др., 1977; Миронюк и др., 1971; Петров, 1966). По данным Г. Ф. Горелова, рудоносная толща состоит из ритмично переслаивающихся гнейсовых, амфиболитовых и железистых пачек. Предполагается, что наиболее распространенными первичными породами железисто-кремнистой формации были глины, алевролиты, мергели, железисто-кремнистые осадки, основные, средние и кислые вулканиты. Характерно отсутствие безглиноземистых известково-карбонатных и железисто-карбонатных типов пород. В лежащем боку горизонтов железистых пачек преобладают ортоамфиболиты, висячем — гнейсы и лептиты.

Железистые кварциты образуют рудные тела мощностью 10—210 м и протяженностью по простиранию от 0,3 до 15 км. Они перемежаются с амфиболовыми, слюдяными, биотит-гранатовыми сланцами и безрудными кварцитами. Руды

средне- и тонкополосчатые, плейчатые, брекчированные с grano- и гетеробластовой структурой. Главный рудный минерал — магнетит. Отмечаются также дисперсный и слюдовый гематит, мартит, гетит, единичные зерна пирита, пирротина, халькопирита, арсенопирита, акцессорная примесь самородного и дисперсного золота. Преобладают куммингтонит-магнетитовые и бессиликатные магнетитовые кварциты. Руды содержат в среднем 31—32% железа общего или 20—25 магнетитового, 37—61 кремнезема, 0,28—4,23 глинозема, от следов до 3,98 магнезии и от следов до 1,98% извести. Отмечаются прослои спессартин-магнетитовых кварцитов и марганцевистых пород типа гондитов. Прогнозные запасы легкообогатимой железной руды только пяти главных месторождений района оцениваются Якутским геологическим управлением и СНИИГГиМСом в 6,5 млрд. т до глубины 500 м и 13 млрд. т до глубины 1000 м.

К этому же типу железисто-кремнистых формаций на Алданском щите относятся Сулуматское и Сакуканское месторождения, расположенные южнее главной рудной полосы Чаро-Токкинского района, а также Олекмо-Амгинская и Тасмиелинская рудные зоны, расположенные восточнее ее. Месторождения железисто-кремнисто-метабазит-лептитового типа обладают пока самыми крупными прогнозными запасами легкообогатимой железной руды в Сибири и на Дальнем Востоке (см. таблицу). По тектоническому положению, парагенетическим ассоциациям пород и руд, составу и технологическим особенностям руд они близки месторождениям железистых кварцитов Костомукшского и Примандровского районов Карело-Кольской провинции и других районов Балтийского щита.

### ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТО-СЛАНЦЕВЫЙ ТИП ФОРМАЦИЙ

По своим особенностям формации, отнесенные к этому типу, близки к железисто-кремнисто-метабазитовым, но отличаются от них значительно меньшим участием в составе рудоносной толщи основных вулканитов и большим распространением терригенных и карбонатных пород, марганцевых рудопроявлений. Породы имеют верхнепротерозойский возраст. Они метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. Образование рудоносных формаций преимущественно связано с переходным этапом тектонического развития регионов от эв- к миогеосинклиналям.

Наиболее крупные по прогнозным запасам месторождения железных руд железисто-кремнисто-метабазит-сланцевой формации выявлены в Северном Прибайкалье на территории

Бурятской АССР. По аэромагнитным аномалиям и отдельным выходам на поверхность здесь выделяются Тыйская и Абчадская полосы железистых кварцитов, прослеживающиеся соответственно на 70 и 100 км. По данным Бурятского ГУ, железистые кварциты образуют горизонт среди метаморфических пород олокитской свиты, представленных хлоритовыми сланцами, известняками, доломитами, железистыми и безрудными кварцитами, углисто-серицитовыми и карбонатно-кварцевыми сланцами, реже метаэффузивами основного состава. Мощность рудоносной толщи до 2 км, а рудоносного интервала — 500—1000 м. Пачки железистых кварцитов залегают между двумя горизонтами карбонатных пород.

Рудный горизонт Тыйской полосы представляет собой ритмичное чередование пластов железистых кварцитов, хлоритовых, углисто-серицитовых, карбонатно-кварцевых сланцев и безрудных кварцитов. Суммарная мощность рудного горизонта достигает 110 м. Выделяются магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые разновидности, встречающиеся в разрезе горизонта разобщенно. Изредка они связаны взаимопереходами. Наибольшим распространением пользуются полосчатые магнетитовые кварциты. Гематитовые кварциты чаще приурочены к нижней части горизонта. Магнетитовые кварциты, по данным П. Ч. Шобогорова и др. (1977), состоят из магнетита 30—90%, кварца 10—60, хлорита 1—30%. В незначительном количестве присутствуют серицит, биотит, карбонат, реже эпидот, амфиболы, полевой шпат, мартит, в единичных зернах — пирит, пирротин, галенит, сфалерит, марказит, сфен, апатит. Существенно важной примесью является спессартин и окислы марганца. Среднее содержание железа в рудах на разных участках колеблется от 26,23 до 34,08%. Постоянно присутствует марганец от 0,1 до 8,29%. Руды легкообогатимые. Прогнозные запасы их по Тыйской железорудной полосе оцениваются БТГУ в 1,1 млрд. т до глубины 300 м. Видимо, так же можно оценить перспективы Абчадской полосы.

В Восточном Саяне и нагорье Сангилен (Тува) тоже известны сравнительно крупные месторождения железистых кварцитов этого формационного типа. Рудные тела Сыдинского месторождения в Восточном Саяне залегают среди кварц-сланцевых, серицит-хлоритовых, хлорит-актинолитовых, кварц-альбит-серицит-хлоритовых, известковистых сланцев с прослоями кварцитов и метаэффузивов основного состава. Рудоносная зона прослеживается на 7 км при мощности 150—200 м, отдельные рудные тела — до 500 м при мощности до 70 м. Общая протяженность рудной структуры, включающей также Джебское и Чибижекское месторождения, составляет 60 км. Руды полосчатые, плейчатые, массивные, состоят из гематита, магнетита, маррита, кварца с примесью полевого

шпата, хлорита и амфибола. В магнетитовых рудах много пирита. Среднее содержание железа в рудах около 35%, кремнезема 25,51, фосфора до 0,51, серы до 0,04%. Общие с прогнозными запасы Сыдинского месторождения оцениваются в 250 млн. т, а всего района — в 600 млн. т (Андреев, Курцерайте, 1977).

Железистые кварциты нагорья Сангилен в Тувинской АССР залегают среди хлоритовых, хлорит-серицитовых и хлорит-эпидотовых сланцев и образуют две рудоносные полосы протяженностью более 30 км, приуроченные к крыльям синклинали. По данным Красноярского ГУ, наиболее изучены здесь Мугурское, Арысканское, Мюренское и Кескелигское месторождения. Рудные тела Мугурского месторождения имеют длину до 2,5 км и мощность до 70 м. Руды средне- до крупнозернистых полосчатые сложены магнетитом, мартитом, а также кварцем, биотитом, амфиболом и хлоритом. Среднее содержание железа 38—40%, серы 0,17, фосфора 0,32%. Общие с прогнозными запасы руды Мугурского месторождения оцениваются О. В. Андреевым и Ш. Д. Курцерайте (1977) в 500—600 млн. т до глубины 500 м, а общие запасы перспективных районов нагорья Сангилен — 1,4—1,7 млрд. т.

В Западном Саяне выделяются Джебашская, Джойская и Кантегирская полосы рудопроявлений железистых кварцитов протяженностью до 40 км. Общая длина перспективной зоны достигает 230 км. Железистые кварциты магнетитового, гематит-магнетитового и гематитового состава залегают среди хлоритовых, хлорит-серицитовых, хлорит-эпидотовых, реже хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев с прослоями метабазитов. Они образуют рудные тела мощностью до 40 м и длиной до 400 м. Содержание железа в рудах до 40%, обычно 10—25% (Андреев, Курцерайте, 1977). На Джебашском месторождении отмечаются прослои пьомонитовых кварцитов. Запасы выявленных месторождений незначительны. Район изучен очень слабо.

К этому же типу формаций принадлежат, видимо, проявления железистых кварцитов в верхнепротерозойских отложениях Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Енисейского края. По ряду признаков охарактеризованный тип железисто-кремнистых формаций близок к типам тимискаминг и та-конитовому, по Л. Н. Формозовой (1973).

#### ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТО-МЕТАБАЗИТОВЫЙ ТИП ФОРМАЦИИ

Своеобразный формационный тип высокоглиноземистых железистых кварцитов выявлен работами Якутского ГУ на южной окраине Алданского щита в бассейне р. Хани. Руд-

ная формация в составе тяньской свиты относится к борсалинской серии верхнего архея. По данным В. А. Кудрявцева и Р. Н. Ахметова (1977), свита в нижней части сложена глиноземистыми гнейсами, силлиманит- и кордиерит-биотитовыми, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовыми сланцами, ортоамфиболитами, которые перекрываются железорудным горизонтом. Верхи разреза слагают безрудные кварциты. Общая мощность свиты 700 м. Рудный горизонт сложен переслаивающимися гематитовыми, железнослюдково-мартиновыми кварцитами, железистыми лютогенитами, лютогенитами с мелкими пластами и линзами магнетитовых руд. Мощность рудного горизонта около 50 м, протяженность на разных участках от 5 до 19 км.

Руды и железистые кварциты массивные и полосчатые. Главный рудный минерал — гематит, реже встречаются мартит, магнетит. В виде постоянной примеси отмечаются ильменит и рутил. В целом руды средние и бедные труднообогащаемые с глиноземистой и глиноземисто-кремнистой пустой породой, повышенным содержанием титана, ванадия и кобальта. Общие запасы руды Ханинского района, заключенной в двух горизонтах, составляют 0,9 млрд. т до глубины 500 м (Кудрявцев, Ахметов, 1977). В. А. Кудрявцев и Р. Н. Ахметов рудную формацию Ханинского района относят к глиноземисто-кремнистому типу и сопоставляют с кондалитами Индии и железистыми кварцитами верхнеалданской свиты Алданского щита.

### ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-РИОЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫЙ ТИП ФОРМАЦИИ

К формации этого типа относятся широкоизвестные месторождения девонских краснополосчатых кремнисто-гематитовых руд и их метаморфизованных аналогов на Алтае и, вероятно, нижнекембрийские гематит-магнетитовые месторождения Восточного Саяна (Белокитатский район).

Рудные тела Белокитатского месторождения залегают среди переслаивающихся туфов кислого состава, альбитофиров, метапесчаников и филлитовидных сланцев с горизонтами кремнистых яшмовидных пород нижнего кембрия. Рудный горизонт подстилается существенно вулканическими, а перекрывается осадочными породами. По данным Красноярского ГУ, рудные тела пластовой и линзообразной формы прослеживаются на расстояние 0,5—1,5 км при мощности 1,7—18,0 м, образуя рудную зону длиной более 10 км. Ритмично полосчатые руды состоят из магнетита, гематита, кварца, апатита, хлорита, кальцита, биотита. Участками они обога-

щены пиритом и пирротином. Среднее содержание железа в рудах 20—30% редко 40%. Пустая порода кремнеземистая. Кроме того, присутствуют глинозем 1,5%, магнезия 0,5, окись марганца до 0,5, фосфор 0,25%, примесь ванадия и германия (Чаиркин, Заляляев, 1970). Прогнозные запасы руды Белокитатского месторождения составляют 200—250 млн. т, а всего рудного района 600—800 млн. т (Андреев, Курцерайте, 1977).

Девонская железоносная формация Алтая изучена более полно по сравнению с другими железисто-кремнистыми формациями Сибири (Калугин, 1970, 1972; и др.). Формирование железоносных осадков происходило в наложенных мульдах и протяженных приразломных прогибах. До 50—70% мощности формации принадлежит туфам, игнимбрикам и эффузивам риолитовых, дацитовых и трахитовых порфиров, кератофиров. В значительно меньшем количестве встречаются средние и основные вулканиты. Общая мощность формации до 1,5 км (Калугин, 1970). Среди вулканогенно-осадочных пород, развитых преимущественно в надрудной части разреза толщи, преобладают туффиты, вулканомиктовые, реже глинистые, карбонатные и кремнистые осадки. Региональный метаморфизм пород слабый, достигающий местами зеленосланцевой фации. Контактный метаморфизм проявлен более интенсивно.

Общая прослеженная длина рудного горизонта на некоторых месторождениях достигает 15 км, мощность его колеблется от первых метров до десятков при мощности пластов руды до нескольких метров. В участках более сильного регионального и особенно контактового метаморфизма за счет гематитовых руд и туффитов образуются магнетит-гематитовые и магнетитовые кремнистые руды, представляющие практический интерес. Неметаморфизованные кремнисто-гематитовые руды Алтая, по А. С. Калугину и другим, содержат гематит, перемытую вулканокластику, хорошо сохранившийся вулканический пепел, новообразования кварца, гидрослюда, турмалина, барита и других более редких минералов. В ряде случаев кремнисто-гематитовым рудам сопутствует марганцевая минерализация. Руды отличаются ярко выраженной горизонтальной и более сложной слоистостью. Они поразительно похожи на краснополосчатые джеспилиты докембрийских формаций (Калугин, 1970, 1972).

Среднее содержание железа в рудах для разных месторождений колеблется от 20 до 54%, кремнезема 25—55, глинозема 3—7, магнезии 0,20—2,0, извести 0,20—1,5, щелочей 0,50—3,4, фосфора 0,02—0,5, марганца 0,02—0,10%. Геологические запасы кремнистой гематитовой, магнетит-гематитовой и магнетитовой руд со средним содержанием железа 30% оцениваются нами до 1 млрд. т.

Аналогами Алтайской железисто-кремнисто-риолито-кератофировой формации являются докембрийские лептитовая и порфиристо-лептитовая железисто-кремнистые формации Швеции и других районов.

Из приведенного краткого обзора железисто-кремнистых формаций Сибири и их перспективной оценки (см. таблицу) можно сделать следующие выводы.

1. В Сибири выделяется пять главных железисто-кремнистых формаций вулканогенно-кремнистого ряда. Самые крупные прогнозные запасы железистых кварцитов связаны с метабазит-лептитовой — 11,6 млрд. т, метабазит-сланцевой — 6,4 и метабазитовой — 3,1 млрд. т железисто-кремнистыми формациями. Далее идут риолито-кератофировая — 1,8 и глиноземисто-метабазитовая — 0,9 млрд. т.

2. Выделяется шесть основных эпох развития железисто-кремнистых формаций Сибири: нижне- и верхнеархейская, нижне- и верхнепротерозойская, нижнекембрийская и среднедевонская. Самые крупные из них по прогнозным запасам руды — верхнеархейская — 12,5 млрд. т и верхнепротерозойская — 6,4 млрд. т.

3. Самыми крупными районами с месторождениями железистых кварцитов являются Чаро-Токкинский на Алданском щите с прогнозными запасами легкообогатимой руды 10 млрд. т до глубины 500 м, Прибайкальский — 4,6 и Восточно-Саянский — 3,2 млрд. т. Они и представляют особый интерес для первоочередных геологоразведочных работ.

4. При общих громадных прогнозных запасах железистых кварцитов на долю категориальных запасов приходится ничтожно малое количество — всего 1,6% по категориям  $C_1 + C_2$ , т. е. практически месторождения железистых кварцитов Сибири до сих пор не разведывались.

5. Несмотря на большие поля развития железистых кварцитов в Сибири, среди них пока не обнаружены достаточно крупные месторождения богатых окисленных руд белгородского и саксаганского типов. Видимо, это связано с тем, что исследовались лишь месторождения, выходящие на поверхность, тогда как богатые окисленные руды связаны с погребенной корой выветривания по железисто-кремнистым породам. В этом отношении представляют интерес и рекомендуются для поисковых работ неглубоко погруженные участки мощных горизонтов железистых кварцитов под чехол платформенных отложений с отвечающими им интенсивными гравитационными и слабыми магнитными аномалиями. Вероятность проявления мощных древних кор выветривания на железистых кварцитах и их практический интерес для обнаружения богатых окисленных руд отмечались ранее А. С. Калугиным (1974), а применительно к Чарской железорудной зоне Алданского щита В. М. Кравченко (1975).

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев О. В., Курцерайте Ш. Д. Железистые кварциты Красноярского края и Тувинской АССР.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 58—63.
- Биланенко В. А., Ворона И. Д., Кравченко В. М., Сафонов А. М., Фрумкин И. М. Перспективная оценка месторождений железистых кварцитов Алданского щита.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 106—114.
- Дымкин А. М., Сараев С. В. Формация железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 73—87.
- Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., «Недра», 1970. 176 с.
- Калугин А. С. Геология и генезис руд типа железистых кварцитов в девонских отложениях Алтая.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 175—188.
- Калугин А. С. К программе тематических исследований по железным рудам Сибири.— В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 124—133. (Труды СНИИГГИМС, вып. 191).
- Кассандров Э. Г., Горелов Г. Ф., Марнич В. А., Соколова Н. И. Геология и состав железистых кварцитов Чаро-Токкинского района Якутии.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 46—62.
- Кравченко В. М. Перспективы поисков богатых руд железисто-кремнистых формаций в Чарской железорудной зоне Алданского щита.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1975, с. 78—83. (Труды СНИИГГИМС, вып. 216).
- Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н. Геологическое строение и железные руды Ханинского района.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 63—68.
- Миرونюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.
- Мокшанцев К. Б., Петров А. Ф. Тектоническая природа, распространенность и формации докембрийских железосодержащих образований восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 47—57.
- Момджи Г. С. Железорудные формации подвижных зон СССР (классификация и закономерности размещения).— «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 71—79.
- Первого В. А. Алданская железорудная провинция. М., «Недра», 1966. 116 с.
- Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко.— В кн.: Геология и петрология Докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 110—134.
- Росляков Г. В., Ширяев П. М., Копылевич И. Л., Учитель М. С., Барышев А. С. Железорудные месторождения Иркутской области.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 39—60. (Труды СНИИГГИМС, вып. 96).
- Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 138—147.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973. 172 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 250).

Чаиркин В. М., Заляляев В. К. Белокитатское месторождение.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 99—100. (Труды СНИИГГиМС, вып. 96).

Шафеев А. А., Барышев А. С., Тигунов Л. И. Особенности геологического строения месторождений железистых кварцитов Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 64—73.

Шобогоров П. Ч., Дарижапов А. Д., Замашников М. Е. Железистые кварциты Северного Прибайкалья.— В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 88—93.

*И. А. Калугин, А. С. Лапухов, Г. А. Третьяков,  
А. Ф. Джуринский*

## ЭЛЕМЕНТЫ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ЗОН И КОНТАКТОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ С ГРАНИТОИДАМИ НА ТАРЫНАХСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

*(Южная Якутия)*

Настоящая статья посвящена исследованию структурных и вещественных особенностей железных руд Тарынахского месторождения — одного из наиболее перспективных объектов в зоне промышленного освоения БАМ. Авторами отобран новый фактический материал, полученный в ходе разведки месторождения, детально изучены типовые разрезы рудных залежей и петрохимические характеристики руд. Кроме того, привлечен тренд-анализ пространственного распределения железа общего, мангетитового и силикатного. Особое внимание уделялось вопросам преобразования полосчатых руд в процессе метаморфизма и гранитизации. Исследования показали, что последний фактор является одним из ведущих в изменении текстурного облика руд. Он обуславливает частичное растворение магнетита, миграцию железа из зон мигматизации и сопряженное отложение его в силикатах среды окружающих пород и руд.

Железооруденение в Ималыкском районе Чарской железорудной субпровинции Алданского щита изучается сравнительно недавно. По данным геологических съемок и региональных обзоров намечены общие геологические закономерности его тектонического, формационного и метаморфического контроля (Ворона и др., 1972; Геологические формации..., 1976). Рудоносные толщи верхнего архея на территории Чаро-Олекминской складчатой системы слагают пять меридионально вытянутых структур типа палеоавлакогенов, наложенных на более древний консолидированный фундамент, представленный олекминской серией. В связи с общим струк-

турным планом есть основания полагать, что ареалы хемогенно-осадочного железоруднения имели полосовидную линейно вытянутую форму в соответствии с морфологией удлиненных грабенов. Кремнисто-железистые горизонты приурочены к продуктивной борсалинской серии верхнего архея, причем они довольно четко стратифицированы в верхних частях разреза темулякитской свиты. Рудоносная толща состоит из биотитовых и амфиболовых гнейсов и лейкократовых лептитовых гнейсов в переслаивании с амфиболитами и кристаллосланцами — биотитовыми, мусковитовыми, куммингтонитовыми, реже гранатовыми, турмалиновыми. Характерно отсутствие карбонатных горизонтов (Миرونюк и др., 1971; Петров, 1976). По составу слагающих породных групп с участием лептитов и амфиболитов железисто-кремнистая формация отнесена к лептит-метабазитовому типу, характерному для формаций Балтийского щита (Кравченко, 1975). По составу руд, ассоциации их с гнейсами и мигматитами и возрасту, установленному на рубеже древнее 2600 млн. лет (Кассандров и др., 1977), описываемая формация ближе всего к месторождениям, известным в США, штат Вайоминг, район Уинд-Ривер (Бейли, Джеймс, 1975). Подобные руды, залегающие в разрезах с метавулканитами, относятся к Алгомскому типу железистых кварцитов, для которого характерны резкие фациальные изменения и колебания мощностей пластов.

Вмещающие породы и железистые кварциты характеризуются метаморфическим парагенезисами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Кицул, 1971). Руды и породы участвуют в совместных складчатых деформациях. По характерным минеральным ассоциациям руд, преобладанию полосчатых текстур и незначительным масштабам метаморфогенного перераспределения вещества, описываемую кремнисто-железистую формацию уже сейчас можно отнести к прометаморфической формации амфибол-магнетитовых кварцитов (по В. Г. Пономареву, Н. Л. Добрецову, 1976), со следующими минеральными типами: кварц-куммингтонит-магнетитовым, биотит-амфибол-магнетитовым, гранат-биотит-куммингтонит-магнетитовым и кварц-гематит-магнетитовым. Метаморфизм этого класса формаций обычно является изохимическим, он почти не создает новых рудных концентраций и не сопровождается заметным переотложением рудного вещества. В рудных полях широко развиты соскладчатые гранитоиды, нередко составляющие до половины разреза рудных зон в тесном чередовании с рудами. В этом отношении Тарынахское месторождение железистых кварцитов в Якутии представляет редкий в рудной геологии пример тесного пространственного совмещения гранитных мигматитов и железных руд.

Метаморфизм и гранитизация железных руд сопровожда-

ются здесь разнообразными переходами железа из окислов в силикаты и обратно, в связи с чем участками меняется минеральный состав и технологические свойства руд. Предлагаемая статья содержит первые результаты оценки влияния гранитообразования на состав руд и выяснения закономерностей их пространственного размещения.

### МИГМАТИЗАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

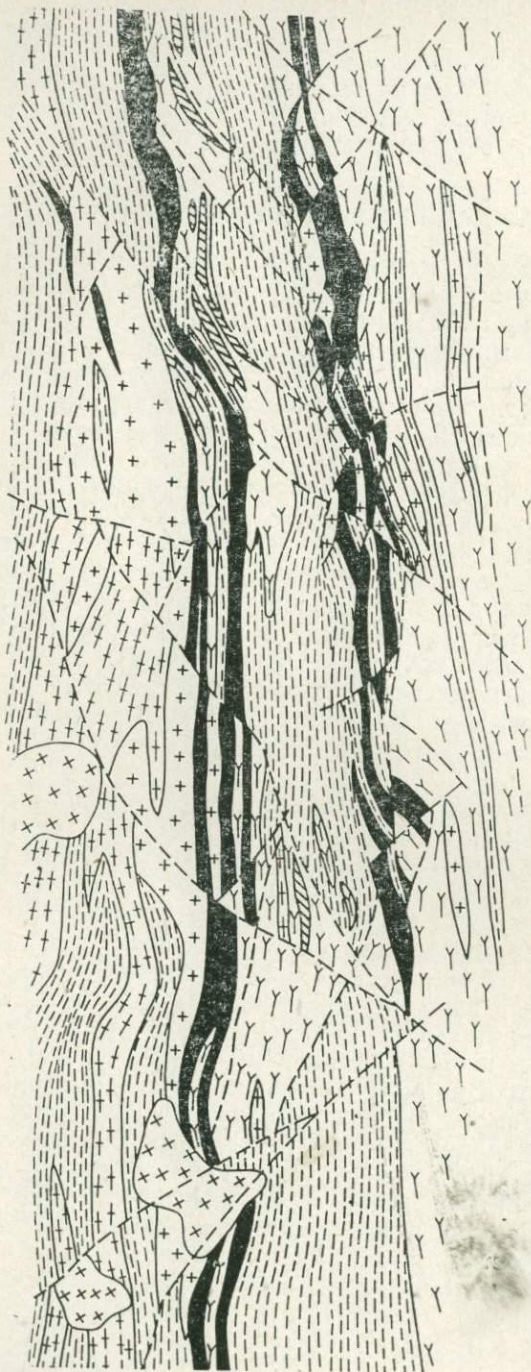
На геологической схеме Тарынахского месторождения (рис. 1) видно, что с западной стороны к рудному горизонту примыкает массив лейкократовых гранитов, сопровождаемый широкой зоной мигматизации кристаллических сланцев и железистых кварцитов. Продуктом взаимодействия кварц-куммингтонит-магнетитовых кварцитов и гранитов являются (биотит)-роговообманково-кварц-магнетитовые руды.









Негранитизированные железистые кварциты в разрезах чередуются с кристаллическими сланцами и гнейсами. Руды имеют существенно кварц-куммингтонит-магнетитовый и реже кварц-магнетитовый состав. Внешне они тонкополосчатые, нередко плейчатые. Отдельные рудные и нерудные полоски, даже небольшой толщины (до 1 мм), имеют значительную протяженность, не прерываясь в плейчатых агрегатах в пределах крупных штуфов (рис. 2).

Величина зерен магнетита колеблется от сотых до десятых долей миллиметра. В сростаниях с куммингтонитом минерал относительно более крупнозернистый, чем в ассоциации с кварцем.

Структуры руд нематогранобластовые, с хорошо выраженной ориентировкой по сланцеватости кристаллов куммингтонита и сростков магнетита. Только в замковых частях мелких складок амфибол ориентирован по осевой плоскости, в секущем положении к полосчатости. В целом структура железистого кварцита указывает на синтектонический тип кристаллизации руды, лишь в отдельных случаях отмечаются структуры цементации куммингтонита магнетитом, подчеркивающие относительную мобильность рудного вещества. Куммингтонит в шлифах бесцветный, характеризуется погасанием, близким к прямому, полисинтетическим двойникованием. Минерал имеет довольно высокую железистость, колеблющуюся в пределах 50—80% (по данным оптических констант и химического анализа, табл. 1), что типично для подобных руд, метаморфизованных в амфиболитовой фации.

В контактах руд с вмещающими породами (биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами) обычно наблюдаются узкие — до первых метров — зоны биотит-гранатовых сланцев и слюдитов. Распределение Fe—Mg в сосуществующих минералах этих пород (см. табл. 1) дает температуру 710°C по гео-



- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8



*Рис. 2.* Плойчатая текстура куммингтонит-кварц-магнетитовой руды. Светлое — полосы магнетита, темное — кварца. Штуф. Нат. вел.

термометру Л. Л. Перчука (1970). Аналогичные величины 680 и 715° получены для анализов, приведенных в работе А. А. Глаголева с соавторами (Глаголев и др., 1977).

*Рис. 1.* Схема геологического строения Тарыхского железорудного месторождения. Составлена по материалам А. М. Сафонова, В. Б. Шаммазова, С. А. Горбачевского.

Метаморфическая толща борсалинской серии (Ag<sub>2</sub>): 1 — кристаллические сланцы и гнейсы, 2 — амфиболовые кристаллосланцы и амфиболиты, 3 — железорудный горизонт; магматические образования: 4 — гранитогнейсы и лейкократовые граниты, 5 — гранитогнейсы и мигматиты, 6 — метаультрабазиты, 7 — сиениты (Mz); 8 — дизъюнктивные нарушения.

Таблица 1

## Химический состав силикатов Гарынахского месторождения

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37,50	38,50	50,20	44,60	51,60
TiO <sub>2</sub>	0,07	2,16	0,685	1,44	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,00	15,80	6,99	9,67	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,30 *	1,40	1,63	3,30	0,95
FeO	—	14,97	12,50	12,65	33,00
MnO	0,70	0,04	0,36	0,45	2,60
MgO	8,30	14,40	12,30	12,40	9,50
CaO	2,30	0,24	11,20	11,30	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,33	0,82	1,17	0,05
K <sub>2</sub> O	0,58	7,56	0,46	0,58	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	3,82	2,14	1,75	1,77
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,02	—
SO <sub>3</sub>	—	0,21	—	0,09	—
F	—	0,175	—	0,07	—
П. п. п.	1,41	4,30	2,30	2,16	—

Сумма	100,41	100,26	99,44	99,92	100,26
-------	--------	--------	-------	-------	--------

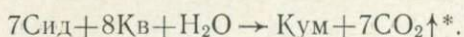
## Количество катионов

Si	2,93	2,87	7,33	6,51	7,95
Ti	0,01	0,12	0,07	0,16	0,05
Al	2,12	1,39	1,21	1,67	—
Fe <sup>3+</sup>	1,72 *	0,08	0,18	0,37	0,11
Fe <sup>2+</sup>	—	0,93	1,53	1,54	4,25
Mn	0,05	0,04	0,04	0,06	0,34
Mg	0,97	1,60	2,68	2,70	2,19
Ca	0,19	0,02	1,75	1,77	0,03
Na	—	0,04	0,19	0,33	0,02
K	—	0,73	0,09	0,11	0,01
OH	—	1,70	2,11	1,70	1,96
F	—	0,04	—	0,33	—

Примечание. 1 — гранат из гранат-биотитового сланца, скв. 17, гл. 164 м; количество катионов дано в пересчете на 12 (0). 2 — биотит из гранат-биотитового сланца, скв. 17, гл. 150 м; количество катионов дано в пересчете на 10 (0). 3 — роговая обманка из амфиболита, пр. 381. 4 — роговая обманка из амфиболита, Ималькский уч., скв. 1024, гл. 52 м. 5 — куммингтонит из хлорит-гранат-куммингтонитового сланца, скв. № 17. Количество катионов в амфиболах дано в пересчете на 22 (0). Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН ССРСР, аналитик Л. С. Зоркина.

\* Принимается, что все катионы железа в гранате находятся в двухвалентной форме.

Редкое появление диопсид-геденбергитового пироксена ( $Nm=1,697$ ,  $cNg=45^\circ$ ,  $+2V=59^\circ$ ) в рудной зоне подтверждает довольно высокотемпературный характер метаморфизма. Традиционно считается (Глаголев, 1966; Клейн, 1975), что куммингтонит-грюнерит образовался при декарбонатизации сидерита по реакции последнего с кремнеземом из смежных слоев в присутствии воды.



Сам по себе процесс осуществляется, по-видимому, со значительным уплотнением ( $\sim$  на 25%), если судить по молекулярным объемам твердых фаз (Справочник..., 1975). При наличии полос первично окисной рудной минерализации он может привести к обогащению руды при метаморфизме (Глаголев, 1966; Кравченко, 1975). Куммингтонитизация железистых кварцитов обусловлена региональным метаморфизмом. Гранитизация проявляется позднее и накладывается на охарактеризованные руды.

Лейкократовые граниты и мигматиты непосредственно не соприкасаются с описанными выше рудами. Между ними всегда имеется широкая зона контактово-реакционного взаимодействия, сложенная «гранитизированными» рудами.

По Р. Н. Ахметову (устное сообщение), в Ималыкском районе распространены раннескладчатые гранитоиды: гранитогнейсы биотит-амфибол-микроклин-олигоклаз-кварцевого состава, гнейсовидные граниты, более лейкократовые и более однородные чем первые, а также массивные лейкократовые граниты кварц-микроклин-олигоклазового «эвтектоидного» состава. Последние связаны друг с другом постепенными переходами. Среди мигматизированных руд наблюдаются кварц-микроклин-пертитовые и кварц-олигоклаз-микроклиновые мигматит-граниты. Все они макроскопически неоднородны.

В гранитоидах преобладают гетерогранобластовые и blastocataclastic структуры. Зеленая роговая обманка и биотит обычно образуют в породах порфиروبласты, пятнистые скопления и даже жилки, что указывает на их запаздывающую кристаллизацию относительно полевых шпатов и кварца. В свою очередь, биотит (с эпидотом) местами замещает роговую обманку.

Наряду с мелко- и среднезернистыми полосами и линзами гранитного материала в рудах часто встречаются одиночные крупные порфиروبласты, пятна, линзы и другие обособ-

\* Здесь и далее в статье: Сид — сидерит, Кв — кварц, Кум — куммингтонит, Мг — магнетит, Плаг — плагиоклаз, Р. обм. — роговая обманка.

Химический состав межрудных гранит-магнетитов

Номер образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п. п.		Сумма
										П.	п.	
Я-46	74,5	—	13,62	1,2	0,05	0,30	0,70	0,54	8,84	0,52		110,25
1024—220	75,0	—	13,2	1,5	—	0,45	0,60	3,0	5,84	0,9		100,49
Я-12	69,0	0,54	16,4	3,2	0,06	0,60	1,70	3,08	5,14	1,1		100,82
Я-34	75,0	0,13	13,7	1,0	—	0,60	1,0	4,08	2,36	1,22		99,09

Примечание. Обр. Я-46 — профиль 340, канава 352, из прослоев в кварцевообманково-магнетитовой руде; обр. 1024—220 — Ималыкский уч., из контакта с рудой; Я-12 — профиль 147, гнейсогранит с пятнами темноцветов; Я-34 — канава 347, натролептитовый гнейс. Анализы выполнены на квантометре в ИГиГ СО АН СССР.

ления грубозернистого кварца или полевого шпата. Их внешние очертания согласуются с ориентировкой полосчатости. Отдельные лейкократовые прослои дифференцированы на кварцевые и полевошпатовые полосы. Перечисленные особенности строения свидетельствуют об отсутствии признаков магматического вторжения мигматитов, которые сформировались, по-видимому, метасоматически и путем плавления на месте.

Рудовмещающие мигматит-граниты на месторождении несколько различаются по составу щелочей. Здесь выделяются биотитовые и амфиболовые гранитогнейсы, а в группе лейкократовых гранитоидов — серые натролептитовые и розовые калилептитовые гнейсы (табл. 2). Соотношения щелочей в породах обусловлены, вероятно, не только первичным составом субстрата, но и эволюцией самих гранитоидов. Петрохимически вполне определенно показано увеличение калиевости и лейкократовости поздних фаз комплексов (Р. Н. Ахметов, устное сообщение). Для Тарынахского месторождения подмечено соответствие петрохимического типа гранитоидов с минеральным составом руд. В зонах гранитизации развиты роговообманковые (в связи с калинатровыми) и биотитовые (в связи с калиевыми гранитоидами) разности руд.

Гранитизированные руды. В типичных разрезах рудной зоны Тарынахского месторождения, содержащих мигматиты (например, профиль 323 через западный горизонт), преобладают роговообманково-кварц-магнетитовые (с биотитом) руды. Собственно рудные вкрапленные и неяснополосчатые агрегаты в них чередуются с полосами и линзами мелко- и среднезернистого или пегматоидного гранита (рис. 3). В рудах вблизи контакта с гранитом наблю-



*Рис. 3.* Сложно деформированные обособления гранитного материала (белое) во вкрапленной кварц-роговообманково-магнетитовой руде. Штуф. Нат. вел.

даются полоски и линзочки слабонакристаллизованного калишпата. В некоторых случаях в руде краевые каемки шириной 2—10 мм обогащены магнетитом, содержат в под-

чиненном количестве биотит или амфибол и почти лишены кварца. В свою очередь, со стороны «эндоконтакта» к руде прилегает узкая (2—10 мм) зонка концентрации амфибола или биотита, которые в составе гранита уже почти не участвуют. Необходимо подчеркнуть, что величина зерен магнетита в описываемых рудах в среднем больше, чем в кварц-куммингтонитовых разностях. Роговая обманка в отличие от куммингтонита, как правило, не обнаруживает ориентировки по сланцеватости. При чередовании в руде новообразованных роговообманково-магнетитовых и реликтовых кварц-куммингтонит-магнетитовых агрегатов первые всегда более крупнозернисты. Распространены явления псевдоморфного замещения куммингтонита роговой обманкой в зонах усиления процессов гранитизации.

По типу щелочей различаются зоны натровой и калиевой гранитизации руд. Каждая из зон характеризуется общим признаком — растворением рудного железа (окислов) и фиксацией его в силикатах (в закисной форме). Интенсивность этого процесса в упомянутых зонах неодинакова. При существенно натровой гранитизации наиболее распространенным реакционным силикатом является амфибол типа роговой обманки (см. табл. 1). Широкие масштабы гранитизации могут привести сильному разубоживанию и даже полному растворению первичных руд, особенно их бедных разностей. Возможно, в результате подобных процессов образовались магнетитсодержащие амфиболиты, распространенные в железистых горизонтах.

В зонах калиевой гранитизации железистых кварцитов растворение железа происходит в меньших масштабах, поскольку распространенность биотитсодержащих руд значительно уступает амфиболовым разностям. В связи с более высокой основностью калия по сравнению с натрием здесь обычно поддерживается более окислительная среда, способствующая в конечном счете лучшей сохранности окиснорудных концентраций. Биотит в рудах кристаллизуется позже роговой обманки, замещая ее (в парагенезисе с эпидотом), нередко с появлением синезеленых разностей.

Некоторые петрохимические следствия процесса гранитизации обнаруживаются при корреляционном анализе химического состава руд. В выборку из 38 анализов штUFFов руд (по данным Чаро-Токкинской ГРЭ, СНИИГГиМСа и авторским) вошли руды кварц-куммингтонит-магнетитового и роговообманково-биотит-магнетитового типов с количеством  $MgO + CaO \geq 2\%$  в безжелезистой части. Изучение позволило выявить следующие группы «генетических» связей, которые статистически не зависят от изменчивости остальных компонентов (частные коэффициенты корреляции значимы) (табл. 3):

## Корреляционные связи компонентов в безжелезистой части руд, пересчитанной на 100%

Парная корреляция	Корреляция при фиксированных значениях				
	Si	Al	Fe <sub>общ</sub>	Mg	Ca
Si—Al=0,73		-0,88	-0,73	-0,92	-0,74
Si—Mg=0,55		-0,69	-0,60		-0,45
Si—Ca=0,68		0,40	-0,71	-0,62	
Mg+Ca=0,36		-0,37	0,52		
Fe—Ca=0,39	-0,47			-0,54	
Al+Ca=0,32	-0,35			0,37	
	Al—Mg=0,82				
	Fe+Mg=0,38				0,48
Al+Na, K=0,66	0,49		0,67	0,67	0,67
Al+п.п.п.=0,64	0,59		0,63	0,66	0,67
Fe <sup>2+</sup> +Mg=0,48	0,48	0,48	0,41		0,51
Mn+Mg=0,45	0,33	0,45	0,42		0,44
Na, K+п.п.п.=0,66	0,59	0,41	0,67	0,65	0,66

Примечание. Приведены только значимые коэффициенты корреляции. При  $n=38$ ,  $r_{01}=31$ ,  $r_{05}=0,40$ . Для краткости элементы указаны вместо окислов. Знак (+) обозначает положительную связь, знак (-) отрицательную. Прочерк указывает на отсутствие значимого частного коэффициента корреляции на месте соответствующего парного коэффициента.

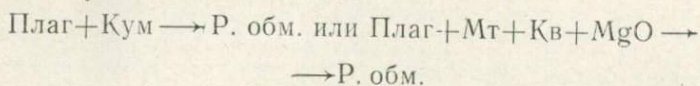
1) Si  $\pm$  Al; Si  $\equiv$  Mg; Si  $\equiv$  Ca. Для кремнезема характерны отрицательные связи с компонентами полевошпатовой — «гранитной» (Al) и щелочноземельной — «околорудной» (Mg, Ca) групп. Это указывает на десиликацию — вынос данного первичного компонента из руды при образовании полевых шпатов и Mg, Fe силикатов:

2) Al  $\pm$  Na, K; Al  $\pm$  П. п. п.; Na, K  $\pm$  П. п. п. Глинозем ассоциируется с щелочами и п. п. п., концентрируясь в полевошпате и слюдах. Очевидно, его количество в гранитизированных рудах прямо пропорционально насыщенности их гранитным материалом или продуктами реакций его с рудами — биотитом и роговой обманкой;

3) Fe<sup>2+</sup>  $\pm$  Mg; Mn  $\pm$  Mg; Fe<sup>2+</sup>  $\equiv$  Mn. Данные положительные связи подчеркивают тесный изоморфизм компонентов;

4) Fe<sub>общ</sub>  $\equiv$  Ca; Fe<sup>3+</sup>  $\equiv$  Ca. Эти связи представляют особый интерес. Дело в том, что при отсутствии извести в первичных рудах ее появление обусловлено привносом при

гранитизации. В частности, СаО фиксируется в роговой обманке по реакционным схемам:



Новообразованная роговая обманка захватывает известь плагиоклаза, который должен при этом становиться более кислым, чем в случае отсутствия подобного взаимодействия. Что же касается баланса железа, то по первой схеме замещение куммингтонита не требует его дополнительного привноса. Если же амфиболизация накладывается на кварц-магнетитовые руды, часть рудного железа (по второй схеме) переходит в силикаты. В целом, как показывает отрицательная корреляционная зависимость между кальцием и железом, амфиболизация руд сопровождается уменьшением в них содержания железа — разубоживанием.

Масштабы процесса разубоживания и дифференциации руд оценивались на материалах рядового опробования рудных тел. Анализ гистограммы (рис. 4) показал неоднородность распределения железа магнетитового. Резко выделяются нерудные прослой с небольшим (0—4%) содержанием компонента, а также собственно магнетитовые руды с широким интервалом от 12 до 56% и модой ~24%. В среднем руды бедные, если не учитывать южный фланг рудной залежи (82 профиль).

Представляет интерес распределение в рудах и безрудных прослоях величины ( $\text{Fe}_{\text{общ}} - \text{Fe}_{\text{магн}}$ ), которую можно интерпретировать как железо силикатное (рис. 5). Характерно, что модальные значения железа силикатного в рудах и межрудных прослоях практически одинаковы и составляют около 5%.

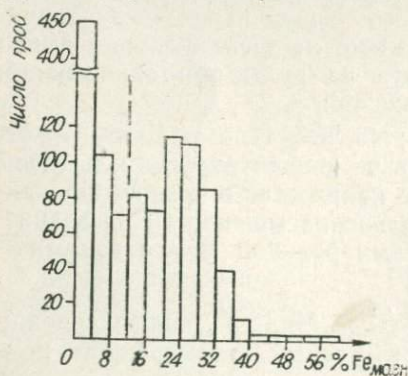


Рис. 4. Гистограмма распределения железа магнетитового в рудах и межрудных прослоях по данным рядового опробования разведочных скважин.

Из этого следует, что при данных  $P$ ,  $T$  и окислительных — восстановительных условиях метаморфизма руд существует некоторый предел содержания силикатного железа в околорудных породах. Этот предел на Тарыхаском месторождении достигается по-разному. Вне зон гранитизации в рудах с куммингтонитом количество  $\text{Fe}_{\text{сил}}$  контролируется первичным содержанием железистого карбоната. В первично окисных, наиболее «инертных» при метамор-

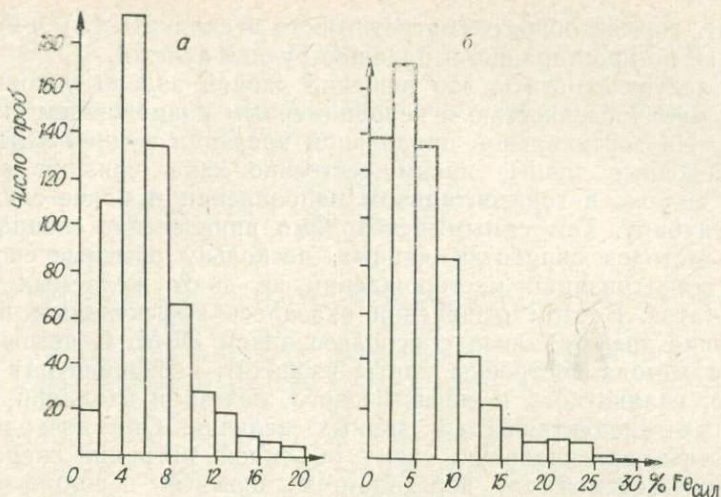


Рис. 5. Гистограммы распределения железа силикатного в рудах (а) и межрудных прослоях (б).

физме (Клейн, 1975) рудах кварц-магнетитового состава железо вообще не входит в силикаты. Наконец, в зонах гранитизации содержание железа силикатного должно контролироваться условиями  $P$ ,  $T$ ,  $P_{O_2}$ . При этом с усилением метаморфизма снижается железистость силикатов, но вместе с тем из-за существенно восстановительных условий все большие массы магнетита будут растворяться, увеличивая объем железистых силикатов, сопровождающих рудные залежи.

Таким образом, гранитизация кремнисто-железистых горизонтов вызывает частичное разубоживание руд за счет растворения окислов и образования силикатов железа, но не выше некоторого определенного уровня содержаний  $Fe_{\text{сил}}$  в породах.

### ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В последние годы ведется энергичная разведка Чаро-Токкинского рудного поля, причем наиболее детально изучен с помощью разведочных канав и скважин Западный фланг рудной залежи и особенно его центральная часть (Тарынахское месторождение). По этому участку уже накоплены тысячи химических анализов бороздовых проб и керн скважин, довольно детально охарактеризована морфология рудной залежи. Эти данные позволяют наметить наиболее общие тенденции изменчивости содержаний магнетита, железа, заключенного в силикатных минералах (железа силикат-

ного), железа общего (магнетитового и силикатного) и мощностей по простиранию и падению рудной залежи.

Следует отметить, что решение данной задачи усложняется малочисленностью и неравномерным размещением скважин. На вертикальной продольной проекции рудной залежи разведочные данные преимущественно характеризуют рудную залежь в горизонтальном направлении и более скудно на глубину. Тем самым необходимо привлечение специальных методов обработки данных, поскольку обычные способы геометризации месторождений не дают желаемых результатов. В этом отношении оказалось эффективным применение тренд-анализа с использованием ЭВМ. С помощью этого метода построены карты изопахит, изоконцентрат общего, силикатного и магнетитового железа и изолиний линейных продуктивностей данных величин. Они позволили наметить оригинальную схему объемной миграции железа, сопровождаемой его переходом из окисных в силикатные формы, связанной с интенсивными процессами гранитизации.

Методика построения трендов. Как отмечалось выше, исследуемая рудная залежь представляет собой пластообразное тело роговообманково-кварц-магнетитовых и кварц-куммингтонит-магнетитовых кварцитов, вытянутое на десятки километров. Падение его крутое, близкое к вертикальному. Границы «рудных тел» и «рудных прослоев» выделяются по бортовому содержанию железа магнетитового, превышающего 12%. Неоднородность внутреннего строения рудной залежи обусловлена перемежаемостью «рудных» и «безрудных» прослоев. Вещественные и структурные характеристики обобщены на вертикальной продольной проекции, куда наносились точки, представляющие собой центры пересечения рудной залежи канавами и скважинами. В этих точках определялись средневзвешенные концентрации общего, силикатного и магнетитового железа, а также суммарные истинные мощности рудной залежи.

