

АКАДЕМИЯ
НАУК СССР



УРАЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Вып. 142

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

1979

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ЖЕЛЕЗИСТЫЕ
КВАРЦИТЫ

СВЕРДЛОВСК

УДК 553.31:553.22

Метасоматические железистые кварциты. Сб. статей.
Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В сборнике на примере Урала и других регионов рассматриваются вопросы геологии и генезиса месторождений метасоматических железистых кварцитов, развитых в высоко- и низкометаморфизованных комплексах пород. Показано, что месторождения такого типа формируются при железисто-кремнистом метасоматозе и пространственно часто связаны с пироксенитами и другими породами фемического профиля. Приводятся примеры метасоматической зональности. Рассматривается соотношение метасоматических железистых кварцитов с процессами гранитизации.

Сборник предназначен для специалистов в области метаморфогенного рудогенеза и металлогении.

Ответственные редакторы
Ю. Д. Панков, В. М. Нечехин

© УНЦ АН СССР, 1979.

М 20803—931
055(02)7 29—1979.



ПРЕДИСЛОВИЕ

Долгое время считалось общепризнанным, что железистые кварциты, являющиеся главным промышленным типом железорудных месторождений, в зависимости от приуроченности их к осадочным или вулканогенно-осадочным комплексам имеют соответственно осадочную или вулканогенно-осадочную природу. Между тем в последние годы при детальном изучении контактовых взаимоотношений железистых кварцитов с вмещающими породами, а также при изучении истории минералообразования на месторождениях во многих районах СССР и за рубежом установлено существование принципиально нового — метасоматического — типа месторождений железистых кварцитов. Особенностью этого типа является замещение вмещающих пород железистыми кварцитами и участие последних в формировании метасоматической зональности.

Выделение класса месторождений метасоматических железистых кварцитов, формирование которых обусловлено не конседиментационными, а более поздними разрывными структурами, имеет не только важное научное, но и большое практическое значение, так как помогает рационально направлять поисково-разведочные работы в районах развития оруденения такого типа. В то же время само выделение метасоматических железистых кварцитов выдвигает дополнительное требование к изучению осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений рассматриваемых полезных ископаемых. Оба указанных генетических типа могут быть достоверно выделены лишь при условии изученности контактов железистых кварцитов и при отсутствии при этом явлений замещения ими вмещающих пород.

В предлагаемом сборнике приведены новые данные, доказывающие метасоматическую природу различных месторождений и рудопоявлений железистых кварцитов, развитых как в высоко-, так и низкометаморфизованных комплексах эвгеосинклинальных образований разного возраста. Ранее все эти месторождения считались осадочными или вулканогенно-осадочными. Авторы надеются, что материалы сборника будут способствовать более глубокому и правильному пониманию механизмов формирования и генезиса месторождений железистых кварцитов.

В. М. НЕЧЕУХИН, Ю. Д. ПАНКОВ

ФОРМАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Термин железистый кварцит, ранее широко применявшийся для выделения осадочных образований, в настоящее время не имеет генетического значения. Под ним объединяются существенно кремнистые (чаще всего кварцевые) породы и руды разного генезиса, обогащенные окислами железа — магнетитом и гематитом. Различными авторами минералого-петрографические разновидности железистых кварцитов выделяются как магнетитовые и гематитовые кварциты, джеспилиты, итабириты, такониты, роговики, железистые роговики. Особенностью всех этих образований является их древний, преимущественно докембрийский возраст и слабое развитие в фанерозое.

Железистые кварциты и их громадные запасы играют все большую роль в общем балансе добываемых железных руд как в СССР, так и за рубежом, что требует не только всестороннего изучения геологии месторождений, но и их генезиса, без чего невозможно рациональное направление поисково-разведочных работ.

К сожалению, железистые кварциты и вмещающие их породы очень часто подвергнуты интенсивным многоэтапным метаморфическим изменениям и гранитизации, что сильно затрудняет изучение природы этих пород и является причиной существования различных точек зрения на генезис одних и тех же месторождений.

Для лучшего понимания природы различных генетических типов месторождений железистых кварцитов необходимо прежде всего обратиться к неметаморфизованным или слабо метаморфизованным месторождениям, при метаморфизме которых могли бы образоваться высокометаморфизованные месторождения железистых кварцитов. Среди таких месторождений уже давно выделяются вулканогенно-осадочная (Winchell, 1893) и осадочная (Grout, 1919) группы. В осадочной группе установлены терригенно-хемогенные и терригенные месторождения. Примером первых может быть крупное субплатформенное месторождение Морро до Урукум в Бразилии (Шатский, 1954). Примером вторых — рудопоявления в многоэосинклинальных рифейских (айская и зильмердакская свиты) и платформенных (Сигов, 1969) палеогеновых (чаграйская свита) отложениях Урала.

Характерная особенность осадочных железисто-кремнистых месторождений — их приуроченность к многоэосинклинальным или платформенным отложениям разного возраста и как следствие этого — почти полное отсутствие проявлений метаморфизма. Поэтому установление генезиса таких месторождений не представляет особого труда. Руды этих месторождений, строго говоря, нельзя относить к железистым

кварцитам. Подобные платформенные и многоэосинклинальные месторождения не могут быть эталонами для сравнения с месторождениями железистых кварцитов эвгеосинклиналей по принципу актуализма.

В группе вулканогенно-осадочных месторождений также устанавливается два типа. Для первого характерна тесная связь железистых кварцитов с основными вулканитами океанической стадии и малое количество осадочных пород в разрезе. К этому типу месторождений, известному как киватинский (Марков, 1959), относятся крупнейшие месторождения фундамента Канадского щита (Гудвин, 1972; Формозова, 1973), некоторые месторождения Кривого Рога (Белевцев, 1969), Карсакпайского синклиория Казахстана (Половинкина, 1952; Марков, 1959), многие месторождения Сибири и Дальнего Востока (Дымкин, Сараев, 1974).

Для второго типа вулканогенно-осадочных месторождений, имеющих подчиненное развитие, характерна связь железных руд с кислыми вулканитами. Интересно отметить, что этот тип месторождений встречается не только в докембрии (Швеция, Канада), но и в палеозое. К ним, в частности, относятся девонские месторождения Алтая (Калугин, 1969), где они связаны с отложениями переходной стадии развития палеозойской эвгеосинклинали.

Говоря о генезисе вулканогенно-осадочных месторождений, следует отметить различный механизм формирования кремнистой и железистой составляющих руд. Первая, как это установлено исследованиями Н. М. Страхова (1966), имеет биогенную природу, вторая, по-видимому, — хемогенную. Биогенное происхождение кремнистой составляющей установлено в современных кремнисто-железистых осадках вулканической кальдеры Эгейского моря (Бутузова, 1968). Работами Н. М. Страхова (1966) показана также невозможность хемогенной садки кремнезема, а следовательно, и существовании хемогенных вулканогенно-осадочных месторождений, выделяемых многими исследователями.

Кроме указанных групп железисто-кремнистых образований, давно выделялись (Танатар, 1940), а в последнее время достоверно установлены метасоматические месторождения железистых кварцитов, причем объем информации, подтверждающий широкое распространение кварцитов этого типа, быстро растет. Они установлены в Кривом Роге (Князев и др., 1969; Головенко, 1975), Приазовье (Скляр, 1974), КМА (Гусельников, 1972), на Кольском полуострове (Козлов, 1969; Жданов, Малкова, 1974), во всех структурно-формационных зонах Урала (Белковский, Локтина, 1977; Панков, 1977; Панков и др., 1974; Михайлов, 1977; Болтыров, 1977), на Алдане (Шахов, 1969), в Омолонском массиве Дальнего Востока (Фадеев, 1977) и в других местах. Аналогичные месторождения установлены и за рубежом (Кондаков, Перунов, 1973).

Метасоматическая природа рассматриваемых железистых кварцитов доказывается приуроченностью их к протяженным секущим зонам, выделяемым при картировании, замещением ими пород различного состава (ультрабазитов, габброидов, двупироксеновых кристаллических сланцев, плагио- и гранито-гнейсов и кали-натриевых гранитоидов). Наиболее веское доказательство метасоматического происхождения железистых кварцитов — наличие около них метасоматической зональности (Жданов, Малкова, 1974; Панков, 1977; Ройзенман и др., 1977; и др.). Контакты между зонами характеризуются реак-

ционными взаимоотношениями, свидетельствующими о разрастании внутренних зон за счет внешних.

Имеющиеся к настоящему времени данные указывают на значительное разнообразие месторождений метасоматических железистых кварцитов в отношении их возраста, состава метасоматитов, времени формирования внутри тектоно-магматического цикла, возрастных взаимоотношений с натриевой и более поздней кали-натриевой гранитизациями, степени метаморфизма вмещающих толщ, по которым эти кварциты развиваются. Все это создает определенные трудности, неизбежные на ранних стадиях изучения таких образований, и приводит к появлению различных мнений об истории формирования метасоматических железистых кварцитов.

Наиболее просты по истории формирования и строению линейные зональные тела метасоматитов, несогласно секущие полосчатость и кристаллизационную сланцеватость слабо метаморфизованных (до фации эпидотовых амфиболитов), не гранитизированных эвгеосинклинальных отложений (Ройзенман и др., 1977; Фадеев, 1977; Болтыров, 1977). В таких телах от периферии к центру выделяются обычно следующие последовательно накладываются друг на друга зоны: 1) зона базификации, обогащенная темноцветными минералами, чаще всего роговой обманкой; 2) зона нормальной кали-натриевой гранитизации; 3) зона железистых кварцитов.

Нетрудно видеть, что указанная зональность является результатом единого процесса кали-натриевой гранитизации, а образование самих железистых кварцитов связано с заключительной стадией этого процесса — стадией кислотного выщелачивания (Ройзенман и др., 1977). В качестве генотипа таких месторождений могут быть приняты месторождения Вороньих тундр (Ройзенман и др., 1977), где метасоматическая зональность проявлена наиболее полно.

Аналогичная картина наблюдается в некоторых мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, где железистые кварциты в виде протяженных линейных зон секут (Козлов, 1969) гранитные мигматиты.

Третий, наиболее сложный тип метасоматических месторождений железистых кварцитов, также приуроченный к мигматитовым комплексам, связан, по-видимому, не с гранитным, а с плагногранитным этапом мигматизации и плагногранитизации в таких комплексах. Это устанавливается, с одной стороны, по замещению плагногнейсов и плагномигматитов железистыми кварцитами (см. статьи М. Н. Дэви, Ю. Д. Панкова и др. в настоящем сборнике), а с другой — по наложению на эти кварциты кали-натриевой гранитизации и мигматизации с образованием мигматитов и гранито-гнейсов (Вертушков, 1960; Панков и др., 1974). При этом процессе происходит разубоживание и уничтожение части рудных тел.

В тараташском мигматитовом комплексе Урала, железистые кварциты которого могут служить генотипом месторождений, рудные тела представлены линзами магнетитовых кварцитов, ассоциирующих ортопироксенитами. И те и другие локализуются вдоль серии линейных зон. При этом кварциты определению развиваются по пироксенитам и реже — по другим вмещающим породам. Около кварцитов часто наблюдается метасоматическая зональность. От центра к периферии выделяются следующие зоны: магнетитовые кварциты, магнетитовые железистые ортопироксениты, железистые ортопироксениты без маг-

нетита и магнезиальные ортопироксениты. Установлено замещение внешних зон внутренними.

Эта зональность подчеркивается распределением золота и серебра, содержание которых увеличивается к центру метасоматической колонки, а также зональным же распределением кобальта, никеля, хрома, концентрации которых увеличиваются к периферии колонки и в магнезиальных ортопироксенитах достигают содержаний, близких к содержанию этих элементов в альпинитовых гипербазитах. Все сказанное дает основание предположить апогипербазитовую природу тараташских ортопироксенитов. Они, по всей вероятности, внедрились вдоль тех же самых тектонических зон, которые впоследствии контролировали железисто-кремнистый метасоматоз. Такая же природа ультраосновных пород и для некоторых других районов развития железистых кварцитов (Князев, и др., 1969; Кондаков, Перунов, 1973).

В локализации железистых кварцитов тараташского типа ультраосновные породы играли, по-видимому, важную роль, заключающуюся в нейтрализующем влиянии их основной среды на кремнекислые растворы. Этим объясняется, вероятно, постоянная приуроченность железистых кварцитов к ультрабазитам.

Метасоматические железистые кварциты тараташского типа развиты, по-видимому, в Приазовье (Скляр, 1974), в Уфалейском комплексе Урала (Белковский, Локтина, 1977), на Алданском щите (см. статью М. Н. Дэви в настоящем сборнике).

Общим для всех трех рассмотренных типов месторождений метасоматических железистых кварцитов является тесная связь их с процессами натриевой и кали-натриевой гранитизации и замещение соответствующих продуктов этих гранитизаций железисто-кремнистыми метасоматитами. Все это дает основание говорить, что при образовании рассмотренных типов железистых кварцитов мы имеем дело с процессом кислотного выщелачивания оснований (Кориковский, 1963), характерного для мигматитовых и других метаморфических комплексов и приводящего к образованию безрудных кварцитов. Часто такие кварциты обогащены золотом и серебром. Специфика этого процесса при образовании железистых кварцитов в том, что, кроме золота и серебра, кремнекислые растворы способны переносить большие массы железа и отлагать его в виде магнетита и гематита. Поставщик железа здесь, по-видимому, вмещающие породы, среди которых широко развиты богатые этим элементом базитовые разности. Вероятно, такую же природу имеют золото и серебро.

Кроме перечисленных типов метасоматических железистых кварцитов, которые можно связать с кислотным выщелачиванием при гранитизации, в настоящее время выделяется еще два типа метасоматических железистых кварцитов. Один из них, установленный В. В. Ждановым и Т. П. Малковой (1974) на севере Кольского полуострова, связан с линейными зонами протяженностью до 180 км, секущими по отношению к гнейсам и другим кристаллическим сланцам. Внутри зон наиболее ранние образования — клинопироксениты, которые затем замещаются железистыми кварцитами; позже те и другие подвергаются гранитной пегматитизации. Клинопироксениты и железистые кварциты авторы рассматривают как базификаты, комплементарные с процессом гранитизации.

Принципиально другой тип метасоматических железистых кварцитов выделен В. Н. Гусельниковым (1972) на месторождениях КМА и

связывается им с постмагматическими процессами в базитовых вулканоплутонических комплексах.

Говоря о механизме формирования метасоматических железистых кварцитов, необходимо подробнее рассмотреть и тектонический аспект проблемы. Как уже отмечалось, многие месторождения этого типа локализованы вдоль зон разломов. Наблюдения над текстурами и структурами руд вмещающих пород однозначно свидетельствуют о том, что формировались месторождения в условиях интенсивного стресса, приводящего к образованию кливажа раскола, согласного с границами тектонических зон. Именно этот процесс контролировал минералообразование на всех стадиях становления месторождений и обусловил возникновение в рудах кристаллизационной сланцеватости и полосчатых текстур, которые так часто априорно приводятся в качестве доказательств осадочной природы железистых кварцитов. Между тем в приконтактовых частях кварцитов, уцелевших от воздействия пострудных метаморфических процессов, хорошо видно, как кварц и магнетит (вместе и порознь) выполняют субпараллельные трещины кливажа раскола, рассекающие различно ориентированные крупные зерна минералов вмещающих пород. Впоследствии при диафорезе, также осуществляющемся обычно в условиях стресса, часто происходит дезинтеграция и перекристаллизация как рудных, так и нерудных минералов и уничтожение ранних текстур и структур, раскрывающих генезис руд.

В этом отношении у метасоматических железистых кварцитов очень много общего с вмещающими их кристаллическими сланцами, также имеющими тектоно-метасоматическую природу. Именно стресс является тем фактором, который и в кристаллических сланцах, и в метасоматических железистых кварцитах приводит к образованию псевдослонистых текстур, сильно затрудняющих изучение их генезиса и часто направляющих это изучение по ложному пути.

Из сказанного можно сделать вывод, что изучение природы метасоматических железистых кварцитов невозможно без изучения взаимоотношений их с вмещающими породами и выяснения истории формирования минеральных парагенезисов как в самих кварцитах, так и во вмещающих метаморфитах. Более того, в настоящее время в связи с установлением метасоматических железистых кварцитов генезис многих вулканогенно-осадочных и особенно «осадочных» месторождений железистых кварцитов в областях развития метаморфических пород, несмотря на обширную литературу по этим месторождениям, не может считаться обоснованным. Выделены эти месторождения часто лишь по внешним поверхностным признакам (тонкая полосчатость руд, их тонкозернистость, выдержанность по простиранию и падению, химический состав вмещающих пород и т. п.), не отражающим глубинных природных связей. В то же время для неметасоматических железистых кварцитов даже таких крупнейших месторождений, как Кривой Рог и КМА, нет детальных описаний взаимоотношений руд с вмещающими породами.

Совершенно ясно, что для обоснования генезиса неметасоматических железистых кварцитов, так же, как и для метасоматических, обязательно изучение контактов руд и вмещающих пород «на реакционную». Весьма вероятно, что некоторые вулканогенно-осадочные и «осадочные» месторождения железистых кварцитов при дальнейшем их изучении окажутся метасоматическими. В пользу этого, в частности,

говорит геолого-геохимическое тождество многих таких месторождений с достоверно установленными метасоматическими месторождениями (ассоциация железистых кварцитов с ультрабазитами, обилие в рудах ксенокристаллов пироксена и других железо-магнетиальных силикатов, обогащенность руд золотом и серебром — типоморфными элементами гидротермально-метасоматических кварцевых месторождений).

Следствием неправильного методического подхода к изучению железистых кварцитов оказывается широко распространенное, но не обоснованное мнение, что большими запасами обладают только «осадочные» и вулканогенно-осадочные месторождения. Доказательством ошибочности такой точки зрения могут служить метасоматические месторождения Кольского полуострова.

Таким образом, в эвгеосинклинальных зонах, в том числе подвергшихся высокотемпературному метаморфизму и гранитизации, обоснованно выделяются лишь вулканогенно-осадочная и метасоматическая группы месторождений железистых кварцитов. Однако для уверенной диагностики их природы нужна разработка геологических, минералогических и геохимических критериев на достоверно выделенных и хорошо изученных месторождениях различных генетических типов, которые можно принять за генотипы. В настоящее время такие критерии разработаны недостаточно.

Имеющийся фактический материал позволяет говорить об определяющей, если не единственной, роли эндогенных факторов (магматических и метасоматических) в образовании месторождений железистых кварцитов различных генетических типов в эвгеосинклиналях, где они закономерно возникают на различных стадиях тектоно-магматических циклов.

Максимальное развитие как вулканогенно-осадочных, так и метасоматических месторождений железистых кварцитов приурочено к докембрию, а внутри него — к протерозою. В более позднее время происходит резкое уменьшение масштабов месторождений и обеднение их железом, что, вероятно, связано с необратимостью эволюции земной коры. Так, в палеозое аналогами вулканогенно-осадочных месторождений киватинского типа, по-видимому, являются мощные толщи раннеэвгеосинклинальных радиоляритов и фтанитов, часто обогащенных (до 2—5%) магнетитом. Дальнейшее изучение вулканических и метасоматических процессов и определение их роли в формировании железистых кварцитов, несомненно, выявит новые закономерности происхождения и размещения этих важных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. — Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Белковский А. И., Локтина И. Н. Генетические типы железорудных месторождений Уфалейского эколгит-гнейсо-сланцевого комплекса. — Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма, ч. II. Свердловск, 1977.
- Болтыров В. Б. Метаморфогенная минералогия палеозойской эвгеосинклинали Урала. — Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977.
- Бутузова Г. Ю. Современные осадки в кальдере острова Санторин и влияние вулканизма на их образование. — Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
- Вертушков Г. Н. Гранитизация железистых кварцитов из восточной контактной зоны Уфалейского гранитного массива. — Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Д. А. МИХАЙЛОВ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Проблема образования железистых кварцитов, характерных преимущественно для кристаллических толщ докембрия, остается нерешенной, несмотря на широкое и, казалось бы, общепринятое представление об осадочно-метаморфической природе данной рудоносной формации. Об этом свидетельствует не только появление в последние годы работ, трактующих условия образования железистых кварцитов с различных генетических позиций (Князев и др., 1969; Жданов, Малкова, 1974; Гусельников, 1972; Петров и др., 1971), но и отсутствие убедительных объяснений как в отечественной, так и в зарубежной литературе некоторых главных особенностей геологии, состава и строения этих рудоносных пород. Важность правильного решения вопросов происхождения железистых кварцитов определяется не только локализацией в них главных мировых запасов железных руд, но и использованием железорудных толщ для различных моделей расшифровки стратиграфии, процессов литогенеза, эволюции земной коры, океанов и атмосферы.

Железистые кварциты обладают рядом особенностей, устойчиво повторяющихся во всех регионах распространения независимо от возраста толщ, в которых они залегают, и их фацальной принадлежности. Главные из этих особенностей выражаются в следующем. Повсеместно отмечается пространственная приуроченность железистых кварцитов к породам основного или ультраосновного состава. Железистые кварциты обладают полосчатостью, обусловленной послойной перемежаемостью кварцевых и магнетитовых (гематитовых) слоев; они обычно слагают тела линзовидной, пластообразной формы, согласно залегающие среди разнообразных по составу кристаллических сланцев и гнейсов. В телах железистых кварцитов часто располагаются участки массивных пород, сложенные теми же минералами, что и окружающие полосчатые разновидности. Морфология и размеры таких полостей, обычно обогащенных рудным минералом, разнообразны. Тела железистых кварцитов обладают зональным строением, выраженным в последовательной смене пород, различающихся особенностями минерального состава, а также частой приуроченностью к периферическим частям тел крупнокристаллических скарноподобных пород, резко отличающихся по минеральному составу и текстуре от железистых кварцитов.

По геолого-тектоническому положению железистые кварциты докембрия можно подразделить на две группы. Одна из них характеризуется залеганием среди глубокометаморфизованных толщ раннего

- Головенок В. К. Железистые кварциты раннего докембрия и проблема их происхождения.— Металлогения докембрия. Л., «Наука», 1975.
- Гудвин А. М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита.— Геология и генезис докембрийских железокремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Гусельников В. А. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., «Наука», 1972.
- Дымкин А. М., Сараев С. В. Железооруденение в породах гранулитовой фации метаморфизма.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л., «Недра», 1974.
- Калугин А. С. Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.— Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Князев Г. И., Решитко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12.
- Козлов М. Т. Метасоматические железистые кварциты Кольского полуострова.— Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Кондаков Л. А., Перунов В. И. К вопросу о генезисе железистых кварцитов Танзании.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12.
- Кориковский С. П. Квари-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 1.
- Марков М. С. Джеспилитовая фация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории.— Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Михайлов Д. А. Роль регионального метаморфизма в образовании железистых кварцитов Уфалейского и Тараташского комплексов.— Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докладов, ч. II. Свердловск, 1977.
- Панков Ю. Д. Метасоматические магнетитовые кварциты Тараташского комплекса на Южном Урале.— Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докладов, ч. II. Свердловск, 1977.
- Панков Ю. Д., Петров В. И., Гогоулан А. М. О генезисе магнетитовых кварцитов Тараташского комплекса.— Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докладов, ч. II. Свердловск, 1974.
- Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Ройзенман Ф. М., Рождественская В. А., Андронов В. В. Формация региональных метасоматитов района Вороньих тундр (Кольский п-ов).— Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докладов, ч. II. Свердловск, 1977.
- Сигов А. П. Палеогеновая система.— Геология СССР, т. XII, ч. I. М., «Недра», 1969.
- Скляр П. В. О роли диафтореза и ультраметаморфизма в рудообразовании.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема.— Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Танатар И. И. Петрографическая и геохимическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросами их корреляции.— Уч. зап. Днепропетровского гос. ун-та, 1940, т. XVII, вып. I.
- Фадеев А. П. О метасоматической природе железистых кварцитов Омолонского массива.— Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Тезисы докладов, ч. II. Свердловск, 1977.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., «Наука», 1973.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Шахов Г. П. Магнетитовые руды хр. Кодар, их вещественный состав, генезис и структурное положение.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1969, № 6.
- Grout F. F. Nature and origin of the Biwabik ironbearing formation of the Mesabi district Minnesota.— Econ. Geol., 1919, N 14.
- Winchell H. V. The Mesabi iron range.— Minnesota Geol. Surv. Annual Rept., 1893, 20.

докембрия, слагающих части щитов или блоки, окруженные более молодыми складчатыми системами, а другая приурочена к протерозойским межблоковым прогибам, сложенным обычно метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, образующими зелено-каменные пояса или залегающими среди пород консолидированного фундамента в виде тектонических блоков.

Перечисленные особенности железистых кварцитов отмечаются почти всеми исследователями и используются для различных генетических выводов. Пластовая форма тел и их полосчатость служат доводом в пользу осадочной природы этих пород. Локализация железистых кварцитов вблизи гипербазитов является основанием для выводов о вулканогенной природе осадочного материала. Наличие скарноподобных пород, а также полостей массивных руд свидетельствует о проявлении метасоматических процессов в становлении тел железистых кварцитов.

Рассмотрим на основе полученного нами в ряде регионов докембрия фактического материала, как отмеченные особенности железистых кварцитов могут быть использованы для генетических выводов о природе этих пород.

Пространственная связь железистых кварцитов с породами основного состава нами отмечается также повсеместно. Следует обратить внимание на большое петрографическое и генетическое разнообразие пород: амфиболиты, пироксениты, дуниты, габбро, базальты. Если бы образование железистых кварцитов было связано непосредственно с формированием этих пород, будь то подводный вулканизм или интрузивная деятельность, то это был бы широко распространенный и универсальный процесс, приводящий всегда к появлению около тел гипербазитов железистых кварцитов. Но этого в природе нет. Образование железистых кварцитов, несмотря на значительные в ряде регионов мощности и протяженности пачки, явление более эпизодическое по сравнению с толщами амфиболитов или телами пироксенитов, габбро и других, в которых чаще всего вообще нет проявлений железистых кварцитов. Следовательно, имели место дополнительные условия, независимые от процессов кристаллизации основных пород, но ведущие к образованию железистых кварцитов. Чтобы выявить эти условия, необходимо прежде всего определить временные соотношения процессов формирования железистых кварцитов не только с кристаллизацией основных или ультраосновных пород, с которыми они ассоциируют, но и с другими геологическими явлениями. Рассмотрим это на ряде примеров.

На Урале на всей площади распространения тараташского докембрийского комплекса известны месторождения и рудопроявления железистых кварцитов. Это Лысогорско-Куватальская, Шигирская, Ушат-Тахтинская и Радостная группы. Повсеместно железистые кварциты приурочены к телам пироксенитов и перидотитов, залегающих в виде различных по величине линзовидных тел в глубокометаморфизованных толщах, состоящих из двупироксеновых кристаллических сланцев, биотит-гранатовых, силлиманитовых, кордиеритовых гнейсов и кварцито-гнейсов, в различной степени гранитизированных и мигматизированных. В истории геологического развития тараташского комплекса выделяется четыре этапа (Ленных, Петров, 1974). Первый, включающий региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации, протекал древнее 2200—2100 млн. лет. Во время

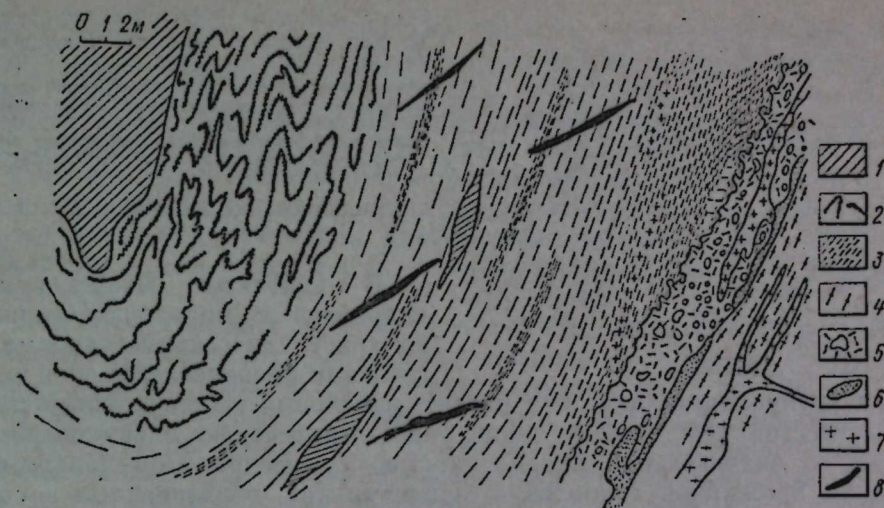


Рис. 1. Зональное строение тел железистых кварцитов, развитых в краевых частях рассланцованных гиперстенитов.

1 — гиперстениты, 2 — грубополосчатые, участками пльчатые окварцованные гиперстениты с магнетитом, 3 — тонкополосчатые магнетитовые кварциты с реликтами гиперстенитов и прожилками мономинерального магнетита, 4 — биотит-гранатовые метасоматиты с участками кварца, 5 — грубополосчатые сильно окварцованные гнейсы с вкрапленностью сульфидов, 6 — биотит-гранатовые гнейсы, 7 — граниты, 8 — прожилки магнетита, рудник Радостный.

второго этапа (2100—1700 млн. лет) метаморфические толщи претерпели повторные складчатые дислокации, интенсивный ультраметаморфизм и диафторез в условиях амфиболитовой фации. Третий этап (1100—1000 млн. лет) характеризуется жесткими дислокациями с развитием зон бластомилонитов в условиях эпидот-амфиболитовой фации, внедрением даек диабазов и формированием кварц-полевошпатовых жил. Четвертый этап (600—400 млн. лет) характеризуется образованием зеленосланцевых диафторитов в зонах надвигов по контактам тараташского комплекса.

Изучение взаимоотношений железистых кварцитов с телами пироксенитов показало, что последние, залегающие в виде буднированных тел среди мигматизированных кристаллических сланцев и гнейсов, окружены зонами грубо- и тонкополосчатых магнетитовых кварцитов (рис. 1). Центральные части тел пироксенитов представлены крупнокристаллическими массивными гиперстенитами, лишенными магнетита. В краевых частях тел гиперстенитов появляется грубая полосчатость вследствие их рассланцевания и замещения гиперстена роговой обманкой. Характерная особенность грубополосчатых гиперстенитов — появление в них кварца, развивающегося на месте кристаллов гиперстена и амфибола, что также подчеркивает полосчатость этих пород. Новообразование кварца сопровождается появлением каемок граната вокруг гиперстена. В участках окварцевания обычен магнетит. Грубополосчатые окварцованные гиперстены с магнетитом постепенно сменяются более тонкополосчатыми разновидностями, в которых количество гиперстена резко падает. Среди тонкополосчатых магнетитовых кварцитов с примесью гиперстена встречаются линзы грубополосчатых окварцованных гиперстенитов, обтекающихся тонкорассланцовой массой кварцитов.

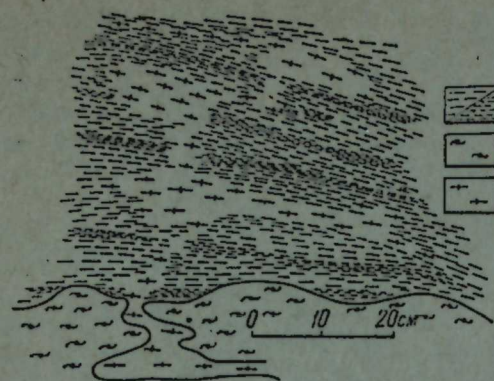


Рис. 2. Реликты деформированных прожилков гранита в железистом кварците.
1 — полосчатые гематитовые кварциты, метасоматически замещающие амфиболиты тонкополосчатые и грубополосчатые; 2 — биотитовые сланцы; 3 — прожилки гранитов, сохраняющиеся в гематитовых кварцитах в виде незамещенных реликтов, месторождение Маук.

В контактах магнетитовых кварцитов с мигматизированными кристаллическими сланцами и гнейсами располагается зона массивных крупнокристаллических биотит-гранатовых пород со своеобразной пятнистой текстурой, а также участки интенсивно окварцованных гнейсов со значительной вкрапленностью сульфидов. Характерно, что инъекции прожилков гранитов в гиперстенитах, образованные в стадии гранитизации и повторного метаморфизма амфиболитовой фации, сохраняются в магнетитовых кварцитах и в биотит-гранатовых скарноподобных породах в виде реликтов, в контактах которых устанавливается резорбция полевых шпатов гранитов кварцем и магнетитом.

Такие взаимоотношения магнетитовых кварцитов с вмещающими породами свидетельствуют о том, что их образование вызывалось метасоматическим замещением гиперстенитов и во времени было связано с процессами их рассланцевания при повторных процессах регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Окварцеванию и оруденению подвергались только пироксениты, тогда как прожилки гранитов, пересекавшие пироксениты и их рассланцованные разновидности, сохранялись в массе новообразованного магнетитового кварцита, унаследовавшего полосчатость рассланцованных пироксенитов в виде незамещенных реликтов, создавая иллюзию пересечения кварцитов гранитами.

Подобные взаимоотношения гранитов с железистыми кварцитами устанавливаются и в уфалейском комплексе, где известен ряд небольших железорудных месторождений (Маукское, Теплогорское, Уфимское и др.). Здесь линзообразные тела магнетит-гематитовых кварцитов избирательно замещают прослои амфиболитов, залегающих среди лейкократовых мигматизированных биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Для этого комплекса установлено два этапа регионального метаморфизма — ранний — в условиях гранулитовой фации — и более поздний, связанный с формированием палеозойского сланцевого обрамления вокруг консолидированных докембрийских блоков — в условиях амфиболитовой фации (Кейльман и др., 1970). Метасоматическая природа тел железистых кварцитов доказывается извилистыми контактами, пересекающими направления кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород и полосчатость самих железистых кварцитов. Кроме того, в телах железистых кварцитов наблюдаются многочисленные реликты деформированных прожилков гранита, которые в контактах резорбированы кварцем и рудными минералами (рис. 2).

Метасоматическая природа железистых кварцитов была установлена нами и в других регионах докембрия, в частности, в Восточном Саяне, где они известны на площадях развития шарыжалгайской серии архея и в протерозойских свитах (жамчадальская и соснового байца),

залегающих в виде тектонических грабенов среди архейских пород. Для этой территории выделяется два главных этапа диастрофизма: архейский и нижнепротерозойский (Никитина, Хильтова, 1971). В архее осадочные геосинклинальные толщи претерпели складчатость, региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в условиях гранулитовой фации. В нижнепротерозойский этап формирование на архейском фундаменте осадочно-метаморфических толщ в условиях амфиболитовой фации привело к диафорическим преобразованиям пород субстрата, проявлению в них повторной складчатости и внедрению гранитоидов.

В шарыжалгайской серии железистые кварциты слагают ряд месторождений (Юбилейное, Дугуйский, Китойский Жидой, Шулунское и др.), объединяемых под названием Байкальская группа. Железистые кварциты здесь слагают линзовидные тела различной мощности, залегающие согласно в сложных складчатых структурах, образуемых дупироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-амфиболовыми гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями мраморов, кварцитов и пироксенитов. Для всех месторождений характерна пространственная приуроченность железистых кварцитов к пироксенитам, в которых обычно наблюдаются зоны рассланцевания с интенсивной амфиболизацией и окварцеванием. Зоны окварцевания внутри тел пироксенитов сложены грубополосчатыми магнетитовыми кварцитами с участками плейчатости, многочисленными включениями окварцованных линз пироксенитов, обтекающихся полосчатостью кварцита, и мономинеральными гнездами магнетита. Более мощные тела магнетитовых кварцитов, залегающие обычно в краевых частях тел пироксенитов, обладают зональным строением. Их внешние части, прилегающие к гранитизированным гнейсам или кристаллическим сланцам, сложены массивными или грубополосчатыми пироксен-гранатовыми породами с линзовидными прослоями кварца. Это так называемые скарнонды, отмечающиеся в ассоциации с железистыми кварцитами во многих регионах докембрия. Их крупнокристаллическая, участками массивная, текстура, зональность граната, реликты сильно окварцованных гнейсов и гранитов указывают на метасоматическую природу этих пород, которые через сильно окварцованные разновидности переходят в тонкополосчатые магнетитовые кварциты. С приближением к телам пироксенитов полосчатость магнетитовых кварцитов становится более грубой; в породе помимо кварца и магнетита появляются пироксен, амфибол, а также многочисленные линзы массивных пироксенитов, содержащих включения магнетита. Характерно, что среди полосчатых магнетитовых кварцитов повсеместно встречаются включения гранитов в виде линз, обтекающихся полосчатостью, или в виде секущих прожилков, с нерезкими контактами вследствие резорбции кварцем и магнетитом массы гранита. Включения гранитов являются незамещенными реликтами ранних гранитоидов, разлинзованных в период повторной складчатости, сопровождавшей наложенный метаморфизм амфиболитовой фации, и гранитоидов, образованных во второй период диастрофизма.

В протерозойских толщах Восточного Саяна также отчетливо устанавливается генетическая связь железистых кварцитов с вторичными преобразованиями пород основного состава. На месторождении Сосновый байц пачки магнетит-гематитовых кварцитов различной мощности пересланываются с амфиболитами, амфибол-биотит-гранатовыми кристал-

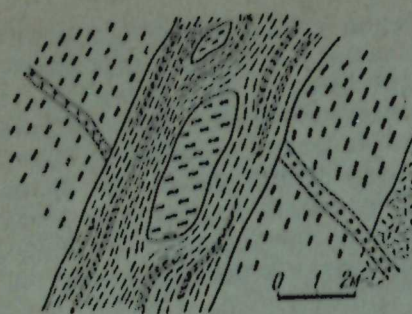


Рис. 3. Замещение железистыми кварцитами габбро.

1 — габбро, 2 — рассланцованное габбро, 3 — гранит, 4 — железистые кварциты тонкополосчатые и грубополосчатые, обнажение по р. Оготу.

лическими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. В северной части месторождения в обнажениях по р. Оготу среди кристаллических сланцев залегает массивное габбро, которое через зоны рассланцевания и амфиболитизации постепенно переходит в пачки амфиболитов, пересланцающиеся с железистыми кварцитами. Внутри массива габбро располагаются многочисленные зоны рассланцевания мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м, сложенные тонкополосчатыми, нередко плейчатными амфиболитами. Переход от массивного габбро к амфиболитам постепенный. И габбро и амфиболиты инъецированы жилами протерозойских гранитов. Центральные части зон рассланцевания в габбро сложены тонкополосчатыми гематитовыми кварцитами (рис. 3).

Зоны тонкополосчатых гематитовых кварцитов пересекают жилы гранитов, внедренные в габбро после его кристаллизации и амфиболитизации. Внутри гематитовых кварцитов нередко располагаются линзы амфиболитов, обтекаемые полосчатостью кварцитов. Осевые части зон гематитовых кварцитов обычно обладают мелкой плейчатостью, затухающей к краевым частям.

Из рассмотренных примеров геологического положения железистых кварцитов вытекают следующие выводы. Устанавливающаяся повсеместно пространственная связь железистых кварцитов с породами основного состава носит генетический характер и объясняется метасоматическим замещением рассланцованных частей тел пироксенитов, габбро, амфиболитов магнетитовыми и гематитовыми кварцитами в регрессивную стадию повторного регионального метаморфизма. Полосчатость железистых кварцитов является отражением не процессов седиментации, а повторного рассланцевания основных пород, текстуры которых унаследованы железистыми кварцитами. Этот вывод согласуется с данными многих исследователей, изучавших железистые кварциты в других регионах. Так, для Омоленской железорудной провинции в архейских толщах М. Л. Гельманом и др. (1974) отмечается метасоматическое замещение железистыми кварцитами основных пород, происходившее после процессов ультраметаморфизма. В Северном Прибайкалье, по данным Ю. Г. Попова и др. (1976), залегание железистых кварцитов контролируется зонами тектонических нарушений, секущими складчатые структуры протерозойских толщ, а сами железистые кварциты метасоматически замещают зеленые и черные углистые сланцы. К выводу о метасоматическом происхождении железистых кварцитов Чарской глыбы пришел Г. П. Шахов (1969). Железистые кварциты таратанского комплекса на Урале рассматриваются как метасоматические образования В. К. Ермаковым (1968) и Ю. Д. Панковым и др. (1974). На Кольском полуострове М. Т. Козловым (1969) описаны железистые кварциты, развитые в зонах тектонических нарушений в архейских породах и образованные после процессов ультра-

метаморфизма; отмечаются также железистые кварциты, замещающие габбро-нориты. На месторождении имени проф. Баумана В. В. Ждановым и Т. В. Малковой (1974), а также В. К. Головенком (1975) отмечается резко секущее положение тел железистых кварцитов по отношению к метаморфическим породам оленегорской свиты. На месторождениях Кривого Рога Г. И. Князевым и др. (1969) показано замещение железистыми кварцитами пород основного состава, которые, наряду с зонами тектонических нарушений, контролируют размещение тел железистых кварцитов в стратиграфическом разрезе.

Эти факты и лежат в основе метасоматической гипотезы, которая была высказана в более ранних исследованиях для месторождений Кривого Рога И. И. Танатаром (1940) и для железистых кварцитов ряда районов Кольского полуострова А. А. Полкановым (1935). Все это говорит о том, что идеи о метасоматическом образовании железистых кварцитов базируются на многих фактах, устойчиво повторяющихся во многих регионах, игнорировать которые невозможно при объективном подходе к этой проблеме. Однако до сих пор метасоматическая гипотеза не нашла широкого обсуждения в сводных работах, посвященных проблеме железистых кварцитов (Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира, 1972; Докембрийские железорудные формации мира, 1975).

Большинство исследователей, следуя традиционной гипотезе об осадочном происхождении пород и руд, опираются, главным образом, на пластообразную форму тел железистых кварцитов и их полосчатость, полагая, что эти особенности не могут быть следствием других геологических процессов, в частности, вторичного рассланцевания и метасоматоза. Метасоматические же явления, которые в телах железистых кварцитов наиболее отчетливо выражены в образовании скарноподобных пород, без достаточных оснований обычно относят к более поздним процессам, не имеющим, по мнению исследователей, прямого отношения к формированию самих тел железистых кварцитов. Другие исследователи метасоматические железистые кварциты выделяют в особую группу, не имеющую якобы широкого распространения и противопоставляемую железистым кварцитам осадочного происхождения (Точилин, 1963). Помимо этих причин, установление фактов, лежащих в основе метасоматической гипотезы, о которых говорилось выше, с большей достоверностью можно получить на небольших и хорошо вскрытых месторождениях железистых кварцитов, где отчетливо выявляются все особенности их геологии. Большинство же исследований относится к крупным месторождениям, таким как Криворожские, КМА и другим, которые при плохой обнаженности и громадном объеме геологоразведочных работ требуют очень кропотливых исследований для выявления всех особенностей геологического положения, строения и состава тел железистых кварцитов. И, наконец, последняя причина заключается в том, что у исследователей, относящих железистые кварциты к метасоматическим образованиям, пока нет единого мнения о причинах метасоматоза, ведущего к появлению этой рудной формации, и его места в истории геологического развития толщ, в которых залегают железистые кварциты. Предположения о том, что метасоматоз вызван влиянием гранитов или является следствием фронта базификации, либо не подтверждаются геологическими фактами, либо не имеют петрологического обоснования. Другие исследователи вообще отрицают роль метасоматоза как главного фактора, ведущего к формирова-



П 97027

нию тел железистых кварцитов. Между тем устанавливающийся отрыв во времени процессов формирования железистых кварцитов от процессов седиментации и выявляемые особенности взаимоотношений железистых кварцитов с породами основного состава, с которыми они ассоциируют, невозможно интерпретировать иначе, как проявление процессов метасоматоза в породах основного состава в более поздние периоды диастрофизма при их метаморфической и структурной переработке.

Рассмотрим, как метасоматическая гипотеза объясняет другие особенности, характерные для железистых кварцитов.

Выше было отмечено, что среди полосчатых железистых кварцитов, как правило, встречаются участки крупнокристаллических агрегатов магнетита (гематита) и кварца в виде изолированных полостей или жил. Благодаря резкому преобладанию рудного минерала над кварцем, такие участки оказываются вмещающим наиболее богатых руд, от масштабов развития которых во многом зависит перспективность того или иного месторождения или региона, где развиты железистые кварциты. Устанавливается прямая зависимость размеров полостей богатых железных руд от мощности тел железистых кварцитов, в которых они залегают, располагаясь преимущественно в центральных частях. Линзовидные полости или жилы часто имеют кососекущее положение внутри тел железистых кварцитов, но никогда не выходят за их пределы, т. е. имеют слепые окончания, не доходя до контактов железистых кварцитов с вмещающими породами. На продолжении таких линз или жил ни в кварцитах, ни во вмещающих породах не наблюдается каких-либо тектонических нарушений. Внутри полостей богатых руд, отличающихся массивной текстурой, и особенно в их краевых частях, обычно наблюдается реликтовая полосчатость, совпадающая с полосчатостью железистых кварцитов. Помимо приуроченности богатых железных руд к центральным частям тел железистых кварцитов выявляется влияние структурного контроля, т. е. развитие богатых руд чаще всего отмечается в участках сложной складчатости, межбудинных пространствах, в зонах продольных и поперечных разрывов и др. Наиболее полная систематизация рудных полостей, контролирующихся различными структурными элементами в телах железистых кварцитов, дана Г. В. Тохтуевым (1972) для месторождений Кривого Рога.

