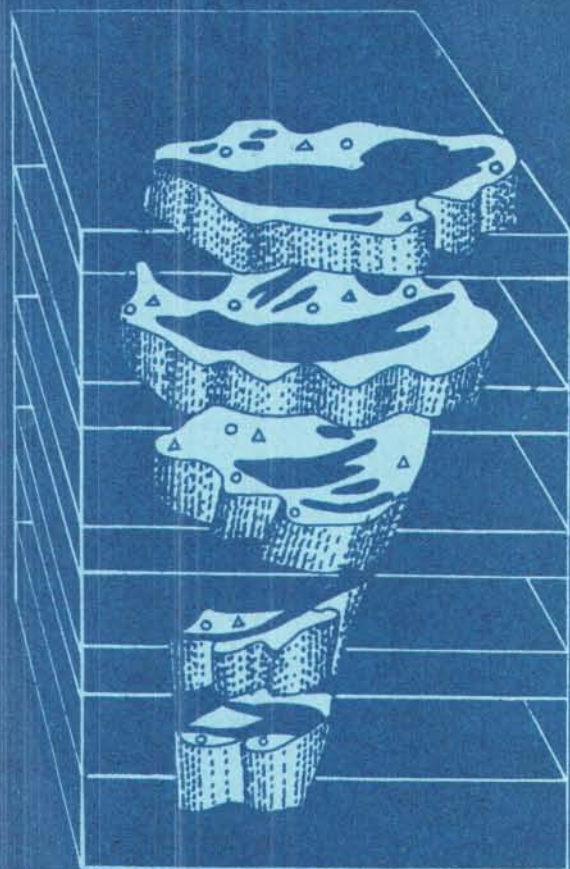


С. С. ДОЛГУШИН
А. Л. ПАВЛОВ

Механизм формирования магнетитовых месторождений



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 667

С. С. ДОЛГУШИН А. Л. ПАВЛОВ

Механизм
формирования
магнетитовых
месторождений
на примере Алтае-Саянской
складчатой области

Ответственные редакторы

д-р геол.-мин. наук С. С. Лапин
д-р геол.-мин. наук В. Н. Шарпов



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987

Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений (на примере Алтае-Саянской складчатой области). - Новосибирск: Наука, 1987.

В монографии дается краткое описание главных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области с акцентом на их структурно-морфологические особенности и характер связи оруденения с магматизмом. Показывается, что основные структурно-морфологические особенности месторождений обусловлены интрузивным путем становления рудных тел, нередко осложняющимися эксплозивными процессами, приводящими к формированию рудных брекчий.

Развиваются новые представления о газонасыщенном рудном расплаве - рудной магме, образующейся в результате перерождения (ферритизации) силикатных расплавов и формирующей магнетитовые месторождения путем интрузии с широким проявлением сопутствующего метасоматоза, маскирующего первично-интрузивную природу месторождений. В целом магнетитовые тела рассматриваются как специфические рудные коагматы сложных рудно-магматических комплексов.

Книга рассчитана на геологов-рудников, геохимиков и петрологов.

Рецензенты В.В. Велинский, К.Р. Рабинович

ОТ РЕДАКТОРА

Проблема генезиса железорудных месторождений Алтае-Саяна на протяжении ряда последних десятилетий является предметом острых дискуссий (поисковая ценность стратиграфических критериев, природа "первичных" руд, роль регионального и контактового метаморфизма в формировании наблюдающегося облика руд и т.д.). Предлагаемая читателю монография может быть отнесена к категории "постановочных" работ. В ней авторы сосредоточили внимание практически лишь на тех моментах известной информации о рассматриваемых месторождениях, которые по их мнению могут согласовываться с гипотезой магматической природы руд. Иные же точки зрения на этот счет с соответствующим фактическим материалом имеются в книгах С.С. Лапина /1976/, В.И. Синякова /1975/, И.А. Калугина /1985/, М.П. Мазурова /1985/.

Монография на начальном этапе редактировалась С.С. Лапиным, внезапная смерть которого не позволила завершить эту работу по необходимым формальным моментам. Мне (ученику и сотруднику С.С. Лапина) пришлось закончить научное редактирование работы. Я не считал возможным вносить какие-либо коррективы в работу С.С. Лапина. Оценивая лично работу С.С. Долгушина и А.Л. Павлова, полагаю, что каждый исследователь имеет право излагать в дискуссии свою точку зрения, даже если она еще не получила последовательной теоретической проработки или не имеет глубокого фактического обоснования. Новая постановка вопроса в "старой" генетической дискуссии весьма полезна и интересна для ее участников.

Мне, как редактору и уже немолодому участнику этих генетических споров, остается сделать ряд пояснений и комментариев, которые, возможно, будут полезны молодым геологам, интересующимся генетическими проблемами эндогенного железоруднения.

Предлагаемая рисовка "фигур" месторождений полезна, но весьма далека от реальной картины распределения руд и околорудных пород. Особенно осторожно следует принимать вид изображений нижней выклинки рудной зоны, которые основаны пока лишь на очень небольшом числе отработанных или близких к отработке месторождений.

Реальную картину пространственного распределения руд, внутренней структуры рудных тел можно увидеть в книге С.С. Лапина /1976/. Весьма важна задача изучения типоморфии магнетита, геохимии руд и "превращения" их текстуры и структуры в последующих процессах регенерации. Эти материалы имеются в монографиях А.М. Дымкина, А.А. Пермякова /1984/, М.П. Мазурова /1985/, И.А. Калугина /1985/. Что касается титаномagnetитов базисных пород, то они полно исследованы С.А. Шекой и др. /1980/. Невозможно восстановить механизм образования рудных тел без учета этих сведений и вида функций распределения Fe в рудных телах и околорудных породах.

Естественно, общая конфигурация зоны оруденения – важный элемент генетических реконструкций при условии глубокого понимания физики рудообразующего процесса.