Тренд-анализ данных геологических наблюдений уже получил широкое распространение (Романова, 1968; Математическая геология, 1969), однако авторы используют различные аппроксимирующие функции. В настоящей работе использована программа «Тренд-1», составленная В. В. Зуенко (Программы..., 1972). Алгоритм программы основан на нахождении приближенного многочлена ( $\Phi(x, y)$ ) по методу наименьших квадратов для функции  $f(x, y)$ , заданной в конечном числе точек  $N$ . Приближенный многочлен  $\Phi(x, y)$  рассчитывался с помощью ортогонального полинома Чебышева:

$$\Phi(x, y) = \sum_{i=0}^m c_i \Psi_i(x, y), \quad (1)$$

где  $m=3, 6, 10, 15$  — число членов многочлена первой, второй, третьей и четвертой степени;  $\Psi_i$  — ортогональные полиномы Чебышева.

Для расчета полиномов Чебышева использовались следующие выражения:  $\Psi_0=1$ ;

$$\Psi_m = \Psi_m - \sum_{i=0}^{m-1} \frac{[\varphi_m - \Psi_i]}{[\varphi_m \cdot \Psi_i]} \cdot \Psi_{m-1}, \quad (2)$$

где  $[\varphi_m \cdot \Psi_i] = \sum_{j=1}^N \varphi_m(x_j, y_j) = \Psi_i(x_j, y_j)$ ; здесь  $j$  — номер точки;  $\varphi_m(x, y)$  —  $m$ -й член разложения функции  $\Phi(x, y)$ . Уравнение четвертой степени ( $n=4$ ) имеет вид:

$$\Phi(x, y) = c_0 + c_1x + c_2y + c_3x^2 + c_4xy + c_5y^2 + c_6x^3 + c_7x^2y + c_8xy^2 + c_9y^3 + c_{10}x^4 + c_{11}x^3y + c_{12}x^2y^2 + c_{13}xy^3 + c_{14}y^4. \quad (3)$$

Среднеквадратичная погрешность определяется по формуле

$$V = \sqrt{\frac{\sum [f(x_i, y_i) - \Phi(x_i, y_i)]^2}{N-1}}. \quad (4)$$

В случае равномерной сети теоретически минимальное количество точек, необходимое для построения поверхности первой степени, составляет 3, второй — 7, третьей — 11, четвертой — 16 и т. д. Как показывает опыт, для надежного построения тренд-поверхности это число точек необходимо увеличить в 1,5—2 раза, однако дальнейший рост числа наблюдений существенно не меняет структуру аппроксимирующей поверхности. Минимизация числа наблюдений, основанная на особенностях тренд-анализа, позволяет выявить тенденции поведения рудных компонентов на глубину уже на ранних стадиях разведки месторождений. Уравнения аппроксимирующих поверхностей можно использовать и для обоснованного подсчета запасов.

Из-за ограниченного количества скважин и неравномерности сети точек пересечения рудной залежи возможна аппроксимация исходных данных поверхностями тренда не выше второй, реже третьей степени. В качестве примера рассмотрим характер распределения изопакит.

### МОДЕЛИ МОРФОЛОГИИ РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ

На крупномасштабной геологической карте (см. рис. 1) Восточная и Западная рудные залежи изображаются в виде узких лент, вытянутых в субмеридиональном направлении на десятки километров. В центральном, наиболее детально

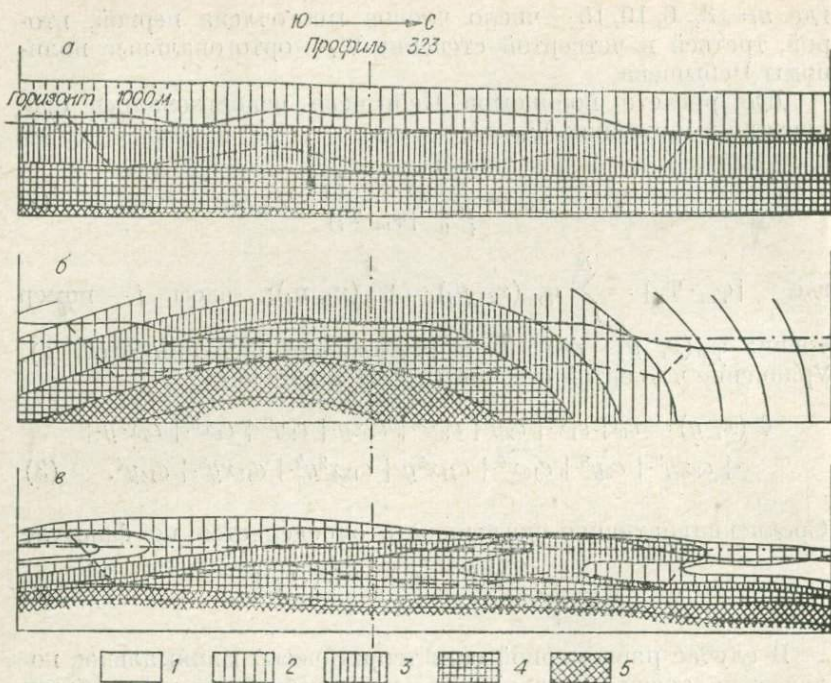


Рис. 6. Пример построения поверхностей тренда первого (а), второго (б) и третьего (в) порядков, аппроксимирующих изменения мощностей на вертикальной продольной проекции рудной залежи Тарыхского месторождения. Сплошной линией показана современная поверхность, штриховой — нижняя граница разведки.  $1 < 2 < 3 < 4 < 5$  — значения изолиний мощностей рудной залежи в усл. ед. Аналогичные обозн. приняты ниже.

разведанном участке рудного поля, показаны плавные пережимы, раздувы мощности рудной залежи, незначительные флексурные изгибы, местами расщепление рудной залежи на серию маломощных тел, перемежающихся с безрудными прослоями. Дополнительное усложнение вносит довольно регулярная ортогональная сеть дизъюнктивных нарушений — сместителей. Для упрощения последняя при построении поверхностей тренда не учитывалась.

На рис. 6 изображены изопакиты, аппроксимированные поверхности тренда первой, второй и третьей степени, которые построены согласно уравнениям, приведенным в табл. 4. Для анализа мощностей привлечены все данные разведочных канав и скважин.

Поверхность тренда первого порядка (рис. 6, а) можно отразить в виде плоскости, наклон которой возрастает с глубиной, т. е. намечается тенденция к возрастанию мощности

Таблица 4

Коэффициенты уравнений аппроксимирующих полиномов, характеризующих распределение мощностей Западной рудной залежи

Коэффициенты многочлена ( $c_i$ )	Порядок многочлена		
	первый	второй	третий
$c_0$	10,1278	11,9043	391,2496
$c_1x$	-0,0046	0,2473	-3,3964
$c_2y$	-0,2533	-0,5564	-284,1787
$c_3x^2$	—	-0,0104	-0,0272
$c_4xy$	—	0,0175	2,1682
$c_5y^2$	—	-0,0353	68,4372
$c_6x^3$	—	—	-0,00006
$c_7x^2y$	—	—	0,0040
$c_8xy^2$	—	—	-0,2921
$c_9y^3$	—	—	-5,3867
Погрешность тренда, уравне- ние (4)	3,68	2,95	2,79

по падению рудной залежи (1 м на 100 м глубины). Ей соответствует вектор, ориентированный круто вверх. По остальным компонентам поверхности тренда первого порядка представлены в векторной форме (рис. 7).

Поверхность тренда второй степени (рис. 6, б) характеризуется системой концентрических изолиний, убывающих по восстанию и к флангам рудной залежи. Аналогичное строение имеет и поверхность третьего порядка (см. рис. 6, в), которая осложнена локальными пережимами мощности на северном и южном флангах рудной залежи.

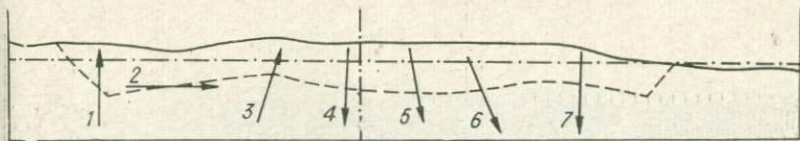


Рис. 7. Ориентировка векторов, соответствующих поверхностям тренда первого порядка, аппроксимирующих распределения мощностей (1), содержания железа общего (2), магнетита (3), железа силикатного (4) и линейных продуктивностей (м·%) железа общего (5), магнетита (6) и железа силикатного (7). Стрелка направлена в сторону убывания величин.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗА ОБЩЕГО

Для анализа пространственной дифференциации железа общего рассчитаны два варианта: 1) с использованием всех разведочных данных, включая результаты опробования канав; 2) по данным опробования керн разведочных скважин. При этом предполагалось, что в пределах зоны окисления происходит мартитизация руд, при которой общее содержание железа остается неизменным. Однако, как выяснилось, зона окисления вносит заметные искажения исходных содержаний железа. Поэтому при анализе особенностей пространственного распределения железа общего, силикатного и магнетитового пришлось ограничиться лишь данными опробования скважин. По канавам привлекались только величины мощностей рудных тел.

Построенный таким образом тренд второго порядка по содержаниям железа общего отражается в виде системы концентрических изолиний, околтуривающих минимум, расположенный в нижних частях рудной залежи и асимметрично смещенный к северу относительно утолщения рудной залежи (рис. 8, а).

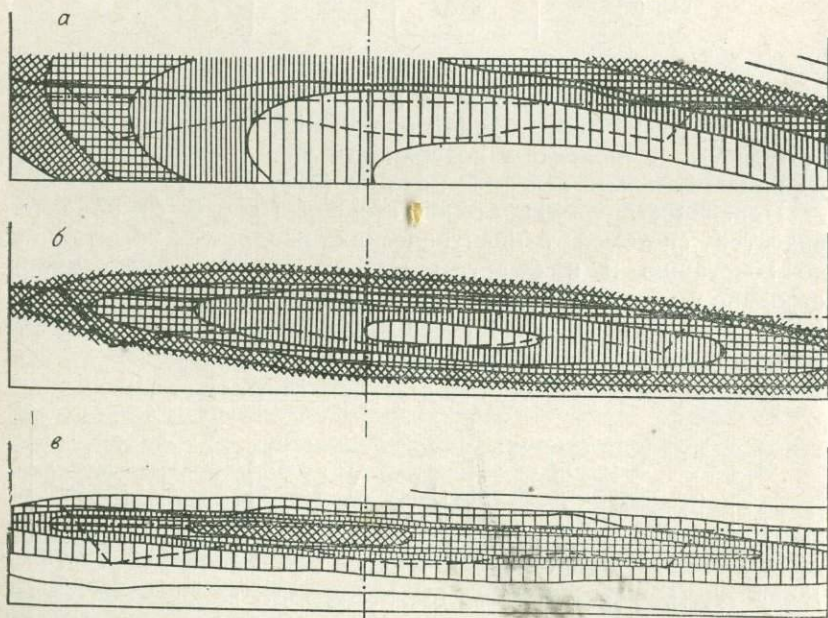


Рис. 8. Схемы поверхностей тренда второго порядка, отражающих особенности пространственной дифференциации содержаний железа общего (а), магнетита (б) и железа силикатного (в) на вертикальной продольной проекции рудной залежи. Усл. обозн. см. на рис. 6.

Поверхность тренда второго порядка, аппроксимирующая распределение линейных продуктивностей общего железа, приближается к сильно сжатому параболическому цилиндру, ось которого на южном фланге рудной залежи находится на горизонте 1000 м и имеет слабо выраженное погружение в северном направлении (угол наклона оси  $\sim 2^\circ$ ). В этом же направлении проявляется незначительная тенденция к убыванию рассматриваемых величин. Вверх и вниз относительно оси линейные продуктивности общего железа возрастают (рис. 9, а).

Особенности пространственной дифференциации магнетита и силикатного железа. Поверхности тренда первого порядка (плоскости) магнетита и силикатного железа наклонены относительно друг друга в противоположных направлениях: по падению рудной залежи содержания первого убывают (0,345% на 100 м), а второго — возрастают (0,323% на 100 м). Иными словами, речь идет об обратных, зеркально-симметричных тенденциях изменения данных компонентов с глубиной, сопоставимых по абсолютной величине (см. рис. 7).

Еще более яркие закономерности устанавливаются при анализе поверхностей тренда второго порядка. Распреде-

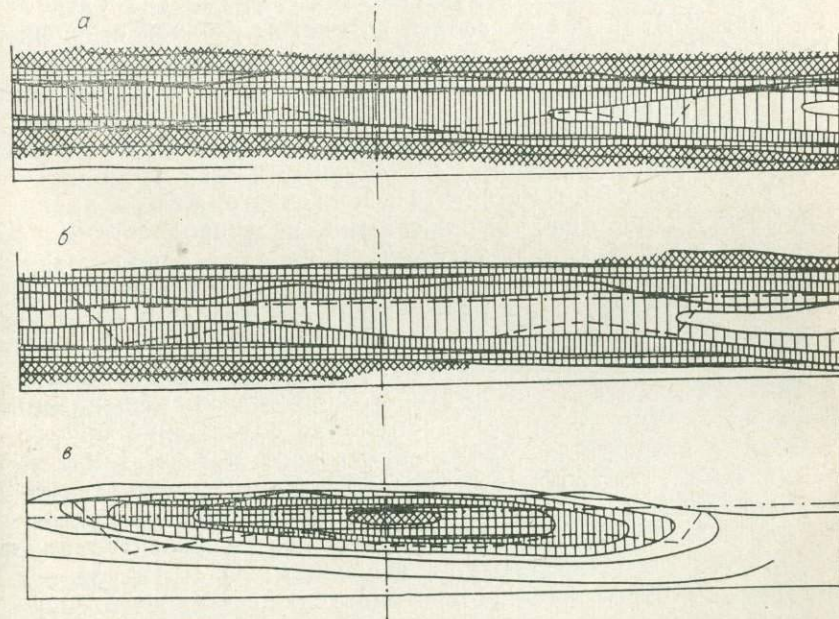


Рис. 9. Схема поверхностей тренда второго порядка, аппроксимирующих распределения линейных продуктивностей железа общего (а), магнетита (б) и железа силикатного (в). Усл. обозн. см. на рис. 6.

ния железа силикатного и магнетита аппроксимируются зеркально-симметричными поверхностями. Последние представляют собой уплощенные эллиптические параболоиды, сильно вытянутые в горизонтальном направлении, оси которых слегка наклонены к северу. При этом к центральным участкам рудной залежи приурочены минимальные концентрации магнетита, но максимальные — силикатного железа, вокруг которых соответственно наблюдается концентрическое возрастание и убывание рассматриваемых величин (см. рис. 8б, в).

Дополнительное усложнение отмеченной тенденции вносит относительное смещение зеркально-симметричных фигур. Вершина поверхности, отражающей распределение магнетита, расположена приблизительно в пределах 333-го профиля и на уровне горизонта 700 м, а железа силикатного соответственно между 101-м и 317-м профилями, на горизонте 950 м. Тем самым относительное смещение вершин достигает 2 км.

Поверхность тренда второго порядка (см. рис. 9б), отражающая особенности пространственной дифференциации линейных продуктивностей магнетита, подобна структуре соответствующей поверхности общего железа (см. рис. 8а), отличаясь от последней по абсолютной величине изолиний и в некоторых деталях. Что же касается аналогичной поверхности линейных продуктивностей железа силикатного (см. рис. 9в), то она оказалась во многом сходной с конфигурацией поверхности, аппроксимирующей концентрации силикатного железа (см. рис. 8в).

Закономерности крупномасштабного перераспределения железа, обусловленные гранитизацией, состоят в следующем:

- 1) распределения магнетита и силикатного железа характеризуются отчетливо выраженными неоднородностями по падению и простиранию залежей; 2) на фоне слабо проявляющейся сквозной тенденции к убыванию содержания общего железа в северном направлении наблюдается отчетливая обратная изменчивость концентраций магнетита и силикатного железа, которая отражается в виде зеркально-симметричных выпуклых фигур второго порядка со смещенными вершинами. При некотором постоянстве содержаний общего железа, с возрастанием доли силикатного железа, концентрации магнетита соответственно убывают; 3) аппроксимирующие поверхности второго порядка линейных продуктивностей железа общего и магнетита сходны по конфигурации, но отличаются по абсолютным величинам; 4) структура поверхности второго порядка линейных продуктивностей силикатного железа в значительной мере повторяет конфигурацию соответствующей поверхности, аппроксимирующей содержания данного компонента.

Таким образом, одна из наиболее интересных особенностей пространственной дифференциации железа, выявленных в процессе математической обработки разведочных данных, состоит в сопряженности экстремумов  $Fe_{\text{мт}}$  и  $Fe_{\text{сил}}$  и объясняется переходом железа из окисных форм в силикатные. При этом наблюдается некоторая перегруппировка железа на фоне слабо выраженной изменчивости его суммарных содержаний по латерали. Данная закономерность проявляется и в характере размещения линейных продуктивностей, хотя последняя несколько затушевывается различиями мощностей рудной залежи. Если с утолщением рудной залежи совпадает зона повышенных концентраций силикатного железа, данная закономерность усиливается, а в случае сопряжения пониженных содержаний магнетита — ослабевает.

Как показали макро- и микроскопические исследования руд, одна из ведущих причин массового перераспределения железа обусловлена процессами гранитизации. Со стороны западного фланга рудной залежи наблюдается вытянутое тело лейкократовых гранитов, в ореольной части которого формируется обширная зона гранитизации рудной массы. Эти явления, по-видимому, сопутствовали процессам метаморфизма, достигающего в районе месторождения амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. Морфологически гранитизация проявляется в виде мелких линз, апофиз и жил лейкократовых гранитов, которые формировались путем замещения рудной массы, без признаков деформации текстурного рисунка руд и сопровождалась удалением железа за пределы зоны гранитизации. Тем самым проблема пространственного перераспределения рудного вещества при процессах гранитизации имеет не только генетическое, но и прикладное значение, поскольку в зоне мигматизации происходит частичное разубоживание руд. При этом происходит базификация пород в участках, прилегающих к зонам гранитизации.

Общее представление об интенсивности проявления гранитизации и сопутствующих процессов может дать схема (рис. 10), представляющая собой продольный профиль, на котором по отдельным пересечениям показаны суммарные мощности рудной залежи и непосредственно прилегающих к ней тел амфиболитов и лейкократовых гранитов. Наибольшая мощность тел гранитов и амфиболитов достигает 500 м, причем вершины их максимумов смещены относительно друг друга. Следует отметить, что граница «гранитов» и мигматизированных кристаллических сланцев условна, поэтому приведенные величины могут служить в качестве минимальной оценки мощности рассматриваемых тел.

С утолщением тела гранитов отчетливо коррелируется зона минимальных концентраций магнетита, а с раздувом мощности тела амфиболитов — зона повышенных содержаний

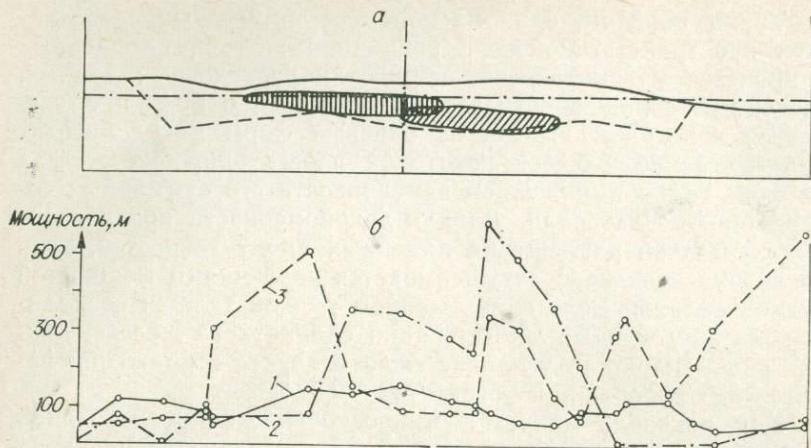


Рис. 10. а — проекция контуров минимальных содержаний магнетита (косяя штриховка) и максимумов железа силикатного (вертикальная штриховка) на вертикальной продольной проекции рудной залежи Тарынахского месторождения; б — схема изменения мощностей рудной залежи (1), лейкократовых гранитов (2) и амфиболитов (3) по простиранию Тарынахского месторождения.

силикатного железа. Данные факты позволяют предположить, что железо, вынесенное из зоны гранитизации, по-видимому, могло частично или полностью фиксироваться в виде зоны амфиболитизации. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что рассматриваемые амфиболиты кварц-амфиболового состава отличаются от обычных плагиоклазовых амфиболитов, являющихся продуктом глубокого метаморфизма среднеосновных изверженных пород.

## ВЫВОДЫ

На Тарынахском месторождении железистых кварцитов по вещественным и структурным признакам отчетливо выделяются два типа руд: регионально метаморфизованные и гранитизированные.

Региональный метаморфизм полосчатой железорудной формации приводит к изменению минерального состава руд в соответствии с условиями амфиболитовой фации и не сопровождается заметным перераспределением рудных масс.

Гранитизация регионально метаморфизованных руд происходит с интенсивной перегруппировкой железа, наблюдаемой в разных масштабах. В полосчатых кварц-куммингтонит-магнетитовых рудах эти процессы начинаются с формирования массивных и равномерно-вкрапленных текстур, укрупнения размера зерен магнетита, замещения куммингто-

нита и части магнетита роговой обманкой с биотитом и завершаются полным выносом железа.

В масштабе месторождения мигматизация приводит не только к частичному переходу железа из окисных форм в силикатные, но и к переотложению его в ореольных зонах базификации в виде тел амфиболитов.

## ЛИТЕРАТУРА

Бейли Р. В., Джеймс Х. Л. Докембрийские железорудные формации США.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., «Мир», 1975, с. 35—69.

Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л., «Недра», 1976. 339 с.

Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966. 158 с.

Глаголев А. А., Киселев Г. Н., Кравченко В. М., Боронихин В. А. Минеральные типы и метаморфизм железистых кварцитов Чаро-Токкинского района в западной части Алданского щита.— «Геол. рудных месторождений», 1977, № 2, с. 51—62.

Ворона И. Д., Кравченко В. М., Перваго В. А., Фрумкин И. М. Железорудные формации докембрия Алданского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийск. железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 258—266.

Кассандров Э. Г., Горелов Г. Ф., Мариич В. А., Соколова Н. И. Геология и состав железистых кварцитов Чаро-Токкинского района Якутии.— В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 46—62.

Кицул В. И. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 71—91.

Клейн К. Изменения в ассоциациях минералов в процессе метаморфизма некоторых полосчатых докембрийских железорудных формаций.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., «Мир», 1975, с. 221—236.

Кравченко В. М. Перспективы поисков богатых руд железисто-кремнистых формаций в Чарской железорудной зоне Алданского щита.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1975, с. 78—83. (Труды СНИИГГиМС, вып. 216).

Математическая геология. Реферативный систематический указатель под ред. А. Б. Вистеллуса. Л., изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969. 246 с.

Миرونюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 391 с.

Петров А. Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976. 120 с.

Пономарев В. Г., Добрецов Н. Л. Метаморфические железорудные формации (опыт классификации).— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 138—156.

Программы к ЭВМ для статистической обработки геологической информации. Изд. Новосиб. гос. ун-та, 1972, с. 130—145.

Романова М. А. Тренд-анализ данных геологических наблюдений (основная литература).— В кн.: Вопросы математической геологии. Л., «Наука», 1968, с. 284—287.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М., «Недра», 1975. 279 с.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ АРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ И КАРБОНАТНОЙ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИЙ АЛДАНСКОГО ШИТА

На Алданском щите промышленное значение имеют две архейские железорудные формации — железисто-кремнистая и карбонатная щелочноземельно-железистая. Они представлены соответственно железистыми кварцитами и магнезиально-силикатными магнетитовыми рудами. Месторождения первой формации сконцентрированы главным образом в Западном (Чаро-Олекминский) блоке Алданского щита, а второй — сосредоточен в его Центральном (Алдано-Тимптонский) блоке. Граница между блоками проходит по Амгинскому разлому.