Полости богатых руд в телах полосчатых железистых кварцитов принято считать метасоматическими образованиями (Белевцев, 1972; Брандт и др., 1972). Проявление метасоматических процессов Я. Н. Белевцев (1972) связывает с динамотермальным метаморфизмом, проявленным в толщах пород, содержащих прослой осадочных железистых кварцитов; по Р. Т. Брандту и др. (1972), они являются результатом влияния гипогенных растворов, отделявшихся от глубинных изверженных пород. При таких трактовках формирование полостей богатых руд во времени отделено от образования пластовых тел железистых кварцитов, поскольку последние этими исследователями рассматриваются как осадочные образования. По нашему мнению, нет никаких оснований для временного отрыва процессов образования полосчатых и богатых массивных руд не только потому, что по рассмотренным данным полосчатые руды также являются метасоматитами, но и потому, что особенности строения полостей богатых руд и их локализацию в определенных частях тел железистых кварцитов трудно объяснить влиянием более поздних процессов, при которых

гидротермальные растворы оказывались в изолированных друг от друга участках уже сформированных железистых кварцитов, претерпевших складчатость и региональный метаморфизм. Если бы богатые руды были следствием динамотермального метаморфизма осадочных железистых кварцитов, то для всех сложно дислоцированных прослоев независимо от их мощности были бы характерны полости богатых руд, приуроченные скорее всего к контактовым частям пластов. Но этого не наблюдается. Появление полостей богатых руд характерно прежде всего для центральных частей тел железистых кварцитов значительной мощности.

Унаследованный характер полосчатости железистых кварцитов и наблюдающийся обычно постепенный переход тонкополосчатых разновидностей, состоящих только из кварца и магнетита (гематита), в грубополосчатые с примесью ряда алюмосиликатных минералов и даже в частично оруденелые породы основного состава, свидетельствует о том, что интенсивность метасоматических преобразований основных пород определялась степенью их рассланцевания. В сильно рассланцованных участках породы основного состава претерпели наиболее полное метасоматическое замещение вследствие равномерного проникновения растворов по всей массе породы. Образование мощных зон метасоматических железистых кварцитов приводило к проявлению в них контракционных трещин, вдоль которых происходила интенсивная перекристаллизация рудных минералов и кварца с образованием массивных мономинеральных масс этих минералов. Участки сложной складчатости, межбудинных пространств в зонах рассланцевания становились местами наибольшего нагнетания растворов, которые не только производили метасоматические преобразования основных пород, но и в заключительные стадии процесса — собирательную перекристаллизацию вокруг контракционных трещин в образующихся железистых кварцитах, формируя полости богатых руд. Увеличение содержания магнетита в таких полостях свидетельствует о том, что при собирательной перекристаллизации происходило растворение и вынос кремнезема. Именно этим и можно объяснить постепенные переходы богатых массивных крупнозернистых руд через участки с реликтовой полосчатостью в слоистые более мелкозернистые железистые кварциты. О единстве генезиса магнетита полосчатых и массивных руд свидетельствует также идентичность его химического состава, отвечающего магнетиту гидротермально-метасоматического происхождения, отличающегося от магнетита осадочно-метаморфического происхождения (Михайлов, Крылова, 1976).

Таким образом, процесс формирования богатых руд является заключительной стадией единого метасоматического процесса, приведшего к образованию полосчатых железистых кварцитов на месте рассланцованных пород основного состава.

Карбонатные породы, встречающиеся в краевых частях тел железистых кварцитов и состоящие из кальцита, доломита или сидерита, по аналогии с полосчатыми кварцитами также обычно рассматриваются как осадочные образования — так называемая карбонатная фация (James, 1954; Гросс, 1972; Гудвин, 1972; Плаксенко и др., 1972). Для прослоев карбонатных пород характерны постепенные переходы в железистые кварциты, обусловленные развитием среди карбонатов кварца и магнетита (гематита), послойное распределение которых придает породе полосчатость. Здесь важно подчеркнуть, что между кварцем и

карбонатами не наблюдается какой-либо разрывной взаимосвязи. Поэтому такая ассоциация кварца с карбонатными минералами дает основание для выводов о низкой степени метаморфизма этих пород и ассоциирующихся с ними железистых кварцитов (Точилин, 1963), которые противопоставлялись железистым кварцитам, залегающим среди глубокометаморфизованных толщ. Отсюда следовало утверждение о независимости образования железистых кварцитов от процессов регионального метаморфизма. При этом, однако, упускалось из вида одно важное обстоятельство, противоречащее такому выводу: кварц-магнетит-карбонатные ассоциации, развитые обычно в железистых кварцитах, залегающих в слабометаморфизованных толщах, встречаются, хотя и реже, в железистых кварцитах, локализованных в породах гранулитовой и амфиболитовой фации и, следовательно, не должны были бы сохраниться после процессов регионального метаморфизма, если бы они были результатом седиментационно-метаморфических процессов. Появление таких карбонатсодержащих железистых кварцитов среди глубокометаморфизованных толщ можно объяснить только результатом более поздних метасоматических процессов, связанных с формированием железистых кварцитов в регрессивной стадии регионального метаморфизма. Это подтверждается и особенностями изотопного состава углерода карбонатных пород, ассоциирующихся с железистыми кварцитами, который резко отличается от углерода осадочных карбонатных пород (Перри, Тэн, 1972). Наличие карбонатных пород среди железистых кварцитов свидетельствует о том, что метасоматические преобразования пород основного состава, на месте которых возникали железистые кварциты, осуществлялись углекислыми растворами, выщелачивающими магний и кальций из основных пород в заключительные (и, следовательно, более низкотемпературные) стадии регионального метаморфизма.

Образование в краевых частях тел железистых кварцитов либо карбонатных пород, либо скарнов, т. е. пород, обогащенных основаниями, вероятно, отражает температурный диапазон, при котором могли формироваться тела железистых кварцитов на регрессивной стадии диафторических преобразований пород основного состава в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Выносимые из основных пород кальций и магний при более низких температурах отлагались в виде карбонатов, а при более высоких формировали зоны скарнов, минеральный состав которых зависел от соотношений глинозема, кремнезема и щелочей в контактируемых породах.

По возрасту докембрийских толщ, в которых залегают железистые кварциты, устанавливаются обычно два главных периода их образования: архейский и протерозойский. При этом, по мнению С. С. Голдича (Goldich, 1973), подавляющая масса железистых кварцитов была сформирована в интервал времени 1900—2500 млн. лет. Что касается железистых кварцитов, локализованных в архейских толщах и метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, то, принимая во внимание их метасоматическую природу и устанавливающиеся возрастание соотношения с другими геологическими процессами, о чем говорилось выше, время образования нельзя считать совпадающим со временем формирования вмещающих толщ, что, в свою очередь, ставит под сомнение существование древних (более 2600 млн. лет) железистых кварцитов. Отсюда следует вывод, что железистые кварциты, локализованные в архейских толщах, были сформированы в протерозойские эпохи повторного метаморфизма и дислокаций, проявленные в различной степени в древнем субстрате. Формирование железистых кварцитов докембрия нами представляется в следующем виде.

Породы основного и ультраосновного состава — пироксениты, перидотиты, габбро, дуниты, амфиболиты, залегающие в кристаллических толщах, на заключительных стадиях повторного регионального метаморфизма, носящего диафторический характер, под действием углекислых растворов испытывали метасоматическое преобразование, приводившее к выносу оснований и образованию на их месте метасоматических кварцитов. При этом процессе железо и другие металлы мобилизовывались из окружающих и замещающих пород, в которых они либо входили в состав силикатных минералов, либо встречались как рудные акцессории и откладывались в виде оксидов или сульфидов в телах метасоматитов, являющихся для них структурными и геохимическими «ловушками».

При метасоматическом процессе замещения гипербазитов кварцитами высвобождаемые основания либо реагировали с окружающими алюмосиликатными породами, частично связываясь в краевых частях тел кварцитов с образованием при благоприятных условиях скарновых зон, либо откладывались в виде карбонатов. Контролирующим фактором здесь, по-видимому, являлась температура, при которой происходил метасоматический процесс. Наличие в породах, подвергшихся повторному метаморфизму, серы приводило к кристаллизации в метасоматических кварцитах сульфидов, а при дефиците серы — оксидных соединений железа. Если количество серы в породах субстрата было невелико, сульфидные минералы кристаллизовались лишь в начальные этапы метасоматического процесса, входя в состав внешних зон, а затем происходила кристаллизация магнетита и (или) гематита. Вблизи пород, обогащенных мелкой вкрапленностью сульфидов (например, так называемых черных сланцев), в телах метасоматических кварцитов могли формироваться крупные залежи сульфидных руд. Пример этого — полиметаллические месторождения типа Оутокумпу и Ладожско-Ботнического рудного пояса свекофенид в Центральной Финляндии.

Формировавшиеся тела метасоматических железистых кварцитов испытывали метасоматическую контракцию (особенно в центральных частях мощных тел): в них возникали трещины и каверны, вокруг которых происходила интенсивная собирательная перекристаллизация с формированием участков, обогащенных рудным компонентом. Наиболее сильная перекристаллизация наблюдалась в телах железистых кварцитов, развитых в участках сложной складчатости и межбужинных пространствах, под действием нагнетаемых метасоматизирующих растворов, производивших преобразование рассланцованных пород субстрата. Размеры полостей обогащенных руд находились в прямой зависимости от мощности формирующихся метасоматических зон. Масштабы метасоматического процесса, а следовательно, и размеры тел железистых кварцитов, а также степень их обогащенности рудным компонентом помимо характера проявления повторного метаморфизма (локальный или площадной) контролировались интенсивностью повторного рассланцевания пород, дававшей возможность циркуляции растворов, осуществлявших диафторез и затем приведших к проявлению метасоматоза в определенных по химическому составу породах.

В архейских кристаллических толщах, даже при площадном проявлении процессов повторного метаморфизма, сопровождавшие его склад-

чатые дислокации носили неоднородный характер. Наиболее интенсивно они проявлялись в пачках пород, резко различающихся по физическим свойствам. Поэтому участки кристаллических сланцев и гнейсов, где залежали тела массивных пироксенитов, перидотитов или габбро, подвергались наиболее интенсивным дислокациям с образованием локальных зон мелкой изоклинальной складчатости, плейчатости, структур будинаж, захватывавших и тела гипербазитов, которые и подвергались затем в этих зонах сначала рассланцеванию, а затем и метасоматическим преобразованиям. Сравнительно небольшие масштабы таких зон повторных интенсивных дислокаций, в которые вовлекались породы основного состава, и определяли маломощность возникавших на их месте тел железистых кварцитов. Поэтому архейские кристаллические толщи, несмотря на значительное количество участков, благоприятных для формирования тел железистых кварцитов в целом, являются в меньшей степени перспективными для обнаружения крупных железорудных провинций.

В протерозойских толщах, слагающих межблоковые прогибы, в которых широкое развитие получили вулканогенно-интрузивные породы основного и ультраосновного состава, формировавшиеся в них зоны интенсивной складчатости охватывали значительные по мощности пачки пород, и вовлекавшиеся в эти дислокации гипербазиты чаще всего подвергались почти полной структурной и метаморфической переработке с образованием на их месте мощных и протяженных тел железистых кварцитов. Характер складчатости протерозойских вулканогенно-осадочных толщ, формировавших межблоковые прогибы, определялся блоковой тектоникой того или иного докембрийского региона. Для крупнейших железорудных провинций, связанных с железистыми кварцитами, таких как Криворожская или КМА, характерно наличие среди протерозойских толщ консолидированных блоков архейского фундамента, зоны сочленения которого с протерозойскими складчатыми толщами в структурном отношении и были наиболее благоприятными участками для развития эндогенного рудообразования, связанного с процессами регионального метаморфизма.

Говоря о роли повторного метаморфизма в формировании железистых кварцитов докембрия, необходимо отметить, что эта роль наиболее отчетливо выступает в архейских кристаллических толщах, испытывавших в протерозое диафторез. Что касается протерозойских толщ, то в районах развития железистых кварцитов их региональный метаморфизм носил прогрессивный характер. Но для вулканогенно-интрузивных пород основного состава, внедренных в осадочные породы, подвергшиеся затем метаморфизму, этот метаморфизм также носил диафторический характер, что и привело к метасоматическим преобразованиям пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Генезис богатых железных руд криворожского типа.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Брандт Р. Т., Дорр П. Дж. В., Гросс Г. А., Грасс Г., Семененко Н. П. Проблемы номенклатуры полосчатых железисто-кремнистых осадочных пород и их метаморфических эквивалентов.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.

- Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Гельман М. Л., Титов В. А., Фадеев А. П. Омолонская железорудная провинция.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2.
 Головенко В. К. Железистые кварциты раннего докембрия и проблема их происхождения.— Металлогения докембрия. Л., «Наука», 1975.
 Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Тудвин А. М. Вулканогенные железистые формации архея Канадского щита.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Гусельников В. А. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., «Наука», 1972.
 Докембрийские железорудные формации мира. М., «Мир», 1975.
 Ермаков В. К. Метасоматические железистые кварциты Урала (месторождения тараташского типа).— Труды Тюменского индустриального ин-та, 1968, вып. 1.
 Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л., «Недра», 1974.
 Кейльман Г. А., Мельников Е. П., Мельникова Н. И. О фациальных условиях метаморфизма пород уфалейского гнейсового комплекса.— Метаморфизм горных пород Урала. Труды Свердл. горн. ин-та, 1970.
 Князев Г. И., Решитко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12.
 Козлов М. Т. Метасоматические железистые кварциты Кольского полуострова.— Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
 Лейных В. И., Петров В. И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса.— Тезисы докладов Третьего Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1974.
 Михайлов Д. А., Крылова М. Д. Об особенностях состава магнетита некоторых железорудных месторождений докембрия.— Геохимия, 1976, № 10.
 Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Эволюция процессов метаморфизма в докембрии Восточно-Саянской складчатой области.— Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
 Панков Ю. Д., Петров В. И., Гоголан А. М. О генезисе магнетитовых кварцитов тараташского комплекса.— Тезисы докладов Третьего Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1974.
 Петров Р. П., Леоненко В. Н., Морозов А. Н., Тарханов А. В. К статье Г. Н. Князева, В. А. Решитко, Л. И. Федоровской «О генезисе железистых кварцитов». — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 2.
 Перри Ю. К., Тэн Ф. К. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах железистой формации Бивабик.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Плаксенко Н. А., Коваль И. К., Щеголев И. Н. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии.— Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
 Попов Ю. Г., Велогур В. Д., Дариханов А. Д. Роль метасоматических процессов в формировании железисто-кремнистой формации Северного Прибайкалья.— Метасоматизм и рудообразование. Л., «Недра», 1976.
 Танатар И. И. Петрографическая и геохимическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросом их корреляции.— Уч. зап. Днепропетровского гос. ун-та, 1940, т. XVII, вып. 1.
 Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
 Тохтуев Г. В. Структурный контроль локализации богатых железных руд Кривого Рога.— Геология и генезис докембрия железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
 Шахов Г. П. Магнетитовые руды хр. Кодар.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1969, № 6.
 Goldich S. S. Aides of Precambrian banded iron formations.— Econ. Geol., 1973, 68.
 James H. L. Sedimentary facies of iron formations.— Econ. Geol., 1954, 48.

Г. А. ГЛУШКОВА, Г. А. КЕЙЛЬМАН

О ГЕНЕЗИСЕ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ УРАЛА

Среди магнетит-гематит-кварцевых руд Урала по тектонической позиции, соотношению с окружающими геологическими образованиями и истории развития особое место занимают так называемые железистые кварциты гнейсово-мигматитовых комплексов, отчетливо разделяющихся на две группы. К первой относятся древнейшие образования кристаллического фундамента, слагающие срединный массив или глыбу, внутреннее строение которой не связано с окружающими структурами (тараташский комплекс в Башкирском поднятии). Вторая группа объединяет гнейсово-мигматитовые комплексы Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий, субстратом которых, по-видимому, послужили также древние супракрустальные серии, но в отличие от тараташского комплекса претерпевшие в течение палеозоя тектоно-метаморфическую активизацию. К таким образованиям в Центрально-Уральском поднятии относятся уфалейский, хобейнский и харбейский гнейсово-мигматитовые комплексы, а в Восточно-Уральском поднятии — салдинский, мурзинско-адуйский, сысертско-ильменогорский, адамовский, талдыкский и др.

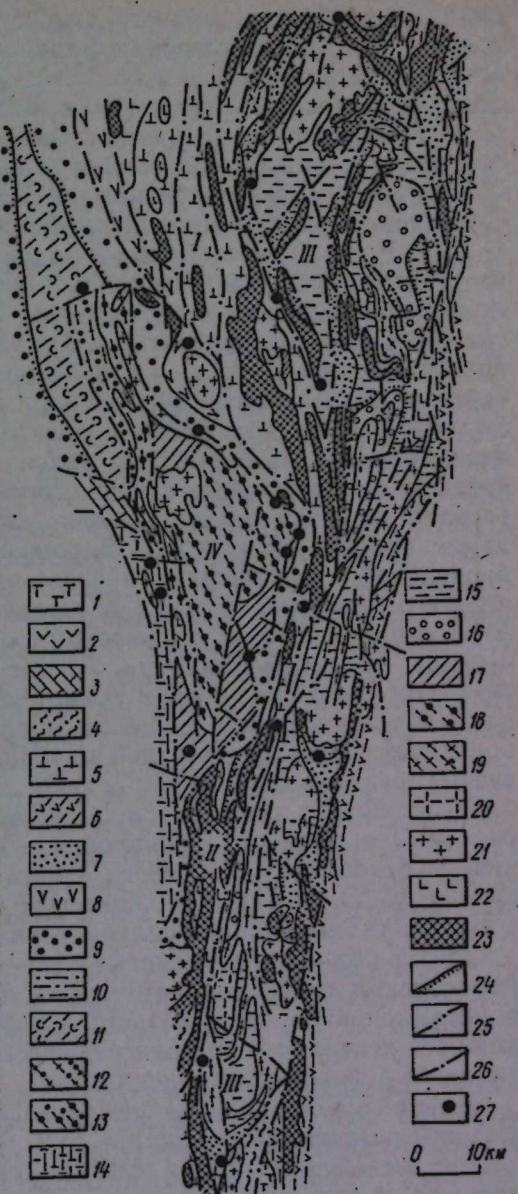
Установить закономерности размещения и особенно генезиса железистых кварцитов вследствие полициклического развития вмещающих их гнейсовых комплексов очень трудно. Приуроченность рудных тел к определенным частям стратиграфического разреза в тараташском комплексе, выдержанное стратиграфическое положение рудоносной толщи, участие рудных тел в складчатых структурах и их морфология, тонкая полосчатость рудоносных горизонтов, носящая характер ритмичной слоистости, состав руд, а также аналогия геологического строения с железорудными районами Украины и Кольского п-ва позволили большинству исследователей прийти к выводу о первичном осадочном (Гарань, 1946; Смирнов, Смирнова, 1948) или вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов этого комплекса (Ленных, Петров, 1974; Чеботарева, 1974; Черменинова и др., 1975). Вместе с тем некоторые исследователи (Панков и др., 1974; Михайлов, 1975) выдвигают концепции формирования железистых кварцитов в тараташском комплексе метасоматическим путем.

Генезис месторождений и проявлений железистых кварцитов в древних метаморфических образованиях второй группы целесообразно рассмотреть на примере наиболее детально изученных уфалейского и сысертско-ильменогорского гнейсово-мигматитовых комплексов.

Геологическое строение этих комплексов приведено нами ранее (Кейльман, 1963, 1969, 1974; Глушкова, Кейльман, 1977), поэтому цель

Рис. 1. Схема размещения месторождений и проявлений железистых кварцитов в южной части Среднего Урала.

1 — порфириды базальтового состава, порфиритонды (D_3); 2 — андезит-дацитовые порфириды и их туфы, песчанники, кремнистые и глинистые сланцы, мраморизованные известняки (D_2 ; cf — zv); 3 — известняки и доломиты (D_2 ; zv); кундравинская свита (D_2); 4 — конгломераты, песчанники, алевролиты, мраморизованные известняки; 5 — порфириды основного и среднего состава и их туфы, порфиритонды, зеленые сланцы, туфопесчанники, углито-кремнистые, кремнистые и кварцитовидные сланцы, мраморизованные известняки ($S-D_1$); 6 — серицит-кварцевые и углито-кремнистые сланцы, альбит-актинолитовые сланцы, порфиритонды, диабазы, туфопесчанники с прослоями мраморизованных известняков (S_1-S_2); игишская и сысертская свиты нерасчлененные (O_2-S_1); 7 — графитовые микрокварциты с прослоями маложелезистых кварцитов, слюдяно-кварцевые сланцы, аповулканогенные амфиболиты, мраморы; выйская свита (O_2); 8 — альбит-актинолитовые, хлорит-альбитовые и серицит-альбит-кварцевые сланцы с прослоями углито-кварцитов; шушутская, куртинская и шайтанская свиты нерасчлененные (O_1-2); 9 — кварцито-песчанники, гравелиты, конгломераты, гранат-слюдяно-кварцевые, слюдяно-графит-кварцитовые сланцы и кварциты; заозерная свита (PR_1-PR_2); 10 — микрогнейсы и микроамфиболиты с прослоями графитовых кварцитов; указарская свита (PR_2); 11 — альбит-актинолитовые, кварц-альбит-хлоритовые и серицит-альбит-кварцевые сланцы; 12 — гранито-гнейсы мусковит-альбитовые и мусковит-альбит-микроклиновые; 13 — амфиболовые сланцы, микроамфиболиты и микрогнейсы; таганайская свита (PR_2); 14 — мусковит-хлорит-кварцевые, гранат-кианит-ставролит-кварцевые сланцы и слюдяные кварциты; черновская серия (PR_2); 15 — амфиболиты, гнейсы, гранито-гнейсы; шумихинская серия (P); 16 — слюдяные гнейсы, мигматиты; уфалейская свита (P); 17 — амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов, слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов, гранито-гнейсы; 18 — амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; 19 — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; 20 — сиениты и миксциты; 21 — граниты, гранодиориты, диориты; 22 — габбро, апогаббровые амфиболиты; 23 — серпентиниты, тальк-карбонатные и антофиллитовые породы; 24 — стратиграфические несогласия; 25 — стратиграфические несогласия, осложненные разрывными нарушениями; 26 — разрывные нарушения; 27 — месторождения и проявления железистых кварцитов и кварц-магнетитовых руд. I — Тагильский метасинклиниорий, II — Магнитогорский метасинклиниорий, III — Сысертско-Ильменогорский метантклиниорий, IV — Уфалейский антиклиниорий.



данной статьи — охарактеризовать геологическую позицию месторождений и проявлений железистых кварцитов, встречающихся в пределах названных комплексов.

Все месторождения и проявления железных руд рассматриваемого типа располагаются как внутри гнейсовых ядер (рис. 1), слагающих нижний структурный этаж (месторождения Маукское, Теплогорское, Южная залежь, Северо-Маукское, Мало-Маукское, горы Захаровой и Анциферское в уфалейском комплексе, Северо-Агардяшское, Мало-Агардяшское и Обуховское — в сысертско-ильменогорском), так и в

сланцевых толщах верхнего структурного этажа, обрамляющих гнейсовые ядра (месторождения Барановские, Тахтинские, Аюшское, горы Лиственной в уфалейском комплексе, Шабровские, Полдневское, Увильдинское, Миасское, Игишское и Вязовское — в сысертско-ильменогорском). Железистые кварциты известны и в зоне влияния плутонометаморфизма, прогибе, где они располагаются в зоне влияния плутонометаморфизма, обусловившего формирование гнейсовых комплексов (Сидоркинское, Западно-Иткульское месторождения и др.).

Железные руды в гнейсовых ядрах встречаются в различных частях разреза метаморфических толщ. Северо-Маукское проявление и Маукское месторождение в уфалейском комплексе приурочены к верхней части егустинской подсвиты, а Южная залежь и Мало-Маукское рудопроявления — к нижней части слюдяногорской подсвиты, занимающей более высокое стратиграфическое положение в составе уфалейской свиты, относимой к дорифейским образованиям. Теплогорское и Уфимское месторождения находятся на различных стратиграфических уровнях в средней части разреза слюдяногорской подсвиты. Еще больший возрастной диапазон характерен для рудовмещающих пород сланцевого обрамления. Так, рудные тела Барановских месторождений и Тахтинских проявлений в уфалейском гнейсовом комплексе залегают на различных стратиграфических уровнях в таганайской свите верхнего протерозоя, Аюшское — в породах указарской свиты, предположительно относимой к венду, а проявления горы Лиственной — в породах билимбаевской свиты верхнего ордовика. В сысертско-ильменогорском комплексе группа Шабровских месторождений и проявлений железистых кварцитов находится в породах верхней карбонатно-сланцевой толщи сысертской свиты предположительно ордовика, а Полдневское и Вязовское рудопроявления — в нижней толще этой же свиты; Увильдинское, Миасское и Игишское рудопроявления — в породах игишской свиты, лежащей в основании сланцевого обрамления сысертско-ильменогорского комплекса. В Тагильско-Магнитогорском прогибе рудные тела залегают в вулканогенных толщах силура — нижнего девона.

Таким образом, железистые кварциты в уфалейском, сысертско-ильменогорском гнейсовых комплексах и их сланцевых обрамлениях располагаются в породах, возраст которых варьирует от докембрия до нижнего девона, т. е. стратиграфический фактор здесь, по-видимому, не является рудоконтролирующим.

Вместе с тем подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений независимо от состава руд, морфологических и других особенностей в гнейсовых ядрах и обрамляющих их толщах структурно приурочены к границе гнейсового ядра и сланцевого обрамления или к крупным разрывным нарушениям (Кейльман, Глушкова, 1974; Глушкова, 1976), с которыми связана интенсивная тектоническая и метасоматическая проработка горных пород. Так, Мало-Агардяшская рудоносная зона в сысертско-ильменогорском комплексе, включающая Северо-Агардяшское, Мало-Агардяшское и Обуховское проявления, находится в центральной, наиболее узкой части гнейсового ядра, вблизи границы с Магнитогорским мегантиклинорием, от которого гнейсовое ядро отчленено крупным Мраморско-Миасским разрывным нарушением. К границе гнейсового ядра и сланцевого обрамления приурочены Маукские, Теплогорское, Анциферское и другие месторождения и рудопроявления в уфалейском гнейсовом комплексе, многие из которых залегают в периклинальных частях куполовидных антиклиналей, осложняю-

щих гнейсовое ядро. Аналогичную позицию занимает большинство месторождений и рудопроявлений сланцевого обрамления в сысертско-ильменогорском гнейсовом комплексе, которые залегают вблизи границы с гнейсовым ядром. К числу их относятся Шабровские месторождения, Увильдинское и Игишское рудопроявления. К разрывным нарушениям на участках с линейной складчатостью приурочены многие месторождения сланцевого обрамления в уфалейском комплексе (Тахтинское, Барановские, Аюшское, горы Лиственной) и ряд месторождений сысертско-ильменогорского гнейсового комплекса (Вязовское, Сидоркинское, Западно-Иткульское).

Уровень метаморфизма пород, вмещающих тела железистых кварцитов в гнейсовых ядрах, претерпевших многоэтапный метаморфизм, интенсивную гранитизацию и мигматизацию, достигал субгранулитовой фации или высшей субфации амфиболитовой фации (Мало-Агардяшская группа рудопроявлений в сысертско-ильменогорском гнейсовом комплексе), а на участках проявления регрессивного метаморфизма — амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Маукские, Теплогорское и Уфимское месторождения, Анциферское рудопроявление и другие в уфалейском комплексе). Уровень метаморфизма пород, вмещающих железные руды в сланцевом обрамлении, опускается до зеленосланцевой фации (Шабровские месторождения в сысертско-ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе, Аюшское и месторождение горы Лиственной — в уфалейском), а в приконтактных частях с гнейсовым ядром, на участках проявления прогрессивного метаморфизма, соответствует преимущественно эпидот-амфиболитовой фации (Полдневское, Увильдинское и Игишское рудопроявления в сысертско-ильменогорском комплексе, Тахтинские и Барановские — в уфалейском) и, реже, амфиболитовой фации (Вязовское рудопроявление в сысертско-ильменогорском комплексе). Метаморфизм вулканогенных пород Тагильско-Магнитогорского прогиба, вмещающих рудные тела Сидоркинского и Западно-Иткульского месторождений, не превышал уровня зеленосланцевой фации.

Очевидно, залегание рудных тел в зонах метаморфизма широкого фациального диапазона (от зеленосланцевой до субгранулитовой фации) указывает на то, что температурные условия не играли существенной роли при их формировании.

Как показывают наблюдения, железные руды уфалейского и сысертско-ильменогорского гнейсово-мигматитовых комплексов по составу, текстурно-структурным особенностям, условиям залегания и морфологии рудных тел являются разнотипными образованиями. Так, в сысертско-ильменогорском комплексе выделяются четыре группы месторождений, которые могут рассматриваться и как генетические типы: Мало-Агардяшский, Шабровский, Вязовский, Сидоркинский.

Мало-Агардяшские рудопроявления, относящиеся к первому типу, находятся в 2 км восточнее оз. Малый Агардяш, вблизи крупного разрывного нарушения северо-восточного простирания, которое фиксируется здесь мощной зоной милонитов. Рудные тела располагаются в зоне проявления интенсивного щелочного метасоматоза, связанного с формированием щелочных пород Ильменского комплекса в условиях интенсивных тектонических движений.

Железистые кварциты, представленные преимущественно массивными, иногда неяснополосчатыми средне-крупнозернистыми кварц-магнетитовыми породами, залегают в полосе фенитов, среди которых существ-

венная роль принадлежит амфиболовым и эгириновым разновидностям. С рудными телами обычно ассоциируют фенитизированные амфиболиты, по ним в ряде случаев развивается эгирин. В непосредственных контактах рудных тел наблюдаются магнетитсодержащие калишпат-эгириновые породы. Железистые кварциты также обычно включают то или иное количество эгирина (участками до 15—20 или 30—35%) и пертитового калиевого полевого шпата (до 10—30%). Эгирин замещается голубоватым амфиболом. В ходе этого процесса выделяется магнетит, который нередко цементирует сохранившиеся зерна эгирина. Кварц, судя по форме зерен, а также взаимоотношениям с зернами прочих минералов, вторичен, что хорошо устанавливается по коррозионным соотношениям кварца с одним из наиболее поздних минералов — щелочным амфиболом, от которого порой остаются лишь «обрывки», при этом окварцовываются эгирин и участками даже апатит. Окварцеванию подвергаются не только магнетитовые руды, но и залегающие рядом интенсивно милонитизированные сиениты.

Приуроченность рудных тел к зонам щелочного метасоматоза, а внутри них — к зонам милонитизации, пространственная связь с амфиболитами, наложенный характер окварцевания, которое проявляется и в близлежащих сиенитах и фенитах, обилие реликтов вмещающих пород, наблюдаемое в ряде случаев замещение эгирина щелочным амфиболом с выделением магнетита, субизометричная форма рудных тел и преимущественно массивная текстура руд — все это указывает на метасоматическое происхождение оруденения, связанное с изменением режима щелочности-кислотности в ходе петрогенетической эволюции гнейсово-мigmatитового комплекса. Изменение геохимического режима можно определить благодаря связи калишпат-эгириновых пород с амфиболитами, которые обычно совмещены в пространстве, причем в шлифах наблюдается замещение амфибола эгиринном. С другой стороны, калишпат-эгириновые породы ассоциируют с эгириновыми фенитами. Вне зон проявления щелочного метасоматоза кварц-магнетитовые руды в гнейсовом ядре не обнаружены.

Наиболее распространены в сланцевом обрамлении сысертско-ильменогорского комплекса месторождения и рудопроявления, типичным представителем которых служит Шабровская группа, включающая Северо-Шабровское месторождение, Шабровское и Южно-Шабровское рудопроявления. Они входят в состав Шабровской зоны, протяженность которой около 6 км, а ширина около 1,5 км. Зона расположена в северной переклинали Осиновского купола, ядро которого выполнено реоморфическими гранитоидами повышенной основности, а периферические части — нормальными биотитовыми или двуслюдяными гранитами.

Породами, вмещающими тела железистых кварцитов, являются переслаивающиеся кварцево-слюдяные (кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые) филлитовидные, часто филонитизированные сланцы, слюдяно-кварцевые (серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые) сланцы, слюдяные и графитистые кварциты и кварцитовые сланцы, включающие прослои маложелезистых кварцитов. Значительную роль в составе толщи играют аповулканогенные амфиболиты.

Широко распространены в пределах описываемого участка относительно крупные разрывные нарушения субширотного направления, подчиненные конфигурации Осиновской куполовидной антиклинали, которые фиксируются линейно-вытянутыми массивами измененных гиперба-

Характерно локальное появление относительно высокотемпературных минералов в участках, прилегающих к рудным телам с наиболее богатым содержанием магнетита. Наряду с хлоритом и серицитом здесь появляются биотит, гранат и куммингтонит.

Руды, представленные железистыми кварцитами пятнисто-полосчатой, пятнистой, сетчатой, реже правильной полосчатой текстуры, образуют пластообразные тела, прослеживающиеся иногда с небольшими перерывами на 5—6 км. Мощность рудных тел обычно не превышает 10, реже 15—20 м. Неправильная полосчатость руд чаще всего обусловлена более поздней их перекристаллизацией, при которой рудный минерал обособляется с образованием линзовидных и пятнистых, часто незакономерно расположенных скоплений.

Главные минералы железных руд — кварц и магнетит, часто мартитизированный, содержание которого колеблется от 10 до 30%; в незначительных количествах (до 2—3%) встречается гематит. В рудах Шабровского проявления нередко присутствуют гранат и куммингтонит.

Железистые кварциты Полдневского, Увильдинского, Миасского и Игишского рудопроявлений по положению в структуре, текстурно-структурным особенностям, составу, вторичным изменениям близки к шабровским рудам. Вмещающими породами Увильдинского, Миасского и Игишского рудопроявлений служат слюдяные и углистые кварциты, а Полдневского — сланцеватые амфиболиты. Так же, как и в Шабровской рудоносной зоне, в отмеченных рудопроявлениях преобладают маложелезистые разновидности кварцитов.

Таким образом, руды шабровского типа обнаруживают приуроченность, с одной стороны, к первично осадочным породам (кварцитам, реже — сланцам), с другой — ассоциируют с залегающими среди них аповулканогенными амфиболитами. Руды, слабо измененные процессами перекристаллизации, обладают полосчатыми текстурами. Метасоматическая переработка вмещающих пород здесь, как правило, отсутствует (за исключением Полдневского рудопроявления, где амфиболиты, вмещающие рудные тела, претерпели интенсивную мигматизацию, эпидотизацию, окварцевание и хлоритизацию). Для описываемых руд характерен относительно «чистый» магнетит-кварцевый состав.

Перечисленные особенности позволяют отнести рассматриваемые руды к числу вулканогенно-осадочных образований. В. Н. Лукошков (1971) отмечает отсутствие кластогенных кварца, полевого шпата и других минералов, а также незначительное количество пелитового материала не только в железистых кварцитах, но и во вмещающих кварцитовых сланцах, свидетельствующее о слабом поступлении терригенного материала. Полосчатость в кварцевых сланцах, по мнению указанного автора, конседиментационная. В. Н. Лукошков (1971), И. В. Черменинова и другие (1974, 1975) включают рассматриваемые образования в состав железисто-кремнисто-сланцевой (хемогенной) формации, которая выделяется ими в самой верхней части докембрийского комплекса Центрально-Уральской зоны и восточного склона Урала.

Следует отметить, что так или иначе возникшие кварциты изначально, по-видимому, имели невысокое содержание железа, и только в условиях локального повышения уровня метаморфизма происходило перераспределение рудных компонентов, вынос их из одних частей рудного тела, переотложение и накопление рудных масс на других участках.

Существенно отличны от шабровских по составу и, видимо, по условиям формирования руды Вязовской рудоносной зоны, которая нахо-

дится в 7,5 км к юго-юго-западу от оз. Иткуля, на южном склоне горы Смертельной. Вязовское рудопроявление, включаемое в рассматриваемую зону, располагается в сланцевом обрамлении южной периклинали Иткульской куполовидной антиклинали. Длина рудоносной зоны около 300—350 м, ширина не превышает 60—70 м. Породами, вмещающими рудные тела, являются альбитизированные, интенсивно хлоритизированные и мусковитизированные гранат-биотит-кварцевые сланцы, местами содержащие графит. К востоку от рудоносной зоны, отделяясь от нее разломом, залегают альбитизированные эпидот-биотитовые гнейсы. Вблизи рудного тела вмещающие породы милонитизированы, тонко рассланцованы и также интенсивно альбитизированы до перехода в биотит-альбитовые сланцы. Метаморфизм пород рудоносной зоны, судя по сохранившимся ранним парагенетическим ассоциациям, первоначально достигал уровня амфиболитовой фации, на которую наложился интенсивный зеленосланцевый диафторез. Широкое развитие здесь получили процессы метасоматоза, выразившиеся в интенсивных альбитизации, мусковитизации, хлоритизации и окварцевании. Метасоматоз сопровождался перекристаллизацией, которая привела к значительному укрупнению минеральных индивидов.

Рудоносные тела представлены массивными или грубо рассланцованными неравнозернистыми кварц-гранатовыми породами с неравномерным пятнистым или пятнисто-полосчатым распределением граната. Основной рудный минерал — магнетит, количество которого колеблется от единичных зерен до 70—80%. Иногда, наряду с магнетитом, встречается гематит. Местами в рудоносных породах появляется тремолит, а также косоугольный тремолит-асбест, образующий секущие прожилки. Гранат — главный минерал рудоносных тел, представлен он существенно марганцевой разновидностью — доля спессартинового минерала в нем достигает 44—45% при 40% альмандиновой составляющей.

Приуроченность рудных тел данного проявления к зонам милонитизации и натриевого метасоматоза, субизометричная или овальная их форма и незначительные размеры, массивные текстуры руд, залегающих среди хорошо рассланцованных пород, а также более позднее окварцевание, сопровождающееся укрупнением зерен граната — все это указывает на принадлежность руд вязовского типа к метасоматическим образованиям.

Сидоркинский тип оруденения включает руды, располагающиеся в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Генетическим представителем этих руд является Сидоркинское месторождение, расположенное в 5—7 км к западу-юго-западу от г. Кыштыма, в самой северной максимально узкой части Магнитогорского мегасинклинория, против северного клиновидного окончания Ильменогорской антиклинали, в непосредственной близости (1—1,5 км) от западной границы сысертско-ильменогорского гнейсового комплекса. Рудоносная зона, включающая Сидоркинское месторождение, вытянута в субмеридиональном направлении, длина ее около 10 км, а ширина не превышает 400—500 м.

Породы, вмещающие рудные тела, представлены различными апо-вулканогенными зелеными сланцами эпидот-хлорит-альбитового состава, содержащими от 5 до 30% кварца. По направлению на запад сланцы сменяются порфиритоидными, а на восток — толщей осадочных пород, представленных серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, которые содержат примесь углистого материала, углистых филлитов и микрокварцитов. Контакт между зелеными сланцами и толщей осадочных пород

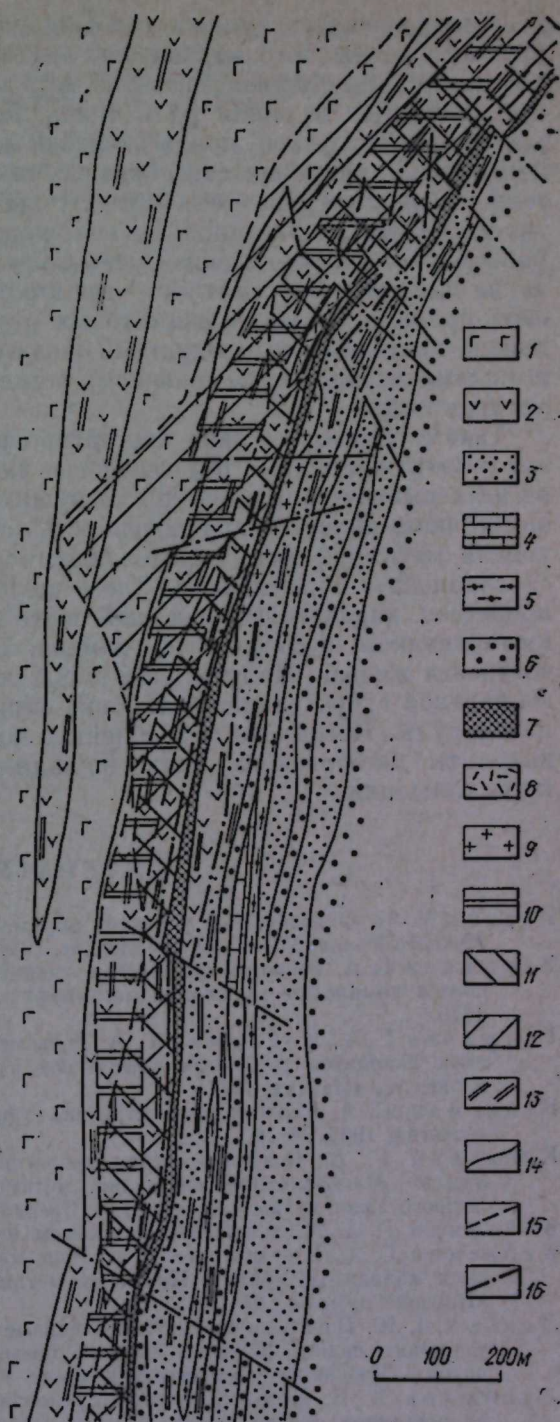
Рис. 2. Схема метасоматической зональности железистых кварцитов в северной части Сидоркинского месторождения.

1 — порфиритоиды (D₁); 2 — зеленые кварц-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы (D₁); 3 — серицит-хлорит-кварцевые (кварцитоидные) сланцы с прослоями углистых филлитов (S₁ln — w?); 4 — известняки (S₁ln — w?); 5 — микроамфиболиты апопорфиритовые (S₁ln — w?); 6 — серицит-углистые и серицитовые кварциты и кварцитовые сланцы (S₁ln — w?); 7 — гематит-магнетитовые кварциты; 8 — альбититы; 9 — плагногранит-порфиры; 10 — зоны интенсивной альбитизации; 11 — зоны амфиболитизации; 12 — зоны спорадической карбонатизации; 13 — зоны милонитизации; 14 — границы литологических разновидностей; 15 — границы метасоматических зон; 16 — разрывные нарушения.

осложнен разрывным нарушением, в зоне которого и располагаются рудные тела. Породы, образующие рудоносную зону, претерпели метаморфизм допозднепалеозойского и позднепалеозойского этапов. В обоих случаях метаморфизм не превышал уровня зеленосланцевой фации, но сопровождался различными метасоматическими процессами.

Наиболее крупная залежь железистых кварцитов Сидоркинской рудоносной зоны составляет единое рудное тело протяженностью около 4 км и мощностью от 5 до 15 м. В зависимости от состава выделяются магнетитовые кварциты, преобладающие в северной части рудного тела и содержащие от 10 до 30% магнетита, гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты (наиболее распространенные разновидности руд), составляющие центральную и южную части рудного тела. Они содержат от 5 до 25% магнетита и 5—20% гематита.

В центральной части рудного тела встречаются гематит-содержащие (до 25—30% гематита) хлорит-эпидот-гранатовые микрокварциты. Основные компоненты граната этих пород — спессартин (37%) и гроссуляр (22%).



Приуроченность рудных тел Сидоркинского месторождения к зоне крупного разрывного нарушения, разделяющего вулканогенную и осадочную толщи, широкое развитие метасоматических процессов (рис. 2), среди которых ведущая роль принадлежит натриевому метасоматозу, проявленных в узкой, прилегающей к рудному телу зоне, наличие в центральной части его своеобразных гематитсодержащих гранат-эпидотовых и эпидот-гранатовых пород с постепенными переходами в гематит-магнетитовые кварциты, с наложенным (вторичным) кварцем, неравномерное распределение рудных минералов и более позднее образование магнетита по гематиту — все это свидетельствует о метасоматической природе гематит-магнетитовых руд сидоркинского типа, являющихся, по-видимому, продуктами железисто-кремнистого метасоматоза, комплементарного к проявленному в смежных зонах процессу натриевого метасоматоза.