В этом отношении авторам, разрабатывающим идею “флюидных магм”, развитых в системе магма – вмещающие породы “закрытых эксплозий”, и сопутствующим им достаточно специфических явлений, не вредно учитывать уже известные результаты ряда советских и зарубежных исследователей, таких как Г. Ферхуген /Verhoogen, 1951/, С. Мацуо /Matsuo, 1961/, Ю. Шимазу /Shimazu, 1961/, Р. Спаркс /Sparks, 1978/, Ю. Дэйсона /Dawson, 1972/, А.А. Кадик /1973/, Р.М. Слободской /1981/.

К сожалению, ни П.Ф. Иванкин /1970/, ни его последователи не ответили на критические замечания, которые были высказаны мной 15 лет назад /Шарапов, 1971/. Естественно, что более новые результаты изучения псевдоожигенных состояний в магмах /Кутыев, Шарапов, 1979/ и динамики интрузии магм с учетом их вскипания /Sharapov et al., 1985; Шарапов, Черепанов, 1986/ лишь дополнили имевшиеся у меня ранее сомнения в реальности предполагаемых этими исследователями явлений.

Несколько замечаний по существу применения термохимических оценок для анализа возможных направлений эволюции состава магм при их взаимодействии с вмещающей средой. Расчет отдельных реакций между минералами, минерала и газа, нескольких минералов с газовой смесью в принципе не могут описать физику растворения или разделения в силикатных расплавах. Эти расчеты полезны в том смысле, что в отсутствии удовлетворительной количественной теории превращений в многокомпонентных алюмосиликатных расплавах и необходимых экспериментальных данных позволяют увидеть вероятные тенденции в эволюции состава магм. Но они имеют определенную экспериментальную основу только в том случае, когда породы, формирующиеся из них, кристаллизуются равновесно, как равновесны с ними и отделяющиеся в процессе кристаллизации газы. Некоторые расчеты, приведенные в монографии, интересны для уточнения условий развития скарнирования, и использование при этом программного комплекса, разработанного И.К. Карповым с сотрудниками, весьма перспективно. Однако такие расчеты практически ничего не могут говорить ни о масштабах явления, ни о форме проявления. Соображения, высказанные авторами монографии, по-видимому, будут способствовать углублению и, во всяком случае, расширят дискуссию о генезисе магнетитовых месторождений.

В.Н. Шарапов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема образования железорудных месторождений, вообще, и магматических магнетитовых месторождений, в частности, принципиально важна и занимает особое место в анализе рудогенерирующей способности магматических систем, ибо относится к ключевым вопросам в теории рудообразования. Поэтому выявление и установление магматической природы ряда магнетитовых месторождений необходимо прежде всего для выделения и описания сложных магматических комплексов, комагматами которых являются рудные тела изучаемых месторождений.

Как известно, в разработанной президиумом СО АН СССР долгосрочной программе комплексного исследования и ускоренного освоения природных ресурсов Сибири (суперпрограмма "Сибирь", включающая программу "Железные руды Сибири") акцентировалось внимание на изучении закономерностей образования и размещения железорудных месторождений с целью разработки и внедрения комплекса критериев для прогнозной оценки месторождений и районов с последующим созданием методики зонального прогнозирования месторождений.

Занимаясь в рамках программы "Сибирь" изучением железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, мы сосредоточили свое внимание на исследовании закономерностей образования и размещения железорудных месторождений данного региона с выявлением специфики структур рудных полей и месторождений, необходимых для разработки геолого-промышленных критериев и прогнозной оценки отдельных месторождений и районов. Особое место отводилось созданию физико-химических моделей концентрирования ферритного железа в магматических расплавах и реакционного взаимодействия магматических расплавов и карбонатных пород с образованием скарнов и магматических месторождений железа.

Проведенные исследования позволили выявить структурно-морфологические особенности железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области, которые, как выяснилось, являются отражением эволюции сложных рудно-магматических систем. В свою очередь, изучение причин концентрирования железа на магматической стадии с последующим исследованием реакционного взаимодействия магматических расплавов и карбонатных пород с образованием магматических магнетитовых месторождений и сопровождающих их скарнов позволили с физико-химических позиций обосновать магматическую природу железорудности и постмагматический характер скарнов, сопровождающих многие рудные тела железорудных месторождений.

В силу специфики материала первый раздел монографии "Геологические и структурно-морфологические особенности магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области" был написан С.С. Долгушиным, а второй –

“Физико–химическая эволюция рудно–магматических систем” – А.Л. Павловым. Следует подчеркнуть, что единство взглядов соавторов на магматическую природу месторождения выкристаллизовалось в результате совместных исследований целого ряда железорудных месторождений региона.

Описание месторождений сопровождается графикой, имеющей примерно одинаковое содержание: схема геологического строения, 2–3 погоризонтных плана, дающих представление об изменении основных морфологических параметров месторождения с глубиной, геологические разрезы (обычно в ортогональной проекции), расположенные в соответствующем масштабе согласно их фактическому положению в пространстве относительно друг друга, что создает объемность изображения и, наконец, продольные проекции рудных зон. Почти для всех месторождений приведены графики изменения с глубиной основных морфологических параметров, отражающих вертикальную морфологическую асимметрию фигуры месторождения. Обобщающим чертежом, дающим наглядное представление о морфологии месторождения, является его объемная модель, выполненная в ортогональной проекции. В зависимости от сложности строения месторождения и целевого назначения объемная модель строится по контуру скарново–рудной зоны с отображением положения в ней руд или только по рудным телам с их пространственными взаимоотношениями. По возможности объемная модель дается во взаимосвязи с геологической средой. Объемная модель месторождения при всей кажущейся простоте и схематичности (неизбежной при мелких масштабах изображения) в действительности основана на обобщении обширного геолого–разведочного материала и объективно отражает основные структурно–морфологические особенности месторождения.