Крупнейшие месторождения железистых кварцитов приурочены к Чаро-Токкинской железорудной зоне (Изыгский район), а магнезиально-силикатных магнетитовых руд — к Унгра-Тимптонскому синклинию (Дес-Леглиерский район). Сопоставляются именно эти районы как наиболее изученные (см. таблицу).

В качестве самостоятельных формационных типов железных руд на Алданском щите обе формации выделены давно (Сердюченко и др., 1960; Кравченко, 1962). До последнего времени они сравнивались со своими аналогами в других районах порознь.

При этом наметилось соответствие железисто-кремнистой формации метабазитовому либо смешанному метабазит-лептитовому типам, распространенным на Балтийском, Украинском и других щитах. Относительно карбонатной щелочноземельно-железистой формации подобной определенности нет, ввиду крайне противоречивых суждений о ее происхождении. Видимо, по этой причине ей даже не нашлось места в ряду железорудных формаций докембрия, рассмотренных Л. Н. Формозовой (1973).

Сложившаяся ситуация побуждает сравнить обе формации, несмотря на их кажущуюся несопоставимость. Подобное сравнение полезно для прогнозирования и поисков новых месторождений железных руд и выяснения условий железорудного накопления в докембрии. В основу сопоставления положены материалы исследования авторов по Ималыкскому и Дес-Леглиерскому районам, а также многочисленные публикации других исследователей.

Объективными предпосылками сравнения послужили:

— нахождение обоих железорудных районов на одном щите, но в разных, хотя и смежных, тектонических блоках;  
— наиболее высокое стратиграфическое, а возможно, и структурное положение рудоносных формаций (борсалинская серия и федоровская свита иенгурской серии) в разрезе архейских образований каждого блока;

— пример нахождения железных руд обеих формаций в едином разрезе рудоносной федоровской свиты на близком стратиграфическом уровне (месторождения Таежное и Гематитовое с разницей уровней 600 м при мощности свиты не менее 2700 м);

— примеры совместного нахождения рассматриваемых руд в месторождениях Канадского, Балтийского и Украинского щитов (Молдавское месторождение Украинского щита — наиболее яркий пример тесного переслаивания руд обеих формаций — Кравченко и др., 1976);

— одинаковая степень прогрессивного метаморфизма и гранитизации пород в обоих районах.

В качестве корреляционных признаков рудоносных формаций использованы сведения об их тектонической позиции и петрографическом составе пород, литологическом составе и рудонасыщенности продуктивных горизонтов, геологическом строении месторождений и особенностях железных руд.

Корреляционная таблица обнаруживает довольно яркие черты принципиального сходства обеих формаций, которые подчеркивают их генетическую общность. В этом отношении важнейшими чертами оказываются:

— общность морфологии, внутреннего строения и условий залегания рудных тел;

— соответствие геометрических и других числовых параметров, характеризующих формации, их продуктивные горизонты и рудные тела (мощности, протяженность по простиранию, прогнозные запасы руд, удельный вес продуктивных горизонтов в общем объеме формаций, количество рудных пластов);

— некоторые геохимические и минералогические особенности руд и рудовмещающих пород (зараженность пород продуктивных горизонтов бором в форме турмалина, магнетитовый состав руд);

— наконец, отчетливая парагенетическая связь железных руд с метаморфизованными вулканогенными породами основного состава, обычно подстилающими рудоносные горизонты.

Принципиальные различия между рассматриваемыми формациями контрастны в вещественном составе и структурно-текстурных особенностях руд. Менее резко они выражены в показателях устойчивости оруденения (прерывистость

Геологические особенности главных

Сопоставимые признаки	Признаки сходства
1	2
Геотектоническая позиция	Контуры формаций ограничены разломами, зонами максимальной гранитизации и массивами гранитоидов
Мощность и состав пород формаций (без продуктивных горизонтов)	По различным данным минимальная мощность каждой формации 1800—2700 м, максимальная 5500—6000 м. Состав их пород <b>качественно близок</b> . Наиболее распространены: гнейсы (биотитовые, биотит-гранатовые, лейкократовые — лептитоподобные), кристаллические сланцы (амфиболовые, пироксен-амфиболовые) и метабазиты
Мощность и рудоносность продуктивных горизонтов	В составе формации выделено два (некоторыми авторами три) устойчивых продуктивных горизонта мощностью 50—400 м (100—200 м в среднем), протяженных по простиранию на 50—80 км. Они занимают 5—15% объема формаций и обладают на месторождениях коэффициентом рудоносности 0,3—0,7 (в среднем около 0,5)
Парагенетическая связь продуктивных горизонтов с составом пород формаций, состав и минералогическо-геохимические особенности рудовмещающих пород внутри продуктивных горизонтов	Рудоносные участки продуктивных горизонтов сопряжены с ортоамфиболитами. Максимальная мощность и рудонасыщенность горизонтов наблюдаются при их залегании над ортоамфиболитами (Тажное, Тарынахское месторождения). Вытеснение рудовмещающих пород ортоамфиболитами либо появление амфиболитов в кровле горизонтов сопровождается снижением их рудонасыщенности и мощности до исчезновения руд (Гинское, Ниричинское и фланги Восточной залежи Тарынахского месторождений). Характерна заряженность пород бором в форме турмалина
Форма, внутреннее строение, размеры и условия залегания рудных тел; масштабы месторождений	Характерны пластообразная (преобладает) и линзовидная формы залежей с крутым падением (60—90°) при многопластовом строении (число рудных пластов 2—4, иногда до 14—16). Мощность рудных тел 10—200 м, в том числе сплошных пластов и линз в многопластовых залежах 2—80 м. Прогнозные запасы железных руд составляют 30—80 млн. т

железородных формаций Алданского щита

Признаки различия	
Железисто-кремнистая формация	Карбонатная щелочноземельно-железистая формация
3	4
Чаро-Токкинская зона — субмеридиональный линейный шовный прогиб (палео-авлакоген?), протяженностью более 200 и шириной 8—15 км	Унгра-Тимптонская зона — субширотный грабен-синклиниорий (эвгеосинклинальный прогиб?), протяженностью 160 и шириной 20—60 км
Существенно преобладают породы кислого состава — биотитовые и лейкократовые лептитоподобные гнейсы. Метабазиты (в основном ортоамфиболиты) занимают не более 10% объема формации, из них до 2% метаультрабазиты	Существенно преобладают породы основного состава — амфиболовые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы. Метабазиты занимают 40—50% объема формации, из них 20—30% — ортоамфиболиты, около 1% — метаультрабазиты, остальные метагаббро
Продуктивные горизонты относительно устойчивы по простиранию, их рудоносные части прослежены на 10—20 км, а перерывы между ними не превышают 2,5 км	Характерна прерывистость оруденения по простиранию продуктивных горизонтов, протяженность их рудоносных частей не превышает 6—12 км, а перерывы между ними составляют 2—10 км
В ассоциации с рудами преобладают слюдяные, в том числе гранатосодержащие сланцы, кварциты, биотитовые гнейсы и лейкократовые лептитоподобные плагиогнейсы. Типоморфные силикаты пород и руд — гранат, мусковит и куммингтонит	Рудам сопутствуют доломитовые мраморы и кальцифилы, диопсидовые и форстеритовые породы, салит-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Типоморфные минералы этих пород и руд — карбонаты (доломит, кальцит), магнезиальные силикаты (диопсид, форстерит, клиногумит, флогопит), шпинель
Максимальная протяженность рудных тел 13 000 м, характерна интенсивная нарушенность рудных полей разрывными смещениями с возникновением их мозаично-блоковой структуры	Длина рудных тел не превышает 6000 м, их нарушенность разрывными смещениями умеренная

1	2
	в мелких месторождениях до 1500—2000 млн. т в крупнейших (Таежное, Тарыхаское месторождения)
Геолого-промышленный и минералогический типы железных руд, их минеральный состав и текстурно-структурные особенности	В основном бедные легкообогатимые <b>магнетитовые</b> руды; богатые руды (железа более 52%) того же состава присутствуют в количестве 5—10% (не более)
Химический состав железных руд	Элементы-примеси: окислы марганца и титана (0,05—0,2% каждого), фосфор (0,01—0,8%)

и протяженность рудоносных частей и продуктивных горизонтов). Однако главные различия заключаются в составе и количественных отношениях пород сравниваемых формаций, как внутри, так и за пределами рудоносных горизонтов.

Так, внутри продуктивных горизонтов железисто-кремнистой формации распространены слюдяные, в том числе гранатсодержащие кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы (биотитовые и лейкократовые — подобные лептитам), а за пределами горизонтов — биотитовые и лейкократовые лептитоподобные гнейсы, т. е. кислые по составу породы. Метабазиты (в основном ортоамфиболиты) занимают не более 10% объема формации, из них до 2% принадлежит метаультрабазитам.

Внутри же продуктивных горизонтов карбонатной щелочноземельно-железистой формации развиты доломитовые мраморы, кальцифиры, диопсидовые и форстеритовые породы, селит-плагиоклазовые кристаллические сланцы. За пределами продуктивных горизонтов существенно преобладают амфиболовые и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, т. е. породы основного состава. Метабазиты составляют здесь

3	4
Руды представлены магнетитовыми железистыми кварцитами и железистыми сланцами, эпизодически содержат железную слюдку. Нерудные минералы — кварц, куммингтонит; эпизодически — роговые обманки, гранат, гиперстен, салит, хлорит, тальк. Текстура тонкополосчатая, реже массивная; размер рудных зерен 0,2—0,4 мм	Руды магнезиально-силикатно-магнетитовые с постоянной примесью пирротина и пирита, эпизодически содержат людовигит. Нерудные минералы: форстерит (серпентин), клиногумит, диопсид или салит, флогопит; эпизодически — роговые обманки, плагиоклаз, скаполит, гиперстен. Текстура неяснополосчатая и массивная, редко тонкополосчатая; размер рудных зерен 0,5—2 мм
Главные компоненты: железо общее (31%), кремнезем (44—68%), глинозем, окись магния (0,1—4% каждого). Компоненты-примеси: сера (0,02—0,05%), окись кальция — до 0,5%	Главные компоненты: железо общее (35—46%), кремнезем (5—33%), глинозем (1—3,7%), окись магния (3,8—26%), окись кальция (1,5—14%), сера (0,8—2,8%). Компоненты-примеси — кобальт (0,01%), медь (0,06—0,1%)

40—50% объема формации. Из них 20—30% приходится на долю ортоамфиболитов, около 1% составляют метаультрабазиты, остальное — метагаббро.

По-видимому, именно эти коренные различия в составе и количественных соотношениях рудовмещающих пород рассматриваемых формаций следует считать главными в решении вопроса об условиях образования столь несхожих руд каждой формации.

Сопоставление основных железорудных формаций Алданского щита проведено впервые и по результатам предварительно. Несмотря на это, можно утверждать, что обе они относятся к единой серии метаморфогенных железорудных формаций докембрия, сформировавшихся под влиянием общих условий (возраст, источник и способ концентрации железа, метаморфизм и др.). Различия между ними, скорее всего, связаны с неодинаковым геотектоническим развитием в архее Западного и Центрального блоков щита.

На этом основании для прогнозирования и поисков железных руд и сопутствующих им других полезных ископаемых обеих формаций приемлем одинаковый методический подход и комплекс поисковых критериев.

В разработке последних широко используется межрегиональная корреляция докембрия. Рассмотренный пример Алданского щита показывает, что при корреляции щитов для этой цели, тем более разных по площади, следует сравнивать их не вообще, а по соизмеримым тектоническим блокам с одинаковым составом железных руд. Типы железорудных формаций в этом случае рассматриваются как надежные индикаторы сходства или различия в геологическом развитии сравниваемых регионов, что важно для отождествления районов с одинаковой металлогенией.

Например, при корреляции Алданского и Украинского щитов с этих позиций допустимо сравнивать Алдано-Тимптонский (Центральный) блок с Одесско-Белоцерковским и Приазовским, Чаро-Олекминский (Западный) с Приднепровским, Восточный (Тимптоно-Джелтулинский) блок Алданского щита своего аналога на Украинском щите не имеет.

#### ЛИТЕРАТУРА

Кравченко В. М. Формации тактонитов (джеспилитов) докембрийского возраста Южной Якутии и их промышленные перспективы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 8. Якутск, кн. изд-во, 1962, с. 3—16.

Кравченко В. М., Ганоцкий В. И., Мальмет Ж. Г. Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите.— «Геологический журнал», 1976, № 4, с. 3—11.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Каденская М. И. Железные руды Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1960. 519 с.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973. 172 с.

*В. Д. Габышев, Г. А. Габышева*

### О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ АМГИНСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ЛЕГКООБОГАТИМЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Крупнейшая субмеридиональная Амгинская магнитная аномалия Алданского щита протяженностью более 250 км при ширине 6—10 км приурочена к зоне сочленения иенгрского и олекминского архейских метаморфических комплексов\*.

---

\* Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.

На большей части она перекрыта прерывистым чехлом палеозойских осадочных пород. Некоторыми исследователями допускалась связь аномалии с магнетитовыми кварцитами, что вызывало в ней пристальное внимание. С целью расшифровки природы аномалии в 1975 г. в ее южной части проведен комплекс исследований: аэромагнитная и гравиметровая съемки, наземные электроразведочные и магнитометрические исследования, изучение петрофизических свойств пород и маршрутные наблюдения. В двух магнитных максимумах аномалии (15 и 20 мэ) пробурено две скважины глубиной 237 и 150 м.

Аэромагнитной съемкой выявлено сложно дифференцированное магнитное поле аномалии с фоновыми значениями в 10—15 мэ и узкими линейными зонами повышенных значений интенсивностью в 20—40 мэ. Магнитовозмущающими объектами являются выходы кристаллических сланцев основного состава, содержащих вкрапленность магнетита в количестве 15—40%. Они образуют нижний стратиграфический горизонт кристаллического основания, в котором пересланваются с гранитогнейсами, ортоамфиболитами, метадиабазами. Все породы интенсивно гранитизированы; причем вкрапленность магнетита в гранитах и мигматитах сохраняется.

Горизонт магнитных пород неоднократно обнажается в замковых частях субмеридиональных структур и имеет мощность на выходах до 300—400 м. Средневзвешенная по мощности магнитная восприимчивость пород горизонта  $1000—19000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, плотность — 2,9—3,4 г/см<sup>3</sup>. Выше по разрезу нижний горизонт сменяется горизонтом кристаллических сланцев также основного состава, но содержащих лишь незначительную вкрапленность магнетита. В ядрах синклинальных складок обнажаются породы третьего (верхнего) горизонта, сложенного высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Истинная мощность двух верхних горизонтов 500—600 м. Средневзвешенные по мощности значения магнитной восприимчивости и плотности слагающих их пород составляют соответственно  $20—1000 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и 2,6—2,9 г/см<sup>3</sup> для среднего и  $1—20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, 2,4—2,6 г/см<sup>3</sup> для верхнего горизонтов, т. е. намного ниже значений этих свойств у пород нижнего горизонта.

Магнетитсодержащие кристаллические сланцы представлены главным образом сфен-диопсид-роговообманково-плагноклазовыми, сфен-биотит-гиперстеновыми и роговообманково-гиперстен-плагноклазовыми разностями. Магнетит образует в них рассеянную вкрапленность в виде изометричных зерен и неправильной формы сростков со сфеном, амфиболом, диопсидом и плагноклазом. Размер зерен магнетита 0,1—0,25 мм. Содержание железа общего в типичных разностях этих пород составляет 12—15%, при его содержании в фор-

ме магнетита 5—8%. Химический состав наименее измененных гранитизацией кристаллических сланцев следующий (в %):  $\text{SiO}_2$ —51,44,  $\text{TiO}_2$ —0,65,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —14,58,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —6,05,  $\text{FeO}$ —6,95,  $\text{MnO}$ —0,18,  $\text{MgO}$ —5,09,  $\text{CaO}$ —8,40,  $\text{K}_2\text{O}$ —1,89,  $\text{Na}_2\text{O}$ —3,51,  $\text{P}_2\text{O}_5$ —0,10,  $\text{SO}_3$ —1,09, п. п. п. — 0,48, сумма — 100,41,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ —9,77.

По простиранию строение аномалии однотипно. В то же время в ее северной части (водораздел Амге — Туолба) выделяется локальный участок с резко повышенными значениями напряженности магнитного поля — 70 мэ. По данным наземных электроразведочных работ и повысотных аэромагнитных замеров, он аналогичен аномалии, зафиксированной над месторождением железистых кварцитов Желтуктата, которое расположено в 20 км западнее эпицентра Амгинской аномалии. Это свидетельствует о наиболее вероятной связи данного участка с магнетитовыми кварцитами. Расчетным путем получены следующие параметры магнитовозмущающего объекта: ширина 300 м, протяженность 6000 м, вычисленная глубина залегания верхней кромки 150 м.

Таким образом, Амгинская магнитная аномалия обусловлена серией параллельных выходов горизонта, сложенного преимущественно кристаллическими сланцами основного состава с бедной вкрапленностью магнетита. В настоящее время практическая ценность этих пород как железных руд сомнительна. Отдельные локальные максимумы аномалии обусловлены разрозненными тектоническими «клиньями» пород более молодой борсалинской серии верхнего протерозоя с пластами и линзами железистых кварцитов. Подобные блоки могут представлять месторождения легкообогатимых магнетитовых кварцитов с запасами до нескольких сотен миллионов тонн. Суммарные прогнозные запасы такого типа руд на Олекмо-Амгинском междуречье не превышают 700 млн. т до глубины 500 м.

*Н. П. Семенов, В. Л. Бойко, В. Д. Ладиева*

## ТИПЫ ФОРМАЦИЙ И СИСТЕМАТИКА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ШИТА

На Украинском щите железисто-кремнистые формации развиты в складчатых синклиналиях зонах и образуют следующие железорудные провинции различных структурных ярусов докембрия (в млн. лет): Конжско-Белозерскую (3500—3000; 3000—2700), Корсак-Стульневскую (3000—2700), Белоцерковско-Володарскую (2700—2300), Завальевско-Таш-

лыкскую (2700—2300), Базавлукскую (2700—2300), Бугскую (2300—2000), Орехово-Павлоградскую (2300—2000), Западно-Приазовскую (Салтычанскую) (2300—2000), Тикичско-Трактемировскую (2000—1700), Криворожско-Кременчугскую (2000—1700), Восточно-Приазовскую (2000—1700).

Железородные провинции, представляющие синклиналильные структуры, имеют протяженность 60—250 и ширину 10—50 км. Они сложены складчатыми структурами, замыкающимися и прерывающимися по простиранию, которые, в свою очередь, образуют отдельные железородные синклиналильные районы второго порядка длиной 10—60 км. В пределах районов выделяются складчатые структуры третьего порядка, образующие рудные участки, содержащие пласты или залежи железисто-кремнистых пород протяженностью 5—20 км, тектонически или фашиально выклинивающиеся по простиранию.

Железисто-кремнистые формации представляют комплекс пород, в котором хемогенные железисто-кремнистые отложения чередуются с терригенно-туфогенными или вулканогенными образованиями. Ритмичное чередование тонкополосчатых железисто-кремнистых отложений с пелитовыми сланцами и пластами чисто вулканогенных пород свидетельствуют о том, что отложение кремнистых осадков с железом произошло в период затухания вулканической деятельности и развития подводных фумарольных процессов. С последним связан вынос и накопление в придонном слое коллоидов кремнезема и железа. Предполагают также, что источником кремнезема и железа являются продукты выветривания основных эффузивов. Однако исследования показывают, что привнос кремнезема в растворенном виде с континентов в современные океаны является незначительным в сравнении с количеством отлагаемого кремнезема кремневыми организмами. Поэтому, вероятно, основная масса растворимого кремнезема в современных океанах связана с подводной вулканической деятельностью.

В период формирования железисто-кремнистых осадков наблюдается ритмичность отложения разных по составу железисто-кремнистых полосчатых слоев и разделяющих их сланцевых слоев, свидетельствующих о периодическом изменении окислительно-восстановительного потенциала. Наблюдается смена окисленных красноцветных отложений с гематитом сероцветными слоями с магнетитами и, наконец, этих последних слоев пластами с сидеритом. Изредка наблюдается смена кремнистых окислов, железистых и карбонатных осадков колчеданными отложениями. Такие слои колчедана наблюдаются, например, в Кременчугском районе.

Среди железисто-кремнистых формаций по парагенетическим ассоциациям пород выделяются следующие разновидности: железисто-кремнисто-сланцевая, железисто-кремнисто-

кератофиристо-сланцевая (или джеспилито-лептитовая), железисто-кремнисто-метабазитовая, железисто-кремнисто-метабазитово-карбонатная и железисто-кремнисто-ультрабазитовая. Выделенные разновидности характеризуются различной степенью распространения железисто-кремнистых отложений в них.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация имеет наибольшую мощность и устойчивость среди перечисленных формаций, а наименьшая мощность и низкая степень фациальной устойчивости характерны для железисто-кремнисто-ультрабазитовой формации.

В железисто-кремнисто-сланцевой формации чередуются железисто-кремнистые и сланцевые слои, которые представляют смешанные пелитовые, терригенно-туфогенные и хемогенные железисто-силикатные отложения, переслаивающиеся с тонкими прослоями хемогенно-кремнистых отложений. Она образуется в условиях длительной устойчивой гидротермальной деятельности подводных вулканических областей с ограниченным поступлением пеплового материала и широким развитием хемогенного коллоидного осадконакопления.

Классическим примером подобного типа является формация, развитая в Криворожско-Кременчугской провинции, отличающаяся большой фациальной выдержанностью как по мощности, так и по простиранию. Длина Саксаганской и Кременчугской мульд составляет около 30 км и достигает 1,5—2,2 км мощности. Собственно железисто-кремнистые отложения в них составляет до 75% толщи. Отложения этой формации Криворожско-Кременчугской провинции начинаются с вулканогенных слоев ультрабазитов так называемого талькового горизонта. Аналогичные формации развиты в месторождениях типа Верхнего Озера на Северо-Американском континенте.

Железисто-кремнисто-кератофиристо-сланцевая формация характеризуется парагенезисом слоев железисто-кремнистых осадков с кислыми туфово-вулканогенными продуктами, которые при низких стадиях метаморфизма образуют кератофиры и кварц-альбит-биотит-мусковит-хлоритовые сланцы, а при более высоких превращены в лептиты. В этом случае ее называют джеспилито-лептитовой формацией. Она представлена в Конкском и Белозерском районах, чертомлыкской толще Чертомлыкско-Соленовского района, в Тепловской полосе Верховцевского района и др. На Балтийском щите к этой формации относится месторождение Костомукша (Западная Карелия). От других железисто-кремнистых формаций она отличается относительно устойчивым распространением и мощностью в разрезах толщ, но ниже, чем у железисто-кремнисто-сланцевой. С железисто-кремнисто-кератофиристо-сланцевой формацией связано месторождение богатых

железных руд в Конкско-Белозерском, Чертомлыкско-Соленовском и других районах. Фациальная устойчивость пластов здесь измеряется 1—5 км по простирацию. Мощность их 20—150 м. Содержание железа колеблется от 15 до 35%.

Эта формация образуется в области подводного кислого риолит-дацитового и андезитового вулканизма. Отложение собственно железисто-кремнистых осадков приурочивается к периодам затухания вулканизма и развития длительной подводной гидротермальной деятельности. Последняя в областях развития кислого вулканизма значительно более мощная, чем в областях основного вулканизма. Поэтому железисто-кремнисто-кератофиристо-сланцевая формация более насыщена железисто-кремнистыми отложениями, чем рассматриваемая ниже железисто-кремнисто-метабазитовая.

Последняя развита в Юльевском участке Конкского района, в Центральном и Северном блоках Чертомлыкского железорудного участка и Алексеевской чешуе Чертомлыкско-Соленовского района, в нижней свите базавлукской серии Сурского и Верховцевского (Грановский и Домотканский участки) районов и нижней свите Орехово-Павлоградской полосы. Здесь в парагенетической ассоциации находятся железисто-кремнистые образования, амфиболиты, основные апотуфы, микрогнейсы и зеленые сланцы.