Таким образом, можно констатировать, что основная масса магнетит-гематит-кварцевых руд гнейсовых комплексов имеет метаморфогенно-метасоматический генезис. Ведущим фактором, контролирующим оруденение, является приуроченность его к зоне высокого градиента уровня метаморфизма, определяющегося сочленением гнейсового ядра со сланцевым обрамлением. Здесь щелочной режим метасоматических процессов, характерный для гнейсового ядра, сменяется кислотным выщелачиванием, в связи с чем изменяется подвижность компонентов, в частности железа. При наличии пород соответствующего состава в благоприятной структурной обстановке образуются магнетит-гематит-кварцевые руды. Несколько обособленное положение занимают железистые кварциты шабровского типа, по-видимому, вулканогенно-осадочного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.—Л., Гостеолиздат, 1946.
- Глушкова Г. А. Геология железистых кварцитов Сысертско-Ильменогорского гнейсового комплекса.— Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1976.
- Глушкова Г. А., Кейльман Г. А. Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала.— Метаморфогенное рудообразование. М., «Наука», 1977.
- Кейльман Г. А. Геологическое строение Уфалейского гранитного массива.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Кейльман Г. А. Основные черты геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала.— Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1969.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Кейльман Г. А., Глушкова Г. А. Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов Урала.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Левных В. И., Петров В. И. Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития.— Тектоника и магматизм Южного Урала. М., «Наука», 1974.
- Лукошков В. Н. Возраст, состав и условия образования железистых кварцитов на восточном склоне Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.
- Михайлов Д. А. Метаморфогенно-метасоматическое рудообразование в докембри.— Металлогения докембрия. Л., «Недра», 1975.
- Панков Ю. Д., Петров В. И., Гогоулан А. М., Керасилов В. А. О формировании магнетитовых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Железистые кварциты в разрезе протерозоя на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 2.
- Чеботарева Н. А. Железные руды и корреляция рудоносных разрезов куватальской толщи Тараташского комплекса Южного Урала. Автореф. канд. дисс. М., 1974.
- Черменинова И. В., Лукошков В. Н., Гордиенко В. Т. Типические метаморфогенные месторождения железа в докембрии центральной зоны и восточного склона Урала.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Черменинова И. В., Лукошков В. Н., Гордиенко В. Т. Железисто-кремнистые формации в докембрии Урала.— Металлогения докембрия. Л., «Недра», 1975.

Ю. Д. ПАНКОВ, Г. М. БАРАБАШКИНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕТИТОВЫХ РУД ТАРАТАШСКОГО МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА

В дорифейском тараташском мигматитовом комплексе на Южном Урале наиболее ранние минеральные парагенезисы в субстрате мигматитов (их палеосомы) представлены гранулитовыми метаморфитами, состоящими из двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев основного состава ($РП_{40+47} + Кп_{31-35} + Пл_{50-60}$), метагабброидов ($РП_{44-46} + Пл_{45+50}$), графитовых кварцитов и ультрабазитов¹. Последние почти всегда представлены ортопироксенами. Железистость пироксенитов и апопироксенитовых серпентинитов (вдали от тел магнетитовых кварцитов) колеблется от 5 до 20. Примерное соотношение гранулированных метаморфитов в палеосоме составляет соответственно 72, 10, 3 и 15%. Нетрудно видеть, что указанные парагенезисы в совокупности представляют собой не что иное, как метаморфизованную офиолитовую ассоциацию, характерную для океанической стадии развития эвгеосинклиналей.

Важно также отметить широкое развитие ультраосновных пород в древних офиолитах. Реликты их среди мигматитов приурочены главным образом к полосе северо-восточного простирания шириной 3–4 км, протягивающейся через весь тараташский комплекс в центральной его части. По всей вероятности в указанной полосе до мигматизации существовало сплошное тело (или серия крупных тел) ультрабазитов. Кроме главной полосы развития ультрабазитов, по обе стороны от нее установлены менее протяженные и менее мощные полосы этих пород.

После гранулитового метаморфизма офиолитовый субстрат подвергся сперва плагногранитной, а затем (с большим разрывом во времени) гранитной мигматизации, каждая из которых осуществлялась по артеритовому типу и была сопряжена соответственно с натриевой и кали-натриевой гранитизациями (Панков, 1977). При процессах гранитизации значительная часть гранулитовых метаморфитов из- и аллохимически была превращена в различные по составу амфиболиты, сланцы и гнейсы. Общая степень мигматизации и гранитизации в комплексе высокая, 70–80%.

При проведении геологосъемочных и поисково-разведочных работ в комплексе выявлено пять мелких месторождений и около 60 рудопроявлений.

¹ РП — ортопироксен, Кп — клинопироксен, Пл — плагиоклаз. Цифры обозначают общую железистость пироксенов, или номер плагиоклаза.

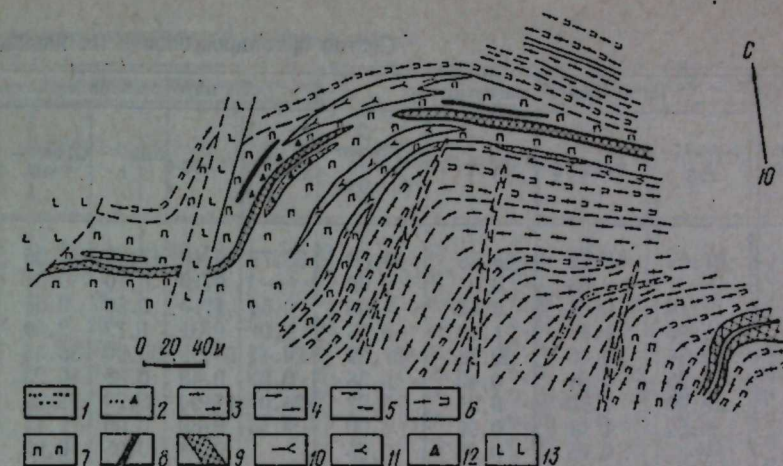


Рис. 1. Геологический план Ушатского рудопроявления. Составлен с использованием данных А. М. Гогоулана.

1 — кварциты; 2 — кварциты с редкой вкрапленностью магнетита; 3 — темные гранитные мигматиты; 4 — мигматиты по плагноклазовым амфиболитам; 5 — плагноклазовые амфиболиты; 6 — мигматиты по пироксенитам; 7 — пироксениты; 8 — магнетитовые пироксениты; 9 — магнетитовые кварциты; 10 — тремолит-актинолитовые породы по пироксенитам; 11 — серпентиниты по пироксенитам; 12 — вкрапленность магнетита; 13 — дайки диабазов.

явлений магнетитовых руд, образующих линзы и линзовидные тела, часто сменяющие друг друга (рис. 1, 2), мощностью от долей метра до 50 м и длиной до 2 км. Руды представлены пироксен-магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми пироксенитами. Пироксен в рудах, как правило, ортопироксен, редко встречается клинопироксен. В свою очередь рудные тела почти повсеместно ассоциируют с безрудными пироксенитами, представленными обычно ортопироксенитами. В совокупности магнетитовые кварциты, магнетитовые пироксениты и пироксениты образуют устойчивые пироксенит-кварцитовые ассоциации.

И. И. Малышев (Малышев и др., 1934), один из первых исследователей магнетитовых кварцитов района, считал их результатом окварцевания магнетитовых пироксенитов, которые в свою очередь рассматривались им как дифференциаты габбровой магмы. Более поздние исследователи защищали первично осадочную (Гарань, 1946; Смирнов, Смирнова, 1948; Ермаков, 1959) или вулканогенно-осадочную (Чеботарева, Наумова, 1971; Формозова, 1973) гипотезы происхождения маг-



Рис. 2. Геологический разрез месторождения магнетитовых кварцитов Радостное.

1 — магнетитовые кварциты; 2 — магнетитовые пироксениты; 3 — пироксениты; 4 — мигматиты по пироксенитам; 5 — мигматиты по плагноклазовым амфиболитам; 6 — темные мигматиты; 7 — амфиболиты бесполовошпатовые по пироксенитам; 8 — граниты жильные; 9 — диабазы жильные.

Состав ортопироксенов и их железистость

Компонент	Из кварцитов магнетитовых				Из пироксенитов магнетитовых				
	C1075--225	5607--2	5592	Среднее из 29 анализов	P91 ^б	5600	5599--1	C1149--43	Среднее из 11 анализов
SiO ₂	51,69	49,02	48,56	46,83	53,77	49,40	47,90	48,80	49,42
TiO ₂	—	0,03	0,01	0,02	—	0,10	0,10	0,01	0,17
Al ₂ O ₃	1,14	0,61	0,62	0,96	0,54	1,10	0,80	0,58	0,68
Fe ₂ O ₃	1,96	1,68	1,13	0,93	1,01	0,31	1,72	2,09	1,29
FeO	25,56	39,36	39,58	37,29	20,47	35,90	39,90	35,35	34,64
MnO	0,25	0,61	0,40	0,38	0,01	0,43	0,38	0,23	0,29
MgO	18,90	7,70	8,35	9,22	24,07	11,20	8,20	11,39	12,37
CaO	0,62	1,11	0,97	0,90	0,15	0,80	0,90	1,11	0,74
Na ₂ O	—	0,05	0,05	0,05	—	0,08	0,05	0,05	0,06
K ₂ O	—	0,05	0,05	0,04	—	0,05	0,05	0,05	0,06
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02
H ₂ O	—	0,46	0,62	0,42	—	—	1,05	0,34	—
Cr ₂ O ₃	—	0,006	0,005	0,003	—	0,006	0,004	0,005	0,006
NiO	—	0,039	0,016	0,024	—	0,028	0,033	0,025	0,027
CoO	—	0,008	0,008	0,008	—	0,008	0,010	0,008	0,008
Сумма	100,12	100,63	100,25	71,06	100,01	99,36	100,99	99,92	—
F _{общ}	44,8	74,9	82,8	—	33,3	64,4	73,9	76,3	63,68
N _г	1,731	1,751	—	—	1,706	7,747	—	—	—
N _р	1,716	1,735	—	—	1,694	1,719	—	—	—

петитовых кварцитов. Наши исследования (Панков и др., 1974) доказывают метасоматическое происхождение не только кварца, как это было установлено И. И. Малышевым, но и магнетита в магнетитовых кварцитах и в магнетитовых пироксенитах.

Метасоматическая природа руд доказывается прежде всего наличием метасоматической зональности. Такая зональность устанавливается во многих пироксенит-кварцитовых ассоциациях. Выражается она в том, что центральные части сложены железистыми ортопироксенитами, а периферические — магнезиальными. Именно к железистым пироксенитам центральных частей ассоциаций приурочены линзовидные, а иногда и неправильной формы тела магнетитовых кварцитов и магнетитовых пироксенитов. Периферические же части ассоциаций лишены рудных тел.

При более детальном изучении центральных частей ассоциаций устанавливается, что около тел магнетитовых кварцитов часто развита зона магнетитовых пироксенитов, которые еще дальше от магнетитовых кварцитов сменяются железистыми ортопироксенитами, не содержащими магнетита. Таким образом, в пироксенит-кварцитовых ассоциациях от центра к периферии выделяются следующие четыре зоны: магнетитовых кварцитов, магнетитовых пироксенитов, железистых пироксенитов, магнезиальных пироксенитов.

Выяснение взаимоотношений между зонами показывает их неравновесность, выражающуюся в том, что каждая более центральная зона замещает смежную внешнюю. Такое наложение — прямое доказательство метасоматической природы рассматриваемой зональности.

Таблица 1

по зонам метасоматической колонки, вес. %

Компонент	Из пироксенитов железистых					Из пироксенитов магнезиальных				
	P91 ^а	C1077--107--1	C1178 124,6	C1174--202	Среднее из 7 анализов	C207--401	P4	C1009--19	8406/72--2	Среднее из 5 анализов
SiO ₂	53,29	51,04	49,12	49,08	50,96	54,02	54,65	54,32	52,92	54,09
TiO ₂	—	0,07	0,07	0,06	0,045	0,08	—	0,05	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	1,27	1,25	2,81	0,91	1,48	2,55	2,83	1,70	2,98	2,46
Fe ₂ O ₃	1,11	0,87	2,55	1,43	1,57	1,51	1,81	1,23	1,57	1,62
FeO	20,08	25,76	26,32	35,21	26,43	10,20	10,17	12,20	12,03	11,10
MnO	0,01	0,83	0,12	0,25	0,36	0,28	0,53	0,38	0,29	0,36
MgO	23,29	18,24	16,68	11,80	18,06	30,28	29,73	29,27	28,70	23,82
CaO	0,36	0,65	0,23	0,62	0,50	0,56	0,41	0,56	0,49	0,54
Na ₂ O	—	0,06	0,13	0,11	0,04	0,05	—	0,05	0,09	0,06
K ₂ O	—	0,05	0,11	0,05	0,03	0,05	—	0,05	0,05	0,05
P ₂ O ₅	—	0,05	—	—	0,005	—	—	—	—	0,005
H ₂ O	—	0,96	1,20	0,22	0,34	0,20	—	—	0,005	1,2
Cr ₂ O ₃	—	0,020	0,005	0,005	0,014	0,002	—	0,09	0,10	0,12
NiO	—	0,05	0,01	0,02	0,01	0,033	—	0,035	0,06	0,043
CoO	—	0,009	0,005	0,005	0,003	0,011	—	0,011	0,006	0,009
Сумма	99,40	99,93	100,35	99,77	—	100,87	100,13	99,84	99,28	—
F _{общ}	33,7	44,9	49,9	63,43	46,57	17,66	18,20	20,32	20,80	19,1
N _г	1,710	—	1,734	1,758	—	—	1,689	—	—	—
N _р	1,697	—	1,719	1,722	—	—	1,676	—	—	—

Характеристика состава и текстурно-структурных особенностей пород и руд каждой зоны и характеристика взаимоотношений между ними следующая.

Зона магнетитовых кварцитов. Магнетитовые кварциты — мелко- или среднезернистые руды или породы с размерами зерен от 0,5 до 3—4 мм, состоящие из кварца (50—90%), магнетита (2—40%) и ортопироксена (0—30%). Последний обычно представлен феррогиперстеном или магнезиальным эвлитом (F_{общ} 55—75%). Реже встречаются гиперстены с железистостью 45—55 (табл. 1).

Наряду с магнетитом часто присутствует титаномагнетит (0—15%), а также ильменит и магнетоильменит (до 4%). Местами встречаются салит и андрадит-альмандиновый гранат с железистостью 81—94. Из аксессуарных минералов обычны апатит и циркон. Характерно присутствие очень тонких пылевидных зерен, похожих на электрум, заключенных в кварце и пироксене. Текстура пород обычно полосчатая с хорошо развитой кристаллизационной сланцеватостью, согласной с границами зон магнетитовых кварцитов. Реже встречается массивная текстура. Магнетитовые кварциты бедны титаном, хромом, никелем, кобальтом (табл. 2). Характерна примесь золота и серебра. Мощность зон магнетитовых кварцитов от нескольких сантиметров до 26 м.

Зона магнетитовых пироксенитов. Магнетитовые пироксениты — это обычно крупно- и гигантозернистые руды, по размерам зерен резко отличающиеся от магнетитовых кварцитов. Особенно крупные (до 30 см) зерна пироксена отмечаются в непосредственном контакте с магнетитовыми кварцитами (рис. 3). Пироксен — почти всегда

Таблица 2
Средний химический состав пород и руд
по зонам метасоматической колонки,
вес. %

Компонент	1*	2	3	4
SiO ₂	46,89	40,01	49,82	47,83
TiO ₂	0,10	0,28	0,1	0,37
Al ₂ O ₃	0,49	1,13	1,53	6,02
Fe ₂ O ₃	31,17	35,34	3,58	3,70
FeO	16,48	15,92	26,70	7,76
MnO	0,09	0,16	0,14	0,16
MgO	2,24	5,87	15,49	23,14
CaO	0,88	2,07	0,83	6,58
Na ₂ O	0,08	0,15	0,18	0,57
K ₂ O	0,07	0,11	0,23	0,18
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,25	0,06
П. п. п.	0,46	1,20	0,87	2,91
Cr ₂ O ₃	0,011	0,016	0,018	0,22
NiO	0,005	0,017	0,02	0,11
CoO	0,001	0,002	0,003	0,014
CO ₂	0,04	0,04	—	0,24
SO ₃	0,08	0,06	0,05	0,19

* 1 — кварциты магнетитовые (98 анализов); 2 — пироксениты магнетитовые (22 анализа); 3 — пироксениты железистые вблизи магнетитовых кварцитов (11 анализов); 4 — пироксениты магнезиальные в удалении от магнетитовых кварцитов (13 анализов).

Текстура руд массивная или полосчатая. Последняя обусловлена чередованием рудных и безрудных полосок. Элементы залегания полосчатости согласны с границами зон. Мощность зон от 10 см до 40 м.

Зона железистых ортопироксенитов. По размерам зерен, железистости ортопироксена (см. табл. 1), характеру акцессорных минералов, по содержанию никеля, кобальта (см. табл. 2), золота и серебра железистые пироксениты близки магнетитовым пироксенитам, от которых отличаются главным образом более высоким содержанием магния, отсутствием рудных минералов, а также наличием акцессорной примеси платиноидов. Часто встречаются мелкие зерна зеленой шпинели. Мощность зон от нескольких сантиметров до 4 м.

Зона магнезиальных ортопироксенитов. Магнезиальные пироксениты слагают периферические части ассоциаций. Они непосредственно примыкают к железистым пироксенитам или устанавливаются вблизи них в виде реликтов среди мигматитов. Размеры зерен в пироксенитах 1—3 см. Химически установлена железистость ортопироксена 17—20 (см. табл. 1). По оптическим данным установлены серпентинизированные магнезиальные ортопироксениты с пироксеном, который соответствует магнезиальному энстатиту (+2V=65—68°). Химически определенная железистость таких пород колеблется от 4,6 до 11. Иногда в магнезиальных пироксенитах встречается оливин, по оптическим данным (+2V=80—85°) близкий к форстериту. Количество его до 15%. Кроме пироксена и оливина, установлен хромит (до 1,0%). От железистых ортопироксенитов магнезиальные резко отличаются высоким содержанием хрома, никеля, кобальта, равным или превышающим

ортопироксен с железистостью 33—65 (см. табл. 1). Очень редко встречается салит. Рудные минералы те же, что и в кварцитах, но пироксениты часто более обогащены магнетитом и особенно титановыми минералами: титаномагнетитом, ильменитом, магнетилльменитом, что отражается в их химическом составе (см. табл. 2). Важно отметить, что иногда в магнетитовых пироксенитах устанавливаются реликтовые зерна хромита (до 0,5%), которые по периферии замещены магнетитом или титаномагнетитом.

Так же, как и в кварцитах, постоянно присутствуют циркон, апатит и пылевидные зерна минерала, похожего на электрум, приуроченного обычно к пироксену. Химически от магнетитовых кварцитов магнетитовые пироксениты отличаются повышенным содержанием магния, титана, хрома, никеля, кобальта (см. табл. 2). Руды часто содержат акцессорные количества золота и серебра. Определения платины и палладия дали отрицательные результаты.

Рис. 3. Крупные порфиробласты гиперстена, образовавшиеся на фронте замещения магнетитовых пироксенитов магнетитовыми кварцитами. Куватальское месторождение, скв. 165, глуб. 518,5 м.
В одном делении 1 мм.



кларки этих элементов для ультраосновных пород, по А. П. Виноградову (см. табл. 2). Из элементов-примесей характерны платиноиды. Текстура пород массивная. Мощность сплошных не гранитизированных частей зон до 70 м.

Таким образом, от центра метасоматической колонки к ее периферии устанавливается отчетливое повышение магнезиальности ортопироксенов и увеличение содержания хрома, никеля, кобальта (рис. 4).

Богатую информацию о генезисе пироксенит-кварцитовых ассоциаций дает наблюдение над взаимоотношениями между зонами.

1. При изучении контактов между магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми пироксенитами отчетливо устанавливается, что кварциты замещают пироксениты (рис. 5, 6). Процесс контролируется трещинками кливажа раскола, параллельными контактам зон. Вдоль таких трещин зерна кварца и магнетита «прорезают» крупные зерна пироксена и ранее образованного магнетита в магнетитовых пироксенитах. На границе с последними в кварцитах наблюдаются многочисленные реликты крупных зерен пироксена и магнетита и агрегаты их. С удалением от контакта количество и размеры реликтовых участков убывают, но реликты мелких (0,5—2 мм) зерен (ксенокрит) пироксена почти всегда присутствуют в кварцитах. В свою очередь в крупнозернистых

магнетитовых пироксенитах на границе с кварцитами отмечаются многочисленные субогласные зонки, линзочки или неправильной формы участки мелкозернистых магнетитовых кварцитов. Влияние стресса, вызвавшего образование

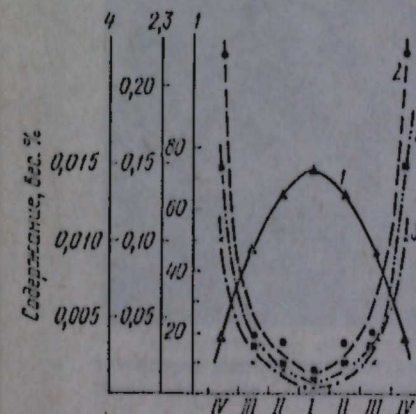


Рис. 4. Характер изменения железистости ортопироксенов (1) и содержания хрома (2), никеля (3), кобальта (4) по зонам обобщенной метасоматической колонки в пироксенит-кварцитовых ассоциациях таратанского комплекса.

I — магнетитовые кварциты, II — магнетитовые пироксениты, III — железистые пироксениты, IV — магнезиальные пироксениты.



Рис. 5. Замещение крупнозернистого массивного магнетитового пироксенита мелкозернистым полосчатым пироксен-магнетитовым кварцитом. Месторождение Магнитный Ключ, скв. 574, глуб. 184,5 м, диаметр керна 42 мм.

трещин кливажа раскола, приводит к формированию кристаллизационной сланцеватости в кварцитах.

2. При изучении контактов между магнетитовыми пироксенитами и безрудными железистыми пироксенитами отчетливо устанавливается, что первые замещают вторые. Очень часто этот процесс выражается в том, что в безрудных пироксенитах вдоль тех же трещин кливажа раскола, рассекающих различно ориентированные крупные зерна пироксена (рис. 7, 8), развивается магнетит. Длина образующихся при этом субпараллельных непрерывных прожилков достигает 60 см. Мощность магнетитовых прожилков до 5—10 мм. При этом образуются полосчатые магнетитовые пироксениты. Кроме выполнения полостей, магнетит метасоматически замещает пироксен.

3. Переход между железистыми и магнезиальными ортопироксенитами изучен недостаточно, так как магнезиальные пироксениты пе-

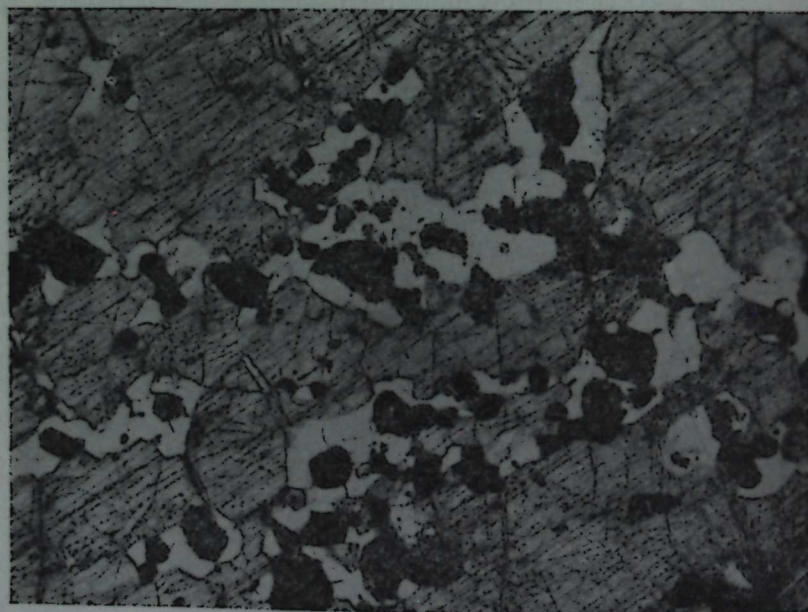


Рис. 6. Замещение крупного зерна гиперстена тонкозернистым агрегатом кварца и магнетита. Лысогорское рудопоявление, скв. 34, глуб. 125 м, $\times 16$.

Рис. 7. Развитие магнетита в гиперстените вдоль трещин кливажа раскола, рассекающих различно ориентированные зерна гиперстена. Обр. 4862^н, месторождение Радостное.



риферических частей пироксенит-кварцитовых ассоциаций гранитизированы и мигматизированы. Это обстоятельство, а также многоэтапный диафорез (амфиболизация, серпентинизация и др.), особенно сильно проявленный именно в данных породах, затрудняют изучение особенностей первичного состава и строения магнезиальных пироксенитов и их взаимоотношений с железистыми пироксенитами. Другой причиной недостаточной изученности этих взаимоотношений является постепенность перехода между железистыми и магнезиальными пироксенитами. Судя по отдельным наблюдениям на месторождении Радостном и рудопоявлении Ушатском, переход как по размерам зерен, так и по железистости постепенный. Именно поэтому минералого-петрографические признаки, свидетельствующие о развитии железистых пироксенитов по

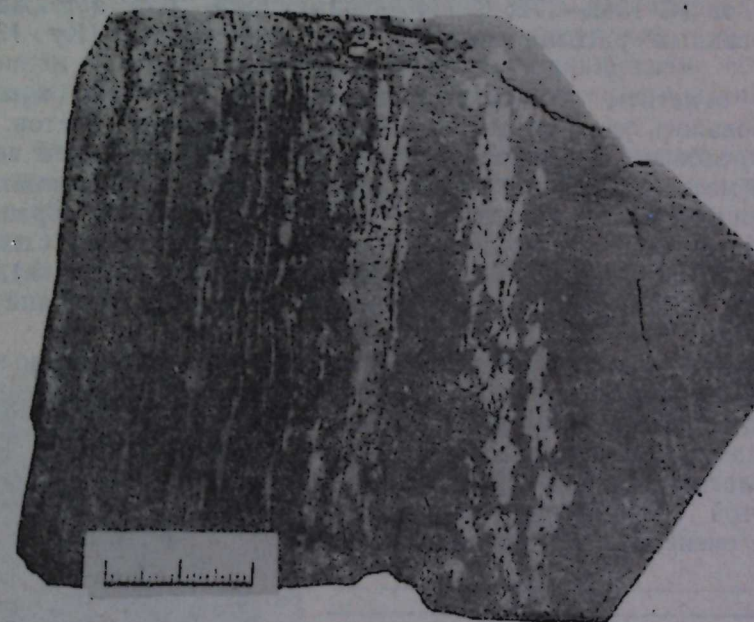


Рис. 8. Контакт пироксен-магнетитового кварцита (крайняя полоса слева), магнетитового пироксенита и железистого пироксенита. В правой части рисунка видно, что магнетит (светло-серое) развивается в гигантских монокристаллах гиперстена вдоль согласных трещин кливажа раскола с образованием магнетитовых пироксенитов. В левой части рисунка вдоль этих же трещин наряду с магнетитом развивается кварц. Обр. P92, месторождение Радостное.

В одном делении 1 мм.

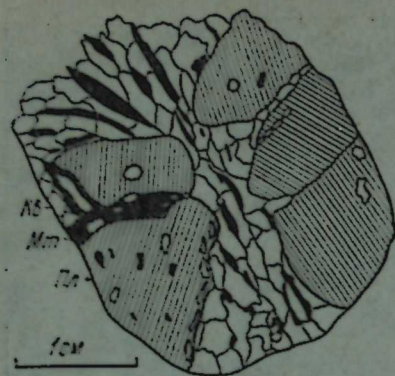


Рис. 9. Замещение крупных зерен плагиоклаза в габбро-диорите тонкозернистым магнетитовым кварцитом. Месторождение Магнитный Ключ, скв. 1542, глуб. 172 м.

магнезиальным, отсутствуют. Однако приуроченность железистых пироксенитов только к телам магнетитовых кварцитов, явные случаи перекристаллизации ультраосновных пород около этих тел с образованием гигантозернистых пироксенитов и закономерное положение магнезиальных пироксенитов в периферических частях зональных ассоциаций доказывают то, что железистые пироксениты развиваются за счет магнезиальных.

Сказанное дает основание говорить, что при образовании пироксенит-кварцитовых ассоциаций мы имеем дело с разрастающимися зонами метасоматической колонки, развивающимися главным образом по мало-железистым пироксенитам при железисто-кремнистом метасоматозе. Этот процесс иногда накладывается и на вмещающие пироксениты пород, о чем свидетельствует замещение магнетитовыми кварцитами (рис. 9—11) двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, метагабброидов (С 1542—172; С 1145—432; С 1149—212), а также и катаклизованных рассланцованных плагмиогматитов (Ку 138—11; Ш24946).

Важно отметить, что образование магнетитовых руд комплекса контролировалось указанными полосами развития пироксенитов. Именно в них, особенно в главной полосе, концентрируются почти все магнетитовые месторождения и рудопроявления. Тесная пространственная связь высокоплотных (пироксениты) и магнитных (руды) образований в этих полосах особенно наглядно видна на гравимагнитной схеме (см. статью Ю. Д. Панкова, В. Б. Соколова в настоящем сборнике), иллюстрирующей удивительную сопряженность магнитных аномалий с гравиметровыми.

Во времени процесс железисто-кремнистого метасоматоза, по всей вероятности, приурочен к интервалу между плагмиогранитным и гранитным этапами мигматизации. На это, с одной стороны, указывает развитие магнетитовых кварцитов по плагмиогматитам и отсутствие образования плагмиогматитов по магнетитовым рудам.

С другой стороны, в тараташском комплексе очень широко развиты кали-

Рис. 10. Жилообразные тела массивных магнетитовых кварцитов, несогласно секущие бластомилониты по плагмиогматитам. Тахтинское рудопроявление.

1 — бластомилониты по плагмиогматитам (ориентировка значков указывает направление тектонической линейности по минералам); 2 — тонкозернистые массивные магнетитовые кварциты; 3 — гнейсовидные граниты; 4 — делювий.

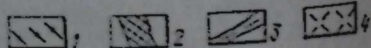
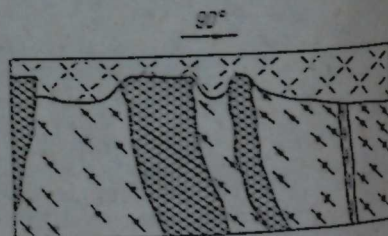
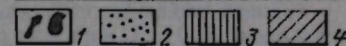
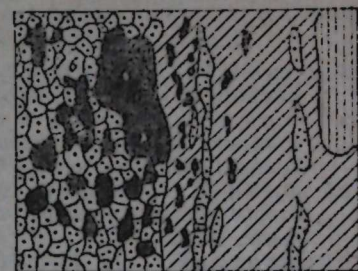


Рис. 11. Контакт магнетитового кварцита с бластомилонитом по плагмиогматиту (деталь рис. 10, $\times 4$). 1 — магнетит; 2 — кварц; 3 — плагиоклаз; 4 — бластомилонит.



натриевые мигматизация и гранитизация, явно накладываются на магнетитовые кварциты и магнетитовые пироксениты с образованием по ним соответствующих гранитных мигматитов (рис. 12), биотитовых сланцев и гранито-гнейсов. Характерной особенностью последних является частая обобщенность реликтовым магнетитом. В результате кали-натриевых мигматизации и гранитизации происходит существенное разубоживание, а также местами частичное или полное уничтожение рудных тел.

Таким образом, образование кремнисто-железистых метасоматитов в тараташском комплексе наиболее вероятно объяснить процессами кислотного выщелачивания в постмагматическую стадию плагмиогранитного этапа. Хорошо известно, что при процессах кислотного выщелачивания обычно, как в связи с плагмиогранитным (Панков, 1971), так и в связи с гранитным (Кориковский, 1963; Кейльман, 1966; Панков, 1971) магматизмом, образуются метасоматические кварциты, часто обогащенные золотом и серебром. Отличительная особенность рассматриваемого процесса — способность кремнистых растворов переносить еще и железо, источником которого, по-видимому, служили вмещающие породы, среди которых особенно широко развиты богатые железом базитовые разности.

При формировании магнетитовых руд роль ультраосновных пород, обладающих щелочной средой, сводилась к нейтрализации кислых железисто-кремнистых растворов, а также к «высаживанию» их полезного груза.

Таким образом, пироксенит-кварцитовые ассоциации тараташского комплекса имеют двойственную природу, что обуславливает наличие у них минералогических и геохимических черт, типоморфных, с одной стороны, для ультрабазитов (хромшпинелиды, хром, никель, кобальт, платиноиды), а с другой — для постгранитоидных процессов кислотного выщелачивания (кварц, гранат, золото, серебро).

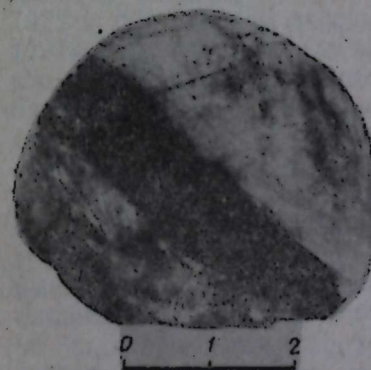


Рис. 12. Гранитный мигматит по магнетитовому кварциту.

Светлое — гранитная неосома, темное — палеосома, представленная магнетитовым кварцитом.

- Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала, М., Госгеолиздат, 1946.
- Ермаков В. К. О составе и генезисе железистых кварцитов в докембрийских отложениях западного склона Южного Урала.— Вопросы геологии Урала, ч. 1. Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1959, вып. 40.
- Кейльман Г. А. Вопросы геологии гнейсово-мigmatитовых комплексов Урала.— Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 5. Свердловск, 1966.
- Кориковский С. П. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах.— Докл. АН СССР, 1963, с. 152, № 1.
- Малышев И. И., Пантелеев П. Т., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала, М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Панков Ю. Д. Ильменогорский метаморфический комплекс.— Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Труды Ильменского гос. зап.-ведника, вып. 13. Свердловск, 1971.
- Панков Ю. Д. Сравнительная характеристика геологического развития палеозойского Ильменогорского и протерозойского Тараташского мигматитовых комплексов.— Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, ч. 1. Свердловск, 1977.
- Панков Ю. Д., Петров В. И., Гогоулан А. М., Керасилов В. А. О формировании магнетитовых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале.— Проблема метаморфогенного рудообразования. Тезисы докладов II Межведомственного научного совещания, Кременчуг. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Железистые кварциты в разрезе протерозоя на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1948, т. 61, № 2.
- Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция, М., «Наука», 1973.
- Чеботарева Н. А., Наумова Э. Н. Железистые кварциты Тараташского метаморфического комплекса Южного Урала.— Геология рудных месторождений, 1971, № 4.

В. Н. ГУСЕЛЬНИКОВ

ГЕОЛОГИЯ, СКАРНИРОВАНИЕ И МЕТАСОМАТОЗ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ТРОСНЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

По современным представлениям, в докембрии Курской магнитной аномалии (КМА) выделяются четыре петрографических типа железистых кварцитов: такониты, итабириты, джеспилиты и железистые роговики (Гусельников, 1972 а, б). При известном сходстве химического состава их минеральные парагенезисы, текстурно-структурные и генетические особенности, а также технологические свойства довольно контрастны (Гусельников, 1970, 1971).

Указанные петрографические типы в разных сочетаниях между собой встречаются в составе следующих железорудных формаций КМА: 1) железисто-гнейсовой (обоянская метаморфическая серия, архей), 2) железисто-габбронидной (архей — нижнепротерозойский комплекс изверженных пород), 3) железисто-метабазитовой (михайловская вулканогенная серия, архей — нижний протерозой) и 4) железисто-сланцевой (курская вулканогенно-осадочная серия, нижний протерозой). Сведения о геологических особенностях и составе рудных и вмещающих толщ КМА приведены в ряде работ (Русинович, Небоженко, 1964; Илларионов, 1965; Чайкин, 1965; Плаксенко, 1966; Полищук и др., 1970; Соколов, 1975; Плаксенко, Щеголев, 1977). При этом магматическая железисто-габбронидная формация (с железистыми роговиками) впервые была выделена на КМА нами (Гусельников, 1971, 1972 а, б). Сходные ассоциации железистых пород Л. Н. Добрецов и др. (1974, стр. 281) назвали «эвлизито-кварцитовыми» рудными формациями. Таким образом, применяемый нами термин «железистый роговик» оказался очень близким по смыслу к определению «эвлизита», хотя последний охватывает значительно меньшее количество минеральных разновидностей (Петрографический словарь, 1963, стр. 398; Геологический словарь, 1970, стр. 443). Термин «эвлизит» более краток и потому удобнее для обозначения всей рассматриваемой петрографической группы железистых кварцитов. В дальнейшем мы будем применять его именно в этом более широком смысле. Однако в группе эвлизитов, по нашему мнению, целесообразно различать две подгруппы: а) собственно эвлизиты (или пироксен-амфиболовые эвлизиты) — с пироксеном, амфиболом, гранатом, магнетитом и др., б) железистые роговики (кварцевые эвлизиты), состоящие в основном из кварца и магнетита, с небольшой примесью других минералов. Такое подразделение, как будет показано, имеет не только теоретическое (генетическое), но и большое практическое (технологическое) значение.

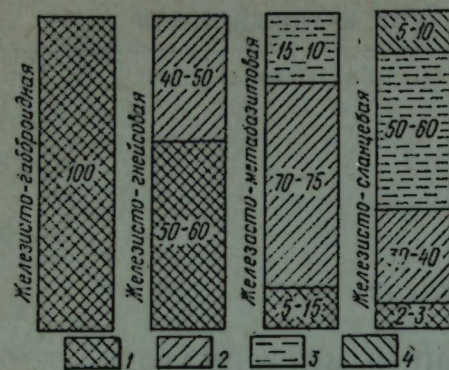


Рис. 1. Петрографический состав докембрийских железисто-кремнистых формаций КМА. 1 — эвлизиты, включая железистые роговики, 2 — такониты, 3 — джеспилиты, 4 — итабириты (цифры показывают соотношения типов железистых кварцитов, %).

Из приведенного следует, что собственно эвлизиты — типичные ультрамафические образования (богаты Fe, Mg, содержат менее 10% плагиоклазов), а железистые роговики относятся к мафической группе — они почти наполовину состоят из светлоокрашенного кварца, богаты железом (магнетит), но магния в них мало. Обычно эвлизиты и железистые роговики связаны взаимопереходами минерального состава, особенно в железисто-габбронидной и железисто-метабазитовой формациях. Однако местами обе подгруппы встречаются в виде самостоятельных рудных залежей. В целом доля эвлизитов убывает в направлении от железисто-габбронидной и железисто-гнейсовой к железисто-метабазитовой и железисто-сланцевой формациям (рис. 1).

Использование унифицированной петрографической классификации и номенклатуры железистых кварцитов в практике поисков, разведки и эксплуатации месторождений значительно повышает информативность геологического материала, а следовательно, и объективность петрологических, тектонических и металлогенических выводов.

Эвлизиты и железистые роговики КМА во многих случаях являются типичными ортомагматическими рудами (Гусельников, 1971). При этом в конкретных рудных формациях они образуют определенные минеральные парагенезисы. Например, в железисто-габбронидной формации встречаются преимущественно оливин-пироксеновые, пироксеновые и амфиболовые эвлизиты, нередко постепенно переходящие в железистые роговики. В железисто-гнейсовой формации эти подгруппы ассоциируют с таконитами. Однако в железисто-метабазитовой формации парагенезис амфиболовых эвлизитов и железистых роговиков наблюдается в подчиненном количестве, а главная часть железистых кварцитов сложена джеспилитами и таконитами. На-

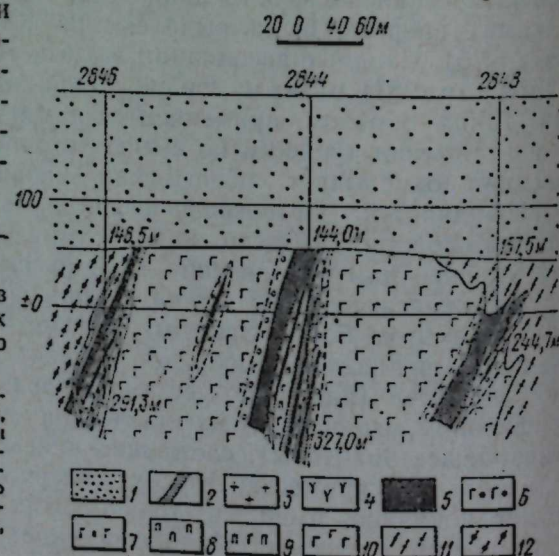


Рис. 2. Условия залегания эвлизитов и железистых роговиков в массивах интрузивного габбро Бесединского месторождения (разрез).

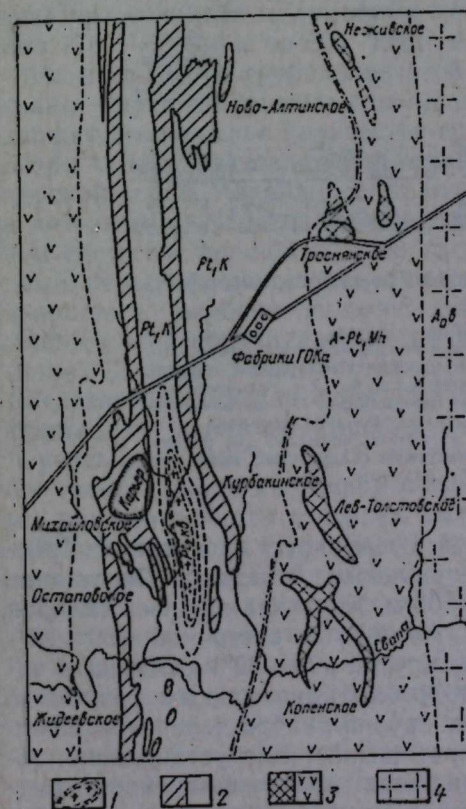
1 — осадочная толща (палеозой-мезокайнозой), 2 — кварц-полевошпатовые жилы, 3 — граниты, 4 — сиениты, 5 — эвлизиты и железистые роговики, 6 — габбро кварцевое, 7 — габбро биотитовое, 8 — пироксенит, 9 — габбро-пироксенит, 10 — габбро магнетитовое, 11 — мигматиты, гранито-гнейсы архея, 12 — гнейсы биотитовые, двуслюдяные (обоянская серия архея).

конец, в железисто-сланцевой формации отмечено присутствие крайне ограниченного количества железистых роговиков (массивной текстуры), иногда с реликтами амфиболов (по пироксену), а основная масса руд представлена таконитами, джеспилитами и итабиритами. Эвлизиты и особенно железистые роговики имеют исключительно большую технологическую ценность, потому что относятся к сравнительно крупнозернистым и легкообогатимым сортам железных руд, в которых почти все рудное железо извлекается методом магнитной сепарации.

Условия размещения ортомагматических эвлизитов в массивах габбро показаны на рис. 2. Геологические, петрографические, химические и минерало-термометрические особенности этих магнетитовых руд на примере Курско-Бесединских месторождений рассмотрены в специальной статье (Гусельников, 1971).

В последнее время накоплен новый материал о взаимоотношениях разных петрографических групп железистых кварцитов среди железисто-метабазитовой формации Троснянского месторождения. При этом обнаружены отчетливые признаки регрессивно-метасоматического преобразования джеспилитов и эвлизитов (с выносом компонентов) в типичные железистые роговики. Кроме того, установлено скарнирование джеспилитов — с привносом компонентов и почти полным переходом магнетитового железа в силикатную форму.

ГЕОЛОГИЯ И СТРУКТУРА ТРОСНЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



Троснянское месторождение размещается в северной части Белгородско-Брянской рудоносной зоны КМА и входит в состав Михайловского рудного района (рис. 3). По совокупности геофизических и геолого-петрографических данных, здесь оконтурена складчатая толща железистых кварцитов, которая образует на поверхности докембрийского фундамента широтный овал размером 1,0×1,6 км. Такая форма хорошо согласуется с распределением на картах изодинам свыше 12—14 тыс. гамм. Структурная скважина 2922 вскрыла четыре железорудных толщи, три из которых являются перемещенными частями од-

Рис. 3. Геологическая карта Михайловского рудного района КМА (НИИКМА, 1975 г.). 1 — эффузивные породы курбакинской серии, приуроченные к эпицентру Михайловско-Курбакинского палеовулкана, 2 — железисто-сланцевая формация курской серии (нижний протерозой) с толщами железистых кварцитов (штриховка), 3 — железисто-метабазитовая формация михайловской серии (архей — нижний протерозой) с обособленными толщами железистых кварцитов, 4 — гнейсы обоянской серии (архей).

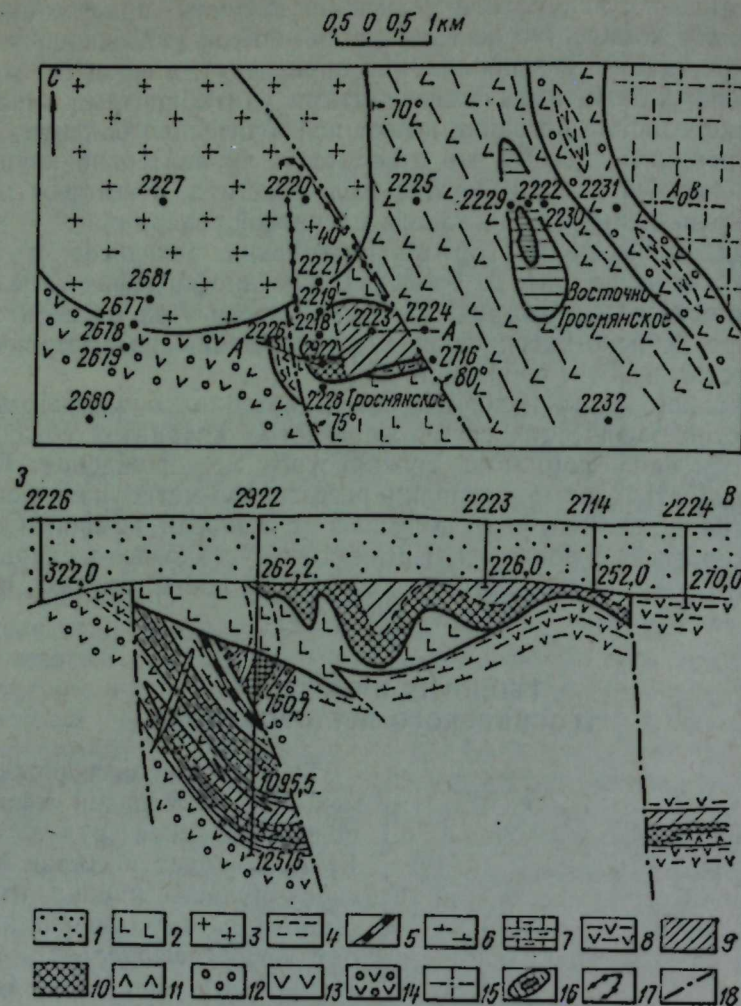


Рис. 4. Схема геологического строения Троснянского месторождения.