В целях сохранения максимальной объективности в основу всех графических построений – карт, разрезов, погоризонтных планов, рудных тел, объемных фигур и т.д. – положены первичные материалы геолого–разведочных работ, а при неоднократно проводимых доразведках – их последние варианты. На эксплуатируемых месторождениях, кроме того, в полном объеме использованы данные выемочных работ и эксплуатационной разведки. В той или иной мере авторами изучались все характеризующие месторождения, а авторская трактовка отдельных вопросов их геологического строения и генезиса отражена в тексте при описании соответствующих объектов.

Авторы выражают глубокую благодарность В.Н. Шарипову, И.А. Калугину, М.П. Мазурову, А.И. Васильевой, А.С. Лапухову, Г.Н. Третьякову, Е.П. Третьяковой, Л.В. Миловой, В.Н. Ефремову и Ю.А. Аверкину за критические замечания и конструктивные предложения, которые были получены нами при обсуждении отдельных разделов данной монографии.

РАЗДЕЛ I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Глава I

МАГНЕТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Как показано в ряде обобщающих работ Г.В. Полякова /1967, 1971/, магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области (АССО) связаны с тремя типами магматических формаций: геосинклинальных габброидов, гранитных батолитов пестрого состава и субвулканических гранитов и сиенитов.

1. Среди геосинклинальных габброидных формаций продуктивными на железо являются глубоко дифференцированные комплексы габбро-альбититового, габбро-сиенитового и габбро-диорит-гранодиоритового составов. Наиболее продуктивен среди габброидных комплексов габбро-альбититовый, с ним связаны такие крупные магнетитовые месторождения, как Анзасское, Абаканское и др. Габбро-сиенитовые комплексы специализированы в основном на титаномагнетитовое оруденение патынского типа, наиболее типичный представитель которого - Патынское месторождение. Менее продуктивен по сравнению с двумя первыми габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс, с которым в Кизыр-Казырском районе Восточного Саяна связаны многочисленные месторождения - Табратское, Таятское, Хабалыкское и др. Высокая продуктивность на железо глубоко дифференцированных габброидных комплексов общеизвестна и характерна для многих железорудных провинций как в нашей стране, так и за рубежом. Так, например, с ними связаны многие месторождения Урала и Тургая /Овчинников, 1960; Дымкин, 1966/. За рубежом к ним относятся такие крупные месторождения магнетитовых руд, как Кирунавара в Швеции и др. Ю.А. Кузнецов /1955/ проанализировал вопросы связи оруденения с магматизмом и пришел к выводу, что подавляющая масса магнетитовых месторождений связана в своем образовании с трахитовым направлением дифференциации основной магмы, приводящим к образованию так называемых бета-сиенитов.

2. Раннеорогенная батолитовая формация также сопровождается промышленным оруденением, однако масштабы его незначительны. С этой формацией связаны многочисленные месторождения Тельбесского района Горной Шории, а по мнению некоторых исследователей, и ряд месторождений других районов.

3. Особенно продуктивна на магнетитовое оруденение позднеорогенная формация субвулканических гранитов и сиенитов, входящих в состав дифференцированных плутоновулканических комплексов и являющихся производными основной магмы. В этом отношении они стоят в одном ряду с железоносными глубоко дифференцированными габброидными комплексами (габбро-сиенитовыми, габбро-альбититовыми). С формацией субвулканических гранитов и сиенитов связаны наиболее крупные магнетитовые месторождения АССО, такие, как Таштагольское, Шерегешевское, Тейское, Одиночное и др. Таким образом, для АССО промышленная рудоносность на железо связана с продуктами глубокой дифференциации основной магмы, главным образом с гипабиссальными субвулканическими интрузиями щелочного состава.

Подавляющая часть магнетитовых месторождений в той или иной степени освещена в литературе /Железорудные месторождения..., 1958, 1981; Корель, 1972; Синяков, 1975; Дымкин и др., 1975; Лапин, 1976; Мазуров, 1985; и др./ . Тем не менее мы считаем необходимым привести краткую характеристику типовых и наиболее изученных (в том числе всех эксплуатируемых) месторождений, акцентируя внимание на особенностях их состава и геологического строения, определяющих решение вопросов, связанных с представлениями о способе и механизме образования этих месторождений. В этом плане рассматриваются вопросы связи оруденения с магматизмом и источника рудного вещества, в частности, обращается внимание на широкое развитие рудных порфириров и порфириров, свидетельствующих о концентрации рудного вещества на магматическом этапе развития рудно-магматической системы, вплоть до появления рудных магм. Впервые на многих месторождениях описываются рудоносные эксплозивные брекчии, отражающие взрывообразный характер становления рудоносной системы и соответственно конусовидную морфологию месторождений. Обращается внимание на структурно-текстурные особенности, в частности на широкое развитие сидеронитовых структур и текстур ликвационного типа, свидетельствующих об участии рудных магм в рудообразовании. В сумме эти данные позволяют авторам на основе фактического материала, в том числе в значительной степени оригинального, обосновать ряд новых положений относительно способа и механизма образования железорудных месторождений скарново-магнетитовой формации АССО.

Ниже приводится характеристика типовых и наиболее изученных месторождений по основным железорудным районам АССО - Западному и Восточному Саянам, Горной Шории, Кузнецкому Алатау и Алтаю.

Западный Саян

В Западном Саяне известно два железорудных района - Абаканско-Анзасский и Волковско-Ярьшкольский. Наиболее типичные крупные месторождения - Анзасское, Абаканское и Ярьшкольское. Анзасское и Абаканское месторождения (последнее эксплуатируется) разведаны скважинами до глубины соответственно 700 и 1200 м, Ярьшкольское не разведывалось и изучалось только с поверхности.