Своеобразная железисто-кремнисто-метабазито-карбонатная формация развита в Ташлыкском и Володарском районах. Метабазиты сменяются в разрезе железисто-кремнистыми слоями, а эти последние перекрываются карбонатными слоями мраморов, при этом мраморы обогащены магнетитом и в них образуются магнетит-карбонатные руды.

Фациальная устойчивость прослоев железисто-кремнистых пород в железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-метабазито-карбонатной формациях невысокая, она изменяется по простирацию на протяжении 0,5—5 км, при этом резко изменяется содержание железа — от 40 до 10%. Средние содержания в отдельных линзах-слоях составляют 20—15%. Мощности изменяются от 10 до 100 м. Степень насыщенности линзами железистых крупнокристаллических итабиритов достаточно высокая, имеются перспективы установления промышленных запасов в Ташлыкском синклинии.

Отсутствие скоплений железисто-кремнистых пластов большой протяженности объясняется, видимо, меньшей интенсивностью гидротермальных вулканогенных процессов в областях развития основного базальтового вулканизма. В то же время по развитию железистых прослоев можно судить о ритмичности перерывов в вулканических процессах.

Железисто-кремнисто-ультрабазитовая формация незначительно распространена в Конкском, Верховцевском и Чертом-

лыкско-Соленовском районах. Здесь с туфогенными (пикритовыми) прослоями ультраосновного состава чередуются полосчатые железисто-кремнистые прослои. Эти образования свидетельствуют о проявлениях туфового ультрабазитового вулканизма, перерывы которых сопровождались подводной гидротермальной деятельностью.

Железисто-кремнистые породы представляют собой полосчатые образования, в которых чередуются тонкие прослои яшмы, сложенной кварцем, железорудные прослои, состоящие из магнетита, гематита или сидерита и железисто-силикатные прослои, сформированные тюрингитом-шамозитом, кумингтонитом, гиперстеном, фаялитом, амфиболом и гранатом. В зонах щелочного метасоматоза железистые силикаты представлены щелочными амфиболами (рибекитом и щелочным пироксеном), эгирином или эгирин-авгитом. Наряду с сидеритом наблюдаются железисто-магнезиальные карбонаты — сидероплезит и брейнерит, а также доломит.

Мощность прослоев яшмы, а также железистых и силикатных прослоев изменяется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Грубополосчатые прослои безрудной яшмы нередко переслаиваются с глинисто-хлоритовыми аспидными сланцами. Наблюдаются переходы при переслаивании от железисто-кремнистых пород к кремнисто-сланцевым и, наконец, чисто сланцевым или туфо-сланцевым пластам. Цвет кварцевых яшмовых прослоев бывает серый, черный и красный вследствие примеси тонко распыленного гематита. В связи с этим выделяются красноватые — красно-полосчатые и сероцветные — серополосчатые железисто-кремнистые породы.

По типам руд в Украинском щите выделяются такие группы железорудных провинций:

1) Криворожско-Кременчугская и Конкско-Белозерская магнетитовых джеспилитов и джесперов, окисленных мартитовых железно-сланцевых джеспилитов;

2) Безавлукская магнетит-силикат-карбонатных джесперов;

3) Орехово-Павлоградская, Корсакско-Стульневская и Восточно-Приазовская магнетитовых итабиритов;

4) Завальевско-Ташлыкская и Белоцерковско-Володарская магнетит-силикатных итабиритов, таконитов и магнетит-карбонатных скарнов.

Чистые железисто-кремнистые породы состоят только из  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Коэффициент железистости  $\text{Fe}$  равен 95—100% при расчете химического анализа по формуле

$$\text{Fe} = \frac{(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3)}$$

т. е. в хомогенных отложениях наблюдается полная дифференциация железа и кремния от других породообразующих окислов. По мере увеличения количества сланцевых прослоев и изменения первичного состава железисто-кремнистых пород коэффициент железистости в них понижается до 60% за счет примесей  $Al_2O_3$  и  $MgO$ , а в железисто-кремнисто-метабазитовых формациях и  $CaO$ . Железисто-кремнистый ряд пород ассоциирует и переходит фациально в ряд глиноземисто-магнезиально-железистых пород, с которыми они обычно переслаиваются.

Коэффициент окисления  $O$  характеризует отношение закисного и окисного железа в породе, его минеральный фазовый состав, т. е. содержание рудных минералов — окислов железа и нерудных минералов — карбонатов и силикатов железа. Коэффициент окисления позволяет произвести систематику железисто-кремнистых пород (см. таблицу).

В породах со значением  $O=1$  все железо входит в магнетит, хотя в природном магнетите это соотношение  $FeO$  и  $Fe_2O_3$  меняется от 1,1 до 9,5, что объясняется дефектностью структуры природных минералов.

Породы, в которых  $O=1,5-4,1$ , относятся к группе окисленных преимущественно гематитовых пород. Породы, у которых  $O=1,2-0,4(0,32)$ , составляют группу окисно-закисных магнетитовых пород, богатых и средних силикат-магнетитовых пород, представляющих кондиционные руды, содержащие от 21 до 40% магнетитового железа. Выделяются группы пород с коэффициентом окисления 0,6—0,3, у которых ввиду развития силикатов и карбонатов и некоторого снижения содержания общего железа количество магнетитового железа снижается до 16—20%. Они представляют группу малорудных окисно-закисных магнетит-силикат-карбонатных пород.

Выделяются две группы собственно закисных пород, где преобладает закисное железо, входящее в силикаты и карбонаты.

Группы бедных закисных магнетит-карбонатных пород ( $O=0,35-0,2$ ) и нерудных закисных карбонатных и силикатных пород ( $O=0,2-0,05$ ) содержат до 30% железа, однако более 80% этого железа находится в карбонатной форме. Эти породы представляют магнетит-карбонатные руды, из которых могут быть получены магнетитовые и сидероплезитовые концентраты.

Изучение минерального состава слабо метаморфизованных полосчатых железисто-кремнистых пород позволяет сделать вывод, что отложение железа и кремния проходило в переменной окислительно-восстановительной обстановке

Систематика железисто-кремнистых пород по коэффициенту окисления

$$O = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$$

Группы пород	$O = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	Fe <sub>общ</sub>	Fe <sub>магн</sub>	Fe <sub>карб</sub>	Доли % магнитного железа в общем его содержании
<i>Окисные гематитовые</i>					
Окисленные магнетитовые . . . . .	15—41	33—42	0—5		
Закисно-окисные полуокисленные магнетит-гематитовые . . . . .	1,5—6	33—42	10—12		
<i>Окисно-закисные магнетитовые</i>					
Магнетитовые . . . . .	0,9—1,2	35—42	34—41		95—85
Богатые силикатно-магнетитовые . . . . .	0,8—0,6	30—35	26—33		85—80
Средние силикатно-магнетитовые . . . . .	0,8—0,37	27—35	21—27		80—70
<i>Малорудные окисно-закисные магнетит-силикат-карбонатные</i>					
Малорудные окисно-закисные магнетит-карбонатные и силикатные . . . . .	0,6—0,3	25—33	16—20	8—15	70—55
<i>Бедные закисные магнетит-карбонатные</i>					
Бедные магнетит-карбонатные . . . . .	0,35—0,2	20—31	10—15	10—15	60—45
<i>Нерудные закисные карбонатные и силикатные</i>					
Нерудные карбонатные и силикатные . . . . .	0,2—0,05	20—30	7—8	20—25	45—25

в виде сидерита, водных силикатов железа — приналита, шамозита и тюрингита, в виде водных окислов железа, гематита и магнетита. Магнетит и гематит образуются также в результате диссоциации и окисления первичного сидерита. Изредка, как например в Кременчугском и Верховцевском районах, наблюдаются кремнисто-колчеданные отложения, характерные для восстановительной обстановки при сольфатарной деятельности.

## **ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД УКРАИНСКОГО ЩИТА**

Основные железорудные ресурсы мира приурочены к железисто-кремнистым формациям, которые широко распространены на всех докембрийских щитах, образуя огромные железорудные бассейны. Не является исключением в этом отношении и Украинский щит.

Закономерности размещения железорудных формаций. На территории Украинского щита широко развиты докембрийские железистые породы, которые приурочены к следующим структурно-фациальным зонам (с запада на восток).

1. Одесско-Белоцерковская структурно-фациальная зона, включающая Сквирский, Побужский и Ананьевский железорудные районы, расположена между западной и центральной частями Украинского щита. Эта зона в виде полосы, расширяющейся к югу, пересекает весь щит в меридиональном направлении, выходя на севере и, особенно, на юге далеко за его пределы. Протяженность зоны около 500 км, при ширине от 50 км на севере до 200 км на юге.

2. Криворожско-Кременчугская структурно-фациальная зона, включающая (с севера на юг) Кременчугский район, Правобережные магнитные аномалии, Криворожский бассейн и Херсонские магнитные аномалии, протягивается в меридиональном направлении через весь Украинский щит. Протяженность зоны свыше 300 км при ширине от 5—7 до 25—30 км. На западе зона ограничена Кировоградским блоком, на востоке — Приднепровским мегантиклинорием.

3. Приднепровский мегантиклинорий, включающий Верховцевский, Чертомлыкский, Сурский, Конкский и Белозерский железорудные районы, простирается с востока на запад почти на 160—180 км, а с севера на юг на 190—210 км. В структурном отношении мегантиклинорий ограничен на западе Криворожско-Кременчугской, а на востоке Орехово-Павлоградской структурно-фациальными зонами. На севере территория среднего Приднепровья погружается под палеозойские отложения Днепровско-Донецкой впадины, а на юге перекрыта мезозойскими отложениями Причерноморского прогиба.

4. Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона, в составе которой выделяются (с севера на юг) Павлоградский, Ореховский и Молочановский железорудные районы, в виде

четко выраженной полосы субмеридионального простираения прослеживается на расстояние более 150 км. Ширина зоны изменяется от 10 до 45 км. На севере Орехово-Павлоградская зона погружается под отложения Днепровско-Донецкой впадины, а на юге прослеживается до побережья Азовского моря. На западе она ограничена Орехово-Павлоградским глубинным разломом, а на востоке — Западно-Приазовским (Азово-Павлоградским) разломом.

5. Приазовский блок, включающий Западно-Приазовский, Центрально-Приазовский железорудные районы и Гуляйпольскую магнитную аномалию (Конкско-Ялынская впадина), расположен в юго-восточной части Украинского щита. Южной границей блока является Южно-Приазовская зона ступенчатых разломов, отделяющих его от северного борта Причерноморской впадины. На северо-востоке граница Приазовского блока со складчатым Донбассом проходит по сложно построенной Волновахской зоне разломов. С запада и с востока блок ограничен соответственно Западно-Приазовской и Грузско-Еланчинской зонами разломов.

Вторая, третья и четвертая структурно-фациальные зоны развития докембрийских железорудных формаций объединяются в сложную тектоническую систему Большого Кривого Рога. Наиболее четко выраженными по простираению являются Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская структурно-фациальные зоны, которые в меридиональном направлении пересекают Украинский щит и уходят за его пределы в смежную территорию фундамента Русской платформы. Остальные не имеют столь выдержанных простираений и характеризуются разобщенностью железорудных районов, участков и месторождений.

Возраст и формационная принадлежность железистых пород. Из известных ныне формационных систематик железисто-кремнистых пород (Белевцев, Фоменко, 1969; Гросс, 1972; Семененко, 1972) наиболее широко признанной является систематика, основанная на генетических особенностях исходных пород и предусматривающая выделение хемогенно-осадочного и вулканогенного типа формаций. Каждая из этих формаций имеет свои специфические особенности внутреннего строения, состава слагающих ее пород, возможно, источника рудогенного компонента и отвечает определенным этапам геологического развития того или иного региона. Хемогенно-осадочная формация или формация типа Озера Верхнего («суперйор») представлена осадочными и хемогенно-осадочными породами нижнепротерозойского возраста. Вулканогенно-осадочная формация, соответствующая типу формаций «алгома», характеризуется насыщенностью ее разреза вулканогенным материалом и архейским возрастом образования.

Аналогами этих формаций на Украинском щите является соответственно криворожская и верховцевская, образующие Украинскую железорудную провинцию. Архейская возрастная группа объединяет вулканогенно-осадочные формации конкско-верховцевской (весь разрез), росинско-тикичской и западно-приазовской серий. Криворожский тип формаций слагают железорудные месторождения и проявления, выделенные в криворожскую, ингуло-ингулецкую и центрально-приазовскую серии. Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, С. А. Скуридин и другие исследователи считают возможным к криворожскому типу формаций отнести также и верхнюю часть разреза (белозерскую свиту) конкско-верховцевской серии Белозерского железорудного района, представленную породами джеспилитовой субформации и рассматриваемую нами и другими в составе конкско-верховцевской серии архея.

1. Формации криворожского типа представлены осадочными кластогенными и хемогенными образованиями. В основании разрезов этой формации залегает толща ортоамфиболитов новокриворожской свиты. Среди амфиболитизированных диабазов и диабазовых порфиритов залегают метапесчаники и покровы пикритовых порфиритов. Амфиболиты выше по разрезу перекрываются мощной кластогенной толщей метаконгломератов, метапесчаников и сланцев скелеватской свиты. Затем залегает ритмично сложенная толща джеспилитов, железистых кварцитов и сланцев, включающая богатые железные руды, выделенная в саксаганскую свиту. В наиболее полном разрезе железорудная свита, состоящая из семи железистых и семи сланцевых горизонтов, достигает суммарной мощности 1500 м. Завершается разрез толщей кластогенных (метаконгломераты, метапесчаники и сланцы) и хемогенных (доломиты) пород, объединенных в гданцевую и глееватскую свиты.

2. Вулканогенно-осадочная формация верховцевского типа слагается амфиболитами, сланцево-песчанистыми породами, железистыми кварцитами и сланцами. В основании разреза залегают ортоамфиболиты конкской свиты, включающие серию пластов железистых кварцитов, сланцев, метаморфизованных эффузивов различной основности и субвулканические тела ультрабазитов. Существенно вулканогенная толща перекрывается породами белозерской свиты, низы которой представлены вулканогенно-терригенными образованиями (метапесчаники, апокератофиры, различные по составу сланцы нередко с пирокластическим материалом), верхи — хемогенно-осадочными породами. Среди последних находятся железистые сланцы и кварциты, характеризующиеся сравнительно малой мощностью и фациальной неустойчивостью. Суммарная мощность непродуктивных пород резко преобладает над мощностью железистых кварцитов.

Завершается разрез верховцевской формации толщей осадочновулканогенных пород тепловской свиты, в составе которой помимо метаэффузивов различной основности находятся маломощные пласты силикатно-магнетитовых кварцитов.

Метаморфизм железисто-кремнистых формаций. Разнофациальные метаморфические комплексы Украинского щита, в состав которых входят и породы железисто-кремнистых формаций, подчиняются определенной зональности.

В пределах Среднего Приднепровья преобладают метаморфические породы зеленосланцевой фации; в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонах — породы эпидот-амфиболитовой фации; в Западно-Ингулецкой полосе и Западном Приазовье — амфиболитовой фации; в Побужье и Восточном Приазовье — гранулитовой фации. Таким образом от Среднего Приднепровья как на запад, так и на восток постепенно и закономерно увеличивается степень регионального метаморфизма.

Однако отмеченная закономерность проявляется так лишь в общем виде. В пределах отдельных структурно-фациальных зон степень метаморфизма нередко меняется как по простиранию, так и вкрест простирания структур. Например, в Криворожско-Кременчугской зоне метаморфизм растет от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, а в Орехово-Павлоградской — от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой.

Степень метаморфизма связана с мощностью толщ обратно пропорциональной зависимостью. В ядрах крупных складчатых структур развит более низкотемпературный метаморфизм, чем на их крыльях. Кроме того, в эвгеосинклиналях степень метаморфизма ниже, чем в многоэосинклиналях.

Наиболее мощные толщи хемогенно-осадочной формации метаморфизованы в зеленосланцевой фации, значительно реже эпидотамфиболитовой и амфиболитовой, а породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, имеют незначительное распространение.

Наиболее мощные толщи вулканогенно-осадочной формации, развитые в пределах Среднего Приднепровья, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, реже эпидотамфиболитовой. Породы гранулитовой фации широко распространены в Приазовье и Побужье.

Закономерности размещения богатых железных руд. Анализ условий локализации докембрийских богатых железных руд показывают преимущественную их приуроченность к областям развития железисто-кремнистых формаций хемогенно-осадочного типа и отсутствие богатых

руд в районах развития формаций вулканогенно-осадочного типа. Эта общая для всех докембрийских щитов закономерность наблюдается и на Украинском.

Подобная приуроченность богатых руд свидетельствует о существовании формационного и фациального контроля в их образовании (Кравченко, Ганоцкий, 1974) и объясняется разным отношением в объеме указанных железисто-кремнистых формаций орто- и парапород, а также железистых пород закисных и окисных фаций.

Богатые руды, согласно существующих классификаций (Белевцев, Епатко, 1974), отнесены к метаморфогенному типу. Анализ особенностей развития процессов метаморфизма в железисто-кремнистых формациях показывает, что для районов развития богатых руд характерно образование региональной прогрессивной метаморфической зональности. Наряду с региональными метаморфическими процессами в районах развития железисто-кремнистых пород установлены также процессы, приуроченные к разломным консолидационным зонам глубокого заложения. Развитие метаморфической зональности регионального и локального типов, по всей видимости, определяло характер процессов образования богатых железных руд. Типы богатых руд и их запасы в объеме зональных метаморфических комплексов были обусловлены степенью метаморфизма и типом метаморфизма вмещающих-кремнистых пород.

В областях развития регионально-метаморфизованных пород фации зеленых сланцев наблюдаются мартитовые руды саксаганского типа, основные запасы которых сосредоточены в Криворожском бассейне (1750 млн. т), Кременчугском (220 млн. т) и Белозерском (726 млн. т.) железорудных районах (всего около 2,7 млрд. т.).

В областях развития железо-кремнистых пород эпидот-амфиболитовой фации богатые руды представлены силикатно-карбонатно-магнетитовыми разностями первомайского типа, которые развиты в основном в северном районе Криворожского бассейна. Запасы руд первомайского типа по сравнению с рудами саксаганского типа составляют всего около 5%.

Области развития пород гранулитовой фации характеризуются незначительным количеством богатых руд, либо их отсутствием. Богатые руды среди железисто-кремнистых пород гранулитовой фации известны в Западном Приазовье (Корсак Могила) и Володарском районе Одесско-Белоцерковской зоны, где они представлены оливин-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми рудами.

В последнее время в южной части Одесско-Белоцерковской зоны среди пород гранулитовой фации установлен новый тип руд. Это карбонатно-магнетитовые руды Молдовско-

го, Грушковского и Слюсаревского месторождений, которые залегают среди мраморов и кальцифиров.

Структура, вещественный состав (кальцит, доломит) и условия залегания карбонатно-магнетитовых руд позволяют предположительно относить эти руды к карбонатно-щелочноземельной железорудной формации (Кравченко и др., 1976; Ганоцкий, Мальмет, 1976). Прогнозные запасы карбонатно-магнетитовых руд до глубины 500 м ориентировочно составляют 150—170 млн. т.

В заключение отметим ингулецкий тип руд, который развит на контакте средней и верхней свит криворожской серии пород и представлен силикатно-карбонатно-магнетитовыми и карбонатно-гематит-магнетитовыми рудами. В формировании их, вероятно, принимали участие процессы седиментационные и локального миграционного метаморфизма и метасоматоза, проявление в долгоживущих зонах глубинных разломов. Примером руд этого типа могут служить руды южного района Криворожского бассейна, Южно-Буденовского участка в Северном Криворожье и Попельнастовского месторождения района Правобережных магнитных аномалий. Запасы руд этого типа невелики и не превышают 4% от общих запасов богатых руд Украинского щита.

## ЛИТЕРАТУРА

**Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю.** Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшие направления их изучения.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.

**Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М.** Геохимические и геологические основы прогноза железных руд.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии. Киев, «Вища школа», 1974, с. 16—29.

**Гросс Г. А.** Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 8—15.

**Кравченко В. М., Ганоцкий В. И.** Формационный и фациальный контроль месторождений богатых руд докембрийских железисто-кремнистых формаций.— «Геологический журнал», 1974, т. 34, вып. 2, с. 99—103.

**Кравченко В. М., Ганоцкий В. И., Мальмет Ж. Г.** Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите.— «Геологический журнал», 1976, т. 36, вып. 4, с. 3—12.

**Семененко Н. П.** Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 138—147.

## ЭВОЛЮЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ И РУД КРИВОГО РОГА

В свете современных представлений железистые кварциты и руды являются многофазными образованиями. В основу этих представлений положена идея о многоэтапном формировании Криворожского складчатого пояса, разработанная в трудах Я. Н. Белевцева (1964), Н. П. Семененко (1966) и др. Наиболее глубокое и полное развитие эта идея получила у Г. И. Каляева (1965). На основании анализа формационных критериев, впервые примененных им к расшифровке последовательности формирования Криворожского складчатого пояса, выделяются четыре этапа роста купольных инфраструктур гранитоидных масс или глубинной складчатости. Каждый такой этап сопровождался гранитизацией и метаморфизмом смежно залегающих осадочно-метаморфических и эффузивно-магматических пород. По мнению Г. И. Каляева, региональный метаморфизм и складчатость пород железисто-кремнистой формации произошли в третий этап формирования глубинной складчатости, в период инверсии геосинклинали до отложения формаций верхней свиты. Наступивший затем длительный перерыв в осадконакоплении был обусловлен сменой геотектонического режима в развитии геосинклинали. С ним-то и связаны не только размыв, но и гипергенез пород железисто-кремнистой формации. Далее этот автор подчеркивает, что породы верхней свиты отлагались на уже дислоцированных и размытых породах средней свиты. Четвертый этап глубинной складчатости проявился после отложения формаций верхней свиты. На завершающей стадии последнего произошли метаморфизм пород и оформление криворожского синклинория.

Но так как местами зарождения складчатости являлись купольные инфраструктуры, то каждый из выделенных этапов складчатости как бы наращивал ранее созданные структуры и усложнял их.

С платформенным периодом существования криворожского складчатого пояса связано развитие посторогенных формаций (аплатоидных и пегматоидных гранитов — демуринские, боковянские, токовские, днепровские и т. д., малых интрузий гипербазитов и диабазов), которые своим формированием оказывали гипогенные воздействия на криворожскую серию пород. По мнению П. М. Каниболоцкого и В. Н. Котляра, эти воздействия были самыми сильными.

Таким образом, установленная многоэтапность в формировании Криворожского подвижного пояса соответствующим

образом отразилась и на минеральном составе железистых пород и руд. Но не только общегеологические данные, но и результаты определения изотопного состава кислорода ( $\delta O_{18}$ ) рудных минералов указывают на несинхронность минеральных комплексов (парагенезисов), слагающих железистые кварциты и руды (Мельник, 1973).

Детальные минералого-петрографические исследования показали, что минеральный состав железных руд и вмещающих их железистых кварцитов характеризуется несинхронными комплексами минералов, подтверждающих многоэтапность их образования. Известно, что на этапе регионального метаморфизма сформировался исходный минеральный состав группировки в прослойках, и кварцем. Магнетит представителем железистых пород. Установлено, что основной объем железистых кварцитов (джеспилитов) сложен магнетитом, ленточными идиоформными, часто эвгедральной формы сростками, реже изолированными зернами размером 0,01—0,05 мм. Сростки магнетита, сочетаясь между собой, образуют линейную, уплотненно-сетчатую, сростково-вкрапленную структуры. Кварц, располагающийся в промежутках, ксеноморфный. Размер его зерен 0,01—0,03 мм. Роговиковые прослои имеют красный, розовато-красный цвет, обусловленный присутствием в зернах кварца дисперсного гематита. Структура прослоев роговиковая или близкая к ней. Размер зерен кварца в этих прослоях не превышает 0,03—0,04 мм. В силикатных прослоях кварцитов развивались хлорит, биотит, железистые карбонаты. Итак, на этапе регионального метаморфизма железистые кварциты имели следующий минеральный состав: магнетит I, кварц I, эмульсионный гематит, хлорит, биотит, железистые карбонаты.