1 — осадочные породы чехла, 2 — габбро-долериты, 3 — граниты, 4 — филлитовые сланцы, 5 — такониты железисто-сланцевой формации, 6 — контактовые гнейсы, 7 — кальцифиры и карбонатно-кварцевые породы, 8 — биотит-амфиболовые и двуслюдяные сланцы, 9 — джеспилиты и 10 — эвлизиты железисто-метабазитовой формации, 11 — ортоамфиболиты, 12 — конгломераты, 13 — метабазиты, 14 — туфопесчаники, 15 — гнейсы обоянской серии, 16 — контуры магнитных аномалий (на плане), 17 — предполагаемая граница распространения железистых кварцитов под гранитами, 18 — разломы.

ного и того же складчатого тела (рис. 4). Всего вкост простирания Троснянского месторождения намечается три-четыре складки. Расстояние между осями складок составляет 150—300 м. Крутизна крыльев складок отчетливо уменьшается от западной (70—80°) к восточной (30—10°) части структуры. Поперечные разрывы крутой (75—80°) складки в западной части структуры произошли по субмеридиональным разломам, а также под воздействием трещинной интрузии габбро-долеритов мамоно-троснянского комплекса (верхний протерозой). Как установлено, западная часть рудной толщи характеризуется преимущественным развитием существенно магнетитовых джеспилитов, железистых роговиков

и эвлизитов, а в восточной половине преобладают железослюдково-магнетитовые джеспилиты с зеленой слюдой и щелочными амфиболами.

Железистые кварциты секутся многочисленными жилами гранитного состава, которые, видимо, являются апофизами расположенного севернее крупного батолита среднепротерозойских плагногранитов. Судя по структурным наблюдениям (скв. 2714 и 2715), верхняя рудная толща полого (под углом 10—30°) погружается к северу. В этом же направлении наблюдается снижение интенсивности магнитного поля. По совокупности геолого-структурных и геофизических данных, предполагается, что южный контакт плутона имеет вид надвига с падением к северу под углом 30—40° и перекрывает ядро Троснянского месторождения почти наполовину (до скв. 2220). В этом случае общая протяженность Троснянской структуры по простиранию оценивается в 2,5—3,0 км (при ширине 1,6 км). Основная рудная толща с запада и востока ограничена крупными разломами с амплитудой вертикального перемещения блоков пород в 200—500 м. В западной части Троснянского месторождения, по-видимому, сохранился почти ненарушенный стратиграфический разрез курской и михайловской серий, который по скв. 2922 устанавливается с глубины 760,7 м. По характерным ассоциациям железистых кварцитов и вмещающих пород нами выделяются две рудные формации: железисто-сланцевая и железисто-метабазитовая.

ТАКОНИТЫ ЖЕЛЕЗИСТО-СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Железисто-сланцевая формация (курской серии нижнего протерозоя) представлена маломощной толщей амфиболовых таконитов (интервал 776,1—786,3 м по скв. 2922) с типичной для этой петрографической группы средне- и грубополосчатой текстурой (свита K₂). Покрывающие гранат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсовидные породы (свита K₃) содержат повышенное количество графита, что сближает их по составу со слабо метаморфизованной покрывающей углисто-сланцевой толщей K₃ курской серии Михайловского месторождения (расположенного в 15 км к юго-западу). Подстилающие породы K₁ на Троснянском месторождении сложены мощной толщей гнейсовидных слюдяных сланцев и пачками пересланяющихся метаморфизованных биотитовых, карбонатно-кварцевых, карбонатно-амфиболовых и амфибол-биотит-доломитовых сланцев с очень изменчивым количеством кварца, амфиболов и карбонатов. Сходные кварц-биотит-карбонатные сланцы разделяют верхнюю (железисто-сланцевая формация) и нижнюю (железисто-метабазитовая формация) толщи железистых кварцитов Дичнянского месторождения (Гусельников, 1972 а, б). В восточной части Михайловского района карбонатные породы массивной и линзовидно-слоистой текстур, по-видимому, широко развиты в верхах михайловской серии архей-нижнепротерозойского возраста (Полищук и др., 1970). Таким образом, перед накоплением железорудной толщи курской серии в Белгородско-Брянской рифт-эвгеосинклинали местами происходило отложение мощной (около 150 м) пачки кремнисто-карбонатных и карбонатно-кремнистых пород.

Таконитовая залежь курской серии Троснянского месторождения со значительным угловым несогласием (30°) залегает на подстилающих сланцах и с еще большим (30—50°) несогласием перекрывается толщей биотит-кварцевых пород. Каких-либо следов размыва при этом не фиксируется. В кровле рудной залежи установлены четкие следы скарирования покрывающих сланцев с образованием типичных амфибол-пирок-

сеновых и рудных скарнов крупнокристаллического строения. Местами в этих скарнах содержится до 10—20% сульфидов и 15—25% магнетита.

Таконит Троснянского месторождения слагает толщу мощностью около 10 м и характеризуется довольно равномерной макрополосчатостью (2—5 мм), почти одинаковой для рудных и амфибол-кварцевых слоев. Структура — отчетливо разнотекстурная, с заметным укрупнением минералов (0,05—1,0 мм) и повышенной агрегатностью. Состав таконитов несложен: магнетит — 30—40, кварц — 20—30, амфиболы — 32—35, второстепенные (сульфиды, карбонат, сфен, апатит и др.) — 2—5%. Даже при макроизучении породы хорошо видно, что рудные полоски в большинстве случаев окаймляются желтовато-коричневым и желтоватым амфиболом, который затем сменяется кварцем. Среднее содержание общего железа (Fe) в таконитах составляет 39,47%, а магнетитового (Fe_М) — 26,71%.

В шлифах обнаруживается значительно большая текстурная неоднородность таконитов — в них прослеживаются серии прерывистых рудных полосок и обособлений мощностью менее 1—2 мм. Текстура таконитов обычно массивновкрапленая, ленточная, лапчато-сростковая, реже ситовидная (субграфическая). Наиболее распространены ксеноморфные выделения рудного минерала, обусловленные, видимо, повышенным контактовым метаморфизмом таконитов. При этом основная масса магнетита представлена зернами 0,1—0,2 мм. Ленточные агрегации имеют длину до 1,2—2 мм при поперечнике 0,5—1,0 мм. Мелкие идиоморфные выделения магнетита в кварце варьируют от 0,01 до 0,05 мм. В целом крупность и степень агрегации магнетита сильно колеблются, а сплошных рудных обособлений почти не наблюдается. Основная масса магнетита отчетливо обволакивается амфиболами (каемочные текстуры).

Амфиболы относятся преимущественно к трем разновидностям: ферро-актинолиту, куммингтониту-грюнериту и рибекиту. Актинолит образует каемчатые выделения вокруг магнетита (полоски) мощностью 0,2—0,4 мм. Иногда наблюдаются сплошные сростки пластинчатого и лучистого актинолита размером до 0,4—1,6 мм и более. Выделяются также разобщенные призмочки раннего амфибола (до 0,5—1,0 мм в длину при поперечнике около 0,2 мм), центральные части которых почти нацело замещены магнетитом, реже — магнетитом и кварцем. Желтоватый грионерит (размером 0,02—0,1 мм) развит в основном листоватыми пятнами среди более крупных агрегатов актинолита, а также в обособлениях с густовкрапленным магнетитом. Иногда ассоциирует со спутанно волокнистыми скоплениями куммингтонита. Игольчатые выделения синего щелочного амфибола (рибекит) встречаются спорадически и в небольшом количестве.

Кварц почти повсеместно перекристаллизован и обладает характерными метаморфическими формами — почти изометричными или слабо удлиненными, с извилисто-зазубренными границами. Лишь в редких случаях встречаются порфировидные выделения идиоморфного столчатого кварца длиной 1—2 мм при поперечнике 0,2—0,1 мм. Последние обычно отличаются повышенным количеством мельчайших твердых кристалликов апатита, сфена и магнетита, а также струйчатыми скоплениями газовой-жидких включений. Основная масса метаморфического кварца характеризуется поперечными размерами до 0,05—0,2 мм. Более крупные скопления этого минерала ассоциируют с магнетитом и акти-

Таблица 1

Химические анализы железистых кварцитов Троснянского месторождения, вес. %

Компонент	33	41	36	33/36	16	18	16/18	28	30
Fe	37,35	33,18	37,89	37,62	43,81	39,50	41,66	39,47	3,55
Fe _М	32,34	5,89	27,78	30,06	37,37	30,39	33,90	26,71	0,14
FeO	18,40	35,10	13,09	15,7	22,43	22,94	22,68	26,38	3,93
Fe ₂ O ₃	32,97	8,45	39,63	36,3	37,75	30,99	34,37	27,12	0,77
SiO ₂	41,09	39,64	41,00	41,04	37,0	40,34	38,67	39,82	58,33
Al ₂ O ₃	0,87	6,81	0,85	0,86	0,20	0,68	0,44	0,60	12,30
CaO	2,15	2,00	1,15	1,65	0,80	1,79	1,30	2,51	12,00
MgO	2,8	2,78	1,39	2,09	0,90	1,49	1,20	2,29	3,70
TiO ₂	0,02	0,17	0,03	0,02	0,06	0,03	0,04	0,02	0,40
MnO	0,047	0,09	0,04	0,043	0,20	0,04	0,12	0,06	0,19
P ₂ O ₅	0,013	0,17	0,02	0,016	—	0,03	0,03	0,22	0,013
K ₂ O	0,27	1,50	1,13	0,7	0,08	0,16	0,12	0,08	2,40
Na ₂ O	0,12	0,83	0,67	0,40	0,40	0,10	0,25	0,10	2,05
CO ₂	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,10	0,06	0,03	2,71
S	0,02	0,21	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,16	—
П. п. п.	0,92	2,60	0,92	0,92	0,50	1,65	1,08	1,28	3,58
Сумма	99,65	100,14	99,92	—	99,72	100,24	—	100,48	99,66

Примечание. Железисто-метабазитовая формация: пробы К33, 36. 33/36 — джеспилит железисто-магнетитовый; 41 — скарн (по джеспилиту); 16, 18, 16/18 — железистый роковик; железисто-сланцевая формация: 28 — таконит амфиболовый, 30 — карбонат-кварц-биотитовый сланец. Анализы выполнены в НИИКМА Е. Г. Романенко и С. Я. Требуковой.

нолитом повышенной крупности, относящихся к наиболее поздним стадиям кристаллизации.

Фазово-химический анализ амфиболитового таконита (К₂) Троснянского месторождения (табл. 1) обнаруживает концентрации магнетитового железа (26,7%), аналогичные содержаниям Fe_М в карбонатном таконите Михайловского месторождения. Остальная часть Fe (около 10—13%) связана исключительно с амфиболами (на Михайловском — с карбонатами). Сопоставление химических и петрографических данных, по-видимому, свидетельствует в пользу метаморфического преобразования карбонатных таконитов в их амфиболовую разновидность. Концентрации Fe_М и Fe общего при этом практически не изменились, но карбонатное железо нацело перешло в силикатную форму (связано в амфиболах).

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ ЖЕЛЕЗИСТО-МЕТАБАЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

К железисто-метабазитовой формации (архей — нижний протерозой) относится почти ненарушенный стратиграфический разрез по скв. 2922, начиная с глубины 1 035 м (рис. 4). В связи со складчатостью и перемещениями по разлому рудная толща приподнята и повторяется по структурной скважине еще дважды, но уже на меньших глубинах (524,9—670,5 и 260,2—282,5 м). Истинная мощность рудной толщи колеблется от 80 до 120 м.

Покрывающая толща (Mh₃) в ненарушенном стратиграфическом разрезе представлена (сверху вниз): кварц-биотитовыми, кварц-пла-

тиоклаз-биотитовыми, гранат-биотит-кварцевыми и мусковит-биотит-кварцевыми сланцами темно-серой и серой окраски, массивной, пятнистой и неяснополосчатой текстуры (скв. 2922, интервал 1035,5—1082,6 м). В этом же направлении изменяется структура породы: от мелкозернистой до крупнозернистой и мелкокристаллической (до 1—2 мм). Наиболее крупнозернистой структурой отличается слой кварц-мусковит-биотитовых сланцев, залегающий между главной рудной толщей и мало-мощным пропластком джеспилитов. Контактное воздействие выразилось также в повышенной гнейсовидности этих пород с формированием очковой текстуры (послойные округлые скопления кварца и других минералов), а также в сульфидизации, мусковитизации и окварцевании. Очковые выделения кварца местами достигают 20—25 мм в поперечнике (длина в 3—5 раз больше). Густая сеть прожилков кварца концентрируется в экзоконтакте, а также в верхней части главной железорудной толщи. Иногда рассматриваемые породы приобретают облик типичных метасоматитов с разнообразной минерализацией (плагиоклаз, микроклин, карбонаты, амфиболы, мусковит, рутил, андалузит, сульфиды, апатит, флюорит). Местами отмечаются прожилковые скопления графита. Покрывающая толща сланцев характеризуется средними (верхи) и крутыми (низи) углами падения слоистости (от 40 до 60°). Напротив, нижезалегающей рудной толще свойственна очень пологая слоистость (до 20—25°). Таким образом, между покрывающими породами и рудами наблюдается угловое несогласие в 20—35°.

Главная рудная толща (Mh₂) Троснянского месторождения представлена эвлизитами, железистыми роговиками и существенно магнетитовыми джеспилитами. Она вскрыта в верхней, средней и нижней частях разреза скв. 2922. Верхняя часть складчатой толщи (интервал 262—282,5 м) приподнята от своего первоначального положения на 700—800 м, размещается непосредственно под осадочной толщей и поэтому находится в зоне окисления мощностью 15—20 м. При этом западная часть приподнятого участка сложена преимущественно железистыми роговиками, а восточная — джеспилитами. В последних количество первичной железной слюдки постепенно возрастает в восточном направлении (до 15—20%).

Средняя часть рудной толщи (интервал 524,9—672,4 м) размещается в зоне интенсивного контактового метаморфизма и сложена преимущественно железистыми роговиками и в меньшей мере — магнетитовыми джеспилитами. Пироксен-амфиболовые эвлизиты, по-видимому, нацело изменены и превращены в типичные железистые роговики. В целом железистые кварциты отличаются исключительно высокой качественной характеристикой. Например, в основной массе железистых роговиков содержание Fe составляет 38—45%, а Fe_М — 30—37%. В джеспилитах содержание Fe — 35—40%, Fe_М — 24—26%, а местами и выше (рис. 5).

В участках контактового метаморфизма в джеспилитах происходит мушкетовизация железной слюдки и грануляция — укрупнение рудных зерен. Одновременно наблюдается привнос Fe до 3—5%, обогащение Fe_М на 5—10%, вынос свободного кремнезема или преобразование его в связанную форму (амфиболы).

Несмотря на заметную перекристаллизацию минералов и другие метасоматические и метаморфические изменения железистых кварцитов, их первичная петрографическая природа устанавливается отчет-

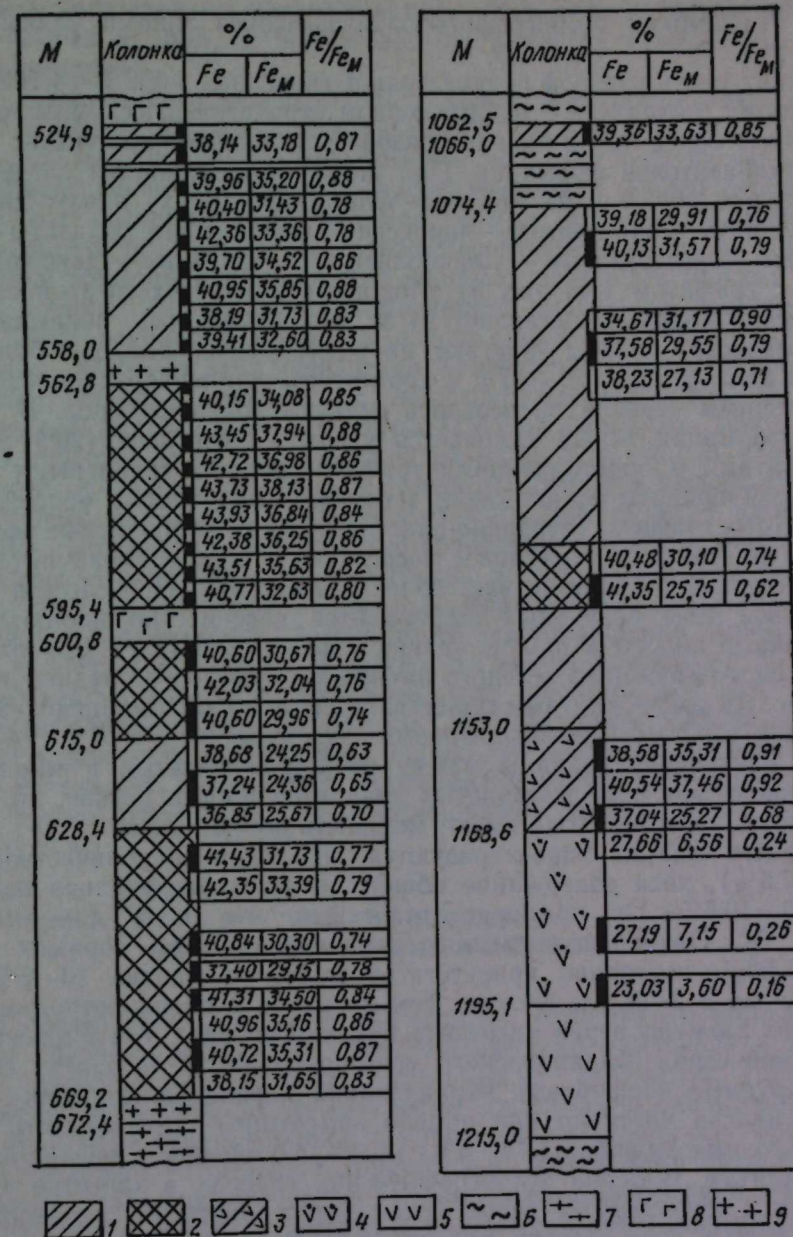


Рис. 5. Сопоставление петрографических колонок среднего и верхнего тектонических блоков железисто-метабазитовой формации Троснянского месторождения.

1 — джеспилит зеленослюдово-магнетитовый, 2 — железистый роговик, 3 — эвлизит пироксен-амфиболовый, 4 — амфиболит магнетитовый, 5 — амфиболит безрудный, 6 — сланцы кристаллические, подстилающие, внутрирудные и покрывающие, 7 — гнейсы и гнейсовидные породы, 8 — габбро-долериты, 9 — граниты и плагитограниты.

ливо: это среднезернистые железистые роговики или мелкозернистые джеспилиты с малым количеством железной слюдки (3—5%). При этом обнаруживается тесная пространственная и генетическая связь

между указанными петрографо-технологическими типами бедных железных руд.

Нижняя часть главной рудной толщи (интервал 1 062,5—1 168,6 м), по-видимому, находится в ненарушенном стратиграфическом залегании и позволяет более полно охарактеризовать типичный парагенезис железисто-метабазитовой формации. При этом устанавливается следующая вертикальная зональность строения формации (сверху вниз): двуслюдяные сланцы — джеспилиты — пироксен-амфиболитовые эвлизиты — амфиболиты магнетитовые — амфиболиты безрудные — двуслюдяные сланцы с графитом (см. рис. 5). Мощность рудной части этой стратиграфической колонки составляет 94 м. Как отмечалось, покрывающие кристаллические сланцы залегают на железорудной толще с большим угловым несогласием (20—35°), а кроме того, они перекристаллизованы с укрупнением зерен и подверглись сильному окварцеванию. В низах рудной формации также намечается угловое несогласие (20°) между амфиболитами и подстилающими графито-слюдисто-кварцевыми сланцами. Если принять во внимание вертикально-плотчатые обособления жилковатого графита (первично-диагенетические карбонатные выделения) в этих сланцах, то угловое несогласие и резкая смена литологического состава становятся еще более очевидными. При этом в эндоконтактной зоне безрудных амфиболитов повсеместно наблюдаются субпослойные полосы и шлиры кварца с небольшой (1—2 мм) оторочкой из криптозернистого зеленого амфибола. Переход от рудной толщи к оруденелым амфиболитам осуществляется через маломощный (3,6 м) пропласток пироксен-актинолитового эвлизита (Fe—37%, FeM—25,3%). Внутренние границы между петрографическими и минеральными разновидностями железистых кварцитов иногда резкие, но чаще постепенные, зоны перехода имеют мощность до 0,5—1,0 м.

Эвлизиты обычно характеризуются повышенным количеством Fe (35,3—37,5%), хотя содержание общего железа сравнительно невысокое (37,0—40,5%) и примерно такое же, что и в джеспилитах (см. рис. 5). Однако в последних концентрация FeM гораздо ниже (26,0—31,6%), постоянно присутствует железная слюдка (3—5%), а рудное зерно в 3—5 раз мельче. Тем не менее в обоих петрографических типах размеры зерен магнетита намного крупнее, чем в джеспилитах курской серии Михайловского месторождения. В эвлизитах сохранились крупные порфировые вкрапленники пироксена (диопсид-геденбергит), иногда частично или нацело замещенные актинолитом. Эгирин и щелочные амфиболы (1—3%) преимущественное развитие имеют в джеспилитах. В обеих петрографических группах в качестве второстепенных и аксессуарных встречаются пирит, пирротин, халькопирит, титаномagnetит, сфен, апатит, кальцит и другие минералы.

Магнетитовые амфиболиты отличаются повышенным количеством железа (28—23%), которое постепенно уменьшается к низам эффузивной залежи. В этом же направлении снижаются концентрации FeM (от 10—8 до 3%). Местами среди рассматриваемых амфиболитов наблюдаются шлиры магнетитовых джеспилитов и пироксен-амфиболовых эвлизитов, а также скопления скарнового магнетита (в ассоциации с крупнокристаллическим актинолитом, биотитом, кальцитом). Низы эффузивно-амфиболитовой толщи несут только редкую рассеянную вкрапленность магнетита. По указанной причине во многих случаях эти образования диагностируются как «безрудные кварц-амфиболовые породы» или «безрудный кварцит». В результате создается иллюзия

«постепенного стратиграфического перехода» от железистых кварцитов к безрудным кварцитам и сланцам (по аналогии с железисто-сланцевой формацией).

Из приведенного можно сделать вывод, что эффузивные амфиболиты, эвлизиты и железистые кварциты Троснянского месторождения образуют тесный парагенезис, который не имеет генетической, а также стратиграфической связи с подстилающими и покрывающими слюдистыми и слюдисто-графитисто-кварцевыми сланцами. Указанная закономерность подтверждается также несогласным залеганием рассматриваемой железорудной толщи на породах различного состава (с запада на восток): амфиболитах, биотитовых и плагиоклаз-биотито-гнейсах (скв. 2922, глубина 672,4 м) и двуслюдяных кристаллических сланцах (скв. 2715). В этом отношении Троснянское месторождение обнаруживает большое сходство с железисто-метабазитовой формацией Фатеевской диагональной структуры (Гусельников и др., 1976).

Из сопоставления геологических разрезов (см. рис. 5) следует, что в составе среднего блока рудной толщи размещается несколько пластов железистых роговиков, одновременно уменьшилась доля джеспилитов и полностью исчезли эвлизиты (по сравнению с нижним блоком). Еще большее развитие железистые роговики имеют в западной части верхнего блока железисто-метабазитовой формации. Из анализа геологоструктурной обстановки Троснянского месторождения можно заключить, что формирование железистых роговиков происходит за счет исходных эвлизитов и джеспилитов под контактовым воздействием интрузии габбро-долеритов (см. рис. 4). Чем ближе находится рудная толща к контакту изверженных пород, тем выше в ней доля железистых роговиков. Деятельность послемагматических растворов обусловила также отмеченное выше скарирование рудных толщ и вмещающих пород.

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА ПРИ СКАРНИРОВАНИИ И МЕТАСОМАТОЗЕ

На основе детального изучения шлифов установлены вполне определенно признаки вторичного метасоматического изменения и контрастность петрографических типов железистых кварцитов Троснянского месторождения (рис. 6). В частности, джеспилиты оказываются в той или иной мере скарирования, а иногда почти полностью превращены в маломощный (0,1—0,5 м) сравнительно высокотемпературный скарн крупнокристаллического строения. Пироксен-амфиболовые эвлизиты и джеспилиты в зонах разлома и в контакте с интрузивными породами подверглись регрессивному метасоматозу с образованием типичных железистых роговиков. Эти метасоматические явления в основном обусловлены становлением поздней интрузии габбро-долеритов мамоно-троснянского комплекса, изученного рядом исследователей (Захаров, Крестин, 1969; Полищук и др., 1970; Чернышов, Бочаров, 1972).

Для выяснения закономерностей контактового метасоматоза использован рациональный вариант атомно-объемного метода сравнения химического состава горных пород (Рудник, 1966). «Формульные» количества атомов (N) и привнос-вынос компонентов в расчете на геометрический объем породы (10 000 A^3) определялись по данным табл. 1 с учетом массы вещества (табл. 2). Из анализа всех представленных ма-

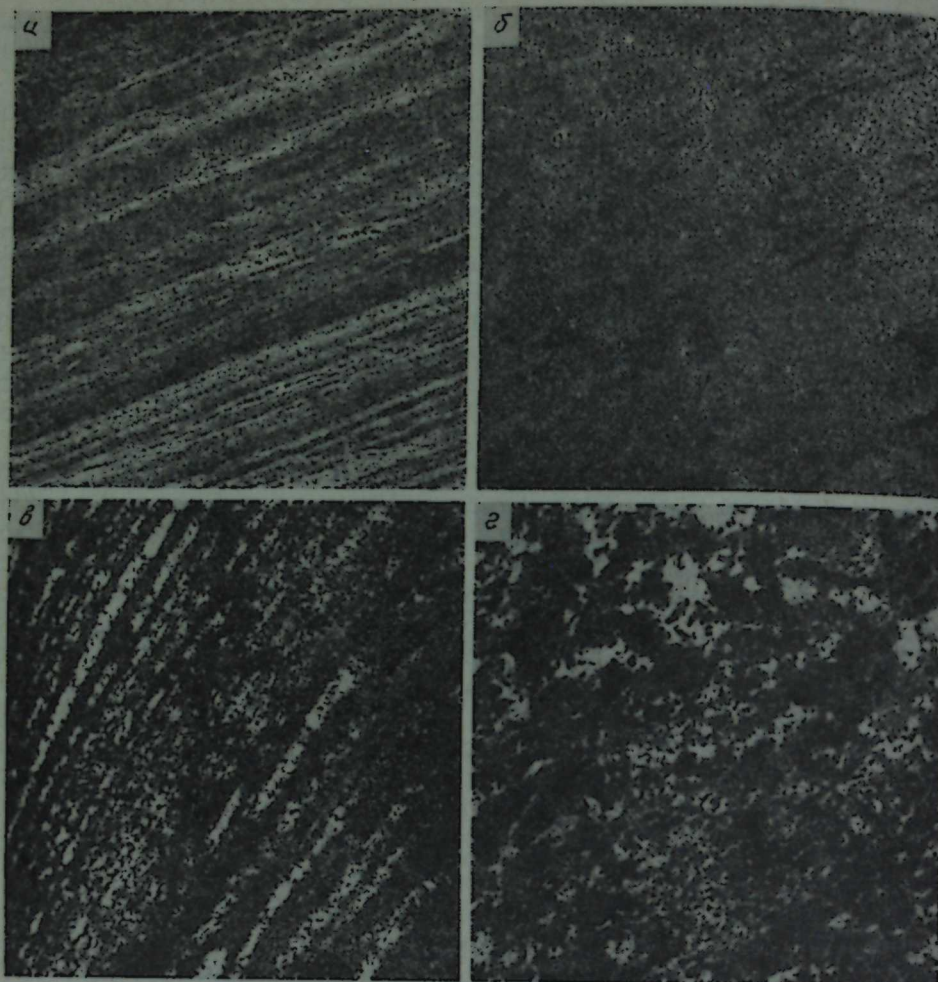


Рис. 6. Макротекстуры железистых кварцитов.

а — джеспилит тонкополосчатый, Троснянское месторождение, $\times 2$; б — железистый роговик метасоматический, массивно-вкрапленной и неяснополосчатой текстуры, Троснянское месторождение, $\times 2$; в — железистый роговик ортомагматический, линзовидно-полосчатый, Бесединское месторождение; г — эвлизит пироксен-амфиболовый, массивного сложения, Бесединское месторождение.

териалов следует сделать вывод о существенно различном характере метасоматических реакций при образовании скарнов и железистых роговиков.

При скарнировании джеспилитов отчетливо наблюдается привнос Ti , Al , Fe^{2+} , Mn , Mg , Ca , Na , K , P , H , S и вынос Si , Fe^{3+} и C . Минералогически это наиболее резко выразилось в новообразовании больших количеств железистых амфиболов (ферроактинолита), биотита, граната, в резком уменьшении содержания магнетита (в среднем с 42 до 8%) и кварца (с 31 до 4%). При этом лишь незначительная часть кремния и Fe^{3+} выносилась из породы за пределы контактово-метасоматической зоны. Преобладающая масса свободного кремнезема оказалась связанной в силикатную форму (актинолит, биотит, плагиоклаз и др.). Одновременно Fe_2O_3 восстанавливалось до FeO и в таком

виде входило в состав новообразованных силикатов. Концентрация общего железа уменьшилась незначительно: с 38 до 32%.

Скарновые тела на Троснянском месторождении имеют жиллообразную и линзовидную формы. Они образуются не только по джеспилитам, но и в зонах контактов железистых кварцитов с вмещающими породами, а также непосредственно в подстилающих и покрывающих породах. Границы скарнов, как правило, резкие, иногда с постепенным переходом, волнистые или сравнительно прямолинейные. Распределение метасоматических минералов неравномерное, поэтому зональность в скарнах выражена не отчетливо. Скарновый магнетит, как правило, характеризуется повышенной крупностью зерен (0,5—2 мм). Однако в целом скарнирование джеспилитов приводит к значительному усложнению минерального состава и к снижению технологической ценности руд.

Метасоматоз джеспилитов приводит также к формированию железистых роговиков. При этом отмечается привнос значительных количеств Ti , Fe^{2+} , Mn , P , H , C и вынос Si , Mg , Ca , Na , K и S . Минералогически это выразилось в существенном разложении первичных силикатных минералов (амфиболы, слюды) и в растворении тонкозернистого кварца, в исчезновении железной слюдки и появлении позднего метасоматического магнетита. Местами железная слюдка замещена крупнопластинчатым мушкетовитом. Однако перекристаллизация и укрупнение зерен основной массы кварца и магнетита, по-видимому, не имели большого значения, потому что гранулометрический состав этих минералов в джеспилитах и железистых роговиках Троснянского месторождения различается незначительно. Характерна пластообразная форма новообразованных железистых роговиков, унаследованная

Таблица 2

Баланс вещества при метасоматозе железистых кварцитов Троснянского месторождения

Компонент	N_i^V , атомы			Привнос (+) и вынос (—), %	
	41	33/36	16/18	41—33/36	16/18—33/36
Si	131	147,3	143	—11	—3
Ti	0,48	0,04	0,09	+1100	+125
Al	26,6	3,70	1,96	+619	—46
Fe^{3+}	21,1	98,5	95,7	—78	—3
Fe^{2+}	97,1	47,1	70,0	+106	+49
Mn	0,18	0,09	0,31	+100	+244
Mg	13,6	11,2	6,7	+21	—40
Ca	7,2	6,3	5,1	+13	—19
Na	5,4	2,6	1,8	+107*	—31
K	6,4	3,0	0,5	+113	—83
P	0,40	0,09	0,13	+344	+44
H	52,3	20,5	25,2	+156	+23
C	0,09	0,15	0,31	—40	+106
S	1,39	0,19	0,07	+631	—63
O	490	527	530	—7	+0,5
Сумма	853	868	881	—1,7	+1,5
Плотность, г/см ³	330	3,57	3,70	—	—

от исходных джеспилитов. В целом метасоматические процессы привели к упрощению минерального состава железистых роговиков, некоторому обогащению магнетитом (на 4—8%) и значительному повышению технологической ценности руд.

Таким образом, при сравнении баланса вещества отчетливо выявляется неодинаковый характер метасоматических процессов, проявленных при скарнировании джеспилитов и формировании железистых роговиков. Для скарнов обнаруживается отчетливая тенденция к привносу алюминия, магния, кальция, натрия и калия. Напротив, для железистых роговиков установлен вынос этих элементов. Главнейшие различия при скарнировании и метасоматозе джеспилитов следующие:

Скарнирование	Регрессивный метасоматоз
1. Вынос Si, Fe ²⁺ , C	1. Вынос Al, Mg, Ca, Na, K, S
2. Привнос Al, Mg, Ca, Na, K, S, а также Ti, Fe ²⁺ , Mn и P	2. Привнос Ti, Fe ²⁺ , Mn, P, C
3. Образование силикатов, растворение кварца и магнетита	3. Разложение силикатов, кристаллизация магнетита
4. Типоморфные минералы: крупнокристаллические актинолит, гранат, биотит, сульфиды	4. Типоморфные минералы: мелко- и среднезернистые карбонаты, кварц, магнетит, пластинчатый мушкетовит
5. Щелочной парагенезис минералов	5. Парагенезис минералов — кислотный

Сопоставление этих данных и анализ геолого-структурной обстановки месторождения позволяют сделать вывод, что скарнирование носит преимущественно характер инфильтрационного метасоматоза с привносом вещества и обусловлено воздействием сравнительно высокотемпературных щелочных растворов. Напротив, формирование железистых роговиков более отвечает диффузионному метасоматозу под действием кислых растворов, приводящих к выносу основных породообразующих компонентов (Al, Mg, Ca, Na, K) и кристаллизации (перекристаллизации) окисных минералов. Такой вывод полностью согласуется с известными представлениями Д. С. Коржинского (1957, 1973) о щелочно-кислотной эволюции послемагматических растворов. На примере Алтае-Саянской области (Индукеев, 1976, стр. 69) показано, что появление ранних щелочных растворов обычно связано с надкритическим состоянием глубинных флюидов, а «падение давления приводит к полному проявлению кислотных парагенезисов». В условиях рассмотренного нами Троснянского месторождения КМА послемагматические растворы генетически связаны с трещинной интрузией габбро-долеритов мамоно-троснянского комплекса (верхний протерозой).

Выводы

1. В железисто-метабазитовой формации КМА местами проявлены высокотемпературное скарнирование и регрессивный метасоматоз, обусловленные диффузионно-инфильтрационным воздействием послемагматических растворов щелочного и кислотного составов.

2. Скарнирование (джеспилитов) характеризуется инфильтрационным привносом значительных количеств Al, Mg, Ca, Na, K, S, а также Ti, Fe²⁺, Mn, P. Этот процесс приводит к растворению кварца и маг-

нетита и к переводу свободного кремнезема и окислов железа в силикатную форму (ферроактинолит, гранат, биотит и др.).

3. Регрессивный диффузионный метасоматоз обуславливает формирование железистых роговиков. При этом происходит вынос Al, Mg, Ca, Na, K, S, разложение силикатных минералов, небольшой привнос железа и кристаллизация метасоматического магнетита.

4. Минерало-технологические свойства скарнированных джеспилитов значительно ухудшаются за счет преобразования окислов железа в силикатные минералы, регрессивный же метасоматоз (с выносом главных породообразующих компонентов), напротив, способствует появлению легкообратимых железистых роговиков.

5. Минерало-петрографические и петрохимические особенности ортомагматических (курско-бесединские и троснянские) и регрессивно-метасоматических (троснянские) железистых роговиков нередко оказываются довольно близкими (конвергентными). Однако этим генетическим типам железных руд свойственны вполне определенные микроструктурные, гранулометрические и геохимические различия. Кроме того, метасоматические железистые роговики формируются в основном за счет гидротермального преобразования исходных пироксен-амфиболовых эвлизитов и джеспилитов в экзоконтактной зоне интрузий. Напротив, ортомагматические типы являются результатом интрузивной (железисто-габбродолеритовая формация) или эффузивной (железисто-метабазитовая и железисто-сланцевая формации) кристаллизации рудосиликатных расплавов.

6. Установление петрографической принадлежности и полигенности железистых кварцитов имеет важнейшее значение для эффективного направления поисков и прогнозной технологической оценки новых месторождений легкообогатимых железных руд в пределах КМА и других рудных провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1970.
- Гусельников В. Н. Опыт минералотермометрического расчленения железистых кварцитов КМА на генетические и геолого-технологические типы. — Вопросы рудничной геологии, ч. 1. Белгород, 1970 (ВИОГЕМ).
- Гусельников В. Н. Железистые роговики Курско-Бесединского района. — Новое о рудах КМА. Губкин, 1971 (НИИКМА).
- Гусельников В. Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., «Наука», 1972а.
- Гусельников В. Н. Закономерности размещения и рудоносность железокремнистых формаций КМА. Комплексное развитие КМА, вып. 8. Губкин, 1972б (НИИКМА).
- Гусельников В. Н., Волков Г. И., Журинский А. Ф. Железисто-метабазитовая формация Фатеевской структуры КМА. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 6.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
- Захаров Е. Е., Крестин Е. М. О металлогении центральной части Русской платформы. — Сов. геология, 1969, № 12.
- Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения КМА. М., «Наука», 1965.
- Индукеев Ю. В. Некоторые закономерности контактово-метасоматических месторождений вольфрама, молибдена и меди Алтае-Саянской области. — Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1976.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.

- Куржикский Д. С. Тетраэдрические основы анализа карбонатных минералов. М., «Наука», 1971.
- Петрографический словарь. М., Гостолтехиздат, 1963.
- Платанов Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадочного происхождения в докембрии. Воронеж, 1966 (Воронежск. ун-т).
- Платанов Н. А., Шегелев И. И. Основные черты стратиграфии и закономерности литогенеза в раннем докембрии КМА. — Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977 (Воронежск. ун-т).
- Полынов В. Д., Голынкин Н. И., Зайцев Ю. С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА, т. 1. М., «Недра», 1979.
- Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966.
- Руснаков Н. А., Набоженко В. Ф. Гостиневское железорудное месторождение. Воронеж, 1964.
- Сokolov Н. А. Промышленные типы железистых кварцитов и некоторые закономерности их размещения в юго-восточной части бассейна КМА. Автореф. канд. дисс. М., 1975.
- Чайкин С. И. Рудоконтролирующие факторы и районирование территории КМА по степени рудоносности и перспективности. Рудоносность Русской платформы. М., «Наука», 1965.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1972 (Воронежск. ун-т).

Г. И. КНЯЗЕВ, Л. И. ФЕДОРОВСКАЯ

МИНЕРАЛО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ПЕТРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КРИББАСС)

Петровское месторождение железистых кварцитов находится в пределах Правобережного района Кривбасса, в 55 км северо-западнее г. Кривого Рога. Наблюдающиеся здесь магнетитовые кварциты и вмещающие их докембрийские (архейские) метаультрабазиты образуют субмеридионально вытянутый в плане останец площадью $0,4 \times 4$ км² среди гнейсов и мигматитов; падение их крутое (60—85°), западное. На южном фланге месторождения железистые кварциты образуют единое рудное тело мощностью 300—350 м. В центральной части и на севере они расщепляются на две узкие параллельные полосы. Мощность западной полосы 100—200 м, восточной — 15—30 м (рис. 1).

По мнению геологов-разведчиков (Коробко, Мороз, Хитрон, 1971), железистые кварциты залегают в синклиналильной складке, ось которой погружается в северном направлении. Однако в разрезах по всем разведочным линиям падение пачек железистых кварцитов крутое моноклиналиное, и предполагаемое синклиналильное их залегание какими-либо структурными элементами не подтверждено (рис. 2).

В контактовых зонах железистых кварцитов с гнейсо-мигматитовым комплексом «ингулецкой» серии повсюду отмечаются постепенные переходы от метаультрабазитов к метасоматическим амфиболитам, а далее с увеличением интенсивности процессов гранитизации — к метасоматическим гнейсам, гранитоидам и мигматитам.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Докембрийские породы, вмещающие железистые кварциты, представлены разнообразными по составу метаультрабазитами. Они сохранились на юге и в западной части месторождения в виде узких периферических полос шириной до 30 м, вытянутых вдоль контакта с железистыми кварцитами (см. рис. 1). Встречаются также реликтовые линзы их внутри толщи железистых кварцитов (профили VII, IX). Во многих местах метаультрабазиты по простиранию замещаются железистыми кварцитами; часто они выклиниваются в результате процессов гранитизации и мигматизации (рис. 3, профиль XI).

Метаультрабазиты представлены роговообманковыми и грюнеритовыми мономинеральными породами и их диафоритами, локально развитыми карбонитизированными и оталькованными серпентинитами, переходящими в метасоматические карбонатные породы, а также тремолититами и актинолититами.

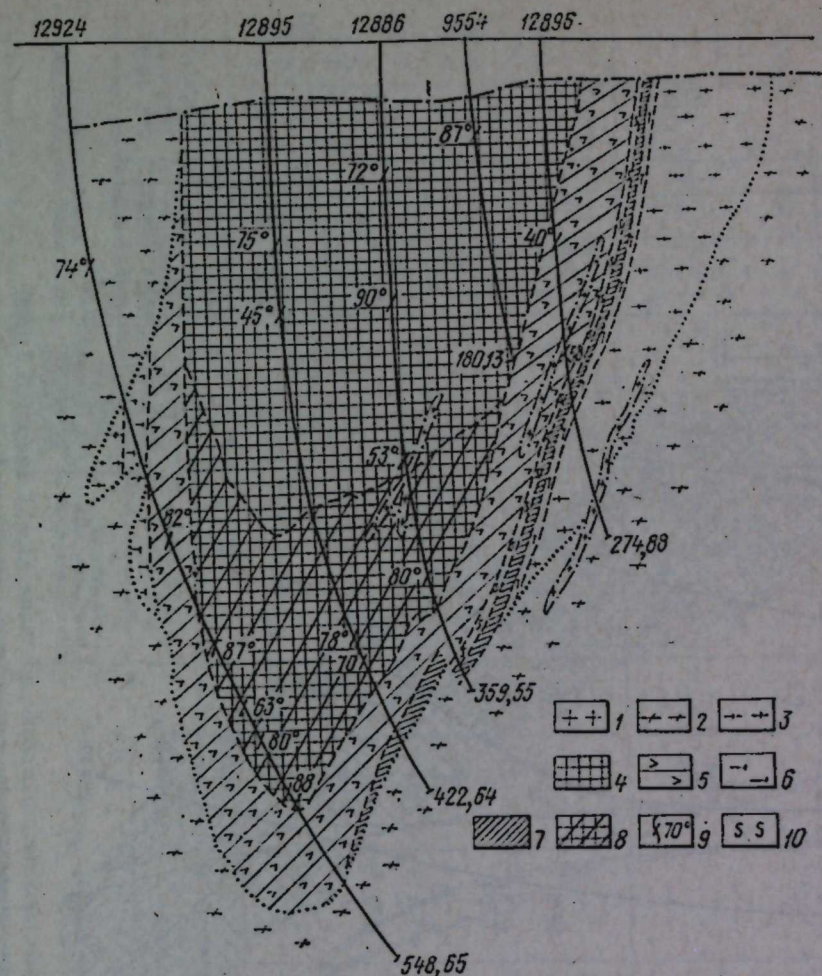
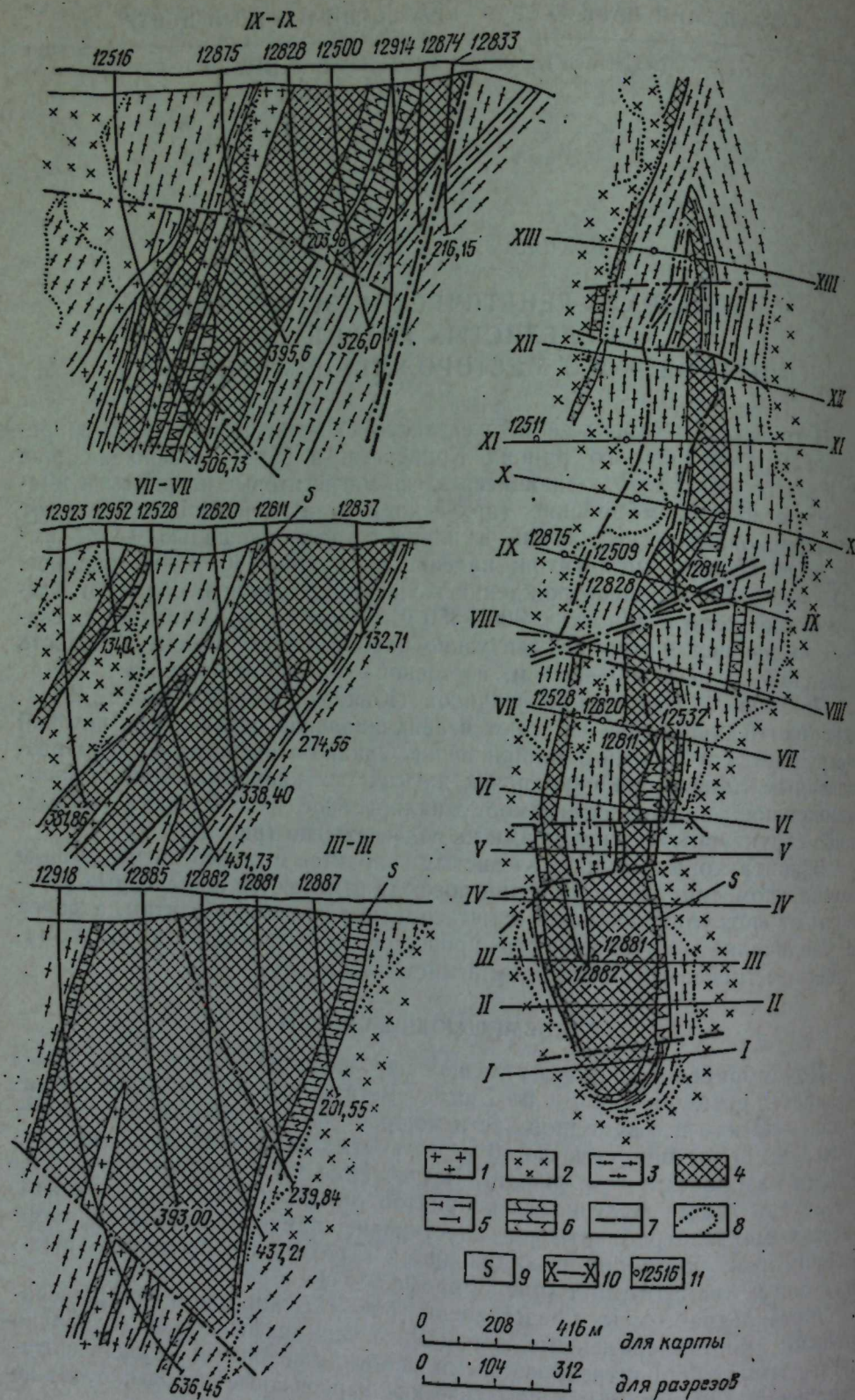


Рис. 2. Геологический разрез Петровского месторождения по линии I—I (масштаб 1:1000).