Анзасское месторождение

Анзасское месторождение расположено в интенсивно дислоцированной осадочно-вулканогенной толще пород верхнепротерозойского возраста в пределах полосы почти сплошного развития прорывающих их образований габбро-альбитового комплекса, с которыми оно по мнению всех исследователей связано парагенетически /Богачкий, Курцерайте, 1966; Поляков, 1970/ или даже генетически /Атлас..., 1973; Долгушин, 1973/ (рис. 1). В составе ранних фаз комплекса выделяются габброиды, поздних - породы альбитового состава как интрузивного (натровые сиениты, альбитит-порфиры), так и метасоматического генезиса (в разной степени альбитизированные породы, вплоть до альбититов), а также эксплозивные брекчии. Промышленное оруденение связано с последними фазами комплекса. В свою очередь, среди последних фаз комплекса наиболее тесные структурная, пространственная и для наиболее поздних фаз, представленных альбитит-порфирами, в том числе и их магнетитсодержащими разновидностями - рудными порфирами, а также эксплозивными брекчиями.

Месторождение представлено тремя рудными зонами (Южной, Восточной и Западной), расстояние между крайними из которых 600–700 м. В западном направлении как в плане, так и в разрезе они имеют тенденцию к сходимости, усиливающуюся с глубиной, что указывает на общую пучковую структуру месторождения. В составе пучка выделяются две ветви со встречным падением – Южная и Северная. Северная является главной, включает 98% разведанных запасов месторождения и представлена, в свою очередь, Восточной и Западной рудными зонами. Главные рудные тела имеют вид линз с продольными осями, ориентированными почти горизонтально в восточной части месторождения и наклонно (до 30°) – в западной.

Данные по пространственному размещению, составу, строению, морфологии взрыво-интрузивных, метасоматических и рудных образований и их взаимоотношению свидетельствуют о том, что Анзасское месторождение представляет собой рудно-магматическую систему пучкового строения, склоняющуюся в западном направлении, в составе которой можно выделить несколько зон: фронтальную, центральную и корневую.

Фронтальной соответствует область развития вверх и по восстанию рудно-магматической системы ореола гидротермально-измененных пород и выклинки рудных тел при широком развитии взрыво-интрузивного брекчирования. Центральной соответствует область максимального рудоотложения, отвечающая уровню перехода интрузивного процесса в взрыво-интрузивный. Прикорневая зона представляет собой область схождения рудных зон и широкого развития интрузивных пород дайковой фации – альбитит-порфиров и их магнетитсодержащих разновидностей – рудных порфиров. Корневой – область сплошного развития интрузивных пород, где происходят формирование и отделение рудных магм и растворов от магматического очага. Эта зона находится ниже современного уровня разведки.

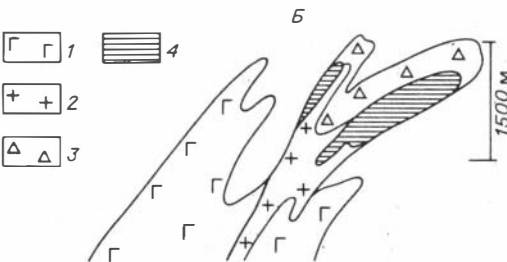
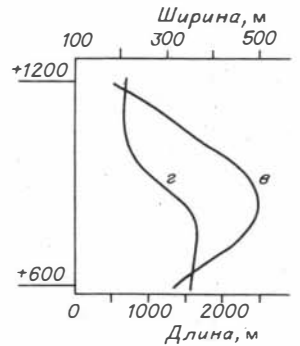
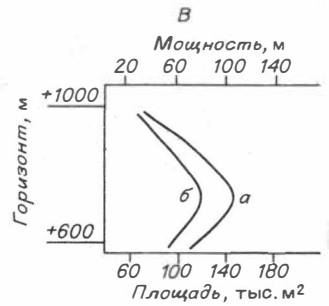
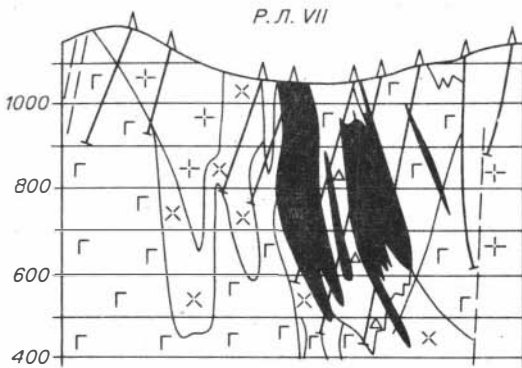
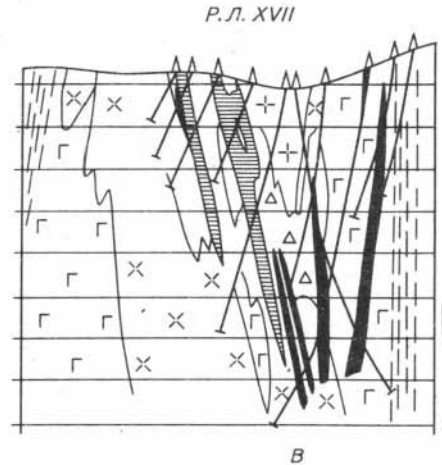
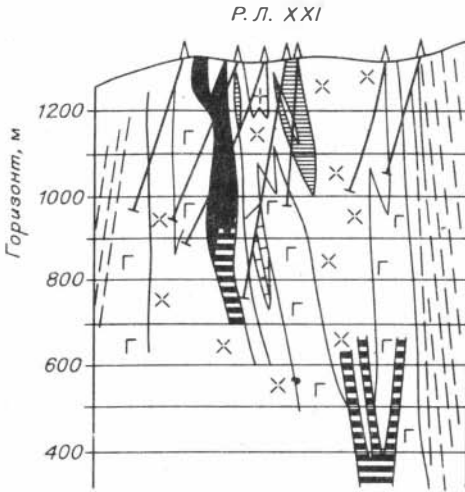
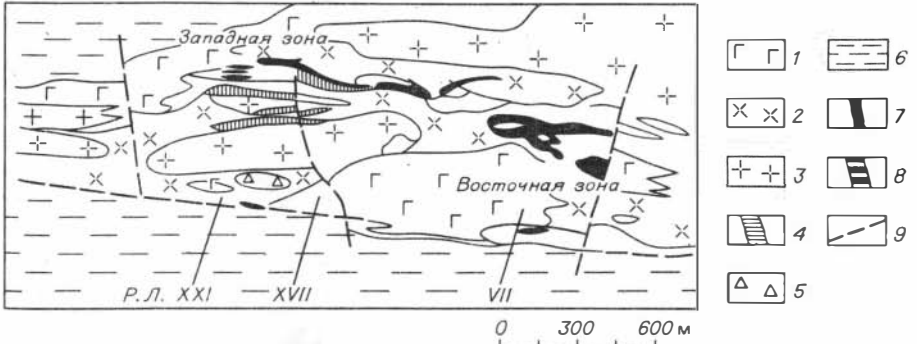
Не повторяя описания пород, данного в ряде работ /Богачкий, Курцерайте, 1966; и др./, мы кратко остановимся лишь на характеристике наиболее поздних фаз рудоносного комплекса – альбитит-порфиров, в том числе и их магнетитсодержащих разновидностей – рудных порфиров и взрыво-интрузивных брекчий, – проявляющих наиболее тесную связь с оруденением, полагая, что именно в расшифровке соотношения с рудами и кроется ключ к пониманию главных особенностей Анзасского месторождения.