Второй этап минералообразования связан с широким развитием процессов гипергенеза, проявившихся в железистых породах в период инверсии геосинклинали, когда регион был превращен в горную область. С этим этапом связано образование пористых мартитовых, железнослюдково-мартитовых, дисперсногематито-мартитовых и гематито-дисперсногематитовых руд. Основным рудообразующим процессом в этих условиях являлось гипергенное выщелачивание кварца, обусловленное воздействием гравитационных вод. В формировании устойчивой щелочной среды растворов, по нашему мнению, принимали участие процессы гидролиза.

Как известно, гидролиз представляет собой изменение концентрации в воде ионов  $H^+$  и ионов  $OH^-$ , вызванное растворением веществ. Ионы водорода благодаря повышенному сродству к электрону (14,25 эв) могли в условиях докембрия, когда кислорода было крайне мало, выполнять роль окислителя. При таком допущении ионы водорода будут расходоваться на окисление мигрирующих в водных растворах

элементов, в том числе и железа. Этот процесс в гравитационных водах нарушает соотношение между ионами  $H^+$  и  $OH^-$ . Стремление системы восстановить нарушенное равновесие неизбежно приводит к диссоциации воды и новое равновесие установится при преобладании в системе иона  $OH^-$ . Это и обусловит щелочную реакцию гравитационных вод. Под воздействием щелочных гравитационных вод произойдет односторонний вынос кремнезема из железистых пород, что приведет к образованию пористых руд.

Во вмещающих железистых породах воздействие щелочных гравитационных вод проявилось в уничтожении значительной части красных роговиковых прослоев и превращении их в темно-серые. Изменение окраски прослоев связано с преобразованием дисперсного гематита в более крупные его выделения размером 0,01—0,03 мм. Мартит в рудных и рудно-роговиковых прослоях приобрел четко выраженную ямчатую поверхность. Силикатные прослои превратились в темно-бурые дисперсногематитовые прослои пелитоморфного строения. В дальнейшем на завершающей стадии эволюции гравитационных вод под воздействием свободной углекислоты, присутствующей в атмосфере докембрия, щелочные растворы закономерно преобразуются в кислые ( $pH < 7$ ). Под воздействием кислых растворов во вмещающих железистых кварцитах широко проявились процессы маршалитизации. Вследствие выноса части железа темно-красные роговиковые прослои местами превратились в светло-серые. Под воздействием кислых гравитационных растворов выносились не только железо, но и кальций, фосфор и алюминий. Накопление вынесенных элементов происходило в пористых рудах в зоне застойных вод, геохимические параметры которых ( $pH$ ,  $Eh$ ) изменялись в соответствии с эволюцией гравитационных вод. Направленное изменение застойных вод в сторону снижения  $pH$  и  $Eh$  определило строгую геохимическую последовательность в отложении цементационных минералов в пористых рудах; гетит, кварц, сидерит, апатит, каолинит. Локальная цементация указанными минералами пористых руд обусловлена опусканием отдельных участков региона до уровня застойных вод (Татунь, 1973). Таким образом, в условиях гипергенеза возник следующий синхронный комплекс минералов: пористый мартит I, тонкодисперсная слюдка, гетит, дисперсный гематит, маршалит (кварц), цементационные минералы в пористых рудах.

К третьему этапу относятся процессы минералообразования, возникшие под воздействием более поздних гипогенных процессов, происшедшим в период формирования Криворожского синклиория. В неокисленных железистых кварцитах произошла собирательная перекристаллизация магнетита I, кварца и тонкодисперсной железной слюдки. Размер зерен,

сростков магнетита увеличивается до 0,08—0,1 мм. В рудных прослоях возникает полиэдрическая сростково-вкрапленная, петьльчато-сростковая и сростково-блоковая структуры. Характерно, что на этом этапе происходит очищение кварца от дисперсных выделений рудных минералов с последующим их укрупнением. Дисперсная железная слюдка приобретает чешуйчатую, реже пластинчатую формы зерен, увеличиваясь в размере до 0,03—0,05 мм. Ее зерна часто образуют уплотненно-сетчатую структуру. В роговиковых прослоях возникает типичная торцовая структура кварца. В силикатных и других типах прослоев наблюдается интенсивное развитие куммингтонита, биотита, в меньшей степени карбоната (сидероплезита, кальцита). Появляются в единичных зернах пирит, реже халькопирит. Такой комплекс минералов указывает на кислый характер гипогенных растворов и восстановительные условия. В гипергенно измененных железистых породах и рудах гипогенные воздействия проявились в собирательной перекристаллизации рудных минералов, в регенерации мартита I, в развитии вторичной железной слюдки, в уплотнении и брекчировании пористых руд. Процессы регенерации выразились в залечивании ямчатой (пористой) поверхности мартита I гематитом и приобретении его зернами, сростками «обновленной» гладкой поверхности. По цементационному гетиту и дисперсному гематиту развивается железная слюдка. Возникают так называемые «ежиковые», реже сетчатые структуры. Итак, на втором этапе гипогенных воздействий возник следующий комплекс минералов: а) в неокисленных железистых породах — магнетит II, куммингтонит, биотит, карбонат, сульфиды; б) в гипергенно измененных породах и рудах — мартит II (регенерированный), пластинчатая железная слюдка, цементационный гематит.

Четвертый этап минералообразования связан с гипогенными процессами, проявившимися в период платформенного развития криворожского складчатого пояса. Гипогенные процессы этого этапа наиболее активно проявились в северной части Саксаганской полосы (рудник им. Ленина, Первомайское, Анновское месторождения). Минералы, возникшие в третий этап гипогенных воздействий, четко обособляются реакционными взаимоотношениями от предшествующих этапов минералообразования. К ним относятся: крупнозернистые магнетит III и гипогенный мартит, прожилковые выделения крупночешуйчатой железной слюдки, эгирин, дихроичный биотит, щелочные амфиболы, стильпомелан, гидрослюда, альбит, жильный кварц. Перечисленный комплекс минералов указывает на щелочной характер гипогенных растворов.

К пятому этапу минералообразования относятся гипергенные процессы, обусловившие формирование дотретичной площадной коры выветривания. Для этого этапа характерно ши-

рокое развитие в верхних частях разреза процессов мартитизации магнетита. В проявлении последних наблюдаются все промежуточные стадии: от каемочной и решетчатой до сплошной. Гидрогетит развивается главным образом по трещинам или же по кварцу рудных и роговиковых прослоев. В последнем случае часто возникают типичные структуры замещения — порового, пленочного и базального цемента. Кроме того, в единичных случаях образуются скопления ярозита, редко копиапита.

Таким образом, этапы формирования криворожского складчатого пояса предопределили образование несинхронных комплексов минералов, которые, развиваясь, строго отражают геохимические условия, имевшие место в период каждого из них.

### ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 1.

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

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973. 287 с.

Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966. 298 с.

Татунь Г. Т. Об условиях образования некоторых разновидностей плотных (цементационных) железных руд Саксаганского района Кривого Рога. — «Геологический журнал», 1973, т. 33, вып. 1.

*В. Н. Троценко*

## ФАКТОРЫ РАССЕЯНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ ЖЕЛЕЗА ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ ПОРОД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения Петровское, Червоного Шахтера, Артемовское и другие в районе Правобережных аномалий Криворожско-Кременчугской зоны размещены среди обширных полей гранитов и мигматитов. Гранитизации были подвержены также и породы железисто-кремнистой формации. На материалах названных месторождений может быть прослежено геохимическое поведение железа в ходе гранитизации.

Руды здесь представлены магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми кварцитами, причем гематит и мартит в их

составе отмечаются намного реже, чем в рудах криворожской метаморфической серии в Саксаганском районе. По-видимому, существенно магнетитовый состав руд связан с более глубоким их метаморфизмом, чем в Саксаганском районе. В минеральные ассоциации руд входят амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда, железистые роговые обманки, а также пироксены салитового ряда. Изредка отмечается гиперстен. Руды залегают в виде пластов, в переслаивании с амфиболитами, железисто-силикатными кварцитами, кристаллическими сланцами и гнейсами, минеральные парагенезисы которых отвечают амфиболитовой фации метаморфизма. Реже отмечаются представители фации зеленых сланцев и среди них — гематитсодержащие джеспилиты. Они встречены в верхних горизонтах месторождений и в срединных частях рудных полей. С приближением к гранито-мигматитовому обрамлению они быстро сменяются минеральными парагенезисами амфиболитовой фации.

Мигматиты обрамления содержат останцы руд и железистых метаморфических пород, которые переработаны в меланосому. Эти изменения охватывают практически полностью объем останцов, большинство которых не превышает  $0,5 \text{ м}^3$ . Более крупные останцы изменены лишь по периферии. Для минерального состава меланосомы характерны железо-магнезиальные силикаты — слюды и амфиболы, а также магнетит и апатит. Подчиненную роль играют реликтовые минералы субстрата — кварц, плагиоклаз, железистые силикаты, количество и характер которых зависят от состава субстрата. Меланосома, таким образом, наблюдается как контактовое образование, наложенное на метаморфические породы и руды, пространственно связанное с гранитовыми новообразованиями, которые представлены лейкосомой плагиогранитового или микроклинсодержащего гранитового состава. При этом меланосома нигде не наложена на гранитовый материал и, следовательно, она возникла одновременно с ним, в магматическую стадию. Это в какой-то мере сближает ее со скарнами, а точнее, с магнезиальными скарнами. Но от последних она отличается иным (силикатным) характером субстрата, а также широким развитием гидроксилсодержащих силикатов при практически полном отсутствии «сухих» минералов — форстерита, шпинели и др.

В целом, мигматиты и мигматизированные породы и руды представляют собой мозаику из таких составных частей, как останцы пород субстрата, меланосома и лейкосома. Лейкосома наблюдается двух типов: плагиогранитовая и гранитовая. Первая развита более широко и во времени предшествует второй. Меланосома же наблюдается в ассоциации как с плагиогранитовой, так и с гранитовой лейкосомой. Ее образование происходило в каждой стадии гранитизации.

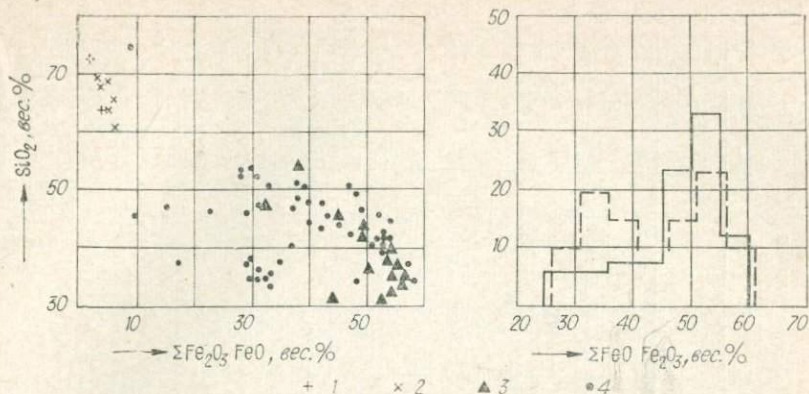


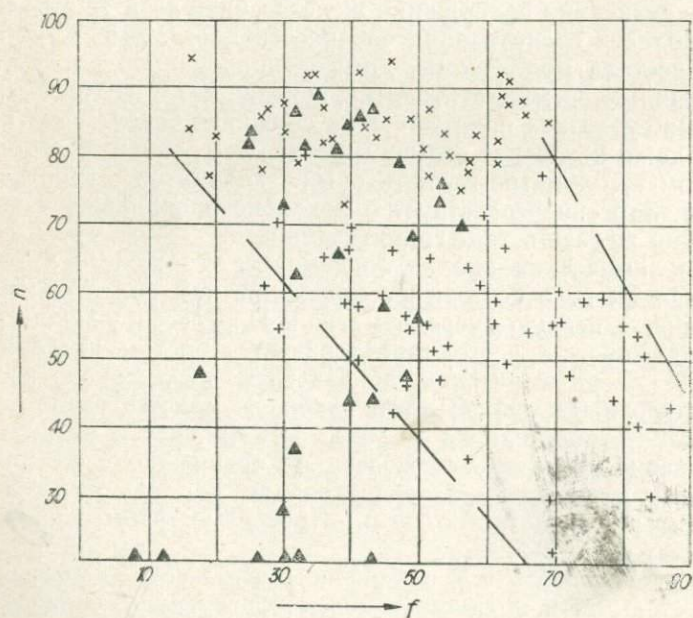
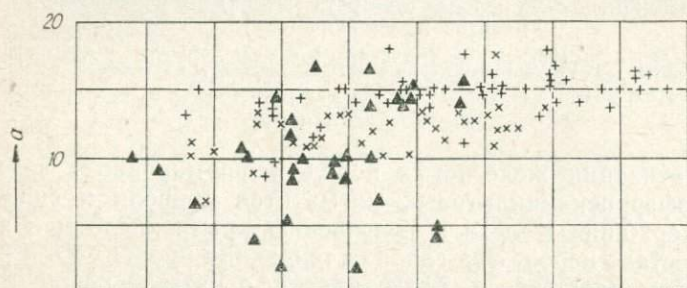
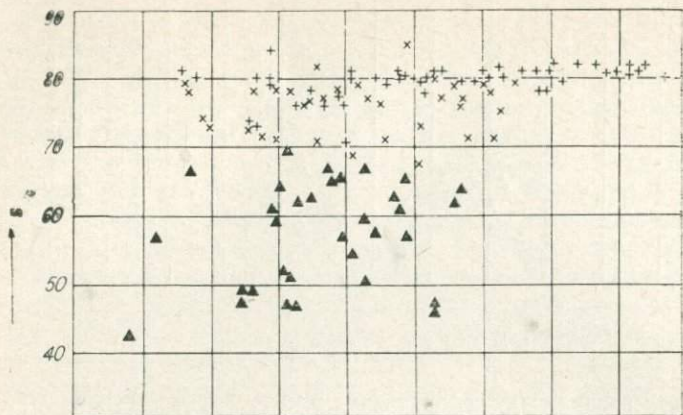
Рис. 1. Корреляция между содержаниями железа и кремнекислоты в горных породах и гистограмма распределения значений содержания железа в железисто-кремнистых породах субстрата (штрих) и в меланосоме мигматитов (сплошная линия).

Здесь и далее: 1 — граниты и гранит-мигматиты, 2 — плагиограниты и плагиогранит-мигматиты, 3 — меланосома мигматитов, 4 — железисто-кремнистые породы субстрата.

Гранитизация железистых пород и формирование за их счет апоферросилицилитовых мигматитов привели к снижению содержания железа и повышению кремнекислоты в валовом составе пород. Эта главная тенденция проявилась в региональном масштабе и, благодаря ей, с каждой новой стадией гранитизации содержание железа снижалось еще более, т. е. в области гранитизации оно рассеивалось. Вместе с тем анализ состава меланосомы, дифференцированной от других составных частей мигматитов, и сравнение его с железистыми породами субстрата показывает на снижение содержания железа, а даже некоторое его повышение, по сравнению с большинством силикатно-магнетитовых кварцитов субстрата (рис. 1). Это свидетельствует о локально проявившейся концентрации железа в ходе гранитизации.

Петрохимический анализ показывает, что железо в ходе гранитизации вело себя менее подвижно, чем более сильные основания, в первую очередь магний. Прогрессирующая гранитизация прежде всего характеризуется ростом численных значений петрохимических показателей кремнекислотности ( $s$ ) и щелочности ( $a$ ). С ними слабо, но положительно коррелируется относительная железистость ( $f$ ), что и указывает на меньшую подвижность железа по сравнению с магнием. Обнаруживается слабая отрицательная корреляция между относительной железистостью и натровостью гранитизированных пород (рис. 2).

Однако показатель  $f$  в основном отражает соотношения между железом и магнием в породообразующих силикатах,



а для меланосомы, где магnezиальные силикаты доминируют, его значения невелики, несмотря на повышенное содержание железа. Поэтому были рассмотрены соотношения между петрохимическими показателями и относительной ролью  $Fe^{3+}$  в суммарном содержании железа, что отражает насыщенность пород рудными минералами железа. При этом выявилась положительная корреляция между калийностью и относительной ролью  $Fe^{3+}$  в общем количестве железа в составе мигматитов (рис. 3).

По результатам многократной корреляции компонентов химического состава железистых пород метаморфического субстрата и продуктов их последовательной гранитизации очевидна усиливающаяся геохимическая дифференциация вещества. В ее ходе усиливаются связи между Mg и Ti, с одной стороны, и слабеют связи Fe с ними — с другой. При этом в гранитизированных породах  $Fe^{3+}$  положительно связано с геохимической ассоциацией Si и K, а  $Fe^{2+}$  остается связанным с ассоциацией Mg и Ti. Ниже приводятся формулы многократной корреляции:

Породы субстрата	$((SiNa)_8Al)_9 - ((Fe^{3+}Fe^{2+}MnMgP)_8TiCaK)_9;$
Плагиогранит-мигматиты	$((SiNaK)_7F^{3+})_8 - ((FeMnTiCa)_6AlMgP)_7;$
Гранит-мигматиты	$(SiKF^{3+})_7 - ((TiMgP)_6F^{2+}MnCaAlNa)_7.$

Приведенный материал показывает, что миграция железа в ходе гранитизации пород железисто-кремнистой формации связана с изменениями кремнекислотности, общей щелочности, а также калийности. В текстурной неоднородности продуктов гранитизации (в мигматитах) зафиксирован мозаичный характер изменчивости названных геохимических признаков и неоднородный характер распределения железа в связи с распределением его при региональном развитии лейкосомы и локальной концентрацией в меланосоме.

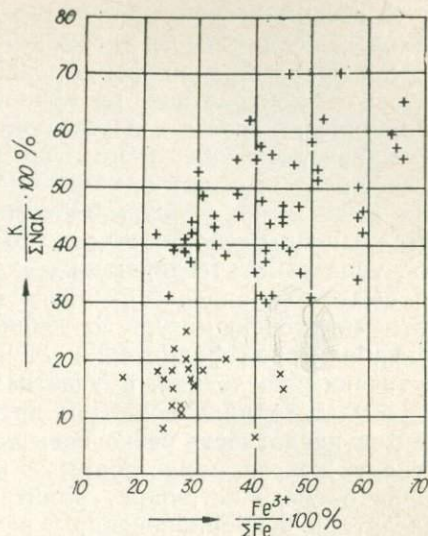


Рис. 3. Корреляция между степенью окисления железа и относительной калийностью горных пород. Усл. обозн. см. на рис. 1.

← Рис. 2. Корреляция между относительной железистостью ( $f$ ) и кремнекислотностью ( $S$ ), относительной щелочностью ( $a$ ), а также натровостью ( $n$ ) горных пород. Усл. обозн. см. на рис. 1.

В геохимической истории превращения гетерогенных метаморфических пород в гомогенные гранитоиды выделяется промежуточный этап формирования горных пород — мигматитов — с контрастной, мозаичной изменчивостью геохимических условий среды, в первую очередь ее кислотности.

Сравнение кислотности среды минеральных агрегатов может быть выполнено, по рекомендации В. А. Жарикова, путем вычисления условных потенциалов ионизации. Полученные величины говорят о том, что кислотность железистых пород типа гематитсодержащих джеспилитов, характерных для толщ зеленосланцевой фации метаморфизма, при прогрессивном метаморфизме до состояния магнетитовых кварцитов амфиболитовой фации снижается (см. таблицу). В ходе гранитизации последних, в участках формирования лейкосомы, в результате привноса Si и других гранитофильных компонентов кислотность резко повышается, что и способствует переходу железа в растворимые комплексы и его рассеянию. Однако среда останцов гранитизируемого субстрата менее кислотная и проникновение в нее подвижных комплексов железа, по-видимому, приведет к осаждению  $Fe^{3+}$ , в первую очередь как наиболее чувствительного к изменениям кислотности среды. Здесь же происходит накопление и более сильных оснований, например Mg, что еще более усиливает контраст кислотности между лейкосомой и возникающей меланосомой и способствует дальнейшему осаждению  $Fe^{3+}$  в меланосоме.

Вместе с тем любопытна зафиксированная разными способами корреляция связь степени окисления железа с калийностью продуктов гранитизации. Вероятно, она является следствием каких-то общих причин проявления калиевых гранитоидов при более высоких значениях  $P_{O_2}$ , чем натровых. Об этом же свидетельствуют минералогические признаки разложения биотитов и амфиболов в калиевых гранитах с новообразованием магнетита и ильменита. При температуре кристаллизации гранитов ( $\approx 600^\circ C$ ) данное разложение возможно при  $P_{O_2} \geq 10^{-15}$  бар по К. Краускопфу. Таким образом, парагенетический анализ гранитизированных руд и пород же-

Условные потенциалы ионизации (рассчитаны по методу В. А. Жарикова)

Минеральные агрегаты		$J$ , ккал/моль
Породы субстрата	Магнетито-гематитовый джеспилит фации зеленых сланцев	215,00
	Магнетитовый кварцит амфиболитовой фации	207,45
Мигматиты	Магнетито-биотитовая меланосома	192,72
	Плагиогранитовая лейкосома	209,55
	Гранитовая лейкосома	211,35

лезисто-кремнистой формации показывает, что рассеяние или концентрация железа в ходе гранитизации зависят от изменений кислотности среды и фугитивности кислорода и связаны с изменениями химических потенциалов щелочей.

Главная масса железа из области гранитизации, естественно, рассеивается, причем многие исследователи предполагают вынос его к поверхности, в Мировой океан. Отмеченные факторы локальной концентрации железа могут, по-видимому, работать не только в меланосоме гранитизируемых пород, но и на путях миграции железа перед фронтом гранитизации, в среде пониженной кислотности. Поэтому следует иметь в виду, что образование участков, богатых руд в месторождениях, размещенных среди гранитизированных толщ, может быть связано с миграцией железа из зоны гранитизации и осаждением его в менее кислотной среде пород продуктивной формации.

*И. Н. Щеголев*

## **ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ, ОСОБЕННОСТИ ИХ СТРОЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С АНАЛОГИЧНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Детальные исследования железисто-кремнистых пород докембрия КМА показали, что они во многом отличаются друг от друга, располагаются на различных стратиграфических уровнях и принадлежат к различным формационным типам. Исследователями предполагались различные варианты деления продуктивных толщ на формации. И часто в их схемах одни и те же аномалии относились в одних случаях к молодым образованиям, в других — к более древним. Особенно много споров вызывали Прохоровско-Корочанские, Курско-Бесединские, Козинцовские и другие аномалии. Разноречивость взглядов по этому вопросу, очевидно, объясняется тем, что многие железорудные тела и особенно расположенные за пределами главных аномальных полос были вскрыты единичными скважинами, не учитывалось в должной мере стратиграфическое и структурное их положение, не были разработаны надежные принципы корреляции и недостаточно использовались современные методы исследований.

Ранее нами была показана возможность объединения всех железорудных толщ докембрия КМА в генетически самосто-

тельные и разновозрастные типы формаций (Плаксенко, 1966; Плаксенко и др., 1972, 1974, 1976). Результаты детальных исследований последнего времени позволили составить научно обоснованную карту распространения железисто-кремнистых формаций докембрия КМА. При этом в полном объеме использовался литолого-фациальный и формационный анализ с применением важнейшего комплекса современных методов исследований осадочной геологии докембрия. Это позволило глубже проникнуть в сущность процессов докембрийского литогенеза и установить вполне надежные характерные первичные признаки пород.