1 — пегматит розовый; 2 — мигматиты; 3 — гнейсы; 4 — железистые кварциты; 5 — роговообманковые и куммингтонитовые породы; 6 — карбонатные метасоматические породы; 7 — существенно биотитовые сланцы с графитом; 8 — зона перехода амфиболовых пород в железистые кварциты; 9 — замеры направления полосчатости в железистых кварцитах; 10 — зона сульфидной минерализации. Составлен Б. Е. Хитрой, Н. М. Мороз, М. И. Паршиной.

Куммингтонитовые и роговообманковые сланцы связаны взаимными переходами. Судя по структурам замещения, куммингтонит развивается метасоматически за счет роговой обманки. Структура пород гранобластовая метасоматическая, мелко- и среднезернистая (размер зерен

Рис. 1. Геологическая карта докембрийских пород Петровского месторождения.

1 — пегматонд розовый; 2 — мигматиты; 3 — биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — гематит-магнетитовые и магнетит-гематитовые кварциты; 6 — силикатно-карбонатные породы (карбонатиты); 7 — тремолитовые, актинолитовые сланцы; 8 — окварцованные графит-биотитовые сланцы; 9 — куммингтонитовые и роговообманковые породы (мономинеральные); 10 — линии геологических разрезов; 11 — разведочные скважины и их номер. Составлена Н. М. Мороз, Б. Е. Хитрой, М. И. Паршиной, Ю. М. Зубаревой с дополнениями Л. И. Федоровской.

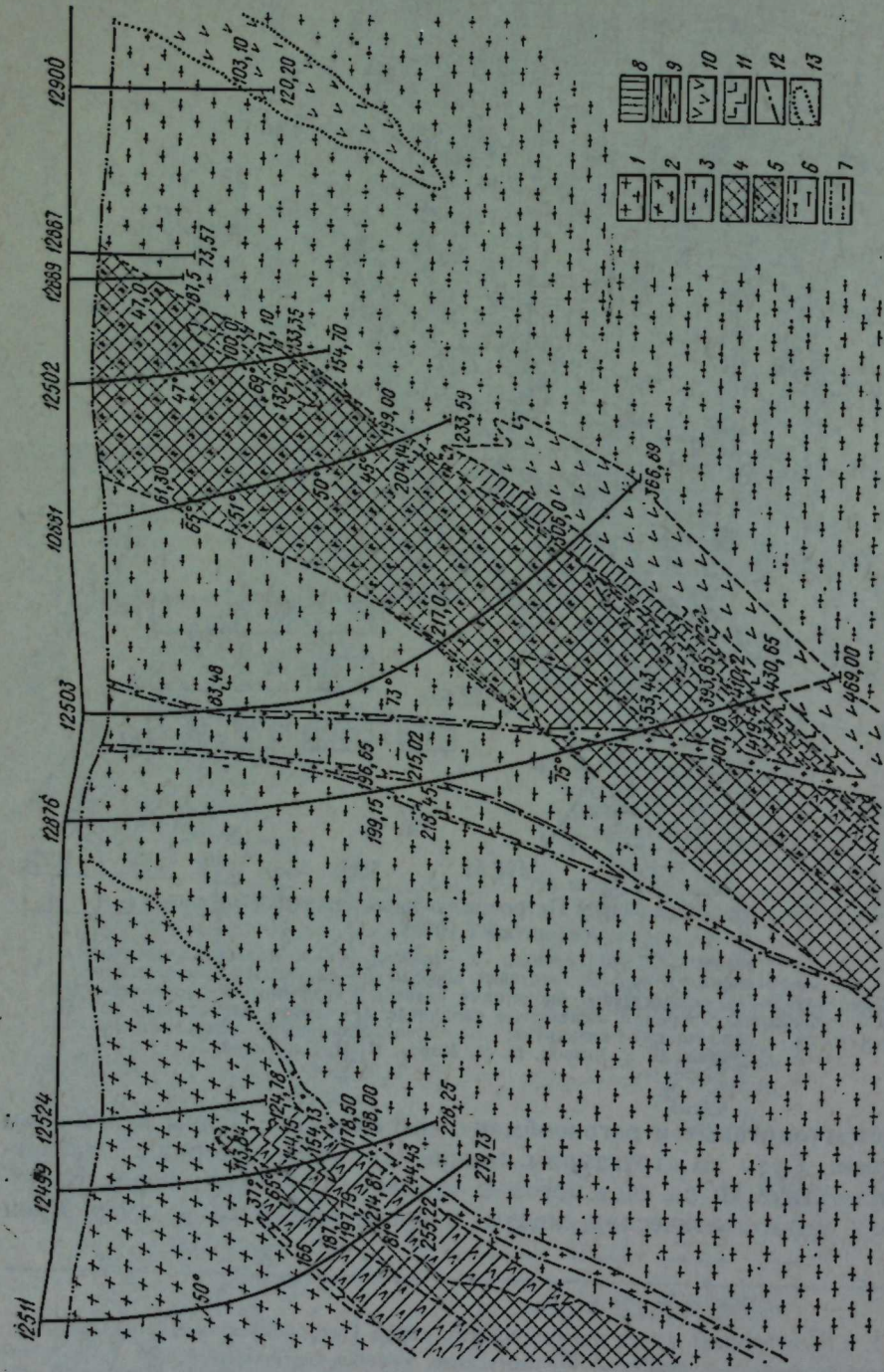


Рис. 3. Геологический разрез Петровского месторождения по линии XI—XI (масштаб 1:1000).

1 — пегматит розовые; 2 — микатиты; 3 — гнейсы метасоматические с амфиболом и биотитом; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — гематит-магнетитовые кварциты; 6 — карбонатные метасоматические породы по отдаленным и амфиболитизированным серпентинитам и ультрабазитам; 7 — актинолиты и тремолиты; 8 — существенно биотитовые сланцы окварцованные; 9 — роговооблачные и кумингтонитовые ортопороды; 10 — амфиболиты; 11 — ультрабазиты гранитизированные; 12 — разломы; 13 — границы мигматизации.

Таблица 1

Химический состав породообразующих минералов метасульфидов Правобережных магнитных аномалий (Кривбасс)

Компонент	Петровское месторождение, роговая обманка				Ореховское месторождение, кумингтонит		Артемовское месторождение, роговая обманка		Петровское месторождение, кумингтонит	
	Скв. 12528 (180 м)		Скв. 12830 (236,5 м)		Скв. 12528 (180 м)		Скв. 1042 (95 м)		Скв. 12881 (306,7 м)	
	1*	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	47,73	7	48,85	7,2	49,59	6,742	49,98	8	49,53	7,48
TiO ₂	1,25	0,13	0,06	0,009	0,21	0,018	0,08	0,009	—	0,09
Al ₂ O ₃	7,37	1,5	4,46	0,78	5,23	0,905	0,68	0,13	0,131	0,01
Fe ₂ O ₃	7,13	0,8	8,87	1	3,00	0,388	17,78	2,1	24,10	2,62
FeO	11,47	1,4	12,08	1,5	12,91	1,6	14,63	1,9	16,80	18,03
MnO	0,12	0,009	—	—	—	—	0,01	—	0,005	2,2
MgO	12,63	2,75	12,63	2,7	12,97	2,862	4,55	1,07	7,42	22,86
CaO	7,95	1,26	8,05	1,26	11,97	2	2,42	0,41	—	0,085
Na ₂ O	1,40	0,4	0,41	0,1	0,50	0,142	5,00	1,5	0,16	6,78
K ₂ O	0,30	0,5	0,33	0,05	0,36	0,053	2,36	0,7	0,036	1,565
P ₂ O ₅	0,073	—	—	—	0,128	—	0,028	—	0,016	0,04
SO ₃	0,059	—	—	—	—	—	0,028	—	0,10	0,01
H ₂ O	2,21	2	3,05	2,8	2,17	2,0	2,17	2	0,53	—
CO ₂	0,006	—	—	—	0,004	—	—	—	0,005	1,24
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,104	—
Сумма . . .	99,69	—	98,72	—	99,11	—	99,69	—	99,47	100,3
Ng	1,678	—	1,695	—	1,675	—	1,686	—	1,711	1,708
Np	1,659	—	1,670	—	1,656	—	1,670	—	1,675	1,683
cNg	23	—	18	—	18	—	18	—	—	—
2V	+80	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100Mg	56,6	—	—	52	—	59	—	—	—	23,5
Mg+Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn	0,6	—	—	0,7	—	0,3	—	—	—	—
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* 1 — вес. %, 2 — количество ионов на 24 (O, OH).

Химический состав и коэффициенты рудовмещающих

Компонент	11	6	46	3	2
SiO ₂	44,42	43,84	56,83	45,16	41,60
TiO ₂	0,5	Следы	0,29	Следы	0,17
Al ₂ O ₃	12,80	0,96	4,53	1,46	2,95
Fe ₂ O ₃	5,12	2,65	3,71	17,31	2,65
FeO	11,01	32,46	16,0	26,40	32,46
MnO	0,26	0,04	0,03	0,06	0,14
MgO	11,17	5,18	5,78	0,02	6,00
CaO	7,95	8,09	9,19	3,70	5,80
Na ₂ O	1,45	0,16	0,62	0,16	0,22
K ₂ O	1,34	—	0,46	0,28	1,16
P ₂ O ₅	0,129	0,06	0,25	0,24	0,299
SO ₃	0,03	—	0,02	0,145	—
H ₂ O ⁻	0,33	—	0,1	—	—
H ₂ O ⁺	3,7	3,00	2,13	1,20	4,44
П. п. п.	—	2,31	—	0,1	2,39
Сумма . . .	100,21	99,56	99,97	100,99	100,28
NiO	—	—	0,018	—	—
CoO	—	0,007	0,014	0,009	0,008
Cr ₂ O ₃	—	Следы	—	0,04	0,04
S	—	6,41	—	—	7,97

Коэффициенты

F	28,590	61,796	43,285	76,744	63,542
A	16,469	1,282	7,085	1,983	3,646
M	36,232	16,538	23,188	12,791	19,401
C	18,709	20,385	26,409	8,527	13,411
FM	64,832	78,379	66,473	89,535	82,943

Примечание. 11 — роговообманковый сланец куммингтонизированный, среднезернистый, глуб. 290 м, обр. 57; 6 — мономинеральная куммингтонитовая порода (размер зерен 1—1,5 мм) с обр. 35; 46 — гранат-биотитовая полосчатая порода окварцованная, магнетитизированная, с релик- обр. 50; 3 — полосчатая окварцованная куммингтонитовая порода с редкими полосами магнетита куммингтонитизированная, мелкозернистая с сульфидной и магнетитовой минерализацией, скв. и сульфидами, скв. 12681, глуб. 306 м, обр. 60; 42 — мономинеральная куммингтонитовая порода, глуб. 189,5 м, обр. 21; 33 — окварцованный (гранитизированный) катаклазит куммингтонитового био- зированный, мелкозернистый (размер зерен 0,5—1 мм); обыкновенная роговая обманка (60%), ан- реакционный — плагиоклаз, скв. 12503, глуб. 326 м, обр. 40; 8 — амфиболит окварцованный, аксессуар окварцованный биотитизированный, акцессорные: апатит, андезин № 40, наиболее реакционный, скв. нита (кварц — 20%), скв. 12513, глуб. 238, обр. 32. Анализ выполнен в тресте «Днепрогеология»

от 0,5 до 2,5—3 мм, редко 7—15 мм). Текстура сланцеватая, полосча- тая, реже массивная. Полосчатость, обусловленная окварцеванием, обычно совпадает со сланцеватостью и особенно характерна для при- контактовых зон с железистыми кварцитами. Главные породообразую- щие минералы сланцев — железистый куммингтонит с процентным со- держанием катионов $100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} = 24\text{—}25$ на формульную единицу и обыкновенная роговая обманка с соотношением атомного количества $M/F = 52\text{—}59$ (табл. 1). Вторичные минералы — биотит, гранат, кварц, магнетит. Встречаются единичные реликтовые зерна пироксена с извилистыми растворенными краями. Акцессорный мине- рал — апатит.

Таблица 2

метаультрабазитов Петровского месторождения, вес. %

4	42	33	9	8	10	34
42,45	50,26	56,70	49,90	52,60	52,68	62,0
0,03	0,27	0,55	0,88	0,78	0,53	0,46
1,50	1,18	13,84	15,12	13,35	14,80	14,22
10,99	2,64	1,40	3,54	2,57	2,13	0,81
35,49	35,96	8,57	9,47	8,53	6,21	4,33
0,07	0,006	0,12	0,16	0,20	0,15	0,06
5,43	5,75	8,10	8,38	7,09	8,12	5,0
1,00	1,01	4,60	5,74	8,66	7,99	3,71
0,16	0,22	1,33	4,06	4,37	4,08	0,33
0,21	0,06	2,10	1,16	0,30	1,50	4,00
0,092	0,092	0,10	0,149	0,184	0,092	0,092
—	0,05	—	0,078	0,345	0,008	1,4
0,06	0,11	—	—	—	—	—
2,04	2,23	1,05	1,30	1,24	1,10	—
0,66	—	1,63	0,45	0,27	0,50	3,75
100,18	99,75	100,09	100,49	100,53	99,93	100,16
—	0,007	Следы	Следы	Следы	Следы	—
0,008	—	Следы	0,007	0,002	0,006	—
—	—	Следы	Следы	0,04	0,04	—
2,03	—	—	—	—	—	—

по Н. П. Семененко

78,672	71,270	24,593	27,804	24,63	18,636	18,67
1,916	1,977	24,593	23,381	21,374	24,126	34,73
17,114	23,723	35,624	32,701	28,736	33,444	16,53
2,299	2,645	15,190	16,114	25,287	23,794	31,07
95,786	94,993	60,217	60,605	53,366	52,080	34,21

с реликтами пироксена. Состав: обыкновенная роговая обманка — 70, куммингтонит 30%, скв. 12630, реликтами пироксена (до 10%), вторичный магнетит и пирротин (20—10%), скв. 12513, глуб. 249 м, там обыкновенной роговой обманки (слаборудный магнетитовый кварцит), скв. 12513, глуб. 279 м, (слаборудный магнетитовый кварцит); скв. 12881, глуб. 322 м, обр. 67; 2 — роговообманковая порода 12681, глуб. 295,5 м, обр. 51; 4 — полосчатая окварцованная куммингтонитовая порода с магнетитом крупнозернистая (размер зерен 5 мм), вторичные: гранат, кварц и магнетит (до 50%), скв. 12511, титизированного сланца; скв. 12503, глуб. 314 м, обр. 37; 9 — амфиболит с куммингтонитом биотити- эан № 40 (25—30%), куммингтонит и биотит — (10—15%), акцессорные: апатит, магнетит, наиболее ные: магнетит, апатит, андезин № 40 реакционный, скв. 12503, глуб. 338,2 м, обр. 42; 10 — амфиболит 12503, глуб. 360 м, обр. 45; 34 — окварцованный биотитизированный сланец с реликтами куммингто- М. П. Шпектровой, Л. В. Хазинман, Е. С. Лазаревой.

Структурные соотношения парагенетических ассоциаций минералов указывают на следующую последовательность их кристаллизации: 1) пироксен — обыкновенная роговая обманка — кварц — магнетит; 2) пироксен — обыкновенная роговая обманка — куммингтонит — кварц — магнетит; 3) пироксен — куммингтонит — кварц — магнетит.

Петрохимический анализ рудовмещающих метаультрабазитов по методу А. Н. Заварицкого (1956) показывает, что они принадлежат нормальному меланократовому ряду, недосыщены кремнекислотой и аналогичны типичному составу ультраосновных интрузивных пород по Дэли (см. Четвериков, 1956). В систематике метаморфизованных пород по изохимическим группам Н. П. Семененко (1966), отвечающим опре-

Химический состав и числовые характеристики архейских

Компонент	1	13	14	15	17	18	19
SiO ₂	48,0	30,20	46,78	30,14	32,05	47,50	49,57
TiO ₂	0,16	—	0,48	0,03	0,04	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	3,11	0,74	6,41	1,08	1,17	2,23	2,00
Fe ₂ O ₃	1,53	20,45	7,70	19,89	10,66	1,48	1,92
FeO	5,05	33,04	5,04	33,90	35,93	6,00	5,11
MnO	0,08	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
MgO	14,02	5,35	24,61	5,57	7,50	13,30	14,90
CaO	21,40	9,10	3,30	7,80	8,50	26,00	22,50
Na ₂ O	0,27	0,16	0,27	0,16	0,22	0,17	0,23
K ₂ O	0,35	0,21	0,26	0,10	0,35	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,110	0,041	0,037	0,368	0,120	0,056	0,598
Cr ₂ O ₃	0,08	—	0,28	—	—	—	—
SO ₃	0,048	0,032	0,78	0,11	—	0,079	0,057
NiO	—	—	0,15	—	—	—	—
H ₂ O+	—	0,10	0,05	—	0,08	0,10	0,13
CoO	—	0,011	0,011	—	—	—	—
П. п. п.	6,26	0,83	4,07	0,58	3,75	2,80	3,16
Сумма . .	100,47	100,30	100,28	99,80	100,43	100,50	100,51
H ₂ O-	0,60	—	3,44	—	2,80	0,57	0,80
CO ₂	5,78	—	0,80	0,50	0,70	2,00	2,44
S	—	—	—	—	4,15	—	—

Коэффициенты

F	10,495	70,461	18,486	71,471	64,481	11,014	10,734
A	3,538	—	7,015	1,087	1,217	2,399	2,260
M	40,92	12,954	67,929	13,751	18,854	50,600	41,695
C	45,047	15,898	6,570	13,751	15,396	35,987	45,311
FM	51,415	83,415	68,415	85,222	82,335	61,614	52,43

Числовые характеристики

a	0,9	0,6	0,8	0,5	0,8	0,6	0,8
c	0,14	0,1	3,3	0,5	0,4	1,0	1,7
b	48,5	66,0	47,2	65,5	63,6	51,6	50,0
s	49,2	33,0	48,7	33,5	35,2	46,8	48,5
f'	11,2	71,0	21,3	72,7	66,0	11,5	1,1
m'	43,6	13,0	78,7	14,0	19,0	37,5	43,4
c'	45,2	15,8	0,3	13,3	15,0	51,1	45,5
n	28,6	30,0	28,6	37,5	25	30,0	30,0

ультрабазитов Петровского месторождения, вес. %

	20	21	22	23	31	*41	44	48	49	50
	53,37	52,80	54,82	54,77	52,0	32,23	41,08	46,19	50,91	31,46
	0,06	0,12	0,10	0,05	0,06	0,27	0,46	0,22	0,12	0,13
	3,46	3,19	5,55	1,26	3,87	1,33	0,41	0,97	2,35	1,03
	1,01	1,87	0,95	0,87	0,88	14,52	24,62	0,94	3,33	11,34
	4,33	4,91	4,48	1,95	4,26	37,63	25,45	22,32	9,66	42,75
	0,07	0,10	0,07	0,05	0,07	0,006	0,04	0,11	0,08	0,09
	11,65	12,98	8,55	15,74	13,79	5,24	3,21	9,30	13,08	6,97
	22,10	21,60	22,28	21,00	22,30	7,86	3,45	15,53	18,28	4,97
	0,85	0,33	0,85	0,16	0,76	0,18	0,39	0,51	0,32	0,16
	0,25	0,25	0,35	0,21	0,25	0,06	0,23	0,37	0,28	0,16
	1,15	0,115	0,517	0,258	0,895	0,204	0,28	0,27	0,210	0,14
	—	—	—	—	—	—	0,003	—	—	—
	0,040	0,548	0,027	0,071	0,067	0,05	0,01	—	0,109	—
	—	—	—	—	—	0,007	0,018	0,018	—	—
	—	—	—	0,10	—	0,10	0,43	0,24	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,012
	1,29	1,35	0,96	3,61	1,40	0,70	0,34	2,71	1,62	0,738
	99,63	100,16	99,50	100,10	100,60	100,39	100,42	99,70	100,35	100,00
	0,40	1,0	0,20	0,60	0,50	—	—	—	—	—
	0,90	0,32	0,60	3,24	0,70	0,37	0,25	0,74	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	1,62	2,07	—

по Н. П. Семененко

9,125	11,098	10,135	1,593	8,481	71,337	82,077	38,379	20,9	63,0
4,309	3,739	4,432	4,776	4,359	1,327	0,494	1,192	2,7	1,4
36,628	38,721	28,649	47,659	40,223	13,039	9,765	27,533	38,0	23,6
49,937	46,442	53,378	45,956	46,879	14,268	7,664	32,896	38,4	12,0
45,753	49,819	38,784	49,252	48,764	84,376	91,842	65,912	58,9	86,6

по А. Н. Заварицкому

1,9	0,8	3,4	0,6	1,8	0,4	0,45	1,2	0,9	0,8
1,6	1,4	1,7	0,4	1,3	0,6	0,45	0,2	0,8	0,4
43,6	45,6	39,6	46,0	46,3	63,4	60,7	50,5	48,0	57,0
53,0	52,2	55,3	53,0	50,6	35,60	38,5	48,1	50,3	41,8
9,8	12,0	11,4	4,9	9,1	73,0	62,4	39,8	22,0	64,2
39,2	41,5	32,3	49,0	43,2	13,5	7,4	31,5	40,0	24,2
51,0	46,5	56,3	46,1	47,7	13,5	15,2	28,5	38,0	11,6
43,8	35,7	20,6	30,0	43,4	33,4	70,4	80,0	62,5	30,0

Компонент	1	13	14	15	17	18	19
Числовые характеристики							
2c	2,5	2,5	1,5	1,5	1,7	1,2	0,5
b	53,5	49,5	63,5	65,5	63	51	53,5
S	44	48	35	33	35,3	47,8	46
h	10	14	12	20	15	19	30,5
M/F	4	3,5	0,25	0,2	0,2	0,7	0,2

Примечание. 1 — пироксенит актинолитизированный, карбонатизированный, скв. 12576, обр. 19; 14 — пироксенит актинолитизированный с сульфидами, скв. 12505, гл. 167,3 м, обр. 15; 15 — с пирротинитом, амфиболитизированный, карбонатизированный, скв. 12513, гл. 180 м, обр. 20; 18 — крупнозернистый карбонатизированный, амфиболитизированный, скв. 12513, гл. 161 м, обр. 17; 20 — нистый с магнетитом, плеонастом, сульфидами, скв. 12821, гл. 100,3 м, обр. 6; 22 — пироксенит рованный, карбонатизированный, скв. 12876, гл. 420 м, обр. 60; 31 — мономинеральная пироксено-бонатизированный с пирротинитом, скв. 12513, гл. 214 м, обр. 28; 44 — пироксенит куммингто-амфиболитизированный с магнетитом, скв. 12511, гл. 209 м, обр. 44; 49 — пироксенит амфиболитизированный с магнетитом, скв. 12513, гл. 143 м, обр. 24. $h = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO}$; $M/F = Mg/(FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + NiO)$, мол. кол.

деленным ступеням метаморфизма, рассматриваемые метаультрабазиты соответствуют магнезиальным и щелочноземельно-магнезиальным ультраосновным породам орторяда.

Таким образом, роговообманковые и гронеритовые породы — метасо-

Таблица 4

Химический состав минералов ультрабазитов Петровского месторождения

Компонент	Скв. 12528 (180 м)		Скв. 12875 (277, 6 м)		Скв. 12513 (163 м)		Скв. 12821 (114 м)		Скв. 12513 (205 м)	
	1*	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	52,05	2	52,17	1,939	52,73	1,98	53,74	2	53,88	1,99
TiO ₂	0,05	0,001	0,08	0,001	0,008	0,002	0,13	0,002	0,04	—
Al ₂ O ₃	0,80	0,03	0,5	0,022	1,15	0,05	1,27	0,06	0,30	0,01
Fe ₂ O ₃	0,97	0,03	2,40	0,067	0,71	0,02	1,50	0,04	0,79	0,02
FeO	10,31	0,33	5,04	0,157	6,20	0,19	4,47	0,14	2,74	0,084
MnO	—	—	0,06	—	0,06	—	0,1	—	0,03	—
MgO	12,73	0,72	15,69	0,874	14,76	0,8	15,54	0,9	16,62	0,91
CaO	21,84	0,9	23,45	0,940	22,58	0,96	21,06	0,84	24,31	0,96
Na ₂ O	0,19	0,01	0,10	0,018	0,19	0,01	0,25	0,018	0,12	0,01
K ₂ O	0,12	0,005	0,30	0,027	—	—	0,10	0,004	0,07	—
P ₂ O ₅	—	—	0,027	—	0,11	—	0,036	—	0,055	—
SO ₃	—	—	0,036	—	—	—	0,022	—	0,001	—
CoO	—	—	—	—	0,001	—	0,002	—	0,001	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,03	—	—	—	0,03	—
П. п. п.	1,42	—	0,42	—	1,29	—	1,30	—	1,28	—
Сумма	100,48	—	100,78	—	99,89	—	99,44	—	100	—
Ng'	1,702	—	1,702	—	1,712	—	1,710	—	1,702	—
Np'	1,677	—	1,677	—	1,685	—	1,680	—	1,660	—
Соотношение атомов, %	Ca ₄₆ Mg ₃₇ Fe ₁₈ диопсид — салит		Ca ₄₆ Mg ₄₃ Fe ₁₂ диопсид — салит		Ca ₄₆ Mg ₄₃ Fe ₁₁ диопсид — салит		Ca _{43,7} Mg _{47,3} Fe ₉ диопсид — салит		Ca ₄₉ Mg ₄₆ Fe ₅ диопсид — салит	

* 1 — вес.%, 2 — количество ионов на 6 (O)

20	21	22	23	31	41	44	48	49	50
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

по Н. Д. Соболеву

3,6	7	4	3,6	1,48	4,4	0,7	0,9	2,7	1,6
44,9	38	43	47,8	46,3	45,6	53,3	66,1	47,3	56,4
51,5	55	53	48,6	52,3	50	46	33	50	42
15	8,7	9,1	11,3	18	10	4	20	13,5	18,4
3,1	2	3,5	3,5	9,6	4	3,3	0,18	1,7	0,35

гл. 397 м, обр. 48; 13 — пироксенит частично серпентинизированный, скв. 12505, гл. 171,5 м, железистые верлиты с пирротинитом, скв. 12513, гл. 200 м, обр. 26; 17 — железистые верлиты пироксенит крупнозернистый мономинеральный, скв. 12513, гл. 158 м, обр. 16; 19 — пироксенит — пироксенит гранитизированный, скв. 12821, гл. 118,5 м, обр. 13; 21 — пироксенит крупнозернистый гранитизированный, скв. 12821, гл. 110 м, обр. 11; 23 — пироксенит крупнозернистый гранитизированный, окварцованный с магнетитом, скв. 12511, гл. 203 м, обр. 27; 48 — пироксенит рованный с магнетитом, скв. 12511, гл. 209 м, обр. 44; 50 — верлит с магнетитом и сульфидами.

матически преобразованные ультрабазиты типа пироксенитов. Метасоматоз сопровождался выносом кальция, особенно интенсивным при железистом метасоматозе, когда по пироксенитам развивались непосредственно гронеритовые породы. Вблизи разломных зон, где исходные породы сохранили катакlastические структуры, под воздействием паров воды одновременно происходила серпентинизация ультраосновных пород. При этом выносились кальций, щелочи и алюминий. Реликтовые участки пироксенитов сильно трещиноваты, разбиты на мелкие дезориентированные островки.

Позже низкотемпературный метаморфизм в наложенных зонах рассланцевания привел к образованию диафорированных пород. Серпентиниты в результате воздействия кислых термальных растворов превратились в тальково-актинолитовые сланцы. Мономинеральные амфиболовые породы в зонах рассланцевания под влиянием калиевого метасоматоза перешли в существенно биотитовые сланцы.

Карбонатизация серпентинитов и тальково-актинолитовых пород является наиболее поздним гидротермальным процессом, о чем свидетельствуют метасоматические структуры с последовательностью кристаллизации минералов пироксен + оливин (?) → серпентин → актинолит + тальк → карбонат.

Образующиеся при этом силикатно-карбонатные породы, а также парагенетически связанные с ними тальково-актинолитовые сланцы имеют линейное распространение (см. рис. 1), что свидетельствует об их образовании вдоль тектонических трещин. Карбонатные породы содержат стронций (0,05—0,2%), хром (до 0,5%) и никель (до 0,01%).

Неизменные ультрабазиты — пироксениты, оливиновые пироксениты типа верлитов с ферригортонитом (Fe=68—80%) и горблениты встречаются в виде небольших реликтовых тел, мощностью от 5—10 см до 15 м среди метаультрабазитов (табл. 3).

Петрохимические пересчеты по методу Н. Д. Соболева (1959) показывают, что ультраосновные породы принадлежат двум группам: ультрафербазитам ($M/F=3-4$; $b=43-53$; $2c=2,5-4,5$) и ультрабазитам ($M/F=1,7$; $b=47,3-66$; $2c=0,5-2,7$). Севернее, в Артемовской и Ореховской магнитных аномалиях, аналогичных Петровскому место-

Химический состав минералов ультрабазитов Правобережных магнитных аномалий (Кривбасс)

Компонент	Петровское месторождение (оливин)		Ореховская магнитная аномалия (ромбический пироксен)				Артемовская магнитная аномалия (ромбический пироксен)	
	Скв. 12513 (187 м)		Скв. 10800 (198,5 м)		Скв. 10800 (116 м)		Скв. 1042 (95 м)	
	1*	2	1	2а	1	2а	1	2а
SiO ₂	30,60	1,01	41,46	1,96	46,95	1,964	45,83	1,9
TiO ₂	0,1	0,002	0,12	0,003	0,13	0,003	0,05	—
Al ₂ O ₃	0,36	0,01	0,77	0,04	1,17	0,06	0,18	0,012
Fe ₂ O ₃	—	—	3,23	0,1	2,07	0,06	9,74	0,31
FeO	61,79	1,7	42,18	1,48	41,24	1,44	37,56	1,3
MnO	0,1	—	0,05	—	0,08	—	0,05	—
MgO	3,78	0,18	5,55	0,35	6,40	0,04	4,63	0,29
CaO	1,22	0,04	1,05	0,04	0,84	0,03	0,39	0,018
Na ₂ O	0,08	—	0,06	0,008	0,06	—	0,44	0,03
K ₂ O	0,18	—	0,07	0,003	0,07	—	0,07	0,005
Cr ₂ O ₃	—	—	0,4	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,064	—	0,092	—	0,032	—
CoO	—	—	0,008	—	0,006	—	—	—
П. п. п.	—	—	0,9	—	0,57	—	1,57	—
Сумма . .	98,21	—	100,56	—	99,68	—	100,57	—
Ng'	1,834	—	1,762	—	1,750	—	1,763	—
Np'	1,790	—	1,745	—	1,732	—	1,730	—
Соотношение атомов, %	Mg ₉ Ca ₃ Fe ₈₈ ферригортонилит		Mg ₁₈ Ca ₂ Fe ₈₀ эулит		Mg ₂₁ Ca ₁ Fe ₇₃ эулит		Mg ₁₅ Ca ₁ Fe ₈₄ эулит	

* 1 — вес.%, 2 — количество ионов на 4 (O), 2а — то же на 6 (O).

рождению, встречены реликтовые тела железистых гиперстенитов с эулитом (табл. 4, 5). В петрогенетическом аспекте особенно интересны железистые верлиты с редко встречающейся минеральной ассоциацией салит+ферригортонилит, где $M/F=0,2-0,35$. Их можно сопоставить только с каменными метеоритами (Заварицкий, Кваша, 1952).

В целом ультраосновные породы Петровского месторождения характеризуются: 1) низким содержанием щелочей (0,1—0,15 вес.%); 2) наличием окисей титана, никеля, кобальта, меди; 3) высокой степенью дегидратации пород (полное отсутствие летучих компонентов).

Ультрабазиты типа пироксенитов и верлитов Петровского месторождения, судя по приведенным данным, являются самым древним комплексом пород и представляют собой останцы бывшего крупного крутопадающего массива ультрабазитов, претерпевших гранитизацию, метаморфизм и последующий железистый метасоматоз. Содержание элементов-примесей в рудовмещающих породах дано в табл. 11.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ

Ведущими минералами железистых кварцитов являются кварц, магнетит и силикаты (амфибол, пироксен, реже биотит, полевой шпат); аксессуарными — апатит.

Химический состав монофракций магнетитов из железистых кварцитов Петровского месторождения

Компонент	Скв. 12830 глуб. 345,5, обр. 40		Скв. 12875, глуб. 444, обр. 47		Скв. 12830, глуб. 298, обр. 31		Скв. 12875, глуб. 380, обр. 40	
	1*		1		1		1	
	1*	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	0,67	0,027	2,51	0,09	0,8	0,23	2,54	0,1
TiO ₂	0,12	0,004	0,13	0,004	0,1	0,004	0,12	0,004
Al ₂ O ₃	0,10	0,0004	Следы	—	0,1	0,004	0,03	0,007
Fe ₂ O ₃	67,09	1,946	67,73	1,923	68,24	1,954	66,74	1,8
FeO	31,24	1,0005	29,94	0,921	30,53	0,970	29,50	1,1
MnO	0,04	0,001	0,03	0,0009	0,05	0,003	0,10	0,004
MgO	—	—	Следы	—	—	—	0,90	0,007
CaO	0,3	0,011	Следы	—	0,22	0,008	0,25	0,015
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,1	0,008
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,1	0,005
Cr ₂ O ₃	0,04	0,0004	Следы	—	Следы	—	—	—
CoO	0,016	0,0002	0,021	0,0004	0,019	0,006	0,013	0,002
V ₂ O ₅	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,069	0,002	0,069	0,001	0,161	0,007	0,055	0,002
П. п. п.	0,17	—	0,13	—	0,04	—	0,015	—
Сумма . .	99,82	—	100,29	—	100,23	—	100,59	—
Атом. % Fe ²⁺ /Fe ³⁺	—	0,5	—	0,5	—	0,5	—	0,62

1* — вес.%, 2 — количество ионов.

Магнетит метасоматически замещает цветные минералы, корродирует кварц. Формы его концентраций полосчатые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные. Зерна и агрегаты магнетита более идиоморфны и часто занимают секущее положение по отношению к контактам кварцевых зерен. При магнетитизации крупных мономинеральных агрегатов амфибола развивается сидеронитовая структура. В сплошных рудных полосках всегда видны остатки кварца и силикатов.

Отмечается магнетит двух типов: эвгедраальный, или изометричный, размером до 0,5 мм, реже более, и ксеноморфный — удлиненный согласно полосчатости.

Магнетит первого типа обычно сливной, малокавернозный с отчетливым коричневым оттенком. Магнетит второго типа — кавернозный и пористый, серый со слабым розовато-коричневым оттенком, характерен для гематитизированных руд. Он, видимо, подвергался частично выщелачиванию в процессе гематитизации (табл. 6).

Для магнетита характерны коррозионные границы с кварцем и другими нерудными минералами (рис. 4, 5). Исследования в отраженном свете подтверждают, что магнетит пересекает зерна нерудных минералов и наблюдается в них в виде неправильных бухтообразных проникновений. В магнетите встречаются реликтовые зерна кварца и других нерудных минералов. Это указывает на метасоматическое образование магнетита (Федоровская, Князев, 1969; Федоровская, 1971).

Гематит образует три типа выделений: 1) толстопластинчатые, иногда чечевицеобразные (в разрезе), ориентированные согласно полосчатости, с размером индивидов до 0,5—2,0 мм по удлинению;

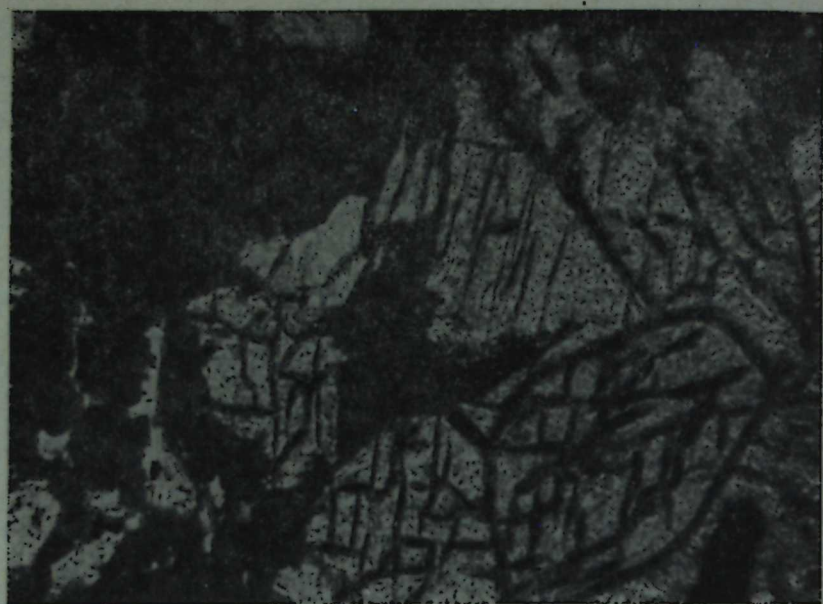


Рис. 4. Замещение магнетитом (черное) роговой обманки и пироксена (серое). Скв. 12883, глуб. 181 м, ув. 40, ник. 1.



Рис. 5. Магнетитовый кварцит. В магнетите (черное) наблюдаем реликты граната (серое с тонкой вкрапленностью магнетита), биотита (светло-серое со спайностью) и кварца (белое). Скв. 12500, глуб. 185 м, ув. 50, ник. 1.

Таблица 7

Содержание в рудных минералах элементов-примесей Петровского и Ореховского месторождений, вес. %

Порода	№ скважины и глубина, м	Магнетит				Гематит			
		Ni	Co	Ti	Cr	Ni	Co	Ti	Cr
Железистые кварциты	12875, 380	—	0,013	—	Следы	—	—	—	—
	12830, 345	—	0,016	—	0,04	—	—	—	—
	10270, 132	—	—	—	—	—	—	—	—
	292	—	0,016	—	0,02	—	0,019	0,43	0,03
	10270, 143	—	0,015	—	0,04	—	—	—	—
	12875, 494	Следы	0,021	—	Следы	—	—	—	—
	12830, 298	Следы	0,019	—	Следы	—	—	—	—
	10799, 258	—	0,008	0,036	—	—	—	—	—
Ортопороды	12503, 237	—	—	—	—	—	0,008	0,14	0,06
	12881, 52	—	—	—	—	—	0,006	0,07	—
	12513, 187	—	0,028	0,21	0,03	—	—	—	—
	12513, 199	—	0,014	0,19	0,03	—	—	—	—
	10270, 120	—	0,013	—	—	—	—	—	—
	12513, 193	—	—	0,06	—	—	—	—	—
	12875, 418	—	0,028	0,53	0,02	—	—	—	—
	12830, 236	—	0,018	—	Следы	—	—	—	—
Пегматит	10800, 98	—	—	0,24	—	—	—	—	—
	10270, 155	—	0,023	—	0,04	—	—	—	—

2) изометричные и ксеноморфные, которые развиваются псевдоморфно по магнетиту, часто кавернозные и пористые, размер зерен до 1,0 мм и более; 3) мелкочешуйчатые, обособляющиеся в прерывистые ленто-видные агрегаты среди нерудных минералов, в кавернах гематита второго типа, а также в промежутках между толстопластинчатым гематитом. Преобладает гематит первых двух видов.

Гематит кристаллизовался после магнетита, о чем свидетельствуют псевдоморфозы гематита по магнетиту, наличие частично гематитизированных зерен магнетита, реликты магнетита в гематите, каемочные выделения гематита на магнетитовых зернах. В отличие от руд криво-рождского типа, гематит Петровского месторождения в основной своей

Таблица 8

Содержание редких элементов в рудных минералах железорудных месторождений, вес. %

Элемент	Петровская и Ореховская магнитные аномалии			Контактово-метасоматические месторождения, магнетит
	Магнетит из железистых кварцитов	Магнетит из железистых сланцев	Гематит	
Cr	0,04	0,02	0,006	0,006
Co	0,013—0,021	0,028	0,006	—
Ti	0,12	0,53	0,06	0,16—0,32
Ni	0,004	0,001	0,005	—
Ca	0,001	0,001	0,001	—
Cu	0,001	0,001	—	—
V	0,005	—	0,005	0,92—0,043
Mo	0,0002	0,0002	0,0002	—
Ta	0,015	—	0,02	—
Sc	—	—	0,003	—

Таблица 9

Химический состав монофракций обыкновенной роговой обманки
из железистых кварцитов Петровского месторождения, вес. %

Компонент	Скв. 12875, глуб. 380 м		Скв. 12830, глуб. 298 м	
	1*	2	1	2
SiO ₂	47,22	7	46,88	6,7
TiO ₂	0,06	0,007	0,07	0,01
Al ₂ O ₃	7,31	1,3	9,79	1,65
Fe ₂ O ₃	6,39	0,7	4,84	0,51
FeO	12,79	1,57	8,55	1,03
MnO	0,16	0,017	Не обн.	—
MgO	11,49	2,524	16,74	3,6
CaO	11,3	1,783	11,90	1,83
SO ₂	0,072	—	Не обн.	—
P ₂ O ₅	0,046	0,007	Не обн.	—
Na ₂ O	0,37	0,17	0,7	0,2
K ₂ O	0,37	0,076	0,42	0,07
П. п. п.	2,21	2,00	1,52	1,5
Сумма	99,99		101,28	
100 Mg				
(Mg + Fe ²⁺ + Fe ³⁺ +		52,5		60
+ Mn)				
Fe ³⁺ /Fe ²⁺		0,5		0,4
Уд. вес		3,15		3,0
Ng'		1,670		1,669
Np'		1,639		1,645
cNg		19°		23—27°

Таблица 10

Химический состав монофракций пироксена из железистых кварцитов
Петровского месторождения

Компонент	Скв. 12881, глуб. 52 м		Скв. 12881, глуб. 92 м	
	1*	2	1	2
SiO ₂	55,04	2,02	52,49	1,98
Следы	—	—	0,03	0,001
Al ₂ O ₃	2,84	0,124	0,29	0,01
Fe ₂ O ₃	2,31	0,062	1,61	0,045
FeO	4,25	0,13	7,93	0,25
MnO	0,023	—	0,18	—
MgO	15,26	0,835	13,90	0,8
CaO	17,85	0,702	22,68	0,9
SO ₃	0,048	—	—	—
P ₂ O ₅	0,092	—	0,028	—
N ₂ O	0,41	0,007	0,19	0,01
K ₂ O	0,10	0,002	0,07	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,03	—
H ₂ O ⁺	0,36	—	—	—
CoO	0,002	—	0,001	—
П. п. п.	0,98	—	1,08	—
Сумма	99,57	—	100,51	—
Ng'	1,704	—	1,712	—
Np'	1,678	—	1,680	—
cNg	43°	—	42—43°	—
Уд. вес	3,4	—	3,4	—
Ca _{40,6}	Mg _{18,3}	Fe _{11,1}	Ca ₄₅	Mg ₄₀ Fe ₁₅



Рис. 6. Постепенное замещение удлиненного зерна роговой обманки (се-ро) кварцем (белый фон). Периферические участки зерна роговой обманки превращены в лучистые агрегаты актинолита с более низким показателем преломления. Скв. 12883, глуб. 213 м, обр. 56, ув. 120; ник. 1.