Альбитит-порфиры. Под этим названием объединяется группа пород от белого до темно-серого (в зависимости от содержания магнетита) цвета существенно альбитового состава с отчетливо выраженными структурами магматических пород: порфировых – в целом, микролитовых или микрофельзитовых – в основной массе. Порфировые выделения представлены многочисленными вкрапленниками альбита, реже – кварца таблитчатой (многоугольной) формы с прямолинейными четкими границами без признаков коррозии основной массой или разрастания за ее счет. Магнетит присутствует как акцессорный минерал в виде скопления мелких зерен или единичных кристаллов размером до 0,1 мм в количествах, не превышающих 1–2% в светлых разновидностях и 25–30% в темных. Из темноцветных минералов распространены только актинолит, составляющий 1–5% и лишь в отдельных случаях – до 10–15%.

Среди альбитит-порфиров особо выделяются их магнетитсодержащие разновидности, названные нами рудными порфирами /Долгушин, 1973/, распространенные на Анзасском месторождении достаточно широко. По минералогическому и химическому составу рудные порфиры (за вычетом железа) аналогичны светлым альбитит-порфирам.

Магнетит в рудных порфирах в виде тонкой более или менее равномерной вкрапленности сосредоточен только в основной (межмикролитовой) массе,

A



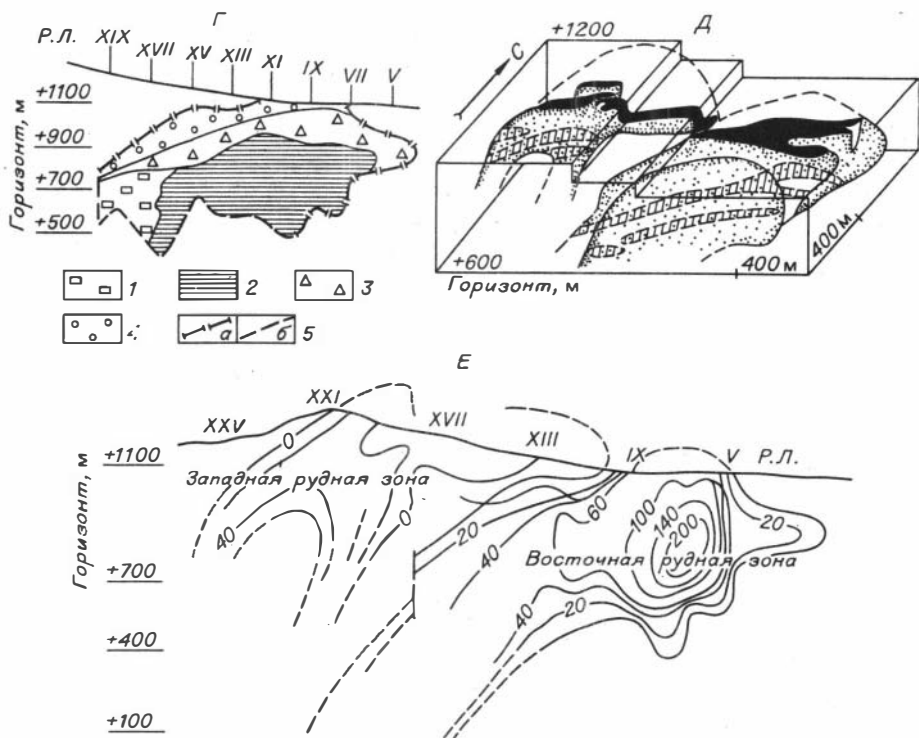


Рис. 1. Анзасское месторождение.

А - геологическая карта. 1 - габбро; 2 - альбититы и альбитофиры метасоматические и интрузивные; 3 - альбитит-порфиры; 4 - рудные порфиры; 5 - взрывчатые брекчии; 6 - метаморфические сланцы; 7, 8 - рудные тела установленные (7) и предполагаемые (8); 9 - тектонические нарушения.

Б - строение рудно-магматической системы Анзасского месторождения. 1 - габбро; 2 - альбитит-порфиры; 3 - взрывчатые брекчии; 4 - рудные зоны.

В - изменение морфологических параметров месторождения с глубиной. а - площадь; б - средняя мощность рудных тел Восточной зоны; в - длина; г - ширина.

Г - схема размещения типов руд в продольной проекции на вертикальную плоскость. 1-4 - руды: 1 - альбит-магнетитовые порфириформные мелкозернистые, 2 - амфибол-альбит-магнетитовые мелкопятнисто-полосчатые, 3 - брекчиевидные, 4 - глобулевидные; 5 - контур рудных тел с установленной (а) и неустановленной (б) выклиной.

Д - аксонометрическая проекция рудных тел.