Несомненную помощь при определении формационного типа железных руд оказывала увязка разрезов докембрия КМА с достаточно хорошо изученными регионами и их пространственная корреляция. С учетом этого нами выделяются железисто-кремнистые формации на четырех стратиграфических уровнях докембрия КМА. В состав пород обоянской серии раннего архея входит железисто-кремнисто-гнейсовая, к михайловской серии позднего архея приурочена железисто-кремнисто-метабазитовая, нижнепротерозойские образования курской серии объединяют железисто-кремнисто-сланцевую, толщи оскольской серии содержат самую позднюю среднепротерозойскую железисто-кремнистокластогенную формации.

По большинству сравниваемых признаков перечисленные выше разновозрастные формационные типы железисто-кремнистых образований значительно отличаются друг от друга. Примеры достаточно существенных различий двух железорудных формаций, пространственно ассоциирующих с породами обоянской и курской серий, нами показаны в одной из работ (Плаксенко, Щеголев, 1976). Здесь мы приведем последние данные сравнительного анализа и для железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Указанные разновозрастные формации прежде всего различаются между собой продуктивностью, вещественным составом и внутренним строением железорудных толщ. Железистые кварциты курской серии образуют хорошо выдержанные по простиранию на сотни километров горизонты мощностью 250 м и более с весьма характерной аутигенно-минералогической зональностью и закономерной сменой фациальных типов от периферии к центральным частям продуктивных толщ в следующей последовательности: безрудные и малорудные с магнетитом, силикатно-магнетитовые, магнетитовые, железослюдково-магнетитовые, магнетито-железослюдковые, железослюдковые разности кварцитов с ясно выраженной полосчатой текстурой. Главными минеральными компонентами являются кварц, магнетит, железная слюдка, реже на некоторых участках отмечаются карбонаты, сульфиды, амфиболы и пироксены. Продуктивность железистых свит

очень высокая (Плаксенко, 1966; Плаксенко, Щеголев, 1976). Этого нельзя сказать о железных рудах обоянской серии, которые имеют в общем низкую продуктивность из-за своих небольших размеров (до 10 км) и частого переслаивания с вмещающими породами. По вещественному составу выделяются в основном силикатно-магнетитовые, безрудные и малорудные их разности с полосчатыми, нечеткополосчатыми и массивными текстурами. Главными пороодообразующими минералами являются кварц, магнетит, амфиболы, пироксены, размеры которых на один порядок больше, чем в железистых кварцитах курской серии.

Железорудные толщи михайловской серии образуют разобщенные пачки и горизонты протяженностью по простиранию не более одного — полутора десятков километров, мощностью от нескольких сантиметров до сотен метров. Уместно заметить, что железорудные образования железисто-кремнисто-метабазитовой формации в одних случаях ассоциируют с вулканитами основного состава, приуроченными к низам разреза михайловской серии, в других — обнаруживают тесную связь с более кислыми вулканитами и терригенно-осадочными породами, расположенными в средней части разреза той же серии. Наименьшие мощности (до 5—10 м) и низкую продуктивность имеют железные руды, залегающие среди амфиболитов и представленные в основном безрудными и малорудными разностями. Большой продуктивностью (20—30%) и мощностью (100 м и более) обладают железисто-кремнистые породы, залегающие среди гнейсов, сланцев, метапесчаников и имеющие в основном силикатно-магнетитовый состав. Для них характерны полосчатые и слабополосчатые текстуры. К числу их главных пороодообразующих минералов относятся кварц, магнетит, амфиболы, зеленый биотит, гранат, реже встречаются хлорит, карбонаты, пироксены, полевые шпаты, бурый биотит.

Обращает на себя внимание неоднородный состав пород, непосредственно вмещающих и разделяющих железистые горизонты всех разновозрастных формаций. Для железистых кварцитов курской серии такими породами, как правило, являются тонкоритмичнослоистые филлитовидные сланцы с различным количеством углистого вещества, а также в значительной степени пиритизированные и карбонатизированные разности (для горизонтов подстилающих). Вмещающими породами железорудных образований раннеархейской формации являются различные по составу гнейсы (пироксен-, гранат-, амфибол-, биотитсодержащие, высокоглиноземистые) и реже амфиболиты. Железисто-кремнистые породы михайловской серии развиты в одних случаях среди амфиболитов, микродиабазов, в других — среди метапесчаников, сланцев и гнейсов (биотитовых, биотит-амфиболовых, мусковитовых,

биотит-ставролитовых, биотит-гранатовых, биотит-хлоритовых, ставролитовых, гранат-амфиболовых). Метапесчаники здесь представлены кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми разностями, тогда как среди вмещающих пород курской серии они представлены в основном кварцевыми разностями.

При решении многих спорных геологических вопросов, особенно касающихся стратиграфических построений метаморфических толщ раннего докембрия, практически лишенных фаунистических и растительных остатков, особая роль принадлежит акцессорным минералам. Многие из них устойчивы и сохраняют свои первичные признаки вплоть до ультраметаморфических преобразований. Наши многолетние минералогические исследования супракристалльных толщ докембрия КМА показали, что всем выделенным разновозрастным сериям присущи характерные комплексы акцессорных минералов и их типоморфные особенности (Плаксенко и др., 1975, 1976). Многие из них имеют аллотигенную природу, а в количественном отношении наблюдается их увеличение с переходом от наиболее древних к более молодым образованиям. При сравнении ассоциаций акцессорных минералов и их типоморфизма из гнейсов (вмещающих железисто-кремнистые породы обоянской серии), метапесчаников, сланцев и гнейсов (закрывающих железорудные толщи михайловской серии), метапесчаников и сланцев, содержащих железистые кварциты курской серии, установлены значительные различия и характерные признаки, способствующие расшифровке последовательности образования пород и стратиграфической корреляции разновозрастных образований многих разрезов докембрия КМА. Породы наиболее раннего формационного типа имеют небольшие вариации видового состава акцессорных минералов: апатит, циркон, монацит, гранат, пирит, сфен, дистен, кордиерит, силлиманит, магнетит и некоторые другие. К аллотигенным разностям относятся лишь четыре первых минеральных вида. Циркон представлен нормальным кристаллическим и сильно разложенным типами (последний резко доминирует по содержанию), а в морфологическом отношении встречаются призматические и длиннопризматические, а также изометричные и слабоудлиненные разности (первые преобладают).

Апатит в гнейсах обоянской серии значительно преобладает над цирконом (в 3—10 раз). Для него характерны включения циркона. Кроме этого, в указанных породах встречается монацит, имеющий вид окатанных яйцевидных и эллипсоидально-уплощенных зерен. В отличие от других формаций наиболее древние образования характеризуются малым набором аллотигенных акцессорных минералов (apatит, циркон, монацит и реже гранат), из которых монацит встреча-

ется лишь в разрезах пород обоянской серии; отсутствием турмалина, плеохроичного апатита, рутила; высоким содержанием апатита и магнетита; наличием двух разновидностей циркона с преобладанием сильно разложенных разновидностей и с коэффициентом удлинения больше двух; частой встречаемостью микровключений циркона в апатите.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация характеризуется своеобразием комплексов акцессорных минералов, позволяющих отличать ее как от более древних, так и от молодых по возрасту пород. В метапесчаниках, гнейсах михайловской серии установлены следующие минеральные компоненты; ильменит, рутил, сфен, лейкоксен, анатаз, циркон, апатит, турмалин, хромит, магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, дистен, ставролит. Из них «руководящими» являются минералы титана и хрома. Циркон представлен двумя типами, различающимися по состоянию вещества: нормально кристаллическим и сильно разложенным с примерно равными количественными соотношениями между собой. К наиболее характерным признакам, отличающим разрез пород михайловской серии от обоянской и курской, следует отнести следующие: постоянное присутствие ильменита, рутила, лейкоксена, сфена, турмалина, хромита, плеохроичного апатита с довольно высокими содержаниями для первых четырех разновидностей; отсутствие монацита; более частая встречаемость дистена и ставролита; примерно равным соотношением нормальных и малаконизированных цирконов; более низким содержанием апатита (относительно древнейших толщ).

Породы, вмещающие железистые кварциты курской серии, содержат наибольшее количество терригенных минералов: апатита, циркона, ильменита, магнетита, железной слюдки, рутила, турмалина, криоконита и других (Плаксенко и др., 1975). По разнообразию акцессорных минералов и их содержанию метапесчаники, сланцы железисто-кремнисто-сланцевой формации значительно отличаются от более древних формационных типов. Наиболее характерны для них следующие признаки: наличие до четырех разновидностей цирконов, различающихся по физическим свойствам (преобладают разновидности с нормальными физическими свойствами) и коэффициентом удлинения равным или меньше двух; присутствие железной слюдки, пирита, низкие концентрации ильменита, рутила, сфена, апатита; преобладание в количественном соотношении циркона над апатитом примерно в три раза; отсутствие монацита, хромита.

Сопоставление комплексов акцессорных минералов всех стратиграфических подразделений докембрия КМА показало, что в количественном отношении некоторые минеральные компоненты имеют закономерную возрастную направленность. Так, концентрации апатита заметно убывают в направ-

лении от более древних к более молодым толщам. Если в железисто-кремнисто-гнейсовой формации его содержание составляет первые килограммы, в железисто-кремнисто-метабазитовой формации — первые сотни граммов, то в железисто-кремнисто-сланцевой формации — всего лишь первые десятки граммов на тонну породы. В этом же направлении снижается доля метамиктных разностей цирконов. Так, в гнейсах обоянской серии терригенный циркон представлен почти полностью непрозрачными, густо окрашенными в бурые тона, интенсивно разложенными зернами. В породах, михайловской серии содержание метамиктных цирконов уменьшается до 50—70%, а в курской серии — до 30% и менее. Такое направленное уменьшение доли малаконизированных разностей цирконов от раннеархейских образований к протезойским можно использовать для определения относительного возраста докембрийских толщ. Неодинаковые количественные показатели химических элементов, физических, термоэлектрических свойств рудных минералов, изотопного состава серы в сульфидах, газовых составляющих и многие другие признаки разновозрастных железисто-кремнистых формаций докембрия КМА являются основными критериями отличия и сходства железорудных образований (Плаксенко, Щеголев, 1976).

Не однотипны и железисто-кремнистые образования в смежных с курским бассейном регионах. Взяв за основу формационное деление железисто-кремнистых пород КМА, мы попытались выявить стратиграфические аналоги между всеми железорудными комплексами докембрия европейской части СССР. До этого были сделаны сравнения лишь по некоторым районам.

Породы железисто-кремнисто-гнейсовой формации выявлены в разрезах центрально-приазовской и бугской серий Украинского щита, гнейсовой серии Татарского свода, тара-ташского комплекса Южного Урала. По большинству сравниваемых признаков (вещественный состав руд и вмещающих пород, текстурно-структурные и геохимические особенности, продуктивность, конфигурация рудных тел и их протяженность, метаморфические преобразования и др.) они достаточно надежно сопоставляются между собой.

К аналогам железисто-кремнисто-метабазитовой формации могут быть отнесены толщи пород в составе конкско-верховцевской или метабазитовой серии Украинского щита, гимольской серии Карелии, оленегорской свиты Кольского п-ва, прибалтийского комплекса Прибалтики, околдовской серии Белоруссии. Железорудные образования КМА и всех перечисленных регионов тесно и парагенетически связаны с накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ основного и кислого состава. Причем для наиболее хо-

рошо изученных районов (КМА, УКЩ, Карелия, Кольский полуостров) установлено, что железные руды приурочены в одних случаях к амфиболитам, микродиабазам, апоспилитам (их мощности не превышают 10—15 м), в других — к гнейсам, сланцам, метапесчаникам, апокератофирам, туфосланцам, где мощности железных руд возрастают до сотни метров.

Образования железисто-кремнисто-сланцевой формации надежно коррелируются лишь между двумя районами — КМА и УКЩ, где соответственно выявлены в составе курской и криворожской серий, обладающих весьма специфическими чертами, позволяющими достаточно надежно отличать их от других формационных типов.

И, наконец, породы железисто-кремнисто-кластогенной формации распространены в составе родионовской и фрунзенской серий Украины, сегозерской и онежской серий Карелии, тундровой и печенгской серий Кольского полуострова и айской свиты Южного Урала. Указанная формация образовалась за счет разрушения и переотложения более древних железорудных толщ и вмещающих пород с типичным или несколько замаскированным кластогенным сложением.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Плаксенко Н. А.** Главнейшие закономерности железорудного осадочно-накопления в докембрии (на примере КМА). Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.

**Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н.** Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972, с. 76—85.

**Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.** Главнейшие черты сходства в строении железисто-кремнистых образований раннего докембрия Курской магнитной аномалии (ВКМ) и Приазовского массива (УКЩ).— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Изд-во Воронеж. ун-та, 1974. 318 с.

**Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильяш В. В.** Сравнение комплексов акцессорных минералов литологических формаций архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Изд-во Воронеж. ун-та, 1975, с. 3—22.

**Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н.** Об основных критериях отличия и сходства железорудных образований раннего архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Изд-во Воронеж. ун-та, 1976. 317 с.

**Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н., Ильяш В. В.** Цирконы супракристалльных пород докембрия КМА.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. Изд-во Воронеж. ун-та, 1976, с. 18—25.

## ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОБОГАТИМОСТЬ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Железистые кварциты (бедные руды) и связанные с ними богатые руды различных железисто-кремнистых формаций играют исключительно большую роль в развитии производства железа — в черной металлургии им принадлежит ведущее место. В структурном и минералогическом отношении железистые кварциты различных районов мира сходны между собой, хотя их вещественный состав и петрографический облик весьма непостоянны. Обогащаются они по магнитным, обжиг-магнитным, флотационным и комбинированным, с учетом гравитации, технологическим схемам. В процессе подготовки к обогащению для обеспечения высокой степени раскрытия рудных и нерудных минералов и их разделения с получением концентратов, содержащих 64—65% железа и выше, железистые кварциты измельчаются до 100, 74 и 50 мк. В настоящее время наиболее эффективно обогащаются магнетитовые разновидности кварцитов. Однако практика работы горнообогатительных комбинатов страны свидетельствует о том, что нередко обогатительные фабрики работают нестабильно, потери железа в «хвостах» еще высоки, качество получаемых концентратов существенно изменяется в течение отдельных суток и смен. Это в значительной степени связано с особенностями вещественного состава руд, которые не достаточно полно учтены в разработанной технологической схеме фабрики.

Эффективность технологии и экономичность процесса обогащения во многом зависит от полноты использования в отдельных операциях особенностей минерального состава, текстурно-структурных признаков и физико-механических свойств кварцитов, которые в свою очередь, являются следствием определенных условий образования месторождений — генезиса (типа аутигенно-минералогической зональности, характера и глубины процессов метаморфизма, метасоматоза, гипергенеза). Технологические свойства кварцитов (дробимость, измельчаемость, раскрываемость рудных и нерудных минералов, способность и эффективность сепарации измельченных продуктов) находятся в прямой связи с их генезисом.

Изучение железистых кварцитов различных ореолов мира свидетельствует о существовании в докембрийскую эпоху рудообразования универсальных сходных физико-химических и палеогеографических условий, вызвавших образование ме-

сторождений близкого геологического строения и минерального состава руд. Это позволяет говорить об общих закономерностях изменчивости их вещественного состава. В зависимости от характера процессов седиментации и глубины последующего преобразования осадков степень изменчивости вещественного состава руд несколько различна. Общим для всех железисто-кремнисто-сланцевых формаций является закономерное чередование пород в разрезе.

Процессы метасоматоза (кремниевый, карбонатный, магнезиально-железистый, щелочной) порой весьма существенно изменяют структурную и минералогическую особенности кварцитов, превращая их нередко в типичные метасоматиты. Любопытно, что процессы метасоматоза также подчинены закономерностям выявленной минералого-геохимической зональности толщ. Если магнезиально-железистый и карбонатный процессы метасоматоза преимущественно связаны с восстановлением, то щелочной и кремневый, как правило, с окислением, т. е. эгириновые разновидности кварцитов и метасоматитов, в том числе и разновидности с зеленой слюдой, связанной с гематит-магнетитовыми и гематитовыми кварцитами.

Метасоматические процессы минералообразования нередко вносят значительные колебания в химический состав, изменяя текстурно-структурные особенности кварцитов, существенно влияя на характер перераспределения различных минеральных форм железа.

В зависимости от того, насколько полно проявлен фациальный профиль в толще железистых кварцитов, может изменяться состав руд, поступающих на обогатительную фабрику. Если фациальный профиль проявлен полностью, то наряду с существенно магнетитовыми развиваются хлорит-карбонат-магнетитовые (или силикат-магнетитовые), гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые (даже гематитовые) кварциты, особенно на месторождениях фации зеленых сланцев и амфиболитовой. Это значит, что чисто магнитная схема обогащения будет давать высокие потери железа (гематита, карбонатов, силикатов) в «хвостах». И в этом случае более экономичными будут магнитно-флотационная и магнитно-гравитационная (комбинированные) схемы обогащения. Опыт зарубежных обогатительных фабрик (США, Канады) показывает, что применение магнитно-флотационной схемы для обогащения кварцитов фации зеленых сланцев позволяет обеспечить получение «хвостов» с содержанием железа около 5% при извлечении около 97—98%. На Оленегорском ГОКе, перерабатывающем железистые кварциты амфиболитовой фации метаморфизма, применяется магнитно-гравитационная схема обогащения, позволяющая пока частично (извлечение 50%) извлекать крупночешуйчатый гематит.

Выявляя особенности минералогической зональности в толщах кварцитов различных фаций метаморфизма, следует прежде всего подчеркнуть, что наибольшее разнообразие в минеральном составе кварцитов характерно для фаций зеленых сланцев, особенно в связи с проявлением процессов метасоматоза. Это в конечном итоге предопределяет характер и полноту фациального профиля. В толщах кварцитов амфиболитовой и гранулитовой фаций уменьшается количество зон, кроме того, упрощается их минеральный состав и уменьшается мощность. Выделяются только следующие унаследованные аутигенно-минералогические зоны (Белевцев, 1972): железо-роговообманковая, железо-грюнеритовая, магнетитовая (железозакисная) при очень плохой сохранности железокислой (гематитовая); железо-роговообманковая, железопироксеновая, железозакисная (магнетитовая).

Изменчивость содержания  $Fe_{\text{общ}}$  и  $Fe_{\text{магн}}$  кварцитов всех месторождений подчиняется закону нормального распределения, что облегчает их сопоставление (Пирогов, 1969). Значения средних квадратичных отклонений и коэффициентов вариации для одной и той же разновидности возрастают от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и гранулитовой, что свидетельствует о разной степени перекристаллизации магнетита и неравномерности самого процесса. В то же время средние значения содержаний  $Fe_{\text{общ}}$  и  $Fe_{\text{магн}}$  уменьшаются. Следует иметь в виду, что характер и глубина регионально-метаморфизма предопределяет степень однородности вещественного состава железистых кварцитов отдельных разновидностей: кварциты высоких степеней метаморфизма менее однородны. Самые высокие значения средних квадратичных и коэффициентов вариации характерны для разновидностей, содержащих силикаты: чем выше содержание силикатов, тем более неоднородны кварциты (Пирогов, Пирогова, 1973).

Тонко- и мелкозернистый характер оруденения, отличающийся сложными типами сростаний минералов в кварцитах фации зеленых сланцев, обуславливает тонкое измельчение (не менее 95—98% класса —0,074 или —0,05 мм), достигаемое на многостадийных схемах измельчения (3—4) и обеспечивающее высокую степень раскрытия минералов (порядка 85—95%). С повышением степени метаморфизма кварцитов до амфиболитовой и гранулитовой фаций увеличиваются размеры рудных и нерудных выделений, совершенствуется их морфология, магнетит очищается от тонких нерудных включений, границы сростающихся минералов становятся более ровными и четкими, что позволяет получить высококачественные концентраты при более грубом помоле (30—50% класса —0,074 мм) и уменьшить количество стадий измельчения до одной-двух. Однако в гранулитовую стадию метаморфизма

за счет замещения магнетита геденбергитом, гиперстеном, или фаялитом образуются сложные типы сростаний, с которыми связано снижение качества получаемых концентратов.

Рост минералов при метаморфизме, по существу, идет за счет реакций в твердом состоянии. При этом интенсивно развитые процессы собирательной перекристаллизации, нередко сопровождаемые деформацией, приводят к появлению различных по морфологии агрегатов магнетита — сплошных, ленточных, полиэдрических, ветвистых и смешанных (Пирогов, 1975а). Широко развиты метакристаллы магнетита, четко фиксирующие этапы роста, — почти полную очистку от нерудных включений при медленном и захват значительного количества их при быстром росте. Весьма отчетливо выражен процесс перекристаллизации при повышении метаморфизма в образовании крупнозернистых шлировых выделений, обуславливающих образование неяснослоистых текстур кварцитов, очищение значительной части зерен от нерудных включений. Одновременно прослеживается укрупнение минеральных индивидов и агрегатов по сравнению с кварцитами фации зеленых сланцев (на 2—5 порядков), заметно развита дифференциация рудного и нерудного вещества, приводящего к перераспределению минералов, появлению значительного количества нерудных слоев, которые успешно могут быть удалены при сухой магнитной сепарации в начальных стадиях обогащения. По мере развития степени прогрессивного метаморфизма заметно уменьшается количество агрегатов (степень агрегатности) магнетита по сравнению с индивидами, что, несомненно, связано со стремлением к минимуму свободной энергии, к более устойчивому для магнетита упорядоченному состоянию — к индивидам (Григорьев, Жабин, 1957; Дымкин, 1966) при увеличении среднего размера зерна. Аналогичная картина прослеживается и для метасоматически измененных кварцитов зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Процессы метасоматоза нередко приводят к значительному перераспределению рудного и нерудного вещества и, как следствие изменению текстурно-структурных особенностей и минерального состава первичных кварцитов и показателей их обогащения (Пирогов и др., 1975).

Существенные изменения железистых кварцитов в зоне гипергенеза за счет развития комплекса процессов мартитизации, лимонитизации, маршалитизации сидеритизации, окварцевания, хлоритизации, каолинизации, апатитизации, накладывающихся на более ранние типы минералогической зональности и существенно изменяющих технологические свойства кварцитов при гравитационном, обжигмагнитном и флотационном обогащении.

Выявление в толщах кварцитов различных фаций метаморфизма минералогической зональности обуславливает не-

обходимость составления геолого-технологических карт месторождения, на основе которых осуществляется усреднение руд при подаче их на обогатительную фабрику. В основу таких карт должны быть положены данные о типоморфных минералогенетических признаках, обуславливающих технологические особенности железистых кварцитов. Уравнения множественной регрессии, связывающие минералогенетические и технологические параметры, позволяют обеспечить достаточно высокую степень прогноза технологических показателей обогащения на основе типоморфных минералогенетических признаков состава, морфологии и гранулометрии минералов, типов их сростаний и др.

Минералогическое исследование железистых кварцитов в связи с обогащением включает несколько этапов, объединенных в две группы: 1) этапы изучения, позволяющие обосновать рентабельную схему подготовки руд к обогащению; 2) этапы изучения руд, с помощью которых обосновывается собственно схема обогащения (Пирогов, 1975б). На основе применения современных методов минералогического исследования (рентгеноспектрального, инфракрасной спектроскопии, электронной микроскопии и др.) может быть проведено всестороннее изучение вещественного состава кварцитов, определены типоморфные минералогенетические особенности, обуславливающие обогатимость железистых кварцитов различных фаций метаморфизма.