массе крупночешуйчатый. Псевдоморфные замещения магнетита монокристаллами гематита также являются отличительной чертой руд этого месторождения. Крупнопластинчатый гематит иногда обнаруживает двойникование. Частично гематит, как и магнезит, развивается метасоматически по амфиболу. Химический состав монофракций рудных минералов железистых кварцитов и содержание в них элементов-примесей (по данным химического и спектрального анализов) представлены в табл. 7—8.

Кварц представлен несколькими генерациями. Зерна его неправильные, лапчатые с извилистыми ограничениями. Кварц, ассоциирующий с силикатными минералами, является новообразованным; он метасоматически замещает амфиболы, пироксен, биотит. Во многих шлифах видно, что силикатные минералы переполнены округлыми мелкими кварцевыми зернами (пойкилобластовая структура замещения), при этом включающий минерал более ранний, а включения — более поздние. Кварц, содержащийся в рудных полосках, имеет реликтовые формы, отчетливо замещается рудными минералами. К первой генерации (кварц 1) относятся мелкие зерна, образующие пойкилобластовую структуру замещения в амфиболах (размер 0,05—0,2 мм), и реликтовую структуру замещения в магнетитовых полосках. Кварц 1 обычно замутнен пылевидными точечными газово-жидкими включениями, указывающими на его метасоматическое образование (Танатар, 1940; Половинкина, Розина, 1956). Кварц второй генерации (кварц 2) образует в породе широкие светлые полосы, обуславливая грубополосчатую текстуру. Размер зерен до 1—3 мм. Форма их лапчатая, с причудливо извилистыми очертаниями и агрессивными контактами с силикатными минералами. Такой кварц аналогичен жильному кварцу гидротермального происхождения. Газово-жидкие включения наблюдаются и в кварце 2.

Таблица 11

Содержание элементов-примесей в рудовмещающих породах и железистых кварцитах Петровского месторождения по данным химического анализа, %

№ скважины и глуб., м	Ni	Co	Ti	Cr
Железистые кварциты				
12876, 339,5	—	0,015	0,03	—
12876, 435	—	0,015	0,03	Следы
12876, 382	—	0,014	0,03	0,04
12881, 243	—	0,003	0,05	0,08
12881, 285	—	0,014	0,03	0,06
12820, 336	—	0,054	0,01	—
12881, 295—317	—	0,04	0,03	—
12513, 274	0,018	0,008	0,46	0,003
12511, 25	0,018	0,006	0,5	—
1012, 10	0,15	0,008	0,29	0,003
1031, 23	0,018	0,007	0,32	0,003
1042, 9—11	0,015	0,008	0,21—0,30	0,005
Ортопороды				
12513, 204	0,008	0,05	0,27	0,12
12511, 198—229	0,018	0,009	0,46	0,003
285	0,018	0,003	0,29	0,19
12505, 173	0,12	0,011	Следы	0,20
12505, 167—171	0,15	0,011	Следы	0,28
12528, 380	—	—	0,2	0,28
12830, 336	—	0,054	0,1	—

Линейная ориентировка пузырьков хорошо совмещается с трещинами спайности реликтовых зерен амфибола. В кварце железистых кварцитов Петровского месторождения много кристалликов остаточного апатита, которые раньше были включены в амфибол. Кварц, замещая амфибол, почти не координирует апатит.

Роговая обманка железистых кварцитов по соотношениям атомных количеств $Mg/Mg+Fe$ и Fe^{3+}/Fe^{2+} идентична роговым обманкам рудовмещающих пород (табл. 9). Непостоянный коэффициент замещения Mg на Fe (от 52 до 60) зависит, по-видимому, от степени интенсивности железистого метасоматоза. Присутствие наряду с обыкновенной роговой обманкой обесцвеченных реликтов актинолита свидетельствует о постепенном разложении минерала и о выносе железа (рис. 6).

Узкие выклинивающиеся сланцеватые линзовидные полосы агрегатов амфибола в железистых кварцитах (до 0,5 мм шириной) являются остатками исходной рудовмещающей породы. На периферии и внутри таких полос кварц и магнетит ведут себя агрессивно по отношению к амфиболу. Среди агрегатов амфибола отмечаются реликты пироксена.

Куммингтонит железистых кварцитов, а равно и вмещающих пород, содержит от 50 до 80% грюнеритовой молекулы, его структурные взаимоотношения аналогичны обыкновенной роговой обманке.

Пироксен железистых кварцитов по содержанию атомов кальция, магния и железа (см. табл. 9) вполне сопоставим с диопсид — салитами ультраосновных рудовмещающих пород (табл. 10).

Интересен тот факт, что в железистых кварцитах Петровского ме-

сторождения в тяжелой фракции совершенно отсутствуют кластические акцессорные минералы. Железистые кварциты Кривого Рога также не содержат обломочных терригенных минералов (Князев и др., 1969). Известно, что осадочные породы независимо от степени метаморфизма содержат кластические акцессории, служащие одним из критериев их происхождения и первоисточников осадочного материала.

Особенностью химического состава железистых кварцитов Петровского месторождения является наличие в них элементов-примесей, унаследованных от ультраосновных пород (табл. 11): кобальта, хрома, никеля, галлия, титана, меди.

Таким образом, для железистых кварцитов характерно широкое развитие в них кристаллобластовых структур замещения, т. е. метасоматических в трактовке Ю. Ир. Половинкиной (1966) и А. Г. Бетехтина и др. (1958). Гранобластовые структуры, типичные для метаморфических пород, почти отсутствуют. Метасоматические структуры железистых кварцитов Петровского месторождения обусловлены разъемлением и замещением ранних минералов (амфибола, пироксена, биотита) более поздними: вначале кварцем, а затем рудными минералами. Одной из распространенных разновидностей структур для рудных полос является *скелетная*, когда замещение силикатных окварцованных полосок магнетитом распространяется от центра к периферии (центробежный метасоматоз, по А. Г. Бетехтину, 1934).

Детальное изучение зерна многих опорных скважин (около 6300 п. м.) показывает, что между железистыми кварцитами и метасоматитами резкие контакты отсутствуют. Как по падению, так и по простиранию между ними наблюдаются только постепенные переходы. Ширина переходной зоны — от 2 до 15 м.

Переход метасоматитов в железистые кварциты выражается в увеличении количества магнетита и кварца с одновременным постепенным уменьшением содержания силикатных минералов, вплоть до полного их исчезновения. В переходной зоне метасоматиты приобретают полосчатую текстуру, обусловленную окварцеванием вдоль плоскостей сланцеватости, т. е. наследующую сланцеватость метасоматитов. Ширина кварцевых полос такая же, как и в железистых кварцитах. С приближением к железистым кварцитам в метасоматитах появляется рассеянный магнетит (табл. 12). Чем ближе к рудам, тем количество последнего становится больше; он вытягивается в цепочки и самостоятельные тонкие прерывистые полосы, параллельные кварцевым и параллельно сланцеватости силикатных минералов. При этом количество амфибола и пироксена уменьшается.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Микроскопическое изучение контактовых зон перехода вмещающих пород в магнетитовые кварциты и их петрохимический анализ позволили нам выделить несколько минералогическо-генетических типов железистых кварцитов, в зависимости от состава исходных пород, развивающихся в определенных метасоматических зонах.

Представление о привносе и выносе вещества при метасоматических процессах дают химические анализы и расчеты количественного изменения вещества при метасоматозе. Расчет производился с учетом объемного веса по методу В. Г. Боголепова (1962).

1. Зона перехода измененного пироксенита в мономинеральную куммингтонитовую породу. Процесс куммингтонитизации вызван следующим

Изменение состава пироксенов в процессе куммингтонитизации, окварцевания и магнетитизации на Петровском месторождении

Компонент	Вес. %				Колич. компонентов в стандартной ячейке				Элемент	Абсолютная разница в ионах				Относительная разница, %			
	Пироксенит	Окварцованный пироксенит	Пироксенит с магнетитом	Куммингтонитовая порода	1	2	3	4		1-2	1-3	1-4	1	2	3	4	
SiO ₂	46,19	41,08	44,91	50,16	131	146	163	167	Si	+15	+32	+36	0	11	24,4	27	
Al ₂ O ₃	0,97	0,41	1,09	1,18	3,4	1,7	4,4	5	Al	-1,7	+1	+1,6	0	50	30	47	
Fe ₂ O ₃	22,32	24,62	20,22	2,64	53	66	51	6,5	Fe ³⁺	+64	+49	+4,4	0	3200	2450	220	
FeO	0,94	25,45	26,28	35,96	0,5	76	73	100,4	Fe ²⁺	+23	+20	+47,4	0	43,3	40	90	
TiO ₂	0,22	0,46	0,46	0,27	0,5	1	1	0,6	Ti	+0,5	+0,5	—	0	100	100	—	
CaO	15,53	3,45	1,15	1,01	47	13	4	4	Ca	-34	-43	-43	0	72	90	90	
MgO	9,30	3,21	0,06	5,75	39,2	17	19,4	28,4	Mg	-22,2	-20	-10	0	57	50	3	
MnO	0,11	0,04	0,06	0,006	0,17	—	—	—	Mn	-0,17	—	—	—	—	—	—	
P ₂ O ₅	0,27	0,28	0,26	0,092	0,7	0,6	0,6	0,4	P	-0,29	-0,39	—	—	—	—	—	
K ₂ O	0,37	0,23	0,23	0,06	1,19	0,9	0,8	0,2	K	—	0,7	-1,5	0	23,4	32	80	
Na ₂ O	0,51	0,39	0,32	0,22	2,7	2,6	2,0	1,2	Na	—	—	—	0	—	26	55	
H ₂ O ⁻	0,24	0,43	0,23	0,11	41,5	12	35,6	44	OH	-29,5	-5,9	+3	0	70	14	7	
H ₂ O ⁺	1,62	0,09	1,40	1,92	2,89	1	0,6	1,4	C	-1,89	-2,29	-1,49	0	—	—	—	
CO ₂	0,74	0,25	0,15	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма . . .	99,68	100,40	100,66	99,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
CoO	Следы	0,008	0,009	0,005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
NiO	0,018	0,018	0,0018	0,007	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Объемный вес	3,37	3,65	3,46	3,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fe ₂ O ₃	18,04	37,01	34,57	29,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	1,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Примечание. 1 — пироксенит амфиболитизированный с пиритомом, скв. 12511, глуб. 299,1 м, обр. 44; 2 — пироксенит куммингтонитизированный, окварцованный, магнетитизированный; скв. 12511, глуб. 203,1 м, обр. 27; 3 — пироксенит куммингтонитизированный, интенсивно окварцованный и магнетитизированный, скв. 12511, глуб. 202 м, обр. 26; 4 — мономинеральная крупнозернистая куммингтонитовая порода, скв. 12511, глуб. 189,5 м, обр. 21. Анализ выполнен в тресте «Днепрогеология» М. Е. Бабич.

перемещением вещества в ионах: привнос кремния (36), железа +3 (4,4), железа +2 (47,4); вынос кальция (43), магния (10), щелочей (2,5). Следовательно при изменении пироксенов в амфиболовые мономинеральные породы привносится около 90% двухвалентного железа (табл. 13).

Изучение структурных особенностей рассматриваемых пород в шлифах показывает, что окварцевание и выделение магнетита происходит вслед за процессами куммингтонитизации.

2. Зона перехода мономинеральных амфиболовых пород в железистые кварциты. При изменении мономинеральных роговообманковых пород в гематит-магнетитовые кварциты происходит привнос железа +3 (94,4) и небольшого количества кремния (2,2%). Все другие петрогенные элементы становятся подвижными и выносятся. Значительно увеличивается количество общего железа (~90%). Двухвалентное железо, входившее в состав амфиболов, переходит в трехвалентную форму и выделяется в виде гематита. Это свидетельствует о повышении кислотности растворов в конце процесса рудообразования, так как вначале процесс происходил при недостатке кислорода, и железо выделялось в виде магнетита. Ничтожное количество Na, Ca, Mg, содержащееся в магнетитовых кварцитах, отвечает реликтам амфибола (табл. 14).

Таблица 13

Изменение состава роговообманкового сланца при переходе в магнетитовые кварциты (Петровское месторождение)

Компонент	Вес. %		Колич. катионов в стандартной ячейке		Эле- мент	Привнос — вынос		
	Мономин. амфиболит	Магнети- товый кварцит				Абсолют- ная разли- ца в ионах	Относительная разница. %	
			1	2			1—2	1
SiO ₂	41,6	40,0	139	142	Si	+3	0	2,2
Al ₂ O ₃	2,95	0,43	11,4	1,7	Al	—9,7	0	85
Fe ₂ O ₃	2,65	37,86	6,5	101	Fe ³⁺	+94,4	0	1430
FeO	32,46	17,89	90	53	Fe ²⁺	—3,7	0	41
TiO ₂	0,13	0,03	0,2	—	Ti	—0,2	0	100
CaO	5,80	0,60	21	1,9	Ca	—19,1	0	90
MgO	6,0	1,14	30	5,8	Mg	—24,2	0	114
MnO	0,14	0,03	—	—	Mn	—	—	—
SO ₃	—	0,032	—	—	S	—	—	—
P ₂ O ₅	0,299	0,161	0,8	0,4	P	—0,4	0	50
K ₂ O	1,16	0,21	5,0	0,85	K	—4,25	0	85
Na ₂ O	0,22	0,10	—12	0,85	Na	—0,35	0	30
H ₂ O ⁺	4,77	0,63	105	14	OH	—91	0	87
CO ₂	2,06	0,2	9	3,8	C	—5,2	0	58
Сумма . . .	100,24	99,31						
Cr ₂ O ₃	0,04	0,06						
CoO	0,008	0,014						
Объемный вес	3,75	3,54						
Fe _{своб}	27,08	40,46						

Примечание. 1 — мономинеральная роговообманковая порода со вторичными минералами куммингтонитом, кварцем, биотитом. Сква. 12881, глуб. 295,5 м, обр. 51; 2 — магнетитовый кварцит с гематитом, сква. 12881, глуб. 285,7 м, обр. 44. Анализ выполнен в тресте «Днепрогеология» Е. С. Лазаревой.

Таблица 14

Переходная стадия куммингтонитовой породы в окварцованный куммингтонитовый сланец с небольшим количеством магнетита (Петровское месторождение)

Компонент	Вес. %		Колич. катионов в стандартной ячейке		Эле- мент	Привнос — вынос		
	Мономин. кумминг- тонит. порода	Магнети- товый кварцит				Абсолют- ная раз- ница в нонах	Относительная разница, %	
			1	2			1—2	1
SiO ₂	50,16	44,88	167	149	Si	—18	0	10,8
Al ₂ O ₃	1,18	0,22	5	0,8	Al	—42	0	84
Fe ₂ O ₃	2,64	16,99	6,4	42,4	Fe ³⁺	+36	0	562
FeO	35,96	28,43	100,4	79,4	Fe ²⁺	—21	0	21
TiO ₂	0,27	0,5	0,6	1,2	Ti	+0,6	0	100
CaO	1,01	2,73	4	9,6	Ca	+5,6	0	140
MgO	5,75	4,34	28,4	21,4	Mg	—7	0	24,6
MnO	0,006	0,11	—	0,2	Mn	—	—	—
SO ₃	0,05	0,05	—	—	S	—	—	—
P ₂ O ₅	0,092	0,31	0,4	0,8	P	+0,4	0	100
K ₂ O	0,06	0,03	0,2	1,2	K	+1	0	500
Na ₂ O	0,22	0,42	1,2	2,4	Na	+1,2	0	100
H ₂ O—	0,11	0,19	44	28,8	OH	—15,2	0	34,5
H ₂ O+	1,92	0,84						
CO ₂	0,32	0,21	1,4	1,0	C	—0,4	0	30
Сумма . . .	99,73	—	—	—		—	—	—
NiO	0,007	0,007	—	—		—	—	—
CoO	0,005	0,005	—	—		—	—	—
V ₂ O ₅	0,05	—	—	—		—	—	—
Объемный вес	3,4	3,57	—	—		—	—	—
Fe _{общ}	29,79	33,98	—	—		—	—	—

Примечание. 1 — мономинеральная крупнозернистая куммингтонитовая порода, скв. 12511, глуб. 189,5 м, обр. 21; 2 — магнетитовый кварцит (слаборудный) с реликтами куммингтонита, пироксена, скв. 12511, глуб. 198 м, обр. 25. Анализы выполнены в тресте «Днепрогеология» М. Е. Бабич.

При переходе куммингтонитовых пород в магнетитовые кварциты установлены такие перемещения элементов: привнос железа +3 (36), титана (0,6), кальция (5,6); вынос алюминия (4,2), железа +2 (21), магния (7). Железистый метасоматоз куммингтонитовых пород сопровождается также привносом железа, но в значительно меньшем количестве: содержание общего железа в них составляет 29,7, а в магнетитовых кварцитах — 33,9% (табл. 15).

Таким образом, метасоматические преобразования амфиболовых пород сопровождались привносом железа и повышением роли кислорода к концу процесса.

3. Зона перехода пироксенитов в железистые кварциты. Перемещение компонентов при железистом метасоматозе пироксенитов, залегающих в виде останца среди железистых кварцитов, показано в табл. 15. Этот процесс сопровождается выносом практически всех петрогенных компонентов и привносом большого количества железа. Общее железо увеличивается до 37,7% по сравнению с 5% в исходной породе. При переходе железистых кварцитов в магнетитовую руду происходит дополнительный привнос железа; в этом случае выносятся в большом количестве только кремний.

Таблица 15

Изменение состава пироксеновой породы в процессе железистого метасоматоза на Петровском месторождении

Компонент	Вес. %			Колич. катионов в стандартной ячейке			Элемент	Привнос — вынос					
	Пироксенит	Магнетитовый железистый кварцит	Руда	1	2	3		Абсолютная разница в нонах			Относительная разница, %		
								1-2	1-3	2-3			
												1	2
SiO ₂	48,0	41,9	17,4	145,4	140	65	S	-5,4	-80,4	-85	0	3,5	55
Al ₂ O ₃	3,11	1,33	0,12	11,0	5,2	0,5	Al	-5,8	-10,5	-4,7	0	53,0	95
Fe ₂ O ₃	1,53	51,72	56,37	3,3	130,0	159,0	Fe ³⁺	+126,7	+155,7	+29	0	3840,0	4720
FeO	5,05	2,02	23,37	13	5,6	73	Fe ²⁺	-7,4	+60	+67,4	0	57	461
TiO ₂	0,16	0,03	0,03	0,4	—	—	Ti	-0,4	-0,4	—	0	100	100
CaO	21,40	0,4	0,20	70	1,4	—	Ca	-68,6	-69	-0,4	0	98	100
MgO	14,02	1,08	0,50	63	5,4	5	Mg	-57,6	-58	-0,4	0	91	92
MnO	0,08	0,01	0,09	0,2	—	0,2	Mn	-0,2	—	+0,2	0	100	—
SO ₃	0,048	0,026	0,243	—	—	—	S	—	—	—	0	50	100
P ₂ O ₅	0,11	0,051	0,037	—	0,2	—	P	-0,2	-0,4	-0,2	0	100	60
K ₂ O	0,35	—	0,10	1,3	—	0,5	K	-1,3	-0,8	+0,5	0	51	—
Na ₂ O	0,27	0,10	0,20	1,46	0,8	1,4	Na	-0,66	—	-0,6	0	100	—
H ₂ O ⁻	—	0,16	—	—	3,4	—	OH	+3,4	—	-3,4	0	100	100
H ₂ O ⁺	0,48	—	—	12	—	—	C	-12	-12	—	0	90	90
CO ₂	5,78	0,61	0,67	23	2,8	3,2		-20,2	-19,8	+0,4	0	—	—
Сумма: . .	100,39	99,43	99,73	—	—	—		—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,08	0,04	—	—	—	—		—	—	—	—	—	—
СоО	—	0,008	0,015	—	—	—		—	—	—	—	—	—
Объемный вес	3,04	3,50	3,74	—	—	—		—	—	—	—	—	—
Fe _{общ}	5,0	37,77	57,62	—	—	—		—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — мономинеральная пироксеновая порода (пироксенит), амфиболитизированная, карбонатизированная, гранитизированная (остаточные анализы среди железистых кварцитов), скв. 12876, глуб. 397 м, обр. 48; 2 — гематит-магнетитовый кварцит с реликтами куммингтонита, пироксена, скв. 12876, глуб. 382 м, обр. 42; 3 — существенно магнетитовая порода (руда), скв. 12876, глуб. 339 м, обр. 31. Анализы выполнены в тресте «Днепрогеология» А. В. Хазиман, Е. С. Назаровой.

Петрографическое изучение свидетельствует об интенсивном выщелачивании кварца и замещении его магнетитом. Изменение содержания общего железа выражается в следующих количествах: пироксенит 5, железистый кварцит 37,77, магнетитовая руда 57,62%.

4. Зона перехода гранат-биотитового сланца в магнетитовый кварцит с реликтами биотита и граната. Изменение состава гранат-биотитового сланца при окварцевании, магнетизации выражается в привносе кремния, железа, титана и выносе щелочных земель, щелочей и фосфора (табл. 16).

Изменения в сланце обусловлены поступлением сильно железистых растворов. При метасоматозе растворы обогащаются щелочными землями и щелочами. Вычисленное перемещение компонентов подтверждается и минералогическими преобразованиями в сланце: биотит и гранат разлагаются с выделением кварца. Образованию последнего способствует также дополнительный привнос кремния. Двухвалентное железо, содержащееся в биотите и частично гранате, переходит в магнетит, а значительный привнос Fe^{3+} растворами обуславливает массовое выделение магнетита. При метасоматозе не происходит полного удаления из породы Na, K, Mg, Ca, так как в железистых кварцитах всегда видны остатки выщелоченных силикатных минералов: граната, биотита.

ГЕНЕЗИС МАГНЕТИТОВЫХ И ГЕМАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ

Рассмотренные здесь минеральные преобразования рудовмещающих метасоматитов, особенности метасоматической зональности и расчет баланса привноса и выноса вещества свидетельствуют о проявлении следующих этапов гидротермального метасоматизма исходных пород (табл. 17).

Первый этап — натрово-железистый метасоматоз пироксенитов с образованием мономинеральных амфиболовых метасоматитов (рогово-обманковых и грюнеритовых пород). Метасоматическое замещение пироксена амфиболами протекало с привносом железа до 12% в условиях недостатка кислорода. Развитие роговой обманки сопровождалось также привносом натрия и алюминия.

Более поздние тектонические напряжения и диафторез выразились в появлении среди амфиболовых пород существенно биотитовых и гранат-биотитовых тонкосланцеватых пород, связанных с калиевым метасоматозом.

Второй этап характеризуется повышением кислотности растворов, что вызывает выщелачивание пироксена, амфиболов, биотита с выделением кварца. Освобожденное железо отлагалось здесь же в виде магнетита. При замещении кварцем крупных зерен амфибола реликты его сохраняют свою ориентировку и угасают одновременно, что указывает на спокойную обстановку метасоматоза, без катаклаза.

Выделение основной массы магнетита происходило в конечную стадию второго этапа с существенным привносом железа, путем метасоматического замещения темноцветных минералов и кварца. Гематит кристаллизовался, по-видимому, в эту же стадию, но позже магнетита. Железо при образовании магнетита и гематита могло мигрировать в виде бикарбонатов, хлоридов, комплексных соединений со щелочами и другими компонентами, следы воздействия которых обнаруживаются

Таблица 16

Изменение состава гранат-биотитового сланца в зоне развития магнетитовых кварцитов на Петровском месторождении

Компонент	Вес. %		Колич. катионов в стандартной ячейке		Эле- мент	Привнос — вынос		
	Сланец	Кварцит				Абсолют- ная раз- ница в ионах	Относитель- ная разни- ца, %	
			1	2			1-2	1
SiO ₂	56,83	61,09	164	181	Si	+17	0	10,4
Al ₂ O ₃	4,53	3,58	15	12	Al	-3	0	20
Fe ₂ O ₃	3,71	12,90	8	29	Fe ³⁺	+21	0	362,5
FeO	16,00	17,43	39	43	Fe ²⁺	+4	0	10,2
TiO ₂	0,29	0,46	0,7	1	Ti	+0,3	0	43
CaO	9,19	1,72	29	5	Ca	-24	0	362,5
MgO	5,78	1,44	25	6	Mg	-19	0	76
MnO	0,03	0,003	—	—	Mn	—	1	—
SO ₃	0,02	0,07	—	—	S	—	—	—
P ₂ O ₅	0,25	0,18	0,5	0,3	P	-0,2	0	40
K ₂ O	0,46	0,30	1,6	0,5	K	-1,1	0	70
Na ₂ O	0,62	0,36	3,5	0,9	Na	-2,6	0	74
H ₂ O ⁺	0,10	0,07	14	11	OH	-3	0	21,4
H ₂ O ⁻	0,68	0,46	14	11				
CO ₂	1,45	0,35	5,6	1,4	C	-4,2	0	75
Сумма	99,94	100,41						
NiO	0,018	0,018						
CoO	0,003	0,008						
Cr ₂ O ₃	0,014	0,003						
Объемный вес	2,93	3,0						
Fe _{общ}	15,02	22,57						

Примечание. 1 — существенно гранат-биотитовый сланец, окварцованный, магнетитизированный, скв. 12513, глуб. 273, обр. 50; 2 — магнетитовый кварцит, полосчатый с реликтами биотита и граната, скв. 12513, глуб. 273,1 м, обр. 50. Анализы выполнены в тресте «Днепрогеология» М. В. Бабич.

Таблица 17

Этапы метасоматоза и рудной минерализации ультрабазитов западной полосы Правобережного района (Кривбасс)

Порода	Дорудный этап: щелочно-железистый метасоматоз в процессе гранитизации			Рудный этап: железистый метасоматоз
	А	В	С	
Пироксен				
Обыкновенная роговая обманка				
Куммингтонит				
Щелочной амфибол				
Щелочной пироксен				
Биотит				
Гранат				
Кварц I генерации				
Кварц II генерации				
Магнетит				
Гематит				
Кварц гидротермальный				
Пирротин				

во вмещающих породах. Связь магнетитового оруденения со щелочным метасоматозом установлена И. И. Танатаром (1940).

Карбонатизация проявилась в заключительную стадию рудообразования и выразилась в формировании метасоматических строенийсодержащих карбонатных пород.

Полосчатость в железистых кварцитах вторична и наследует сланцеватость исходных метаультрабазитов, так как метасоматические процессы замещения кварцем и магнетитом, ориентированные по сланцеватости темноцветных минералов, распространялись вдоль ослабленных рассланцованных зон.

Толща железистых кварцитов по текстурно-структурным и динамическим особенностям минеральных агрегатов резко неоднородна. Линзы пироксенитов имеют массивно-зернистое строение со следами окварцевания и магнетитизации. Амфиболовые полоски и линзы обладают четкой кристаллизационной сланцеватостью, несут следы давления, катаклаза и являются ранними минералами по отношению к кварцу и магнетиту. Кварцевые и амфибол-рудные полоски — это новообразованные участки с массивной зернистой текстурой, где темноцветные минералы выступают как реликты. В кварце и магнетите стрессовые структуры отсутствуют.

Образование железистых кварцитов и наблюдаемую метасоматическую зональность в процессе двух этапов гидротермального метасоматоза в принципе можно объяснить, исходя из гипотезы восходящих гранитизирующих растворов П. Термье, развитой Д. С. Коржинским (1962) в результате магматического замещения меланократовых пород архейского субстрата под воздействием «сквозьмагматических растворов».

Рудовмещающие метаультрабазиты Петровского месторождения, залегающие в виде «останцев» среди мигматит-гранитов, испытали процессы гранитизации. Амфиболитизация и последующий калиевый метасоматоз, широко проявившийся в архейских ультрабазитах, отражают начальные стадии гранитизации. Меланократовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гранитоиды и белые кварциты к западу от Кременчугско-Криворожской подвижной зоны с «впаянными» в них останцами метаультрабазитов соответствуют промежуточным и завершающим стадиям гранитизации.

К завершающей и постгранитизационной стадиям относится формирование диафторитов за счет метаультрабазитов в зонах рассланцевания во внешнем фронте зоны гранитизации. В этих же зонах и в эти же стадии, по всей видимости, формировались и железистые кварциты Петровского месторождения.

Как видно из приведенного материала, гидротермально-метасоматическое преобразование ультрабазитов на Петровском и других аналогичных ему месторождениях западной полосы Правобережного района является частым звеном в ходе общего процесса гранитизации (Князев, Федоровская, Еременко, 1972; Князев, Федоровская, 1976).

Гранитизация и гидротермальный метасоматоз ультрабазитов и базитов, широко проявившиеся в Украинском щите в архее и протерозое, должны были сопровождаться выносом очень большого количества железа, магния, кальция, часть которых мигрировала в верхние зоны земной коры, положив начало крупным скоплениям железных руд и сопровождающих их диафторитов (амфиболовые, биотитовые, тальковые, тальк-карбонатные, хлоритовые и другие сланцы).

В целом процесс гранитизации во внутреннем ее фронте ведет к рассеянию и удалению рудных компонентов, а во внешнем — к их накоплению в зонах преимущественной циркуляции. При гранитизации исходные ультрабазиты и базиты постепенно и последовательно замещаются амфибол-биотит-полевошпат-кварцевой минеральными ассоциациями с выносом сильных оснований (кальция, магния, железа). Эти компоненты отлагаются в зонах диафтореза в заключительную стадию гранитизации.

Преимущественное отложение магнетита и гематита именно в железистых кварцитах, а не в других породах, обычно с некоторым отставанием во времени от кварца, возможно, обусловлено влиянием на осаждение железа пьезоэлектрических токов, возникавших в кварце под воздействием стресса в период рудообразования. Этим же можно объяснить частое нахождение других рудных минералов и золота в жильном кварце. Пьезоэлектрoактивен, по-видимому, в большей степени кварц, кристаллизовавшийся непосредственно перед отложением рудных минералов.

Значение естественных электрических токов в эндогенном рудообразовании рассмотрено на примере сульфидных месторождений (Князев, Сейфуллин, 1966; Карасев и др., 1969; Князев и др., 1969).

Выводы

1. Магнетитовые и магнетит-гематитовые железистые кварциты Петровского месторождения локализованы в зонах рассланцевания среди архейских гранитизированных ультрабазитов и метаультрабазитов. Контакты между ними нерезкие.

2. Вмещающие ультрабазиты подразделены на две группы: 1) ультрафербазиты ($M/F=3-4$); 2) железистые перидотиты ($M/F=0,2-1,7$) — аналоги каменных метеоритов. В позднем архее — раннем протерозое они подвергались процессам гранитизации, регрессивного метаморфизма и рудного метасоматоза в последовательности: исходные ультрабазиты → амфиболитизация → локальный натровый метасоматоз → биотитизация → фельдшпатизация → окварцевание → магнетитизация → локальная сульфидная минерализация.

3. В железистых кварцитах и в приконтактных с ними зонах широко и отчетливо развиты коррозионно-метасоматические структуры: замещение кварцем и магнетитом темноцветных минералов.

4. Полосчатые текстуры железистых кварцитов являются вторичными, наследующими сланцеватость исходных пород.

5. Состав темноцветных минералов, вмещающих метаультрабазитов и железистых кварцитов идентичен. Им свойственны также сходные элементы-примеси (кобальт, никель, титан, хром).

6. В составе железистых кварцитов выделено две ассоциации минералов: пироксен-амфибол-биотитовая (более ранняя, реликтовая) и кварцево-гематит-магнетитовая (более поздняя, новообразованная).

7. Подсчет баланса вещества при формировании метаультрабазитов в железистые кварциты показывает интенсивный привнос железа и в незначительном количестве — кремнезема. Все другие петрогенные компоненты (магний, кальций, калий, натрий) в процессе рудного метасоматоза выносились.

Таким образом, приведенный фактический материал свидетельствует о метасоматическом генезисе железистых кварцитов Петровского месторождения. Это классический пример эндогенного формирования железистых кварцитов за счет метаультрабазитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. О текстурах и структурах руд.—Проблемы советской геологии, 1934, т. IV, № 9.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Боголепов В. Г. Пересчет химических анализов горных пород при изучении метасоматических процессов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 1.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Заварицкий А. Н., Кваша А. Г. Метеориты СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Карасев А. П., Князев Г. И., Красников В. И., Сейфуллин Р. С. Влияние электрофизических свойств сульфидов и электрохимических явлений на процессы гидротермального рудообразования.—Геология и геофизика, 1969, № 11.
- Князев Г. И., Сейфуллин Р. С. К проблеме гидротермального сульфидного рудообразования.—Геология и геофизика, 1966, № 6.
- Князев Г. И., Решитко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12.
- Князев Г. И., Федоровская Л. И., Еременко М. А. Тектоно-метасоматические факторы образования железистых кварцитов Среднего Приднепровья.—Метасоматизм и рудообразование. Краткие тезисы к конференции. М., 1972 (ВСЕГЕИ).
- Князев Г. И., Федоровская Л. И. Процессы формирования докембрийских кварцево-магнетитовых метасоматитов Правобережного района Кривбасса.—Труды Первого Всесоюзного совещания «Металлогения докембрия», вып. 2. Ленинград, 1976.
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 1.
- Коробко Н. И., Мороз Н. И., Хитрон Б. Е. Геологическая позиция и промышленное значение Петровского месторождения железистых кварцитов.—Геологический ж. АН УССР, 1971, вып. 5.
- Нематов А. Определение орто- и парапород метаморфической серии методом треугольной диаграммы.—Узбекский геологический ж., 1969, № 4.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород, ч. II, т. 1. М., «Недра», 1966.
- Половинкина Ю. Ир., Розина Б. Б. Железистые кварциты Карсакпая.—Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1956, вып. 8.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.—Геохимия, 1959, № 3.
- Танатар И. И. Петрографическая и геохимическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросом их корреляции.—Уч. зап. Днепропетровского ун-та, 1940, т. XVII, вып. 1.
- Федоровская Л. И. Петрографические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения.—Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Гостехгеол издат, 1956.

М. Н. ДЭВН

О МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ ЧАРСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Чарская группа месторождений железистых кварцитов расположена на севере Читинской области в юго-восточной части Чарской глыбы и включает два основных участка: Сулуматский и Нижнесакуканский, а также несколько более мелких. По данным исследователей этого района, железистые кварциты входят в состав метаморфической толщи, которую одни геологи относят к чарской серии нижнего архея (Салоп, 1964; Щербакова, 1973), а другие — к борсалинской серии верхнего архея (Миронюк, 1967). Железистые кварциты входят в состав давачанской свиты чарской серии; рудоносные горизонты приурочены к крыльям (главным образом к восточному крылу) Дербегеляхского антиклинария и к синклиналям более высокого порядка в его центральной части (В. И. Колесников, В. С. Шурыгина, устное сообщение). Одни авторы рассматривали железистые кварциты как первично-осадочные образования (Щербакова, 1973), другие — как продукт перерождения ультраосновных пород (Шахов, 1967, 1969).

Метаморфические породы Чарской серии в сильнейшей степени изменены и замещены плагиогранито-гнейсами куандинского комплекса (PR₁), и по левобережью р. Чары от устья Нижнего Сакукана на юге до устья р. Торы на севере первые слагают среди вторых лишь сравнительно небольшие островки, занимая не более 10—15% общей площади. Железистые кварциты (называемые нами также магнетит-силкат-кварцевыми сланцами) залегают как среди пород метаморфической серии, так и среди плагиогранито-гнейсов; значительно реже — среди измененных ультраосновных и основных пород.

Железистые кварциты образуют тела пластовой, реже линзовидной формы. Рудоносные зоны, включающие первые десятки кулисообразно расположенных пластов и линз, вытянуты в субмеридиональном направлении и имеют протяженность от 10 до 25 км, а с перерывами прослеживаются на Сулуматском участке более чем на 60 км. Мощность таких рудоносных зон составляет от 10 до 400 м и в южной части Сулуматского участка достигает 1000 м, а мощность отдельных пластов и линз железистых кварцитов — от первых сантиметров до 40—50 м, изредка до 100 м. Коэффициент рудоносности колеблется от 0,05 до 0,8 и в среднем близок к 0,5. Обычно он уменьшается с увеличением общей мощности рудоносных зон.

Пласты железистых кварцитов залегают моноклинально, преобладают крутые углы падения. Реже пласты и линзы смяты в синкли-

нальные складки, ось которых обычно круто падает на север. Амплитуда структур составляет от десятков до первых сотен метров; наблюдаются мелкая складчатость и пloyчатость.

Наиболее типичные железистые кварциты Чарской группы состоят из примерно равных количеств магнетита, кварца и силикатов. Нередко количество магнетита понижается до 10 или повышается до 50 и даже до 80%, количество силикатов изменяется от 5 до 70% и кварца — от 20 до 70%. Изредка встречаются и бескварцевые разности.

Редко в породе встречается железная слюдка в количестве до 10—12%; мартит наблюдается часто, но его количество, как правило, не превышает 1—2%, в единичных случаях степень мартитизации магнетита повышается до 50—75%.

Из силикатов обычно встречается обыкновенная роговая обманка; с ней ассоциирует куммингтонит, широко распространены гиперстен и гранат (в основном в Нижнесакуканском и в южной части Сулуматского участков). Реже встречаются моноклинный пироксен, актинолит, антофиллит, биотит, хлорит, эпидот. Образование последних трех минералов всегда связано с наложенным низкотемпературным изменением породы.

В небольших количествах (обычно доли и до 1—2%) встречаются апатит, пирит, пирротин и лимонит, который развивается в основном по сульфидам, реже выполняет мелкие прожилки. Редко наблюдаются сфалерит, халькопирит, турмалин, сфен, кальцит, доломит, мусковит, циркон, ортит, арсенопирит.

В единичных знаках встречены в аншлифах и протопочках рутил, галенит, валлернит (?), монченит (?).

Железистые кварциты макроскопически представляют собой темно-серые, почти черные, мелко-, реже тонкозернистые породы с полосчатой, гнейсовидной, реже вкрапленной массивной текстурой.

Наиболее характерна ясная полосчатая текстура, где полосы, обогащенные магнетитом до 60—80, реже до 90%, чередуются с полосками, сложенными преимущественно кварцем. Магнетита в последних от 3 до 10%. Силикаты в одних случаях сосредоточены в слоях вместе с магнетитом, в других — вместе с кварцем, иногда равномерно распределены по породе. Наибольшее количество силикатов наблюдается в массивных или близких к ним разностях пород.

Ширина слоев 2—4 мм, но встречаются разности с большей (до 6—8 мм) или меньшей (до 1—2 мм) их шириной. Размер зерен минералов 0,2—0,6 мм, в тонкозернистых разностях он достигает сотых долей миллиметра и на отдельных участках — 1—2 мм.

Зерна магнетита имеют удлиненную форму. Отношение их наибольшего и наименьшего размеров чаще всего колеблется от 1,5 до 3. Отдельные зерна обнаруживают признаки идиоморфизма. Изредка наблюдается типичная или слабо выраженная сидеронитовая структура. В обедненных магнетитом слоях он обычно более мелкозернистый, здесь чаще встречаются идиоморфные зерна. В центральной части более крупных зерен пироксенов, амфиболов и граната наблюдается мелкая (до 0,01—0,02 мм) эмульсионная вкрапленность округлых зерен магнетита.

Породы метаморфической серии представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми мезолитовыми плагногнейсами, иногда с силлиманитом, ставролитом, кордиеритом, и связанными с ними постепенными переходами биотит-кварцевыми, амфибол-биотит-кварцевыми, гранат-

биотит-кварцевыми сланцами с переменным количеством плагноглаза, иногда с силлиманитом, ставролитом, кордиеритом, изредка с гиперстеном. В породах метаморфической серии залегают согласные тела амфиболитов, имеющие форму пластов или тонких линз. Нередко наблюдаются небольшие массивы перидотитов, пироксенитов и развивающихся по ним серпентинитов и анхимономинеральных амфиболовых пород иногда с небольшим количеством биотита, талька и магнетита. Ультрабазиты и замещающие их породы образуют тела, имеющие в плане форму толстых линз с тупыми ограничениями по простиранию. С ультрабазитами пространственно, по-видимому, и генетически связаны сравнительно мало распространенные тела эвлизитов и близких к ним пород переменного состава.

Железистые кварциты залегают среди гнейсов и сланцев метаморфической серии и реже в контакте с ультрабазитами главным образом в северной и средней частях Сулуматского участка. Замещающие породы рудной зоны почти повсеместно, хотя и с различной интенсивностью, подвергнуты милонитизации, катаклизму и последующему blastomylonitization, на больших участках они превращены в типичные blastomylonites.

Макроскопически такие разности напоминают тонкозернистые кварциты, часто с крупными порфиробластами новообразованного амфибола. В шлифах под микроскопом можно видеть, что минералогический состав основной ткани породы отвечает лейкократовому плагногнейсу. В более крупных реликтовых зернышках плагноклаза № 22—30 видны многочисленные пересекающиеся зонки дробления. Небольшие линзы таких blastomylonites, иногда будинированные, встречаются и внутри пластов железистых кварцитов обычно вблизи их контактов (рис. 1).

Железистые кварциты не несут при этом никаких следов милонитизации и, следовательно, образовались позднее, чем вмещающие их породы. Blastomylonites вблизи контактов с железистыми кварцитами часто пронизаны сетью прожилков магнетит-силикат-кварцевого, силикат-кварцевого и силикатного состава. Эти прожилки отходят от контактов с железистыми кварцитами и имеют близкий с ними минералогический состав. Реже наблюдаются более мощные (до нескольких дециметров) зоны типичных полосчатых железистых кварцитов, которые развиваются по брекчированным blastomylonites (рис. 2).

Подобные взаимоотношения железистых кварцитов и blastomylonites отмечались М. Т. Козловым (1969) на Кольском полуострове.

В южной части Сулуматского и на Нижнесакуканском участках плагногнейсы и развивающиеся по ним blastomylonites в основном замещены раннепротерозойскими плагногранито-гнейсами куандинского комплекса. Частичному замещению подвергаются и железистые кварциты, но последние проявляют к этому процессу значительно большую устойчивость, чем вмещающие породы, образуют реститы.

На контакте и вблизи контакта железистых кварцитов и плагногранито-гнейсов нередко развиваются пластообразные тела кварцевых, слюдисто-кварцевых, гранат-кварцевых, гранат-слюдисто-кварцевых и слюдисто-амфибол-кварцевых метасоматитов. Иногда в них встречаются силлиманит, ставролит и кордиерит. Некоторые разновидности этих пород по составу и по облику трудно отличить от соответствующих разновидностей сланцев метаморфической серии, единственно четкий критерий отличия — их возрастные отношения с куандинскими плагногранито-гнейсами, которые замещают сланцы метаморфической серии, но сами замещаются соответствующими метасоматитами.



Рис. 1. Реликты бластомилонитов, образовавшихся по лейкократовым плагиогнейсам среди железистых кварцитов. Последние не милонитизированы. $\times 20$.



Рис. 2. Пласт полосчатых железистых кварцитов, метасоматически развивающийся по зоне брекчирования в лейкократовых бластомилонитах. $\times 20$.

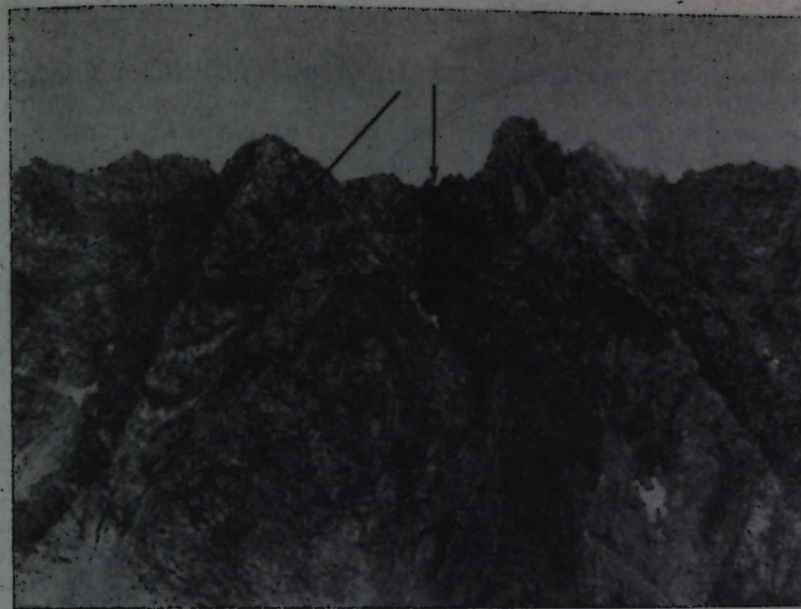


Рис. 3. Пластообразные и линзовидные тела железистых кварцитов (показаны стрелками) секут полосчатость плагиогранитизированных гнейсов. Вблизи левого края снимка — диабазовая дайка.

Наиболее широко представлены в различной степени окварцованные разновидности плагиогранито-гнейсов, образующие непрерывный ряд постепенных переходов к кварцевым метасоматитам с биотитом, реже с мусковитом и с силлиманитом в южной части Сулуматского участка в районе ключа Березовый. Полностью и неполностью замещенные породы в результате будинирования местами приобрели конгломератовидный облик.