Е - продольная проекция на вертикальную плоскость в изолиниях мощностей рудных тел.

нередко имея хорошо выраженные признаки срастания с микролитами альбита. Характерно, что во вкрапленниках альбита магнетит отсутствует, обтекая их вместе с основной массой. Характерная особенность магнетита в рудных порфирах - полное соответствие размера его зерен и основной массы: чем зернистее основная масса, тем больше размер зерен магнетита, и наоборот, что

наряду с другими фактами свидетельствует не о метасоматическом, как это принято считать, а о магматическом характере магнетита, т.е. образовании его из расплава во время кристаллизации пород. С вмещающими породами рудные порфиры всегда имеют четкие контакты интрузивного типа, и магнетит, как бы высоко его содержание ни было, никогда не выходит за пределы дайки во вмещающие породы. Дайки рудных порфиров мощностью более 1 м нередко в контактах имеют ясно выраженную "закалку", обусловленную резким уменьшением размеров зерен, вплоть до тонкозернистой массы, а также усилением "флюидалности", подчеркнутой кроме полосчатости общей массы и субпараллельной ориентировкой микролитов с обтеканием ими всех неровностей контакта (рис. 2, а). Все вышеотмеченные особенности рудных порфиров однозначно свидетельствуют об их интрузивном происхождении и магматогенной природе магнетита как порообразующего минерала.

Весьма характерны взаимоотношения рудных порфиров с отдельными типами руд, в частности с порфиroidными альбит-магнетитового состава, определяемые постепенными переходами между ними по мере увеличения содержания магнетита от порфиров к рудам (рис. 2, б). Да и сами руды там, где они залегают среди рудных порфиров, наследуют черты их состава и структуры, — это порфиroidные руды альбит-магнетитового состава обычно с ярко выраженной сидеронитовой структурой. По существу, это те же рудные порфиры, но с более высоким содержанием магнетита. На Анзасском месторождении руды этого типа развиты только в наиболее глубокой прикорневой части месторождения в тесной ассоциации с рудными порфирами, замещаясь ими по падению. Особенно широко рудные порфиры (с переходом до порфиroidных руд) развиты на Шамансукском участке — западном продолжении Анзасского месторождения, который характеризуется глубоким эрозионным срезом, обусловившим выход на поверхность корневых частей рудной зоны /Долгушин, 1973/.

Рудные порфиры как магматические породы, изначально обогащенные магматогенным магнетитом иногда в очень высокой степени, являются продуктом кристаллизации рудной магмы и в генетическом ряду интрузивная порода — руда служат переходным звеном между материнскими породами рудоносного комплекса и их производными — рудами. Они отражают в своем составе начальную стадию концентрации рудного вещества и развиты в наиболее глубоких частях системы — в прикорневых, и главным образом корневых зонах, о чем свидетельствует увеличение их количества с глубиной по склонению Анзасского месторождения, а также в смежных с ним глубоко эродированных участках той же рудоносной зоны, где площади их распространения значительно больше, чем на Анзасском месторождении.

Следующая группа пород, проявляющая тесную связь с оруденением, представлена эксплозивными брекчиями /Долгушин, 1979/. Брекчии на Анзасском месторождении известны давно, однако им не придавалось какого-либо существенного значения в геологическом строении месторождения, так как считалось, что они развиты незначительно и являются дорудными тектоническими образованиями. Между тем нами при изучении Анзасского месторождения были выявлены их большая роль в строении рудного поля, а также то, что они являются сорудными породами, образование которых связано с закрытыми эксплозиями, и что, следовательно, они являются эксплозивными брекчиями.

На Анзасском месторождении брекчии развиты в его фронтальной зоне в виде чехла вокруг верхних выклинивающихся частей рудных тел. В связи с тем, что месторождение склоняется с востока на запад, в восточной его части брекчии обнажаются на поверхности, а в западной склоняющейся части имеют слепое залегание (рис. 3). Брекчии месторождения весьма разнообразны — от слабо брекчированных пород до образований, напоминающих туфы с постепен-