Глубокое и всестороннее изучение основных геолого-минералогических факторов, определяющих обогатимость железистых кварцитов отдельных месторождений, позволит на основе геолого-технологического картирования осуществить их рациональную переработку.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные рудообразования в Украинском щите.— «Геол. журнал АН УССР», 1972, т. 32, вып. 5, с. 31—48.
- Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М., «Наука», 1957. 337 с.
- Дымкин А. М. Минеральные индивиды и агрегаты.— В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 72—76.
- Пирогов Б. И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов. М., «Недра», 1969. 238 с.
- Пирогов Б. И. Онтогенез гематита и магнетита железистых кварцитов.— В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев, «Наукова думка», 1975а, вып. 2, с. 59—65.
- Пирогов Б. И. Минералогическое исследование железистых кварцитов и руд в связи с их обогащением. Киев, «Наукова думка», 1975б, с. 76—84.
- Пирогов Б. И., Пирогова В. В. Минералогическое исследование железных и марганцевых руд. М., «Недра», 1973. 216 с.
- Пирогов Б. И., Евтехов В. Д. и др. Некоторые минералогико-геохимические закономерности метасоматоза железистых кварцитов Северного Криворожья.— «Минералог. сборник Львов. ун-та», 1975, № 29, вып. 1, с. 35—41.

## О ПРОЯВЛЕНИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ ЯКУТИИ

В железистых кварцитах одного из рудных районов Якутии, как и на многих месторождениях докембрийских железисто-кремнистых формаций других районов СССР и за рубежом, по данным различных видов анализа, отмечалось присутствие золота. Обычно это дисперсное золото, заключенное в сульфидах и других минералах.

При детальном минералогическом исследовании железистых кварцитов характеризуемого района авторами впервые установлено, выделено в мономинеральную фракцию и изучено самородное золото. Исследовано более 20 проб железистых кварцитов весом 100—120 г, отобранных из зерна скважин и разведочных канав. Пробы дробились до крупности 1,0—0,1—0,01 мм с извлечением тяжелой фракции. Кроме того, несколько десятков проб было подвергнуто нейтронно-активационному и атомно-адсорбционному анализам.

Рассматриваемый железорудный район приурочен к субмеридиональной структурно-формационной зоне типа авлакогена на западной окраине Алданского щита. С востока и запада она ограничивается глубинными разломами, на севере и юге перекрыта платформенными отложениями. Наиболее крупные и важные в промышленном отношении месторождения железа сосредоточены в северной части района, находящейся от строящейся Байкало-Амурской магистрали на расстоянии 110—160 км. Зона сложена породами олекминской и борсалинской серий архея, метаморфизованными в условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации с широким проявлением ультраметаморфизма. В районе развиты архейские и нижне-протерозойские гранитоиды, габброиды, альбититы, мезозойские сиениты.

Рудовмещающая борсалинская серия расчленена на две свиты — темулякитскую и тянскую\*. К верхней подсвите темулякитской свиты приурочены все главнейшие месторождения железистых кварцитов. Эта подсвита мощностью более 1400 м сложена амфиболитами, амфиболовыми, биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми сланцами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, лептитам и лептитовыми гнейсами, железистыми кварцитами, гранатовыми и турмалино-

\* Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971. 238 с.

Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 110—134.

выми породами, диафоритами. Железорудные месторождения района наиболее близки к метабазит-лептитовому типу железисто-кремнистых формаций. Для рудных тел характерна пластовая форма и крутое изменчивое падение. Руды имеют существенно магнетитовый состав. Золотосодержащие железистые кварциты представлены двумя минеральными типами: железнослюдковыми и куммингтонит-магнетитовыми.

Железнослюдковые и магнетит-железнослюдковые кварциты образуют достаточно хорошо выдерживающиеся по простиранию пласты висячем боку рудного горизонта. Это тонко-среднеполосчатые образования, имеющие простой минералогический состав (в %): кварц 50—60, железная слюдка (железный блеск) 30—40, магнетит 0—5, куммингтонит 0—5, апатит — десятые доли, пирит, пирротин, халькопирит — единичные зерна. Структура железнослюдковых кварцитов лепидогранобластовая. Гематит пластинчатый, удлиненно-таблитчатый, редко чешуйчатый, брусковидный, ориентирован по полосчатости, сланцеватости. Длина зерен достигает 0,5 см. Встречаются гематит, представляющий продукт метаморфизма первичных гидроокисных или дисперсно-гематитовых осадков, и мартит, образовавшийся в результате окисления магнетита. В данном случае золотоносны кварциты с вероятно первичным гематитом.

Куммингтонит-магнетитовые кварциты — наиболее распространенная разновидность железистых кварцитов района, но золотоносность их установлена пока только в единичных пунктах. Они сложены (в %): магнетитом до 55, кварцем 30—40, куммингтонитом 8—10, сульфидами до 1. Последние представлены пиритом, пирротином, реже халькопиритом и марказитом. Пирит и марказит развиваются по магнетиту, замещая его, пирротин и халькопирит встречаются вдоль трещин спайности в куммингтоните. Магнетит присутствует в виде зерен неправильной, реже изометричной и октаэдрической формы. Часто его агрегаты вытянуты по полосчатости. Величина зерен магнетита колеблется от сотых долей до нескольких миллиметров, составляя в среднем 0,2 мм. С куммингтонитом он образует сложные сростания. Обычно магнетит, кварц и куммингтонит в железистых кварцитах составляют чередующиеся полоски. Мартитизация магнетита более широко проявлена в кварцитах, выходящих на дневную поверхность. В глубоких горизонтах она выражена слабо. Золото ассоциирует с наиболее распространенной генерацией магнетита, связанной с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации.

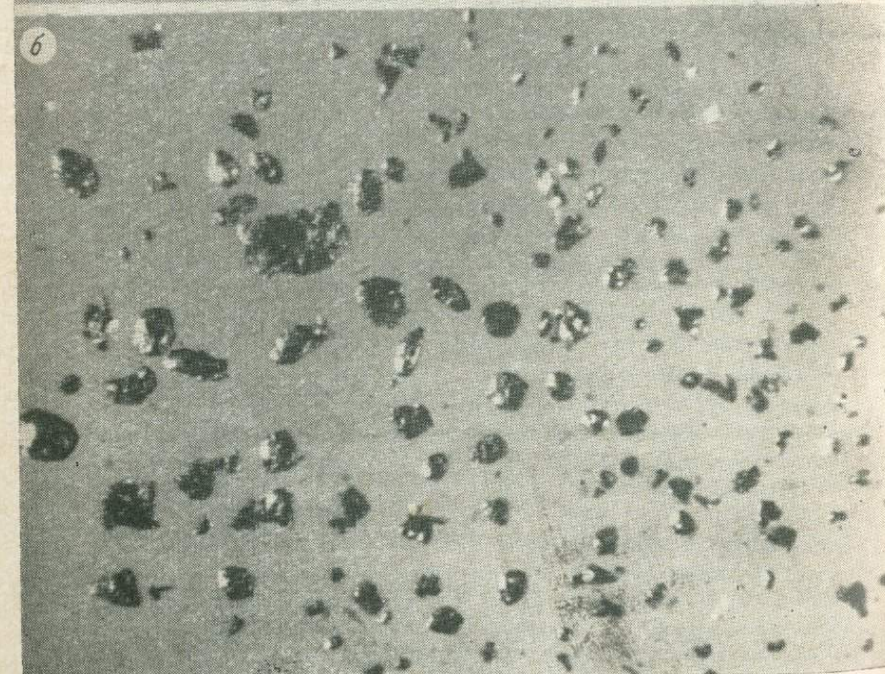
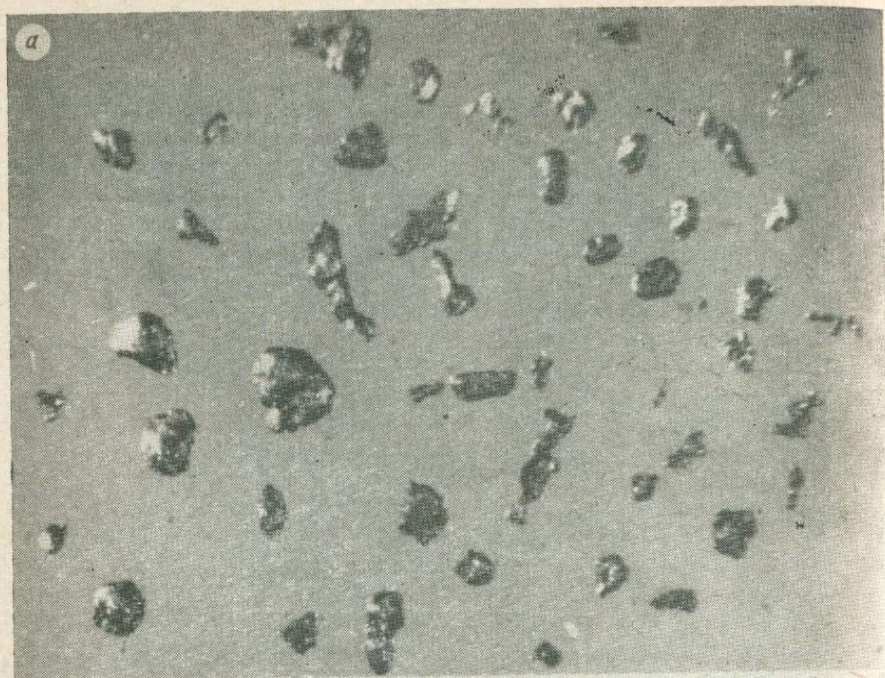
Из элементов-примесей в золотоносных железистых кварцитах содержится висмут, не встречающийся в других типах. В повышенном количестве здесь отмечаются также медь и итрий.

Золото во всех исследованных пробах микроскопическое до субмикроскопического. Преобладающие размеры золоторудных зерен — сотые доли миллиметра, в среднем 0,04 мм. Около 15% всех выделенных в мономинеральную фракцию зерен имеют величину в десятые доли миллиметра, а наиболее крупные из них достигают  $0,12 \times 0,25 - 0,16 \times 0,18$  мм. В полированных шлифах зерна самородного золота величиной 0,04 мм установлены в сростании с табличками гематита и неправильной формы зернами магнетита. В одном случае золото встречено в виде идиоморфного кристалла, венчающего вершину удлинённой таблички гематита. Чаще золото приурочивается к трещинкам в зернах гематита и магнетита. В протолочках самородное золото в сростаниях с другими минералами не обнаружено.

Преобладающая форма золоторудных зерен изометричная или неправильная (см. рисунок). Реже встречаются кристаллы в комбинации кубической и октаэдрической форм, а также в виде ромбододекаэдров со сглаженными вершинами. Кроме того, отмечаются чешуйчатые, пластинчатые, веретенообразные и крючковатые золоторудные частицы. Цвет их золотисто- и ярко-желтый. Блеск сильный металлический. Отражательная способность высокая. Поверхность золотин чаще неровная, ямчатая, иногда пористая. Отдельные зерна золота покрыты тонкой пленкой гидроокислов железа. С каплей ртути золоторудные частицы дают амальгаму, покрываясь серебристой пленкой. Пробность золота  $950 \pm 10$ .

Кроме микроскопического самородного золота железистые кварциты содержат дисперсное золото. Из проб после извлечения самородного золота были выделены пылеватые концентраты кварца, гематита и магнетита для атомно-адсорбционного анализа. В результате установлено, что дисперсное золото резко обогащает гематитовую и магнетитовую фракции. Соотношение самородного и дисперсного золота в исследованных пробах составляет 1 : 3.

В отличие от железистых кварцитов других районов, где проявление золота сопровождается наложенной гидротермальной минерализацией и, как правило, связано с сульфидами, в исследованных золотоносных железистых кварцитах подобная зависимость пока не установлена. Здесь проявлен достаточно выдерживающийся литологический контроль — связь золотоносности с железослюдковыми и куммингтонит-магнетитовыми кварцитами. Нами предполагается, что первичное накопление золота, как и самого железорудного вещества кварцитов, было связано с вулканической деятельностью. В связи с процессами последующего регионального метаморфизма и ультраметаморфизма имело частичное перераспределение золота в благоприятных рудоконтролирующих структурах, метаморфических породах и рудах. Кроме стра-



Морфология зерен золота в железистых кварцитах участков 1 (а) и 2 (б). Монофракция, увел. 75.

тифицированных золотоносных залежей в районе, мы допускаем наличие секущих и неправильной формы образований за счет мобилизации золота при метаморфизме и метасоматозе золотоносных железорудных осадков.

Результаты выполненных исследований и анализ опубликованной литературы по золотоносности железисто-кремнистых формаций других районов показали, что дальнейшее определение перспектив золотоносности исследованной территории должно развиваться в решении следующих задач.

1. Поиски и оценка проявлений золота во всех имеющихся коренных выходах, пересечениях скважинами и горными выработками рудных интервалов в пачках железистых кварцитов, а также в зонах сульфидизации, милонитизации и катклаза.

2. Исследования на золотоносность изверженных горных пород района — гранитоидов, метабазитов, метаультрабазитов, щелочных сиенитов и связанных с ними метасоматитов; метаморфических пород — гнейсов, безрудных и малорудных кварцитов и других пород, подвергшихся интенсивным пластическим и разрывным дислокациям и гидротермальной переработке.

3. Исследование более молодых — протерозойских пород — конгломератов, песчаников, кварцитов, перекрывающих железоносные архейские образования, и др.

При этом необходимо особо учитывать, что наиболее интересные пока проявления золота встречены в стратифицированных железослюдковых и куммингтонит-магнетитовых кварцитах.

## СОДЕРЖАНИЕ

- Предисловие . . . . .
- Ходак Ю. А. О структурно-генетических типах формаций железистых кварцитов . . . . .
- Горяинов П. М. Эволюция палеотектонических и палеогеографических режимов докембрия — факторы эволюции железооруденения
- Кассандров Э. Г. Железисто-кремнистые формации Сибири и их перспективная оценка . . . . .
- Калугин И. А., Лапухов А. С., Третьяков Г. А., Джуринский А. Ф. Элементы внутреннего строения рудных зон и контактов взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тарынахском месторождении (Южная Якутия) . . . . .
- Киселев Г. Н., Кравченко В. М. Сопоставление архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита . . . . .
- Габышев В. Д., Габышева Г. А. О геологической природе Амгинской магнитной аномалии Алданского щита в связи с поисками легкообогащаемых железистых кварцитов . . . . .
- Семененко Н. П., Бойко В. Л., Ладиева В. Д. Типы формаций и систематика железисто-кремнистых пород Украинского щита . . . . .
- Белевцев Р. Я., Епатко Ю. М., Скаржинская Т. А., Скуридин С. А., Ярощук М. А. Железисто-кремнистые формации и закономерности размещения богатых железных руд Украинского щита
- Татунь Г. Т. Эволюция минерального состава железистых кварцитов и руд Кривого Рога . . . . .
- Троценко В. Н. Факторы рассеяния и концентрации железа при гранитизации пород железисто-кремнистой формации . . . . .
- Щеголев И. Н. Докембрийские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, особенности их строения и сопоставление с аналогичными образованиями Европейской части СССР
- Пирогов Б. И. Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов . . . . .
- Кассандров Э. Г., Маршич В. А. О проявлении самородного золота в железистых кварцитах Якутии . . . . .

**ГЕОЛОГИЯ,  
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
И ТИПЫ  
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ**

Ответственные редакторы  
*Юрий Петрович Казанский,*  
*Эрнест Григорьевич Кассандров*

Редактор издательства *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Подкопаев*  
Технический редактор *А. В. Сурганова*  
Корректоры *Т. О. Негодова, В. И. Кокшарова*

---

ИБ № 10407

Сдано в набор 17.05.78. Подписано в печать 24.07.79. МН 02265. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага машиномелованная. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 7.  
Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 150. Цена 1 р. 10 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25

**О структурно-генетических типах формации железистых кварцитов.**  
**Хо да к Ю. А.** Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 5—12.

Рассмотрены особенности структурно-генетических типов докембрийских и фанерозойских формаций железистых кварцитов. Выделяются спилитовые, вулканогенно-терригенные, эвгеосинклиналиные, карбонатно-терригенные, сланцево-терригенные миегосинклиналиные, карбонатно-терригенные, кремнисто-карбонатные сублатформенные формации джеспилитов, являющихся нередко марганцеворудными. Классическим примером типично осадочной формации железистых кварцитов может служить докембрийская серия Минас чехла Восточно-Бразильского щита; ярко выраженной осадочно-вулканогенной формацией железистых кварцитов является доорогенная среднедевонская толща Магнитогорского синклиория эвгеосинклинали Урала.

Библ. 8.

УДК 553.31

**Эволюция палеотектонических и палеогеографических режимов докембрия — факторы эволюции железоруднения.** Горняков П. М. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 12—24.

Предлагается для абсолютного маркирования рубежей образования докембрийских железисто-кремнистых формаций использовать главные планетарные стадии развития Земли — переход от планетарной стадии развития планеты к геологической и изменение кислородного режима — оксигенизации атмосферы.

Библ. 31.

УДК 553.31/571.1, 571.5/

**Железисто-кремнистые формации Сибири и их перспективная оценка.** Кассандров Э. Г. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 24—37.

В статье дается общий обзор и типизация архейских, протерозойских, кембрийских и девонских железисто-кремнистых формаций Сибири. Большинство рассматриваемых формаций относится к вулканогенно-кремнистому ряду — метабазитовому и метабазит-лептитовому типам. Перспективы обнаружения крупных месторождений легкообогащаемых железистых кварцитов в настоящее время связываются с метабазит-лептитовым типом на западе Алданского щита и метабазитово-сланцевым типом в Западном Забайкалье.

Табл. 1, библ. 20.

УДК 533.311 : 553.26+553.311 : 311.14/.16(574.56)

**Элементы внутреннего строения рудных зон и контактовое взаимодействие железистых кварцитов с гранитоидами на Тарынахском месторождении (Южная Якутия).** Калугин И. А., Лапухов А. С., Третьяков Г. А., Джурицкий А. Ф. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 37—59.

Полосчатые кварц-куммингтонит-магнетитовые руды слагают стратифицированные горизонты в толще кристаллосланцев и гнейсов  $At_2$ , метаморфизованных в амфиболитовой фации. В участках мигматизации железорудных горизонтов появляются несколько более крупнозернистые вкрапленно-массивные руды (биотит)-роговообманково-кварц-магнетитового состава. Тренд-анализ разведочных данных (содержаний и линейных продуктивностей железа общего, силикатного и магнетита) с использованием ЭВМ позволил обнаружить крупномасштабное перераспределение железа на месторождении. Часть рудного железа выносится из зон гранитизации и отлагается в силикатах сопряженных зон базификации.

Ил. 10, табл. 4, библ. 17.

УДК 553.311.2

**Сопоставление архейских железисто-кремнистой и карбонатной щелочноземельно-железистой формаций Алданского щита.** Киселев Г. Н., Кравченко В. М. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 60—66.

Рассмотрены основные черты сходства и различия докембрийских железорудных формаций Алданского щита. В результате намечалась их принадлежность к единой серии метаморфогенных железорудных формаций докембрия, что определяет возможность прогнозирования связанных с ними железных руд на основании однотипных поисковых критериев.

Табл. 1, библ. 4.

**О геологической природе Амгинской магнитной аномалии Алданского щита в связи с поисками легкообогатимых железистых кварцитов.** Габышев В. Д., Габышева Г. А. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 66—68.

Анализ результатов региональных геолого-геофизических исследований свидетельствует о том, что Амгинская аномалия обуславливается горизонтом магнетитосодержащих кристаллических сланцев. В настоящее время практическая ценность этих пород как железных руд сомнительна. Отдельные локальные максимумы аномалии обусловлены разрозненными тектоническими блоками пород более молодой борсалинской серии верхнего архея с пластами и линзами железистых кварцитов. Подобные блоки могут представлять месторождения легкообогатимых магнетитовых кварцитов с суммарными запасами до глубины 500 м не более 700—800 млн. т.

Библ. 1.

**Тип формаций и систематика железисто-кремнистых пород Украинского щита.** Семенов Н. П., Бойко В. Л., Ладиева В. Д. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 68—74.

Среди железисто-кремнистых формаций по составу ассоциирующих с ними пород выделяются такие типы: железисто-сланцевый, железисто-кремнисто-кварцито-сланцевый, железисто-кремнисто-метабазито-карбонатный, железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-ультрабазитовый. В зависимости от значения коэффициента окисления  $O = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$  выделяются окисные гематитовые, окисно-закисные магнетит-силикат-карбонатные, бедные закисные магнетит-карбонатные и нерудные закисные карбонатные и силикатные группы железистых пород.

По метаморфическим ступеням выделяются джеспилиты и джесперы, характерные для нижних ступеней метаморфизма — аспидной и филлитовой, и итабириты — крупнокристаллические железисто-кремнистые породы высоких гнейсовых ступеней метаморфизма.

Табл. 1.

**Железисто-кремнистые формации и закономерности размещения богатых железных руд Украинского щита.** Белевцев Р. Я., Енатко Ю. М., Скаржинская Т. А., Скуридин С. А., Ярошук М. А. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 75—80.

На основании новых геологических материалов и обобщения литературных данных рассмотрены закономерности размещения, возраст, формационная принадлежность и метаморфизм докембрийских железистых пород Украинского щита. Это позволило установить основные закономерности размещения богатых железных руд, которые контролируются формационным, фаціальным и метаморфогенным факторами. Типы богатых руд и их запасы в объеме зональных метаморфогенных комплексов обусловлены степенью и типом метаморфизма вмещающих железисто-кремнистых пород.

Библ. 6.

**Эволюция минерального состава железистых кварцитов и руд Кривого Рога.** Татунь Г. Т. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 81—85.

В свете современных представлений о многоэтапном формировании криво-рогского складчатого пояса рассматриваются процессы минералообразования в железистых кварцитах и рудах. Показано, что их минеральный состав представлен несинхронными последовательно развивающимися комплексами (парагенезисами) минералов, подтверждающими многофазный характер их развития. Выявлены основные этапы формирования минерального состава железистых кварцитов и руд Кривого Рога.

Библ. 5.

**Факторы рассеяния и концентрации железа при гранитизации пород железисто-кремнистой формации.** Троценко В. Н. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 85—91.

В ходе гранитизации пород железисто-кремнистой формации железо подвергалось рассеянию, что проявилось в региональном масштабе. Однако в меланосоме мигматитов при этом проявилась локальная концентрация железа. Неоднородное распределение железа в гранитизированных и мигматизированных породах объясняется мозаичным характером изменчивости кислотности среды. Перепады кислотности приводили к осаждению в меланосоме железа, вынесенного из одновременно формирующейся лейкосомы мигматитов. Наиболее чувствительно к изменениям кислотности  $Fe^{3+}$ , что объясняет обогащение участков меланосомы рудными минералами железа.

Ил. 3, табл. 2.

**Докембрийские железисто-кремнистые формации Курской магнитной аномалии, особенности их строения и сопоставление с аналогичными образованиями европейской части СССР.** Щеголев И. Н. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 91—97.

Приведены характерные признаки каждой из четырех выделенных железисто-кремнистых формаций докембрия КМА. По многим признакам они значительно отличаются друг от друга, располагаются на различных стратиграфических уровнях.

Стратиграфические аналоги железисто-кремнистых пород докембрия КМА выявлены в пределах докембрийских щитов и массивов всей Восточно-Европейской платформы.

Библ. 6.

**Геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов.** Пирогов Б. И. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 98—102.

Эффективность технологии и экономичность процесса обогащения железистых кварцитов во многом зависит от полноты использования в отдельных операциях особенностей минерального состава, текстурно-структурных признаков и физико-механических свойств кварцитов, которые, в свою очередь, являются следствием определенных условий образования месторождений.

Рассмотрены основные геолого-минералогические факторы, определяющие обогатимость железистых кварцитов, и их оценка в связи с геолого-технологическим картированием.

Библ. 8.

**О проявлении самородного золота в железистых кварцитах Якутии.** Кассандров Э. Г., Маринич В. А. Геология, особенности формирования и типы железисто-кремнистых формаций. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 103—107.

Приводится характеристика самородного золота, впервые обнаруженного авторами в качестве акцессорной примеси в железистых кварцитах одного из рудных районов Якутии. Предполагается, что первичные накопления золота, как и самого железорудного вещества кварцитов, было связано с синхронной вулканической деятельностью.

Ил. 1.



Цена 1 р. 10 к.

2958