Во всех разновидностях метасоматитов и в плагиогранито-гнейсах вблизи рудных зон в Сулуматском участке наблюдается турмалин, количество его в отдельных образцах достигает 10%.

В южной части Нижнесакуканского участка в гигантском обнажении, высотой до 500 м, видно секущее положение пластообразного тела железистых кварцитов к полосчатости плагиогранитизированных гнейсов (рис. 3).

От главной рудной зоны в породы лежащего бока отходит несколько апофиз. Вмещающие плагиогранитизированные гнейсы вблизи контактов с железистыми кварцитами интенсивно окварцованы, местами замещены гранат-кварцевыми метасоматитами. Вместе с тем в железистых кварцитах проявлена слабая мигматизация. По-видимому, плагиогранитизация имела место после образования железистых кварцитов, но последние подверглись ультраметаморфизму в меньшей степени, чем вмещающие гнейсы. Происхождение железистых кварцитов, образующих секущее тело, естественно, не может быть первично осадочным.

По всему окружающему району в плагиогранито-гнейсах наблюдаются многочисленные реликты амфиболитов. Их наименее измененные процессами ультраметаморфизма разности состоят из примерно рав-

ных количеств роговой обманки и плагиоклаза № 35—42 при отсутствии кварца.

Хорошо прослеживаются переходы от амфиболитов к биотит-амфиболовым меланократовым, а от последних — к обычным биотитовым мезолитовым плагиогранито-гнейсам. В одних случаях процесс плагиогранитизации развивается более или менее равномерно по всей массе породы, в других ему предшествует мигматизация. По субпараллельным прожилкам развивается лейкократовая неосома, одновременно палеосома подвергается раскислению, номер плагиоклаза снижается до 18—30, уменьшается количество темноцветных минералов, амфибол все в большей степени замещается биотитом, появляется кварц, и его количество плавно увеличивается от менее к более измененным разностям. В наиболее сохранившихся амфиболитах наблюдаются реликты офитовой, габбро-офитовой и порфино-офитовой структур, что говорит о происхождении амфиболитов за счет основных пород типа диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Принимая во внимание значительную крупность зерен минералов в этих реликтах (1—2,5 мм), вряд ли можно предполагать экструзивное происхождение указанных пород. Резкое различие в составе амфиболитов и замещающих их плагиогранито-гнейсов указывает на то, что формирование последних в данном случае не было изохимическим процессом. При замещении амфиболитов плагиогранито-гнейсами высвобождались большие количества железа и магния, что делает вполне правомерным предположение о формировании железистых кварцитов Чарской группы в результате процесса базификации (Судовиков, 1956; Коржинский, 1970; Жданов и Малкова, 1973; Казицын, Ланда, 1975).

Вынесенные при замещении амфиболитов и менее распространенных ультраосновных пород железо и магний переотлагались в ослабленных участках, которыми в первую очередь оказывались долгоживущие разломы, сопровождаемые зонами бластомилонитов.

Чаще наблюдается развитие метасоматических железистых кварцитов по лейкократовым бластомилонитам, образовавшимся за счет плагиогнейсов и сланцев, реже — по милонитизированным и катаклазированным ультрабазитам.

Последовательность основных этапов формирования пород представляется в следующем виде:

- 1) первично осадочные, вулканогенные (по-видимому, в основном силловые) и интрузивные породы архея;
- 2) формирование плагиогнейсов, амфиболитов и других пород в результате регионального метаморфизма и сравнительно слабо проявившегося ультраметаморфизма I (AR_1);
- 3) милонитизация и бластез I;
- 4) окварцевание I, образование метасоматических железистых кварцитов и мощная плагиогранитизация (PR_1);
- 5) милонитизация и бластез II;
- 6) окварцевание II, образование турмалина и позднего силлиманита;
- 7) образование пегматондов, микроклинизация;
- 8) локальный диафторез вдоль зон тектонических нарушений, сохранивших свою подвижность.

Наиболее сложный вопрос: все ли железистые кварциты Чарского района имеют метасоматическое происхождение? Эти породы имеют сходный облик, минеральный и химический состав (таблица) на уча-

Химический состав железистых кварцитов Чарской группы месторождений, вес. %

Компонент	11102	11112	11117	11123	11136	11139	11142	11148
SiO ₂	44,90	51,64	59,20	47,80	43,62	42,40	44,10	46,78
TiO ₂	0,17	0,10	0,17	0,17	0,20	0,37	0,30	0,30
Al ₂ O ₃	3,91	1,30	1,30	2,97	1,47	1,53	3,01	3,18
Fe ₂ O ₃	25,82	25,04	19,96	23,13	28,84	28,63	25,26	24,84
FeO	15,80	15,80	15,80	20,10	19,31	21,54	22,98	20,64
MnO	0,15	0,23	0,19	0,20	0,18	0,13	0,22	0,15
MgO	3,95	3,35	1,77	3,35	3,40	2,69	1,77	2,05
CaO	3,29	1,64	0,82	2,05	1,82	1,43	1,98	1,54
Na ₂ O	1,45	0,15	0,15	0,20	0,20	0,30	0,20	0,30
K ₂ O	0,30	0,20	0,10	0,20	0,35	0,40	0,18	0,25
P ₂ O ₅	0,19	0,11	0,09	0,10	0,16	0,18	0,18	0,12
S	0,10	0,017	0,022	0,03	0,04	0,07	0,07	0,05
ZrO ₂	0,003	0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003
ΣTP	0,004	0,004	0,004	0,006	He обн.	0,002	0,004	0,024
Cr ₂ O ₃	0,0017	0,0077	0,0031	0,0027	0,0016	0,0012	<0,001	0,0039
V ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
П. п. п.	0,02	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
Сумма . . .	99,95	99,56	99,55	100,27	99,55	99,60	100,30	100,15

Примечание. 11102 — железистые кварциты из северной части Сулуматского участка с явными признаками метасоматического происхождения; 11112, 11117, 11123 — железистые кварциты с Сулуматского участка без явных признаков метасоматического происхождения; 11136 — железистые кварциты из секущего тела, показанного на рис. 3 с Нижнесакуканского участка; 11139, 11142, 11148 — железистые кварциты с Нижнесакуканского участка без явных признаков метасоматического происхождения. Все пробы — групповые, каждая составлена из напесок рудовых бороздовых проб по одному пере-сечению рудной зоны. Анализы выполнены в Центральной лаборатории геологического управления.

стках, где явно видны признаки их метасоматического происхождения и там, где таких признаков нет.

Следует подчеркнуть, что следы метасоматического происхождения проявлены на контактах именно главного рудного тела в северной части Сулуматского участка, а в зоне бластомилонитов I лежит более двух третей длины рудной зоны этого участка.

Таким образом, наиболее вероятно, что первично осадочные или вулканогенно-осадочные железистые кварциты в Чарской группе метасоматитов отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

- Жданов В. В., Малкова Т. И. Происхождение железистых кварцитов зон базификации. Л., «Недра», 1973.
- Казинцы Ю. В., Ланда Э. А. Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме. — Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975.
- Козлов М. Т. Метасоматические железистые кварциты Кольского полуострова. — Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970.
- Миронюк Е. П. Новые данные по стратиграфии докембрия северо-западной части хр. Станового. — Докембрий восточных районов СССР. Л., «Недра», 1967.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. — Стратиграфия, т. 1. М., «Недра», 1964.
- Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- Шахов Г. П. Магнетитовые руды Чарской глыбы, их генезис и структурная позиция. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
- Шахов Г. П. Магнетитовые руды хр. Кодар, их вещественный состав, генезис и структурное положение. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1969, № 6.
- Щербакова И. П. Литологические и петрологические особенности железистых пород чарской серии архея в бассейне рек Саукан и Калар (Олекмо-Витимская горная страна). — Литология и осадочная геология докембрия. М., «Недра», 1973.

В. Б. БОЛТЫРОВ, В. М. БИРЮКОВ, В. Л. ПОЛЯКОВ

ЖЕЛЕЗОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Под железозносными метасоматитами понимаются горные породы, обогащенные в результате гипогенно-метасоматического замещения железом в форме рудных минералов (магнетита, ильменита, гематита и др.), содержание которых в среднем составляет 15—20%, а в промышленных скоплениях — 60—70%. Петрологическая особенность железозносных метасоматитов заключается в том, что их формирование сопряжено с процессами гранитизации (фельдшпатизации), сопровождающими региональный метаморфизм антиклинорных зон как на прогрессивном, так и на регрессивном этапах. Гранитизация первого из них имеет площадной характер и обусловлена привносом кремнезема, натрия, меньше калия и выносом магния, железа и кальция. Вынос оснований происходит преимущественно из плагиогнейсов и мигматитов субстрата, а их переотложение — в переслаивающихся с ними основных метаморфитах и мраморах, в результате чего по амфиболитам и амфиболитсодержащим гнейсам развиваются роговообманковые и биотит-роговообманковые метасоматиты, а по мраморам — кварц-диопсид-карбонатные, кварц-диопсид-плагиоклазовые и диопсид-плагиоклазовые породы, нередко содержащие скаполит. По минеральному составу эти породы близки к скарнам, а точнее к скарноидам, но отличаются от них не столько отсутствием характерных «скарновых» минералов, в том числе и рудных (магнетита, гематита и других), сколько площадным распространением, неоднородностью проявления и тесным переслаиванием с гранитизированными породами, что позволяет их отнести к железо-магнезиальным метасоматитам, или базификатам. Базификаты образуют преимущественно линзовидные прослои, согласные с ориентировкой линейно-плоскостных неоднородностей субстрата и имеют мощности до десятков и даже сотен метров при протяженности до нескольких километров.

Собственно железозносные метасоматиты образуются на регрессивном этапе, когда железо, выносимое из пород субстрата в результате локальной гранитизации (фельдшпатизации), связывается в магнетите, титаномagnetите и гематите. Например, некоторые массивы гранитоидов в участках порфиробластической микроклинизации пронизаны густой сетью тонких прожилков роговообманково-магнетитового состава, что обуславливает наличие над этими массивами положительных магнитных аномалий. Наиболее интенсивно порфиробластез магнетита проявляется в тех участках метаморфических комплексов, где базификация регрессивного этапа накладывается на базификаты прогрессивного этапа. В подобных случаях концентрация магнетита может до-

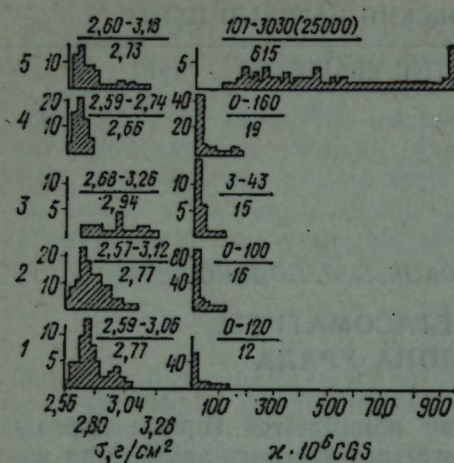


Рис. 1. Плотность и магнитная восприимчивость кристаллических сланцев. Гнейсы и амфиболиты комплекса основания (1), кристаллических сланцев обрамления (2), продуктов региональной базификации (3), плагиогранито-гнейсов (4), локальной базификации (5).

стиль размеров небольших месторождений (например, в пределах мурзинско-адуйского метаморфического комплекса).

Базификаты прогрессивного и регрессивного этапов существенно отличаются друг от друга физическими свойствами и магнитной восприимчивостью (рис. 1).

Образование железоносных метасоматитов регрессивного этапа протекает отчетливо стадийно. Так, на Милысайском рудопроявлении, расположенном в восточной части одноименного массива гранито-гнейсов талдыкского метаморфического комплекса в Мугоджарах, выделяется пять стадий метасоматического минералообразования: дорудная — микроклинизация, предрудная — «скарнирование» и окварцевание, рудная — альбитизация и образование магнетита, позднерудная — окварцевание и образование гематита и послерудная — образование хлорита и кальцита.

Порфиروبластическая микроклинизация, развивающаяся во всех породах субстрата — гранито-гнейсах, биотитовых и биотит-амфиболитовых гнейсах, аплито-гнейсах и амфиболитах, сопровождается образованием граната, обогащенного спессартиновым компонентом, эпидота и цоизита. Магнетит, присутствующий в метаморфических породах в виде мелких октаэдрических кристаллов размером до 0,5—1,0 мм, на предрудной стадии обрастает гранатом, замещаясь им, а также роговой обманкой и биотитом. В дорудную и предрудную стадии наблюдаются следующие изменения химического и минерального состава аплито-гнейсов субстрата: содержание Na_2O снижается от 4,1 до 1,75, а K_2O , наоборот, увеличивается от 1,36 до 5,5; содержание кварца увеличивается от 20—25 до 40—45, микроклина от 0 до 30, плагиоклаза, соответственно, уменьшается от 42,8 до 10, граната увеличивается от 0 до 5, а магнетита падает от 3—5 до 0,5 вес. % и меньше.

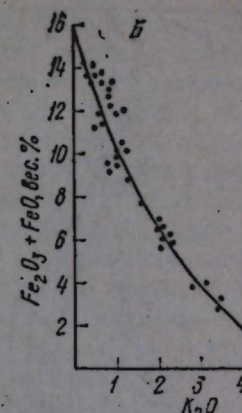
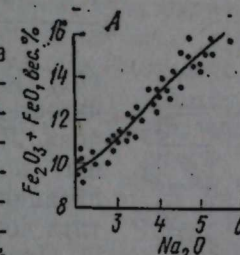
На рудной стадии микроклин замещается альбитом, биотит и гранат — мусковитом, а известковисто-магнезиально-железистая роговая обманка — натрийсодержащим амфиболом с освобождением из темноцветных минералов избыточного железа и титана и образованием магнетита и титаномagnetита. Магнетит образует порфиروبластические зерна октаэдрической формы размером до 3,5—5,5 мм и более и гнездообразные скопления и линзочки ксеноморфных зерен, не подчиненные общей полосчатости пород.

Различная роль микроклинизации и альбитизации в обогащении базификатов железом отражается в противоположных корреляционных связях между суммарным железом и окислами калия и натрия (рис. 2).

В позднерудную стадию развивается кварц и наблюдается замещение магнетита тонкопластинчатым гематитом.

Рис. 2. Соотношение суммарного железа и щелочей в железоносных метасоматитах (масштаб 1:10000).

А — натриевый, Б — калиевый этапы метасоматоза.



На рудопроявлении участка Скальный, расположенном в западной части Адамовского горст-антиклинория среди порфиритондов сингеосинклинального комплекса, дорудная стадия выражена плагиофельдшпатизацией. Порфиритонды представляют собой зеленовато-серые породы со сланцеватой текстурой. Структура пород под микроскопом порфировая, реликтовая, диабазовая или обломочная. Порфиروبласты альбита нередко сплющены в «очки», обтекаемые чешуйчатыми минералами, или катаклазированы. Основная ткань порфиритондов представлена тонкозернисточешуйчатым агрегатом, альбита, хлорита, кварца, эпидота, актинолита, лейкоксена, магнетита или пирита. При наложении плагиофельдшпатизации усиливается неоднородность состава и строения ткани. Плагиофельдшпатизация начинается с развития отдельных порфиروبластов кислого плагиноклаза (олигоклаз, реже кислый андезин), замещающего как «очковые» порфиروبласты альбита, так и зернистый кварц-альбитовый агрегат основной ткани. С усилением порфиробластеза в основной ткани порфиритондов начинается перекристаллизация, приводящая в конечном итоге и к минеральным преобразованиям: по актинолиту и хлориту начинает развиваться сине-зеленая роговая обманка, а при привносе калия — биотит. Структурно-текстурные и минеральные преобразования, сопровождающие плагиофельдшпатизацию, хорошо различимы визуально, и конечные продукты этих изменений в зависимости от содержания кварца, роговой обманки и биотита раньше диагностировались как «габбронды» (олигоклаз-андезин, роговая обманка, эпидот, цоизит), «диориты» (олигоклаз, хлорит, эпидот, актинолит), «плагиограниты» (олигоклаз, кварц, биотит, хлорит, эпидот). При плагиофельдшпатизации рудные минералы, в частности магнетит, содержащиеся в порфиритондах в виде акцессориев, как правило, разрушаются.

Предрудная стадия характеризуется образованием «скарноидов», сложенных в основном гранатом, эпидотом и цоизитом. Гранат-цоизитовая ассоциация в виде мелкозернистого агрегата развивается преимущественно вдоль сланцеватости порфиритондов, замещая все породообразующие минералы, в том числе и ранее образовавшиеся олигоклаз, биотит и сине-зеленую роговую обманку, вплоть до образования мономинеральных полос гранатитов и эпидозитов.

Рудная и позднерудная стадии характеризуются образованием кварц-магнетит-гематитовой ассоциации. Наблюдения над взаимоотношениями магнетита и гематита показывают, что последний образуется несколько позже магнетита, но так же, как и магнетит, в тесном сравнении с кварцем, что и позволило выделить две стадии: рудную и позднерудную. Руды сложены тонко- и реже мелкозернистым магнетитом и гематитом, обычно неяснополосчатые или линзовидно-полосча-



Рис. 3. Схема геологического строения Шабровского участка.

1 — серицит-кварцевые сланцы; 2 — хлоритовые сланцы; 3 — железоносные метасоматиты; 4 — метасоматические гранитоиды; 5 — плагиофельдшпатизация; 6 — серпентиниты; 7 — тальк-карбонатные породы; 8 — элементы залегания.

тые. Полосчатость руд согласна с полосчатостью гранат-диопсидовых «скарнов». Лишь изредка наблюдаются секущие полосчатость участки перекристаллизации, в которых размер зерен магнетита достигает 0,5—0,1 мм.

Приведем краткую характеристику Шабровских рудопроявлений, сформировавшихся в несколько иной геологической обстановке, чем железопоявления Милысайское и Скальное. Шабровские рудопроявления расположены в пределах

одноименной грабен-синклинали, имеющей северо-западное простирание и заключенной между Монетинско-Седельниковским и Сысертским горст-антиклинориями. Вмещающими породами являются кремнистые, углито-кремнистые, филлитовые, слюдисто-кварцевые сланцы, микрокварциты с прослоями мраморизованных известняков и мраморов, относимые нами к догеосинклинальному комплексу. Уровень регионального метаморфизма не поднимается выше филлитовой ступени фации зеленых сланцев. В районе рудопроявлений широко развиты основные и ультраосновные тела, залегающие согласно с вмещающими парасланцами и известняками и в результате наложенных метаморфогенно-метасоматических явлений превращенные в серпентиниты, тальк-магнезитовые, тальк-хлоритовые, хлорит-магнезитовые, хлоритовые породы и габбро-амфиболиты. Здесь же расположено известное Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня.

Схема геологического строения одного из участков Шабровских рудопроявлений приведена на рис. 3. Железоносные метасоматиты на этом участке образуют небольшие линзовидные тела мощностью 25—30 м и протяженностью до 300 м. На других участках размер железорудных тел достигает мощности 50—70 м при протяженности до 1,5 км. Рудоносные тела сложены тонко- и мелкозернистым кварцем (50—90%), магнетитом и гематитом (мартитом) — 10—50% и единичными чешуйками серицита. Для рудных тел характерна массивная или тонкополосчатая текстура. Полосчатость обусловлена чередованием рудных и нерудных прослоев, обычно маломощных (от долей миллиметров до 0,5 см), не выдержанных по простиранию и часто выклинивающихся. Под микроскопом отчетливо видно, что кварц в рудных прослоях замещается магнетитом (размер зерен до 0,1 мм), по которому в свою очередь развивается гематит (мартит). Мелкие зерна магнетита или обрастают гематитом с краев, или последний развивается в магнетите по тонким трещинкам. В крупных зернах мартита можно наблюдать также остатки незамещенных зерен магнетита.

Рудоносные тела непосредственно залегают среди кварцитов или серицит-кварцевых сланцев, содержащих 80—98% кварца, 2—3% сери-

цита, примесь тонкораспыленного графита, магнетита, гематита, рутила и пирита. Железоносные метасоматиты нередко имеют с вмещающими породами постепенные контакты. Вмещающие породы имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием светлых прослоев преимущественно кварцевого состава и темных прослоев, содержащих тонкораспыленный графит. В светлых прослойках размер зерен кварца обычно больше, чем в темных прослойках, в связи с развитием здесь вторичного метасоматического кварца, замещающего слюдистый минерал и способствующего отгонке углеродистого вещества в темные прослойки. Перераспределению подвергается и рудное вещество, в связи с чем в графитосодержащих прослойках можно видеть незначительную (не более 2%) концентрацию очень мелких (0,01—0,001 мм) зерен магнетита и более крупных (0,02—0,1 мм), но редких зерен гематита.

Кварциты и серицит-кварцевые сланцы, вмещающие железоносные метасоматиты, переслаиваются с магнетитосодержащими хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами. Магнетит в этих породах развивается как в виде мелких ксеноморфных зерен размером до 0,1—0,5 мм, так и в виде крупных (до 1,5 см) октаэдрических кристаллов.

Перечисленные выше породы и рудоносные метасоматиты располагаются по периферии узко вытянутого тела гранитоидов (см. рис. 3). Структурно-текстурная и минеральная неоднородности, полосчатость и признаки замещения в контактах с вмещающими породами свидетельствуют о метасоматической природе этих гранитоидов, развивающихся по кварцитам в результате плагиофельдшпатизации. Повышение геоизотерм в связи с наложением среднетемпературного метасоматического процесса на породы низкой ступени регионального метаморфизма привело к образованию в последних и в формирующихся по ним метасоматитах мелкочешуйчатого графита, граната и сине-зеленой роговой обманки. Вынос при плагиофельдшпатизации из магнетитосодержащих кварцитов и серицит-кварцевых сланцев железа и кремнезема привел к их перераспределению и осаждению в окружающих породах в виде железоносных метасоматитов.

Изучение железоносных метасоматитов восточного склона Урала только начато, но уже первые публикации¹ свидетельствуют о широкой распространенности их и потенциальной перспективности. Несмотря на то, что железоносные метасоматиты локализируются в породах, различных по возрасту, составу и уровню регионального метаморфизма структурно-стратиграфических комплексов, объединяет их то, что все они формируются сопряженно с процессами щелочного метасоматоза, фельдшпатизации (гранитизации), и первостепенную роль при их формировании играл режим кислотности — щелочности метасоматизирующих растворов.

¹ Г. А. Глушкова. Геология железистых кварцитов сысертско-ильменогорского гнейсового комплекса. — «Геология метаморфических комплексов Урала». Труды СГИ, 1976, вып. 127; Г. А. Глушкова, Г. А. Кейльман. Роль метаморфизма в формировании железистых кварцитов гнейсовых комплексов Урала. — «Метаморфогенное рудообразование». М., «Наука», 1977.

Ю. Д. ПАНКОВ, В. Б. СОКОЛОВ

ПРИРОДА МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВ ТАРАТАШСКОГО МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ИХ СВЯЗЬ С ЖЕЛЕЗИСТЫМИ КВАРЦИТАМИ

Особенностью многих месторождений железистых кварцитов, относимых к различным генетическим типам, является тесная связь их с пироксенитами и другими бесполовошпатовыми ультраосновными породами (Судовиков, 1964; Князев и др., 1969; Жданов, Малкова, 1974; Панков и др., 1974). Определение генезиса бесполовошпатовых ультраосновных пород имеет важное значение, так как в зависимости от него часто истолковывается и генезис самих железистых кварцитов.

В качестве примера можно привести эвлизиты: бесполовошпатовые высокожелезистые фаялит-гранат-пироксеновые образования, которые многими исследователями рассматриваются как метаморфизованные хемогенные железисто-кремнистые осадки (Судовиков, 1964). Само наличие эвлизитов в ассоциации с железистыми кварцитами часто является основанием для вывода о хемогенно-осадочной природе последних.

Другим характерным примером тесной связи железистых кварцитов с ультраосновными породами являются метасоматические пироксениты Кольского полуострова, генетически связываемые в одном метасоматическом процессе с формированием железистых кварцитов (Жданов, Малкова, 1974).

Тараташский мигматитовый комплекс Урала — также один из районов, где наблюдается тесная пространственная связь железистых (магнетитовых) кварцитов и бесполовошпатовых ультраосновных пород. Последние представлены здесь пироксенитами, бесполовошпатовыми амфиболитами, тремолит-актинолитовыми породами, серпентинитами и высокожелезистыми эвлизитоподобными породами. Все они вместе или порознь образуют небольшие (до $0,5 \times 1,5$ км) реликтовые тела среди мигматитов или слагают их палеосому. Общее количество ультраосновных пород в субстрате мигматитов составляет около 15%. Ниже приводится характеристика ультраосновных пород тараташского комплекса.

Пироксениты. Почти все они представлены ортопироксенитами. Редко встречаются двупироксеновые пироксениты, в которых клинопироксен (салит) играет обычно второстепенную роль, поэтому в дальнейшем эти породы будут рассматриваться вместе с ортопироксенитами. И, наконец, совсем редки в экзоконтактовых частях гранитных жил маломощные зоны клинопироксенитов, которые нами не рассматриваются.

Среди ортопироксенитов по железистости пород выделяются магнетиально-железистая (феррогиперстениты и гиперстениты) и железисто-

магнезиальная (бронзититы) группы пород. В дальнейшем для краткости феррогиперстениты и гиперстениты мы будем называть гиперстенитами. Эти последние представлены очень характерными анхимономинеральными крупно- и гигантозернистыми массивными скарноподобными породами. Ортопироксен — обычно гиперстен с железистостью 40—50%. Реже встречаются менее железистые ($F_{\text{общ}}$ до 30%) гиперстениты и совсем редко — феррогиперстениты с железистостью до 63% (табл. 1). Ни граната, ни оливина в парагенезисе с указанными гиперстенитами не установлено. Очень редко в гиперстенитах встречаются разности, содержащие клинопироксен, близкий к салиту (см. табл. 1). Из вторичных минералов в более железистых гиперстенитах развит обычно куммингтонит, а в более магнетиальных — роговая обманка (табл. 2, № 9, 10) и актинолит. Отличительной петрохимической особенностью гиперстенитов является бедность их хромом, никелем и кобальтом (табл. 2). Геологическое положение гиперстенитов вполне определено: они всегда приурочены к контактам тел магнетитовых кварцитов и в удалении от них не встречаются.

В группе бронзититов железистость химически проанализированных ортопироксенов колеблется около 20 (см. табл. 1). Однако, судя по железистости ($F_{\text{общ}} = 13—15$) пород (табл. 2), среди железисто-магнезиальных ортопироксенитов встречаются разности, близкие к энстатитам. Текстура пород почти всегда массивная. Размеры зерен пироксена около 1—2 см. Кроме бронзита и редко встречающегося салита, в бронзититах часто присутствует магнетиальный оливин ($+2V = 80—85^\circ$), соответствующий по составу форстериту. Количество его местами достигает 10—15%. Оливин образует мелкие (0,2—0,3 мм) округлые зерна, концентрирующиеся между зернами бронзита. Акцессорные минералы — мелкие зерна зеленой шпинели, магнетита и хромита. Очень характерным вторичным минералом бронзититов является роговая обманка, развивающаяся по бронзиту. По составу она отвечает паргаситу с железистостью 17—20% (см. табл. 1). При интенсивном развитии паргасита (30—50%), происходящем с привнесением кальция, глинозема и, по-видимому, титана, химический состав амфиболизированных бронзититов приближается к составу пикритов. Это дает основание некоторым исследователям рассматривать амфиболизированные бронзиты как метапикриты. Петрохимически бронзититы резко отличаются от гиперстенитов высокими содержаниями хрома, никеля и кобальта (табл. 2), близкими к содержанию этих элементов в альпинотипных ультрабазитах.

Бронзититы часто, как и гиперстениты, тесно ассоциируют с магнетитовыми кварцитами, при этом они всегда развиты на большем удалении от магнетитовых кварцитов, чем гиперстениты. Это хорошо видно на примере Ушатского рудопоявления (см. рис. 1 в ст. Ю. Д. Панкова и Г. М. Барабашкиной в настоящем сборнике), где линзы магнетитовых кварцитов залегают в центральной части сплошного тела ортопироксенитов, горизонтальная мощность которого 140 м. Большая часть этого пироксенитового тела сложена магнетиальными бронзититами с железистостью 13—15% и лишь на границе с магнетитовыми кварцитами установлена кайма магнетиально-железистых ортопироксенитов ($F_{\text{общ}}$ до 63%) мощностью до 1 м, иногда обогащенных магнетитом.

Как было показано ранее (Панков и др., 1974), такое зональное распределение ортопироксенитов по железистости связано с интенсивным железисто-кремнистым метасоматозом, сопряженным с плагииогранити-

Химические составы железо-магнезиальных силикатов из

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	46,66	0,04	1,08	2,01	45,58	0,19	3,58	0,36	—
2	47,90	0,07	1,17	1,54	44,04	0,12	4,64	0,39	—
3	49,08	0,06	0,91	1,43	35,21	0,25	11,80	0,62	0,11
4	50,96	0,12	0,98	1,36	25,86	0,67	18,95	0,84	—
5	52,03	—	1,54	1,92	22,69	0,61	20,79	0,54	—
6	52,92	0,05	2,98	1,57	12,03	0,29	28,70	0,49	0,09
7	54,57	—	2,24	1,98	10,91	0,36	29,83	0,26	—
8	50,78	0,32	2,34	2,39	10,23	0,34	12,95	19,26	0,60
9	41,64	0,50	16,10	5,82	12,50	0,15	10,10	9,69	1,96
10	44,30	1,50	9,47	4,57	11,24	0,25	13,32	10,97	1,44
11	45,40	0,54	12,06	2,82	4,96	0,13	17,39	11,80	1,85
12	46,64	0,59	11,12	2,36	5,31	0,15	17,46	11,75	1,50
13	52,72	0,61	4,14	1,13	6,57	0,15	17,60	13,13	0,59
14	43,92	0,85	13,38	1,61	4,82	0,15	16,95	11,98	2,04
15	30,76	Следы	0,60	3,09	63,34	0,06	1,75	Не обн.	—
16	30,39	Следы	0,50	2,75	64,05	0,06	1,67	Не обн.	—
17	36,78	0,02	20,32	1,23	37,65	0,20	1,33	2,94	0,04
18	37,27	0,05	21,16	1,50	34,31	0,50	1,69	3,70	—

Примечание. 1, 2 — эвлиты из эвлитовых пироксенитов с гранатом и фаялитом; 3 — ферро из гиперстени; 6, 7 — бронзиты из бронзититов с салитом, амфиболлизированных; 8 — салит из железистого; 10 — из гиперстени амфиболлизированного; 11 — из амфиболита бесполовошпатового литовой породы по пироксениту; 14 — актинолит из бронзитита актинолитизированного; 15, 16 — сенитов с гранатом и фаялитом.

зацией и накладывающегося по зонам деформаций на плагногранитизированные гранулитовые метаморфиты, прежде всего на маложелезистые ортопироксениты (бронзититы и энстатиты), локализованные обычно вдоль этих же зон деформаций. В результате железисто-крем-

Химический состав ультраосновных пород

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	43,24	0,22	1,94	7,73	39,88	0,19	4,20	1,05	0,08
2	49,90	0,19	5,39	10,80	26,50	0,04	3,52	1,49	1,16
3	49,20	0,16	2,04	2,54	30,73	0,40	12,92	1,00	0,17
4	53,15	0,06	2,00	2,85	21,22	0,18	17,61	1,23	0,24
5	53,80	0,34	2,16	1,40	17,94	0,13	16,78	2,59	0,10
6	47,90	0,33	6,10	3,40	9,80	0,11	24,00	4,22	0,54
7	43,38	0,38	7,31	10,84	1,57	0,12	25,36	3,42	0,18
8	46,73	0,40	6,33	6,40	6,45	0,15	23,21	3,85	0,43
9	50,38	0,28	4,26	4,13	6,04	0,25	20,49	9,73	0,32
10	43,22	1,08	13,73	3,98	12,09	0,29	11,40	8,58	1,05
11	44,30	0,47	13,00	2,00	10,50	0,21	12,10	10,60	1,46
12	46,99	0,38	6,49	3,84	6,88	0,07	25,74	2,40	0,26
13	41,60	0,27	4,29	6,25	4,31	0,11	28,80	4,31	0,64
14	50,28	0,41	5,59	3,61	6,48	0,13	19,80	8,68	0,40
15	46,76	0,49	8,00	2,58	7,05	0,12	22,40	5,60	0,52
16	42,26	0,33	3,69	7,17	5,25	0,20	29,20	3,64	0,12
17	39,70	0,03	0,20	5,22	1,04	0,04	39,60	0,30	0,20

Примечание. 1, 2 — эвлитовые пироксениты с гранатом; 3—5 — железистые гиперстени ванин биотитизированный; 8, 9 — бронзититы серпентинизированные; 10, 11 — амфиболит бес товый апопироксенитовый железисто-магнезиальный серпентинизированный; 14, 15 — апопироксени

ультраосновных пород тараташского комплекса, вес. %

K ₂ O	NaO	CoO	Cr ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	Сумма	F _{общ}	Ng	Np
—	—	—	—	—	99,77	87,0	1,784	1,754
—	—	—	—	—	99,87	84,1	1,764	1,751
0,05	0,02	<0,005	<0,005	0,22	99,77	63,4	1,772	1,724
—	—	—	—	—	99,38	45,0	1,738	1,708
—	—	—	—	—	100,12	39,7	1,706	1,693
<0,05	0,06	0,006	0,10	—	99,28	20,8	1,688	1,676
—	—	—	—	—	100,15	19,3	1,686	1,675
0,35	—	—	—	—	99,56	34,9	1,722	1,694
0,22	0,02	0,005	0,02	1,98	100,70	49,6	1,685	1,657
0,82	0,10	0,005	0,13	2,20	100,31	39,3	1,682	1,655
0,41	—	—	—	2,06	99,42	19,5	1,666	1,638
0,33	—	—	—	2,38	99,59	19,2	1,662	1,635
0,40	0,04	0,005	0,13	1,00	98,22	19,5	1,649	1,619
0,40	0,10	0,005	0,80	1,30	98,31	17,2	1,669	1,646
—	—	—	—	—	99,60	95,5	1,859	1,810
—	—	—	—	—	99,42	95,7	1,855	1,813
0,04	0,01	0,005	0,006	0,23	100,80	94,0	1,810	—
—	—	—	—	—	100,13	92,0	1,811	—

гиперстен из гиперстени железистого; 4 — гиперстен из гиперстени с салитом; 5 — гиперстен гиперстени с салитом; роговые обманки; 9 — из амфиболита бесполовошпатового магнезиально-железисто-магнезиального; 12 — из бронзитита амфиболлизированного; 13 — актинолит из актино-фаялиты из эвлитовых пироксенитов с фаялитом и гранатом; 17, 18 — гранаты из эвлитовых пирок-

нистого метасоматоза происходит формирование метасоматической зональности со следующими зонами (от центра к периферии): 1) пироксен-магнетитовые кварциты; 2) магнетитовые гиперстени; 3) гиперстени без магнетита; 4) бронзититы и энстатиты.

тараташского комплекса, вес. %

K ₂ O	P ₂ O ₅	NaO	CoO	Cr ₂ D ₃	П. п. п.	SO ₂	CO ₂	Сумма	F _{общ}
0,11	0,17	0,025	<0,001	0,06	0,77	0,05	Не обн.	99,66	86,2
0,98	0,07	0,006	<0,001	0,012	0,50	—	Не обн.	100,56	85,2
0,27	0,13	0,03	<0,002	<0,01	—	—	0,22	99,60	58,9
0,20	0,27	<0,02	<0,001	<0,01	0,50	0,1	0,2	99,51	43,1
0,42	0,08	<0,02	<0,001	<0,01	3,30	1,17	0,2	99,04	38,9
0,20	0,06	0,12	0,014	0,35	1,98	—	—	99,02	23,1
3,04	0,29	0,13	0,015	0,39	3,96	—	—	100,30	20,0
0,29	0,06	0,18	0,011	0,32	5,20	0,1	0,2	100,0	15,1
0,10	0,05	0,11	0,002	0,26	3,34	0,1	0,2	99,74	13,8
1,53	0,06	0,038	0,006	0,05	1,03	—	0,22	100,41	43,55
1,37	0,11	0,024	0,012	0,04	2,90	—	0,11	99,21	36,30
0,10	0,06	0,10	0,01	0,44	5,30	—	—	99,06	18,4
0,17	0,03	0,18	0,014	0,38	7,97	—	Не обн.	99,87	16,2
0,15	0,05	0,15	0,008	0,28	3,93	—	Не обн.	99,94	18,7
0,15	0,06	0,12	0,009	0,32	5,55	—	Не обн.	99,72	17,1
0,04	0,02	0,21	0,012	0,32	7,30	0,05	0,55	100,31	14,0
0,10	0,01	0,29	0,01	0,085	12,74	—	0,30	99,87	4,6

ты и гиперстени; 6 — бронзитит слабо амфиболлизированный; 7 — бронзитит слабо амфиболлизиро-половошпатовый апопироксенитовый магнезиально-железистый; 12, 13 — амфиболит бесполовошпа-товая тремолит-актинолитовая порода; 16, 17 — серпентинит апопироксенитовый.

Каждая более центральная зона замещает смежную внешнюю. В указанной зональности происходит уменьшение железистости ортопироксенов от центральных зон к периферическим и увеличение в этом же направлении содержания хрома, никеля, кобальта в зонах метасоматической колонки. Таким образом, гиперстениты тараташского комплекса, слагающие одну из зон метасоматической колонки, — типичные метасоматические образования; и они не могут рассматриваться как хемогенные железисто-кремнистые осадки.

Наряду с бронзититами, ассоциирующими с пироксен-магнетитовыми кварцитами, иногда магнезиальные бронзититы устанавливаются среди мигматитов вне всякой связи с телами магнетитовых кварцитов.

Амфиболиты бесполовошпатовые. Это массивные, реже с неясной плоскостной ориентировкой средне- или мелкозернистые породы. Среди них по железистости и особенностям минерального состава, так же как среди пироксенитов, выделяются магнезиально-железистая и железисто-магнезиальная группы. Амфиболиты первой группы сложены гастингситом, железистость которого обычно колеблется от 39 до 53% (см. табл. 2), редко встречаются более железистые ($F_{\text{общ}}$ до 63%) роговые обманки. Важно отметить, что в амфиболитах этой группы часто встречаются реликтовые участки гиперстенита или отдельные крупные зерна гиперстена ($N_g=1,712-1,724$; $N_p=1,698-1,710$), свидетельствующие о развитии бесполовошпатовых амфиболитов по гиперстенитам. По степени амфиболитизации от амфиболитизированных гиперстенитов до бесполовошпатовых амфиболитов наблюдаются постепенные переходы. Особо следует подчеркнуть, что наряду с гиперстенитами интенсивной амфиболитизации иногда подвергаются рудные магнетитовые гиперстениты. Конечным продуктом этого процесса являются магнетитовые бесполовошпатовые амфиболиты.

Так же как для гиперстенитов, для бесполовошпатовых амфиболитов этой группы характерны низкие содержания хрома, никеля, кобальта (рис. 2). Все сказанное не оставляет сомнений в том, что магнезиально-железистые бесполовошпатовые амфиболиты в подавляющей своей массе образуются при амфиболитизации магнезиально-железистых ортопироксенитов¹. Это подтверждается и геохимическим положением рассматриваемых бесполовошпатовых амфиболитов. Они почти всегда развиты вблизи магнетитовых кварцитов.

Железисто-магнезиальные бесполовошпатовые амфиболиты сложены светло-зеленой (в шлифах) роговой обманкой с железистостью 17—20% (см. табл. 1), относящейся к магнезиально-железистому паргаситу ($Mg=1,652-1,653$; $N_p=1,636-1,642$; $+2V=80-86^\circ$). В амфиболитах часто отмечаются реликтовые участки бронзитита, а также реликты крупных кристаллов ортопироксена, который, по оптическим данным ($Mg=1,681-1,690$; $N_p=1,668-1,677$; $-2V=78-86^\circ$), соответствует бронзиту и энстатит-бронзиту. Часто встречается оливин, близкий по составу к гялосидериту ($N_g=1,772$; $N_p=1,748$; $+2V=81-85^\circ$). Редко устанавливается антофиллит ($-2V=65-68^\circ$). Из акцессорных минералов типична зеленая шпинель. Очень характерная осо-

¹ Кроме апопироксенитовых бесполовошпатовых амфиболитов в районе отмечаются мелкие обособления магнезиально-железистых бесполовошпатовых амфиболитов, образовавшихся при базификации в связи с процессами гранитизации, не имеющие, по видимому, широкого распространения.

бенность наиболее магнезиальных пород группы, надежно отличающая их от более железистых, — интенсивно проявленная лизардитизация амфиболитов, приводящая иногда к образованию лизардитовых серпентинитов. Петрохимически (см. табл. 1, № 12, 13) по содержаниям магния, железа, хрома, никеля и кобальта бесполовошпатовые амфиболиты этой группы близки к бронзититам. Приведенные данные говорят о том, что железисто-магнезиальные амфиболиты этой группы развиваются за счет бронзититов.

В отличие от магнезиально-железистых, железисто-магнезиальные бесполовошпатовые амфиболиты развиты как на месторождениях магнетитовых кварцитов, так и вне связи с ними. Важно отметить, что в первом случае они всегда устанавливаются на большем расстоянии от магнетитовых кварцитов, чем магнезиально-железистые. Наиболее полный разрез, где наблюдается такая закономерность, установлен в карьере месторождения Радостного на горизонте 470 м. Здесь к югу от магнетитовых кварцитов развиты магнезиально-железистые бесполовошпатовые амфиболиты, на контакте с кварцитами обогащенные магнетитом. Еще дальше к югу залегают железо-магнезиальные бесполовошпатовые амфиболиты. Наиболее магнезиальные разновидности этих последних, расположенные в конце разреза, часто интенсивно серпентинизированы и местами превращены в лизардитовые серпентиниты. Во всех типах амфиболитов и в серпентинитах отмечаются реликты ортопироксенитов и отдельных крупных зерен ортопироксена.

Тремолит-актинолитовые породы развиты на многих месторождениях тараташского комплекса, но особенно широко на его севере (Тахтинское, Куватальское и другие месторождения).

Они представляют собой массивные мелкозернистые образования, состоящие главным образом из актинолита с подчиненным развитием тремолита. Иногда присутствует хромит (до 2,0%). Актинолит представлен обычно маложелезистой ($F_{\text{общ}}$ 17,2—19,5%) разновидностью (см. табл. 1); оптические данные: $N_g=1,641-1,669$; $N_p=1,609-1,646$; $-2V=77-88^\circ$. Местами в породах наблюдаются реликтовые участки крупнозернистых бронзититов и отдельные кристаллы магнезиальных ортопироксенов. Актинолит отчетливо замещает ортопироксен. Установлены также случаи развития тремолита и актинолита по магнетитовым бронзититам с образованием магнетитовых тремолит-актинолитовых пород. По всей вероятности, тремолит-актинолитовые породы развиваются преимущественно по ортопироксенитам с невысокой железистостью. Это подтверждается петрохимической близостью тремолит-актинолитовых пород с бронзититами и, в частности, высокими содержаниями в них магния, хрома, никеля, кобальта и низкими концентрациями железа (см. табл. 2, № 14, 15). Апобронзититовые тремолит-актинолитовые породы установлены также вне связи с месторождениями магнетитовых кварцитов, где они слагают палеосому мигматитов.

Серпентиниты образуют маломощные (от долей метра до первых десятков метров) тела среди бронзититов, особенно магнезиальных. Часто они наблюдаются также среди наиболее магнезиальных апобронзититовых бесполовошпатовых амфиболитов. Реликты таких амфиболитов и бронзититов, а также их минералов постоянно наблюдаются в серпентинитах. Серпентин (главным образом лизардит, реже антигорит) интенсивно замещает ортопироксен и оливин с образованием пестчатых лизардитовых серпентинитов. Установлены случаи образо-

вания магнетитовых серпентинитов по магнетитовым бронзититам повышенной магнезиальности.

Для реликтовых минералов серпентинитов определены следующие константы:

	2V	cNg
Оливин	—84,86	16—20
Ортопироксен	—84, —85, +85	—
Амфибол	+84,86	—

По этим данным, оливин соответствует форстериту, ортопироксен — магнезиальному бронзиту и энстатиту, а амфибол — паргаситу. Микроскопическое изучение серпентинитов показывает, что исходными породами для них, наряду с магнезиальными бронзититами, являлись еще менее железистые пироксениты, по-видимому, относящиеся к энстатитам. Эти последние из-за легкой подверженности диафторическим изменениям в чистом виде в тараташском комплексе встречены не были. Вывод о том, что исходными породами для серпентинитов, наряду с магнезиальными бронзититами, были также и энстатиты, подтверждается химическим составом серпентинитов (см. табл. 1, № 16, 17), а также низкими значениями железистости этих пород, колеблющейся от 4,6 до 14%. В пределах месторождений серпентиниты обычно развиты на большем удалении от тел магнетитовых кварцитов, чем все описанные ранее метаультрабазиты. Вдали от месторождений они обнаруживаются в составе палеосомы мигматитов.