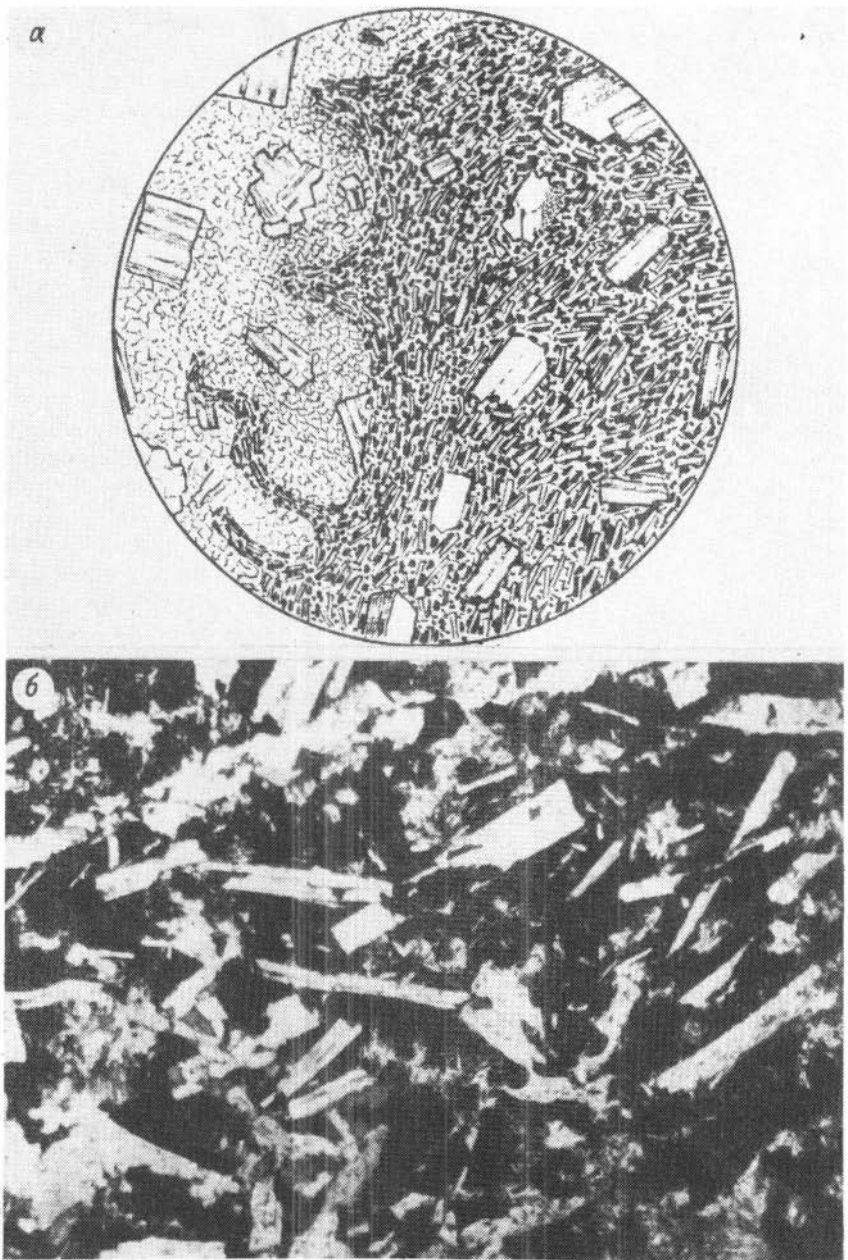


Рис. 2. Рудный порфир Анзасского месторождения.

а - из дайки, порывающей альбитит-порфиры (микролиты альбита повторяют линию контакта); б - на участке перехода в порфиroidную руду.
Ув. 24.

ными переходами одних в другие. По структурно-текстурным особенностям, составу цемента и обломков выделяются следующие их разновидности: трещиноватые породы, рудно-эксплозивные и eksploзивно-магматогенные брекчии.

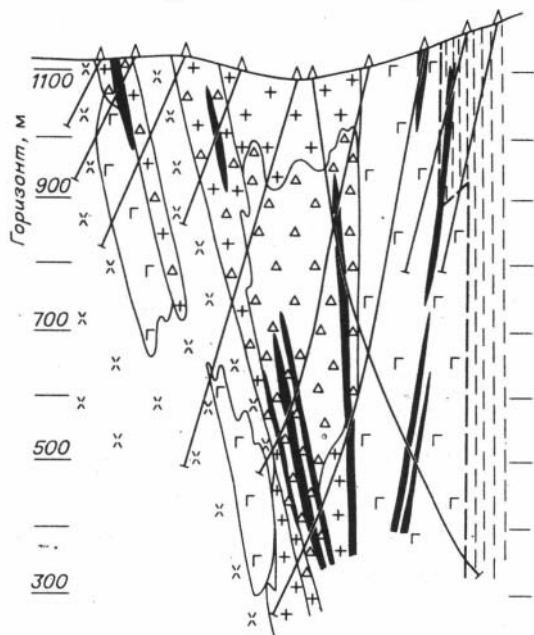


Рис. 3. "Слепое" залегание взрывных брекчий на Анзасском месторождении. Р.Л. (развед. линия) XV. Усл. обоз. см. на рис. 1.

Трещиноватые породы, нередко переходящие в неперемещенные брекчии, развиты преимущественно во фронтальной зоне над верхними выклинками рудных тел. Обычно это альбитофиры и альбитит-порфиры, разбитые густой неправильной сетью маломощных (0,5–1,0 см) ветвящихся жилок амфибола или амфибола с альбитом и магнетитом.

Рудно-взрывные брекчии (рис. 4) развиты наиболее широко, слагая прифронтальную зону восточной части месторождения в виде ореола вокруг верхних выклинок рудных тел, являясь для них

вмещающими породами. Это туфовидные породы брекчиевой текстуры с многочисленными в разной степени округлыми обломками (обычно от 1–2 до 5 см) преимущественно альбититов, альбитит-порфиров, гидротермалитов (тонкозернистых пород черного цвета, состоящих из амфибола, эпидота, альбита и магне-



Рис. 4. Рудная взрывная брекчия Анзасского месторождения. Белое - обломки альбитит-порфира, черное - магнетит. Natur. вел.

тата), реже габбро и пород вмещающей толщи – сланцев, порфиритов и известняков. Обломки погружены в мелкозернистый (часто с грубо флюидальной текстурой) эпидот–биотит–кальцит–актинолит–альбитовый цемент, нередко сильно запыленный магнетитом и пиритом, вплоть до образования гнездо- и жилкообразных скоплений. Цемент обычно рыхлый, пористый, что вообще характерно для рудно–эксплозивных брекчий /Иванкин, 1965/. Преобладающие минералы цемента: в одних случаях – альбит, в других – актинолит. С увеличением количества магнетита в цементе они переходят в рудные брекчии. Именно такими брекчиями и сложены