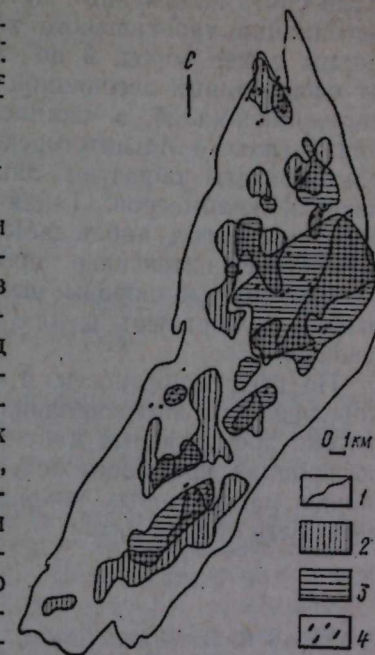
Из приведенного описания бесполовошпатовых амфиболитов, тремолит-актинолитовых пород и серпентинитов видно, что все эти породы образуются по пироксенитам, главным образом — по ортопироксенитам соответствующего по железистости состава. Описанные апопироксенитовые диафториты по своей железистости зонально располагаются около тел магнетитовых кварцитов, отражая тем самым более раннюю околорудную зональность, существовавшую в пироксенитах.

Эвлизитоподобные породы. В заключение анализа метаультрабазитов тараташского комплекса следует сказать об эвлизитоподобных породах. Эти образования развиты здесь очень локально и всегда связаны с безрудным окварцеванием, накладывающимся обычно на руды и околорудные гиперстениты. При этом образуются маломощные (до 20 см) зоны безрудных метасоматических кварцитов, обогащенные высокожелезистым ($F_{\text{общ}}$ до 96) гранатом и иногда также очень железистыми орто- и клинопироксенами. Железистость ортопироксена в кварцитах 83—86, а клинопироксена — 79,6%. На границе с такими кварцитами в гиперстенитах, в том числе и в магнетитовых, происходит резкое повышение железистости ортопироксена (см. табл. 1) с образованием максимально железистых эвлитовых пироксенитов (см. табл. 2), которые часто обогащены (до 30—40%) мелкими (до 1 мм) зернами даялита (см. табл. 1) и высокожелезистого граната (см. табл. 1). В результате около метасоматических гранат-пироксеновых кварцитов образуются реакционные зоны метасоматических эвлизитоподобных пород, которые так же, как и гиперстениты, не имеют ничего общего с апоосадочными эвлизитами.

Таким образом, изучение истории минералообразования в метаультрабазитах тараташского комплекса показывает, что исходными образованиями для всех типов рассмотренных метаультрабазитов явились маложелезистые ортопироксениты, по составу близкие к магне-

Гравимагнитная схема тараташского комплекса.

1 — граница комплекса по геологическим данным, 2 — локальные положительные гравиметровые аномалии Δg с радиусом осреднения 1 км, 3 — контуры положительных аэромагнитных аномалий ΔT по изолиниям 5,5 м э., снятые с плана изодинам ΔT ($h=500$ м), 4 — месторождения и рудопроявления магнетитовых руд.



зиальным бронзититам и энстатитам и представляющие собой ультраосновные гранулитовые метаморфиты. Впоследствии в связи с кремнисто-железистым метасоматозом и образованием магнетитовых руд часть исходных маложелезистых пироксенитов была перекристаллизована с образованием околорудных более железистых пироксенитов — железистых бронзититов, гиперстенитов и феррогиперстенитов. Несколько позже, по-видимому в тесной связи с тем же процессом, произошло образование эвлизитоподобных пород. В начальную стадию более поздней кали-натриевой гранитизации, накладывающейся на руды, устанавливается интенсивный высокотемпературный диафторез пироксенитов с образованием бесполовошпатовых амфиболитов различной железистости. И, наконец, в заключительный этап минералообразования в метаультрабазитах наблюдаются низкотемпературные диафторические изменения, приводящие к образованию тремолит-актинолитовых пород и серпентинитов.

На геологической карте тараташского комплекса хорошо видно, что метаультрабазиты среди мигматитов развиты не по всей площади комплекса, а сконцентрированы преимущественно в нескольких зонах северо-восточного простирания. Наиболее крупная зона прослеживается от месторождения Куватал на северо-востоке до месторождения Радостное на юго-западе. Именно к этим зонам, обогащенным метаультрабазитами, и приурочены почти все месторождения и рудопроявления магнетитовых кварцитов комплекса. Особенно наглядно тесная связь высокоплотных (метаультрабазиты) и высокомагнитных (магнетитовые руды) образований выявляется при сравнении гравиметровых и магнитных карт (см. рисунок). Из сравнения (см. рисунок) видно, что зонам, насыщенным метаультрабазитами, соответствуют цепочки вытянутых локальных гравиметровых аномалий, сопряженных с магнитными аномалиями, интенсивность которых увеличивается пропорционально радиусу палеток, применяемых при трансформации, что свидетельствует об увеличении количества плотных пород (метаультрабазитов) в рассматриваемых зонах на глубину.

Кроме магнезиальных пироксенитов, первичный субстрат мигматитов представлен дупироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами основного состава, метагабброндами и графитовыми кварцитами, т. е. породами в совокупности представляющими собой метаморфизованную офиолитовую ассоциацию (Панков, 1977). С этим выводом хорошо увязывается магнезиальный характер ультраосновных гранулитовых метаморфитов, наиболее сохранивших свой исходный состав.

Если снять наложенный метаморфизм и гранитизацию, то офиолитовая ассоциация тараташского комплекса и по химическому составу входящих в нее пород, и по строению не будет существенно отличаться от офиолитовых ассоциаций более молодых слабо метаморфизованных эвгеосинклиналей, в частности от палеозойской офиолитовой ассоциации Тагильско-Магнитогорского прогиба Урала. Внутри этой последней ультрабазиты образуют линейные зоны, простирающиеся на многие десятки километров. Такая же картина в распространении ультраосновных пород наблюдается и в тараташском комплексе. Только вследствие интенсивно проявленных мигматизации и гранитизации ультраосновные породы выполняют пространство этих зон не непрерывно, а образуют в них реликтовые участки среди мигматитов и гнейсов.

По всей вероятности, в тараташском комплексе мы имеем дело с дорифейскими эвгеосинклинальными отложениями и связанными с ними зонами протрузивных мантийных ультрабазитов, которые позднее контролировали кремнисто-железистый метасоматоз, приведший к образованию магнетитовых кварцитов и околорудной метасоматической зональности вблизи них.

ЛИТЕРАТУРА

- Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л., «Недра», 1974.
- Князев Г. И., Решитко В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 126.
- Панков Ю. Д. Сравнительная характеристика геологического развития палеозойского Ильменогорского и протерозойского тараташского мигматитовых комплексов. — Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по метаморфизму, ч. 1. Свердловск, 1977.
- Панков Ю. Д., Петров В. И., Гогоулан А. М., Керасилов В. А. О формировании магнетитовых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале. — Проблема метаморфогенного рудообразования. Тезисы докладов II Межведомственного научного совещания. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.

В. Н. ЛУКОШКОВ

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

В сланцевом обрамлении гнейсово-мигматитовых комплексов восточного склона Урала нередко в сходной геологической обстановке отмечаются образования типа железистых кварцитов, гондитов и родонитов (рис. 1).

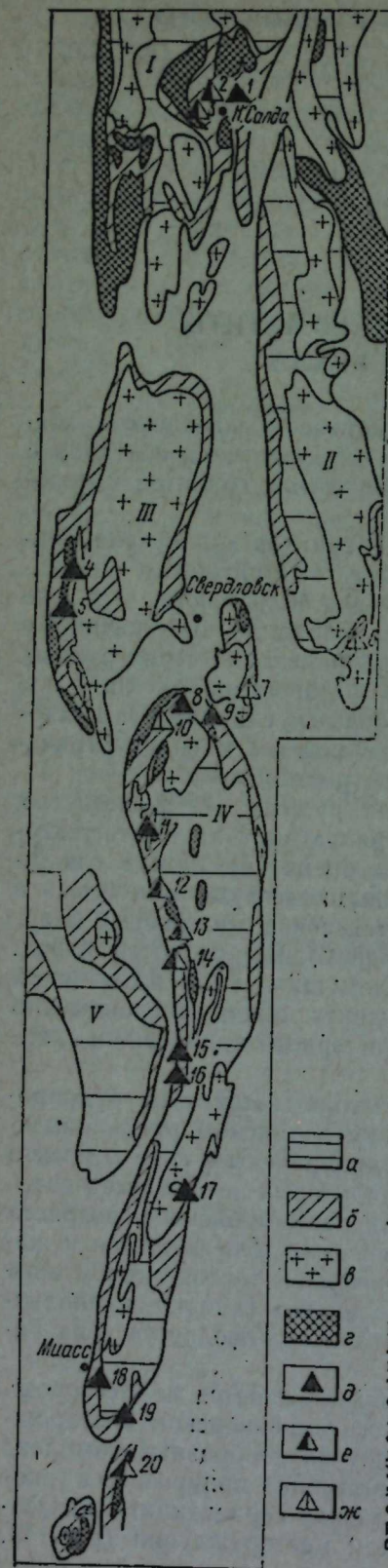
Для некоторых рудных тел железистых кварцитов характерна приуроченность к тектоническому контакту между кварцитовыми сланцами и серпентинитами, для других и, вероятно, для большинства — к зоне контакта химически неоднородных пород, как правило, осложненному тектоникой. Так, на Северо-Шабровском рудопроявлении серия рудных тел железистых кварцитов прослеживается по простиранию на 4 км вдоль контакта между слюдястыми кварцитовыми сланцами и мелкозернистыми амфиболитами. Здесь же по результатам магнитометрической съемки фиксируется тектоническая зона (рис. 2).

На Сидоркинском рудопроявлении серия рудных тел железистых кварцитов также прослеживается по простиранию на 4 км вдоль тектонической зоны (фиксируется тектонической брекчией) между слюдястыми сланцами и зеленокаменно измененными эффузивами. Здесь в коренных обнажениях отчетливо наблюдается связь железистых кварцитов с измененными эффузивами через переходные разности пород.

На Черемшанском рудопроявлении маломощное тело железистых кварцитов приурочено к тектоническому контакту между зеленокаменно измененными эффузивами с одной стороны и серицит-кварцевыми сланцами — с другой.

Аналогичная геологическая обстановка наблюдается и на рудопроявлениях гондитов. Так, на Нижне- и Верхнесалдинском рудопроявлениях тела гондитов и железистых гондитов приурочены к зоне контакта зеленых амфибол-эпидотовых, слюдясто-эпидотовых и слюдясто-кварцитовых сланцев предположительно верхнедокембрийского возраста (рис. 3). На Западно-Иткульском рудопроявлении тело гондитов и железистых гондитов длиной до 400 м приурочено к тектонической зоне между графитистыми кварцитовыми и зелеными (хлорит-актинолит-эпидотовыми и другими) сланцами; то же самое наблюдается и на Генеральском рудопроявлении.

Несколько иная геологическая обстановка отмечается на месторождениях родонитов. На Кургановском и Малоседельниковском месторождениях тела родонитов (здесь имеется в виду разнообразный комплекс пород, слагающий рудные тела этих месторождений) приурочены к узкому клину кварцитовых сланцев, зажатою между серпентинитами. Особо отчетливо это видно на Кургановском месторождении (рис. 4).



В составе данного ряда пород (железные кварциты — гондиты — родониты) наибольшей простотой характеризуются первые. Во всех трех основных разновидностях железистых кварцитов — магнетитовых (мартитовых), магнетит-гематитовых и железно-слюдяных, кроме кварца и магнетита, спорадически и, как правило, в малых количествах отмечаются серицит, мусковит, хлорит; эпидот и альбит встречаются чаще в переходных к вмещающим породам разностях. Примечательно для них наличие граната (от единичных зерен до первых процентов) в большинстве своем марганцовистого, что подтверждается химическими анализами. Железистые кварциты с гранатом Уст-Шайтанского, Мокрогорского, Сидоркинского и Черемшанского рудопоя содержат повышенное количество окиси марганца в сравнении с безгранатовыми их разностями (табл. 1, № 1—3, 14—16, 18). Гранат из железистых образований Северо-Шабровского рудопоя спессартиновый, а Сидоркинского — альмандин-гроссулар-спессартиновый (табл. 2, № 1—2).

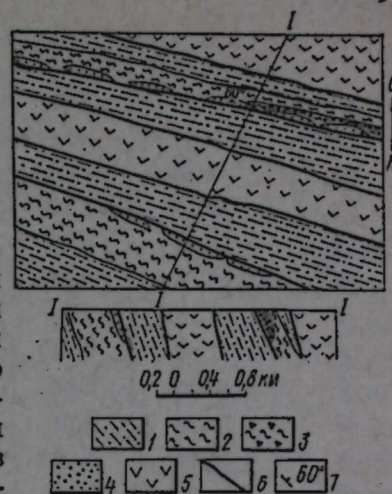
Сложный состав имеют гондиты. Наряду с кварцем, нередко криптомикристаллическим и тончайшим (сотые и тысячные доли миллиметра), марганцовистым гранатом (табл. 3), составляющих их основную массу, в них в переменных количествах присутствуют эпидот, мусковит, биотит, хлорит, амфибол, карбонат, альбит, апатит, окислы и гидроокислы марганца. Для всех без исключения рудопоявлений от Салдинских на севере до Темирского на юге характерно наличие железистых разностей (железистые гондиты), с содержанием железистых рудных минералов от 10 до 60% (см. табл. 3).

Рис. 1. Железистые кварциты, гондиты и родониты на восточном склоне Урала.

Гнейсово-мigmatитовые комплексы: I — Салдинский, II — Мурашинский, III — Исетское поднятие, IV — Сысертьско-Ильменогорский, V — Уфалейский; а — гнейсово-амфиболитовые толщи, б — сланцевые толщи, в — гранитные интрузии, г — серпентиниты, д — рудопоявления железистых кварцитов: 1 — Уст-Шайтанское, 4 — Тарасовское, 5 — Мокрогорское, 8 — Горнощитская группа, 9 — Шабровская группа, 11 — Поддвинское, 15 — Сидоркинское, 16 — Черемшанское, 17 — Увильдинское, 18 — Миасское, 19 — Игнское; е — рудопоявления гондитов: 2 — Нижнесалдинское, 3 — Верхнесалдинское, 12 — Западно-Иткульское, 13 — Вязовское, 14 — Генеральское, 20 — Темирское; ж — месторождения родонитов: 6 — Баженовское (Гагарское, Черемшанское), 7 — Мало-Седейниковское, 10 — Кургановское.

Рис. 2. Схема геологического строения Северо- и Южно-Шабровского рудопоя.

1 — слюдяные кварцитовые сланцы, 2 — мелкозернистые амфиболиты, 3 — магнетит-хлоритовые сланцы, 4 — железистые кварциты, 5 — серпентиниты, 6 — тектонические нарушения, 7 — элементы залегания.



Эти минералы представлены незамещающими друг друга магнетитом и (или) гематитом (рис. 5, 6). Обычен для всех рудопоявлений порфириобластический магнетит как для железистых, так и для нежелезистых разностей гондитов. Часто в железистых гондитах наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием рудных и рудно-гранатовых прослоек с кварц-гранатовыми. В них, как правило, содержится повышенное количество окиси марганца (см. табл. 3, № 13—15, 18—21). Гранат гондитов сложного состава, но повсеместно существенно марганцовистый (см. табл. 2, № 3, 6, 7). Альмандиновый состав граната из слюдяно-кварцевых сланцев Западно-Иткульского рудопоя свидетельствует о принадлежности их к вмещающим породам (см. табл. 2, № 5).

Не менее сложный состав имеют образования родонитовых месторождений. Обычно их слагают пятнистоокрашенные породы, характеризующиеся переменными содержаниями кварца, родонита, спессартина, эпидота, бустамита, тефронита, родохрозита, тремолита, актинолита, кальцита, окислов и гидроокислов марганца. Для них содержания окиси марганца постоянно высокие (табл. 4). Гранат существенно спессартинового ряда (см. табл. 2, № 8) развит в них повсеместно. Следовательно, в образовании данной группы пород уже основную роль играл марганец в силикатной и окисной формах.

Таким образом, охарактеризованные три группы пород являются следствием железо-марганцевого процесса, приводящего к образованию генетически связанного ряда. В зависимости от роли железа и марганца в нем, железистые кварциты и родониты оказываются здесь крайними членами этого ряда, а гондиты — промежуточными.

Для суждения о генезисе железо-марганцевых образований восточного склона Урала следует учесть следующие данные. Линзовидной и неправильной формы рудные тела их залегают в толщах различного возраста, более того, как правило, они приурочены к тектонически ос-

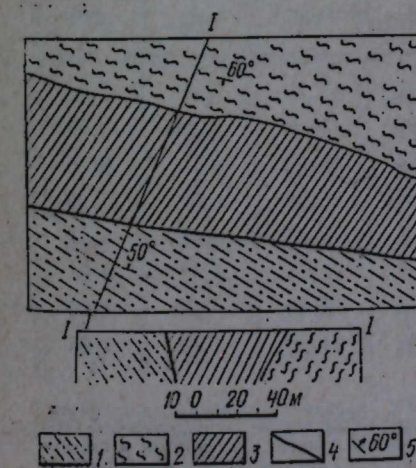


Рис. 3. Схема геологического строения Нижнесалдинского рудопоя.

1 — слюдяно (мусковит)-кварцитовые сланцы графитистые, 2 — согласное переслаивание эпидот-кварцевых и биотит-амфибол-эпидот-кварцевых сланцев, 3 — гондиты, 4 — тектонические нарушения, 5 — элементы залегания.

Химический состав

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	88,86	0,06	1,42	4,48	4,18	0,39	0,24
2	80,72	0,04	1,56	14,13	2,35	0,65	0,20
3	65,94	0,08	1,33	22,17	8,32	1,10	0,77
4	86,30	0,01	0,27	10,42	1,47	0,01	0,08
5	88,62	0,01	0,22	6,27	3,68	0,09	0,07
6	77,62	0,01	0,22	17,26	3,82	0,07	0,05
7	10,45	0,05	0,79	60,86	25,29	0,19	0,48
8	71,72	0,01	0,39	22,53	3,67	0,03	0,18
9	68,80	0,02	0,36	24,74	4,64	0,02	0,08
10	34,20	0,08	0,85	59,46	2,96	0,05	0,25
11	69,80	0,04	2,05	21,33	6,09	0,05	0,12
12	77,60	0,05	1,38	18,30	2,16	0,08	0,12
13	72,20	0,04	2,52	16,57	5,90	0,22	0,16
14	46,58	0,45	14,19	12,48	4,90	1,31	1,30
15	56,50	0,51	12,53	8,33	4,03	1,38	0,96
16	41,32	0,49	13,50	15,77	6,84	1,45	0,80
17	58,50	0,63	15,17	5,36	3,60	0,35	4,55
18	45,16	0,70	11,11	23,61	6,12	0,88	5,67

Примечание. Усть-Шайтанское рудопроявление: 1 — магнетитовый кварцит с единичными с мелким гранатом, 3 — магнетитовый кварцит с порфиробластами граната. Шабровское рудопроявление: 2 — магнетитовый кварцит с порфиробластами граната. Южно-Шабровское рудопроявление: 8 — магнетитовый кварцит, гематитовый кварцит, 12 — гематитовый кварцит с порфиробластами магнетита, 13 — магнетитовый гранат-кварцевый состав с турмалином, 15 — аналог № 14+ гематит и эпидот, 16 — аналог № 14, альбита. Черемшанское рудопроявление: 18 — железистый (магнетит-гематитовый) гранат-эпидот. Г. А. Глушковой.

Химический состав гранатов из железистых

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	46,08	0,30	16,76	3,78	16,40	13,36	0,80	2,92
2	50,96	0,10	15,71	5,32	4,86	11,08	1,29	9,25
3	40,60	0,03	17,85	4,57	16,50	10,00	1,57	8,76
4	38,90	0,03	16,30	5,80	6,97	25,20	1,02	6,26
5	44,36	0,26	18,85	2,98	22,94	5,25	0,48	3,37
6	54,14	1,30	15,71	3,60	4,50	12,74	0,49	6,0
7	36,96	0,80	19,12	2,37	17,13	18,46	1,45	2,92
8	36,36	—	19,08	5,37	7,70	24,00	0,33	7,65

Примечание. 1 — Северо-Шабровское рудопроявление: кварцит с биотитом и гранатом; 3 — Нижне-Салдинское рудопроявление: гондит; Верхне-Салдинское рудопроявление: гондит с хлоритом и магнетитом; 7 — Вязовское рудопроявление: гондит с магнетитом и пирролом; использованы химические анализы, предоставленные нам Г. А. Глушковой, В. А. Грачевым.

Таблица 1

железистых кварцитов, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
0,22	0,17	0,15	0,08	0,01	0,13	—	100,39
0,17	0,10	0,10	0,20	0,02	0,22	—	100,46
0,22	0,10	0,16	0,12	0,01	0,18	—	100,50
0,05	0,23	0,05	0,05	0,02	0,34	0,59	99,89
0,05	0,13	0,05	0,02	0,02	0,30	0,32	99,85
0,11	0,13	0,05	0,03	0,01	0,04	0,20	99,62
0,33	0,22	0,05	0,15	0,01	0,36	1,18	100,41
0,24	0,13	0,05	0,09	0,02	0,49	0,54	100,09
0,32	0,02	0,02	0,10	—	—	—	99,12
0,12	0,25	0,08	—	—	1,26	1,15	100,71
0,17	0,25	0,10	0,14	0,02	0,21	—	100,37
0,34	0,15	0,10	0,10	0,01	0,05	—	100,44
0,90	0,62	0,18	0,20	0,01	0,45	0,03	100,00
7,62	5,64	0,46	0,31	0,03	0,24	4,89	100,40
7,28	4,00	0,24	0,12	0,01	0,24	3,92	100,05
8,18	4,70	0,74	0,25	0,01	0,90	5,43	99,98
5,21	3,10	0,20	0,26	0,01	0,24	2,51	99,69
1,29	0,13	0,66	0,13	0,02	0,44	3,87	99,79

порфиробластами граната. Мокрогорское рудопроявление: 2 — магнетит-гематитовый кварцит проявление: 4, 5 — железистый кварцит. Северо-Шабровское рудопроявление: 6 — магнетитовый кварцит, 9 — мармитовый кварцит, 10 — мармитовая руда. Сидоркинское рудопроявление: 11 — магнетит-кварцит, 14 — переходная к вмещающим зеленым сланцам порода хлорит-мусковит-карбонат-магнетит-17 — переходная порода хлорит-гематит-магнетит-эпидот-кварцевого состава с крупными «очками» хлорит-кварцевый сланец. В таблице использованы химические анализы, предоставленные нам

Таблица 2

кварцитов, гондитов и родонитов, вес. %

K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Сумма	Пироп	Альмандин	Гроссуляр	Андрадит	Спескартин
—	—	—	100,40	4,00	49,70	4,60	5,20	36,40
0,13	0,05	1,02	99,75	6,90	25,80	31,40	3,10	32,70
—	—	0,56	100,44	5,59	43,98	15,72	10,23	24,47
—	—	—	100,48	3,44	16,68	0,58	18,98	60,32
0,10	1,00	0,50	100,09	2,40	70,80	11,90	—	14,90
—	—	1,22	9,70	3,00	26,50	26,40	—	44,10
0,13	0,05	0,20	99,59	6,10	41,40	3,00	5,60	43,90
—	—	—	10,49	1,40	22,20	12,60	9,20	54,60

2 — Сидоркинское рудопроявление: переходная порода хлорит-гематит-гранат-эпидот-кварцевого дит; 5 — Западно-Иткульское рудопроявление: хлорит-гранат-мусковитовый кварцевый сланец, зитом; 8 — Баженовское (Гагарское, Черемшанское) месторождение: родонит с гранатом. В таблице К. А. Власовым, Е. И. Кутуковой.

Химический состав

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	81,24	0,20	4,06	9,26	Не обн.	1,94	0,60
2	61,74	0,18	9,61	17,00	Не обн.	2,70	2,00
3	62,74	0,26	9,94	16,00	Не обн.	3,42	0,80
4	50,64	0,45	7,12	19,97	10,41	3,03	0,60
5	73,92	0,35	6,13	6,00	2,87	4,40	1,02
6	75,12	0,35	4,39	12,64	Не обн.	3,82	0,60
7	74,18	0,24	5,54	12,80	Не обн.	2,42	0,80
8	41,92	0,30	9,70	31,28	Не обн.	11,30	0,50
9	78,14	0,14	3,23	5,20	Не обн.	0,39	0,18
10	87,12	0,16	3,68	4,88	Не обн.	1,06	0,60
11	77,30	0,21	4,35	12,60	Не обн.	3,56	0,40
12	51,44	0,19	22,64	16,96	5,03	1,84	0,30
13	43,86	0,28	10,28	36,00	Не обн.	5,66	2,00
14	36,42	0,30	7,51	43,40	Не обн.	8,70	0,40
15	27,24	0,70	8,18	37,73	Не обн.	21,20	1,52
16	75,16	0,15	5,45	5,69	6,77	2,30	1,45
17	68,56	0,15	4,80	19,60	Не обн.	1,99	2,02
18	59,76	0,19	5,82	26,20	Не обн.	5,46	0,80
19	48,62	0,47	10,35	28,00	Не обн.	6,24	2,42
20	34,02	0,24	11,99	41,30	Не обн.	7,66	1,85
21	31,86	0,29	5,82	47,10	Не обн.	9,86	1,75

Примечание. Нижне-Салдинское рудопроявление: 1 — амфибол-эпидот-гранатовый кварц-эпидот и магнетитом, 3 — гондит с амфиболом, эпидотом, магнетитом и карбонатом, 4 — магнетитом и эпидотом, 6 — магнетитовый гондит, 7 — гондит с магнетитом, эпидотом и «очками» 9 — слюдястый (серицит-хлоритовый) магнетит-гранатовый микрокварцит с апатитом, 10 — слюдясто-гематитовый гондит, 12 — слюдястый магнетит-гранатовый кварцит, 13 — железистый (магнетит с пиролюзитом (анализ Г. А. Глушковой). Генеральское рудопроявление: 16 — магнетит-хлорит гранатовый и карбонатом, 19 — железистый гондит, 20 — железистый гондит. Темирское рудопроявление:

Химический состав пород

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	43,95	0,10	5,26	5,04	Не обн.	41,03	0,16
2	46,12	0,18	2,74	8,40	Не обн.	38,43	0,12
3	70,92	0,34	6,94	8,60	Не обн.	10,21	0,48
4	73,32	0,26	5,43	8,08	Не обн.	12,62	0,24
5	66,92	0,48	6,71	9,68	Не обн.	14,32	1,05
6	43,16	1,51	10,58	13,68	Не обн.	30,48	0,89
7	41,16	0,13	4,10	3,65	Не обн.	36,04	0,46
8	47,04	0,04	1,80	3,25	0,81	39,50	0,42

Примечание. Кургановское месторождение: 1 — родонит с гранатом; 2 — родонит с карбонатом. Мало-Седельниковское месторождение: 4 — кварцит с гранатом и актинолитом; 5 — родонит с гранатом. Черемшанское месторождение, 7—8 — родониты (анализ А. В. Голдобина).

Таблица 3

гондитов, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
2,13	0,45	0,15	0,20	0,04	0,15	—	100,42
5,26	0,16	0,05	0,40	0,03	0,47	—	99,60
5,77	0,13	0,08	0,35	0,02	0,23	—	99,74
3,76	0,17	0,12	—	—	1,85	2,11	100,23
3,42	0,09	0,12	—	—	0,81	0,46	99,59
2,58	0,07	0,08	0,33	0,01	0,23	—	100,22
2,35	1,50	0,10	0,14	0,01	0,11	0,09	100,28
3,24	0,64	0,08	0,33	0,01	0,31	—	99,70
7,62	0,10	0,16	5,08	0,01	0,08	0,03	100,36
1,23	0,28	0,63	0,25	0,01	0,14	0,29	100,33
1,23	0,09	0,10	0,27	0,03	0,19	—	100,33
0,45	0,09	0,19	—	—	0,49	—	99,62
1,34	0,07	Сл.	0,041	0,02	0,25	0,11	100,28
2,24	0,09	0,08	0,69	0,01	0,32	—	100,16
1,76	0,23	0,04	0,10	0,02	1,32	1,10	101,14
1,34	0,08	0,14	0,14	0,01	0,36	0,23	99,71
0,90	0,06	0,10	0,12	0,02	0,25	1,52	100,09
2,24	0,06	0,12	0,17	0,01	0,28	—0,73	101,11
2,46	0,07	0,12	0,28	0,01	0,25	0,65	99,94
2,20	0,08	0,92	0,47	0,01	0,25	0,20	101,19
3,00	0,24	0,10	0,83	0,02	0,13	0,21	101,21

цит с железной слюдой и единичными порфиробластами магнетита, 2 — гондит с амфиболом, товый гондит с эпидотом и амфиболом. Верхне-Салдинское рудопроявление: 5 — гондит с магнетитом, 8 — железистый (гематитовый) гондит с амфиболом. Западно-Иткульское рудопроявление: гранатовый кварцитовый сланец с актинолитом и гематитом, 11 — слюдясто-железистый (магнетит-хлоритовый) гондит с лоритом, 14 — магнетитовый гондит. Вязовское рудопроявление: железистый гондит с гранатовым микрокварцитом, 17 — магнетит-хлорит-гранатовый кварцит, 18 — железистый гондит, 21 — магнетит-гематитовый гондит.

Таблица 4

из родонитовых месторождений, вес. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
3,05	0,14	0,18	0,03	0,02	0,34	0,37	99,67
3,19	0,07	0,16	0,16	0,02	0,38	—0,58	99,97
1,79	0,07	0,20	0,08	0,04	0,22	—0,59	99,89
0,67	0,06	0,12	0,04	0,01	0,17	—0,90	101,02
0,84	0,12	0,15	0,20	0,01	0,24	—0,91	100,72
1,12	0,07	0,12	0,03	0,01	0,19	—0,94	101,84
3,71	0,24	0,12	0,07	—	1,06	1,82	96,56
3,77	0,20	0,08	0,06	—	0,64	0,99	100,60

натом, гранатом, эпидотом и актинолитом; 3 — родонит с карбонатом, гранатом и актинолитом. Баженовское (Гагарское) месторождение: 6 — родонит с гранатом, карбонатом и эпидотом.

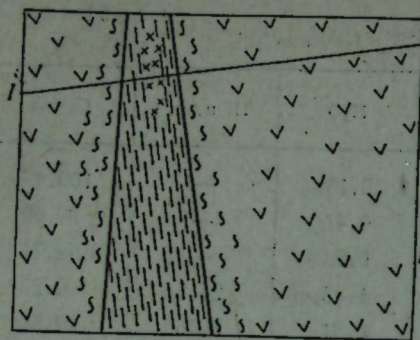
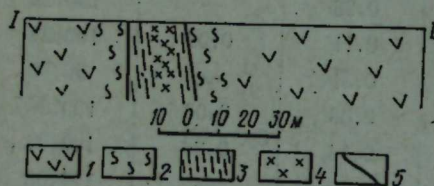


Рис. 4. Схема геологического строения Кургановского месторождения родонитов.
1 — серпентиниты, 2 — тальковые и тальк-карбонатные породы, 3 — серицит-кварцевые сланцы, нередко графитистые, 4 — комплекс пород рудного тела, 5 — тектонические нарушения.



лабленным зонам в контакте пород разного состава (химически неоднородных). Поэтому стратиграфический фактор, вероятно, не имеет значения в их образовании. Кроме того, нигде не наблюдается переслаивания рудных и вмещающих пород. Последние к тому же резко отличаются от железомарганцевых образований альмандиновым типом гранатов и составом рудных минералов, представленных ильменитом, лейкоксом, рутилом, гидроокислами железа, пиритом и магнетитом.

В некоторых случаях, например на Сидоркинском рудопоявлении, наблюдается метасоматическое замещение приконтактовых частей вмещающих пород. Здесь между железистыми кварцитами и зелеными сланцами развита зона переходных пород мощностью до 7 м, представляющих окварцованными и оруденелыми (гематит, магнетит, марганцовистый гранат) зелеными сланцами.

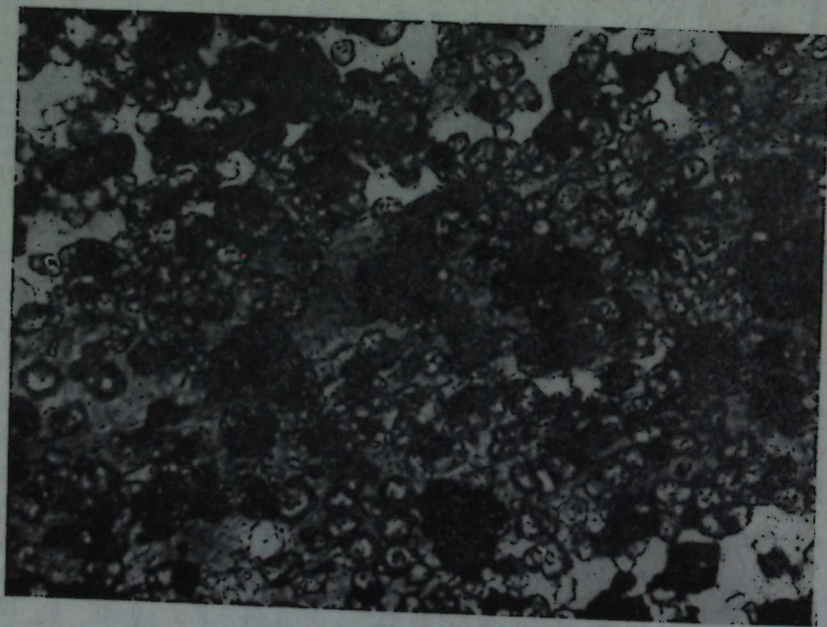


Рис. 5. Магнетитовый гондит Западно-Иткульского рудопоявления. $\times 220$, ник. П. Черное — магнетит, светлое — кварц; рельефные зерна — гранат; серое — хлорит.



Рис. 6. Гематитовый гондит Западно-Иткульского рудопоявления. $\times 220$, ник. П. Черное — гематит; светлое и серое — кварц; рельефные зерна — гранат; удлиненные — мусковит, хлорит.

На основании сказанного, железомарганцевые образования восточного склона Урала мы рассматриваем как железокремниевые (железистые кварциты), марганцево-железокремниевые (гондиты и железистые гондиты) и марганцево-кремниевые (комплекс пород родонитовых месторождений) метасоматиты.

Вместе с тем в этих породах, особенно в железистых кварцитах и гондитах, широкое развитие имеют порфировластовые структуры. Их создают магнетит, ромбоэдри карбоната, альбит, гранат второй генерации, амфиболы, хлорит и мусковит. Все эти минералы, за исключением первых двух, содержат обильные включения основной массы породы, а порфировласты амфиболов, хлорита и мусковита нередко ориентированы диагонально к полосчатости породы. Порфировласты магнетита в железистых разностях этих пород прерывают гематитовые прослойки и заключены в зону крупнозернистого чистого (без других минералов) кварца.

Данные свидетельствуют о том, что эти минералы имеют по отношению к основной массе породы более позднее происхождение.

Таким образом, железомарганцевые породы восточного склона Урала являются гетерогенными метасоматическими образованиями, на ранние минеральные ассоциации, которых наложены более поздние.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
В. М. Нечеухин, Ю. Д. Панков. Формации метасоматических железистых кварцитов	4
Д. А. Михайлов. О происхождении железистых кварцитов докембрия	11
Г. А. Глушкова, Г. А. Кейльман. О генезисе железистых кварцитов Урала	24
Ю. Д. Панков, Г. М. Барабашкина. Закономерности формирования и размещения месторождений магнетитовых руд тараташского мигматитового комплекса	34
В. Н. Гусельников. Геология, скарнирование и метасоматоз железистых кварцитов Троснянского месторождения КМА	45
Г. И. Князев, Л. И. Федоровская. Минералого-геохимические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения (Кривбасс)	61
М. Н. Дэви. О метасоматическом происхождении железистых кварцитов Чарской группы месторождений	89
В. Б. Болтыров, В. М. Бирюков, В. Л. Поляков. Железоносные метасоматиты восточного склона Урала	97
Ю. Д. Панков, В. Б. Соколов. Природа метаультрабазитов тараташского комплекса и их связь с железистыми кварцитами	102
В. Н. Лукошков. Железо-марганцевые метасоматиты восточного склона Урала	111

УДК 553.22:553.31.06

Формации метасоматических железистых кварцитов. Нечеухин В. М., Панков Ю. Д. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Рассмотрено состояние проблемы генезиса железистых кварцитов. Делается вывод, что наряду с осадочно-вулканогенными формациями этих полезных ископаемых широко развиты формации метасоматические. Для таких формаций характерно замещение железистыми кварцитами вмещающих пород различного состава, возраста (архей—девон) и степени метаморфизма (гранулитовая фация—фация зеленых сланцев), а также наличие метасоматической зональности, составной частью которой являются сами железистые кварциты. Имеющиеся данные позволяют говорить, что среди метасоматических железистых кварцитов наиболее распространены две формации, по-видимому, обусловленные процессами кислотного выщелачивания в связи с проявлением разорванных во времени натриевой и кали-натриевой гранитизаций.

Библиогр. 34 назв.

УДК 553.31.06:551.72

О происхождении железистых кварцитов докембрия. Михайлов Д. А. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

В статье рассматривается состояние проблемы образования железистых кварцитов докембрия. На основе новых материалов выдвигается представление о метаморфогенно-метасоматическом образовании железистых кварцитов докембрия с ведущей ролью диафорических преобразований кристаллических толщ, содержащих породы основного состава, рассланцованные разновидности которых в результате процессов кислотного выщелачивания замещались кварц-магнетитовыми (гематитовыми) породами с формированием во внешних частях тел скариоподобных метасоматических зон.

Иллюстр. 3. Библиогр. 29 назв.

УДК 553.31.061

О генезисе железистых кварцитов Урала. Глушкова Г. А., Кейльман Г. А. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Изучение геологической позиции, строения рудных тел, состава руд и других особенностей железистых кварцитов мигматитовых комплексов и их обрамления, составляющих на Урале основную массу месторождений такого типа, показало, что подавляющее большинство этих образований имеет метаморфогенно-метасоматическую природу. Ведущим фактором, контролирующим оруденение, является приуроченность его к зонам высокого градиента уровня метаморфизма и резкого изменения режима щелочности-кислотности, определяющего подвижность компонентов, в том числе и железа.

Иллюстр. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.311.06+553.25(470.55)

Закономерности формирования и размещения месторождений магнетитовых руд тараташского мигматитового комплекса. Панков Ю. Д., Барабашкина Г. М. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

В дорифейском тараташском мигматитовом комплексе на Южном Урале, субстрат которого имеет эвгеосинклинальную природу, метасоматические железистые кварциты локализованы вдоль серии тектонических нарушений и ассоциируют здесь с более ранними ортопироксенитами. Установлено, что исходные пироксениты имели низкую железистость. При железисто-кремнистом метасоматозе за счет пироксенитов образуется метасоматическая зональность со следующими зонами (от центра к периферии): магнетитовые кварциты, магнетитовые пироксениты, железистые пироксениты, магнезиальные пироксениты. Железистые кварциты развиваются также по плагиомигматитам и в свою очередь подвергаются интенсивной кали-натриевой мигматизации. Это дает основание связывать желе-

зисто-кремнистый метасоматоз со стадией кислотного выщелачивания при плаггиомитизации.

Табл. 2. Иллюстр. 12. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.31:553.22(470.323)

Геология, сканирование и метасоматоз железистых кварцитов Троснянского месторождения КМА. Гусельников В. Н. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Рассмотрены общие формационные и петрографические особенности железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА). По результатам новейших исследований охарактеризована синклиническая структура Троснянского месторождения, осложненная разломами с амплитудой смещения блоков пород в 200—800 м. Рудные толщ отнесены к двум разновозрастным железокремнистым формациям: сильно метаморфизованной железисто-сланцевой (курская серия) и эффузивной железисто-метабазитовой (михайловская серия). По петрографическому составу среди них выделены такониты, джеспилиты, железистые роговики и эвлизиты, контрастные по минерало-технологическим свойствам и неодинаковые по генезису. Впервые рассмотрена роль метасоматоза в преобразовании железистых кварцитов Троснянского месторождения. При этом оценены условия формирования метасоматических железистых роговиков и сканов за счет джеспилитов. Для сравнения указаны геолого-петрографические особенности ортомагматических железистых роговиков и эвлизитов Бесединского месторождения КМА (интрузивная железисто-габброидная формация). С учетом изменения баланса вещества и минералогических критериев намечается высокотемпературное сканирование (с привнесом компонентов) и регрессивный метасоматоз (с выносом главных порообразующих компонентов). Возникновение этих метасоматических процессов связывается с циркуляцией послемагматических растворов щелочного и кислого типов в контактовой зоне крупной интрузии габбро-долеритов.

Табл. 2. Иллюстр. 6. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.31:539.2(477)

Минералогическо-генетические особенности железистых кварцитов Петровского месторождения (Кривбасс). Князев Г. И., Федоровская Л. И. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Условия залегания, минеральные ассоциации, взаимоотношения рудных и нерудных минералов, петрохимические и геохимические особенности свидетельствуют о метасоматическом генезисе железистых кварцитов Петровского месторождения. Они формировались в зонах рассланцевания в результате щелочно-железистого метасоматоза по ультрабазитам (пироксенитам, железистым вебстеритам, железистым верлитам и др.) и продуктам их регрессивного метаморфизма.

Табл. 17. Иллюстр. 6. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.31.06:553.22(571.55)

О метасоматическом происхождении железистых кварцитов чарской группы месторождений. Дэви М. Н. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Железистые кварциты Чарской глыбы (Читинская область) обнаруживают явные признаки метасоматического происхождения. Они вдоль линейных, часто четковидно расположенных тел, замещают архейские blastsмилониты по плаггионейсам и ультрабазитам. При этом от главных рудных тел в blastsмилониты устанавливаются секущие апофизы железистых кварцитов. Образование руд связывается с процессами базификации, сопряженными с интенсивной плаггиогранитизацией.

Табл. 1. Иллюстр. 3. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.31.06(470.54/55)

Железоносные метасоматиты восточного склона Урала. Болтыров В. Б., Бирюков В. М., Поляков В. Л. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

Описываемые железоносные метасоматиты образуются в результате гипогенно-метасоматического замещения различных по составу пород и содержат в среднем 15—20% магнетита (ильменита, гематита и др.), а в промышленных скоплениях — 60—70%.

Образование железоносных метасоматитов обусловлено процессами базификации, комплементарной Na- и K-этапам гранитизации. Различная роль микроклинизации и альбитизации подчеркивается противоположным характером корреляционных связей щелочей с суммарным железом.

Первостепенную роль при формировании метасоматитов играет режим кислотности-щелочности метасоматизирующих растворов.

Иллюстр. 3. Библиогр. 2 назв.

УДК 552.3/4+553.31(470.55)

Природа метасоматитов тараташского комплекса и их связь с железистыми кварцитами. Панков Ю. Д., Соколов В. Б. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

С метасоматическими железистыми кварцитами в тараташском мигматитовом комплексе Южного Урала ассоциируют разнообразные метасоматиты, представленные ортопироксенитами, бесполовошпатовыми амфиболитами, серпентинитами, тремолит-актинолитовыми и эвлизитоподобными породами. Железистость их колеблется в очень широких пределах от 4,6 до 86,2.

Показано, что все эти метасоматиты образовались при многократных метасоматических и метаморфических преобразованиях маложелезистых ортопироксенитов в следующей последовательности: железистые пироксениты, эвлизитоподобные породы, бесполовошпатовые амфиболиты, серпентиниты, тремолит-актинолитовые породы. Образование железистых пироксенитов и эвлизитоподобных пород обусловлено железисто-кремнистым метасоматозом в связи с формированием железистых кварцитов. Образование остальных метасоматитов связано с гранитизацией и низкотемпературным диафорезом.

Все указанные метасоматиты вместе с железистыми кварцитами локализованы вдоль протяженных секущих зон, хорошо выделяемых на гравиометровых и магнитных картах.

Табл. 2. Иллюстр. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 553.31/32:553.22(470.54/55)

Железо-марганцевые метасоматиты восточного склона Урала. Лукошников В. Н. «Метасоматические железистые кварциты». Свердловск, 1979.

В работе кратко рассматриваются вопросы геологии железо-марганцевых образований восточного склона Урала, представленных рядом пород: железистые кварциты — гондиты — родониты, а также приводятся данные по их составу и генезису.

Табл. 4. Иллюстр. 6.

**МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ЖЕЛЕЗИСТЫЕ
КВАРЦИТЫ**

Труды Института геологии
и геохимии УНЦ АН СССР,
вып. 142

Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Уральского научного центра АН СССР

Редактор Л. А. Урядова
Техн. редактор Н. Р. Рабинович
Художник М. Н. Гарипов
Корректоры Л. А. Урядова, В. С. Симакова.

РИСО УНЦ № 931—29(79) Сдано в набор 28.12.78.
НС 33752. Подписано к печати 10.12.79. Формат 70×100¹/₁₆.
Тираж 700. Усл.-печ. л. 10,1. Уч.-изд. л. 10,4. Бумага типо-
графская № 1. Заказ 60. Цена 1 р. 24 к.

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, ГСП-169,
Первомайская, 91
Типография издательства «Уральский рабочий»,
г. Свердловск, просп. Ленина, 49.