Эксплозивно–магматогенные брекчии развиты в западной склоняющейся части месторождения в тесной пространственной связи с рудными порфирами, являясь, по существу, их структурной (брекчиевой) разновидностью. В своей основе – это рудные порфиры, в той или иной степени насыщенные обломками и обломковидными образованиями альбитит–порфиров, рудных порфиров и руд. Альбитит–порфиры всегда имеют вид ярко выраженных обломков с остроугольными очертаниями и резкими границами. Они без сомнения попали в брекчии в результате дробления даек альбитит–порфиров. Рудные порфиры и руды с низким содержанием магнетита обычно имеют вид незональных с плавными очертаниями и нерезкими границами, а для разновидностей с высоким содержанием – вплоть до линзо- или даже каплевидных форм. Кроме того, обращает на себя внимание большая пестрота обломковидных образований рудных порфиров по содержанию в них магнетита (иногда это почти сплошные магнетитовые массы), разнообразию структур, степени раскристаллизации, соотношению (количественному) микролитов и базиса. В образованиях удлиненной формы микролиты альбита всегда ориентированы вдоль удлинения, повторяя даже в деталях изгибы контакта, а в овальных и круглых – по периметру, свидетельствуя тем самым о жидкостном или пластичном состоянии их в момент формирования. Об этом же свидетельствуют нередко встречающиеся удлиненные (лентовидные) извилистые формы обособлений, полностью вписывающиеся в сложный рисунок флюидальной текстуры цемента. Форма инородных включений и соотношение их с цементирующей массой рудного порфира совершенно однозначно указывают, что лейкократовые альбитит–порфиры представляют собой типичные обломки. Рудные порфиры и скопления магнетита, несущие явно выраженные черты пластических деформаций и отличающиеся от цементирующей их массы рудного порфира не составом, а только структурно–текстурными особенностями, образовались в результате многократного взламывания частично закристаллизованной альбит–магнетитовой магмы, в процессе ее эксплозивного становления.

Околорудные породы представлены метасоматитами альбитового, альбит–амфиболового или существенно амфиболового состава. Достаточно широко проявлена скаполитизация.

Руды имеют альбит–магнетитовый, альбит–амфибол–магнетитовый, альбит–амфибол–флогопит–магнетитовый состав. По структурно–текстурным особенностям среди них выделяются порфировидные, однородные мелкозернистые, мелкозернистые полосчатые, брекчиевидные и брекчиевидно–глобулярные разновидности. Из них наиболее распространены три последние.

Порфировидные руды. При характеристике рудных порфиров отмечалось, что при увеличении содержания в них магнетита они переходят в порфировидную руду. Признаки порфировидной структуры в рудах отмечаются повсеместно, однако в наиболее типичном выражении эти руды развиты на месторождении незначительно, главным образом в его западной прикорневой части на глубинах более 400 м. На более высоких уровнях они встречаются в обломковидных образованиях рудных брекчий. Это мелкозернистая альбит–магнетитовая

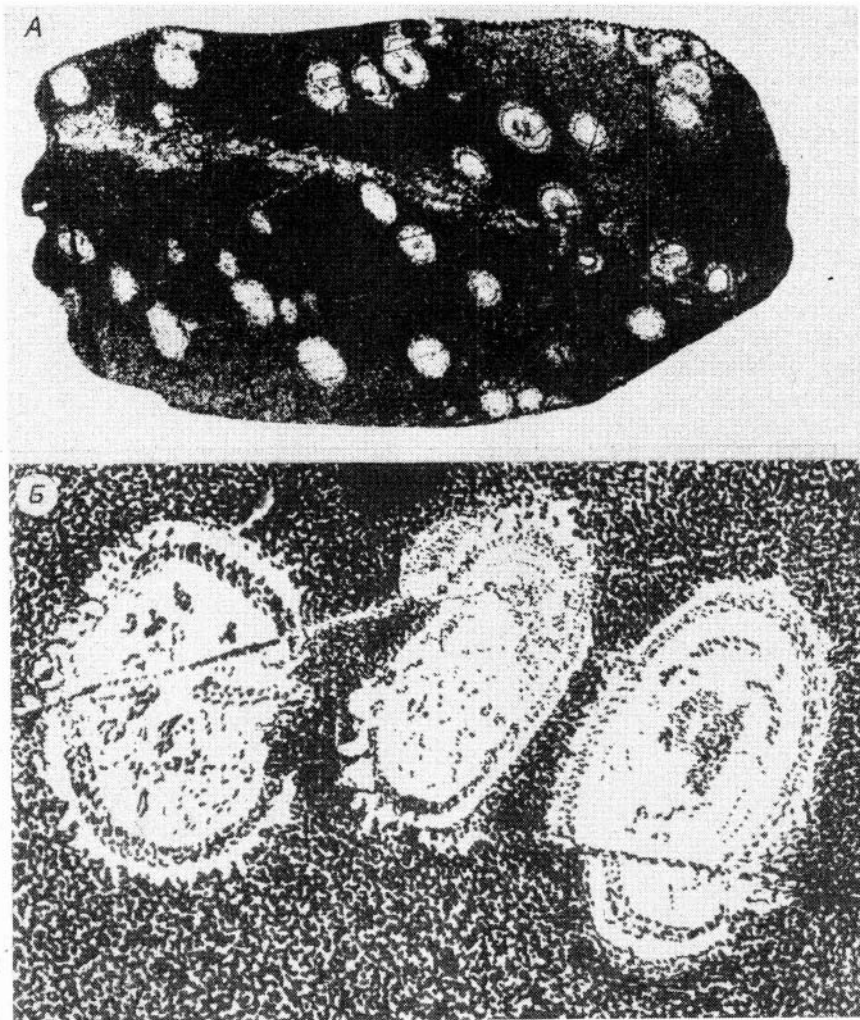


Рис. 5. Глобулярная структура мелкозернистых альбит-магнетитовых руд. Черное - магнетит, белое - альбит. А - ув. 4, Б - ув. 24.

руда (с содержанием железа 31-42%) порфирового строения обычно с флюидальной текстурой. Порфировые вкрапленники представлены удлиненными кристаллами альбита субпараллельной ориентировки, подчеркивающей общую флюидальную текстуру. Основная масса представлена мелкозернистым альбит-магнетитовым агрегатом флюидальной текстуры обычно линзовидно-полосчатого строения за счет неравномерного содержания в полосках магнетита. Отчетливо проявлено обтекание этой массой наиболее крупных фенокрист альбита или обломков пород с завихрениями вокруг них, свидетельствующими о жидкостном состоянии вещества, имеющего вид вязкой массы.

Мелкозернистые однородные руды имеют (как и предыдущие) альбит-магнетитовый состав, развиты в прикорневой части в тесной связи с порфировидными рудами и являются, по существу, их афировой разновидностью. При тонкозернистой альбит-магнетитовой массе для них характерно тесное срастание

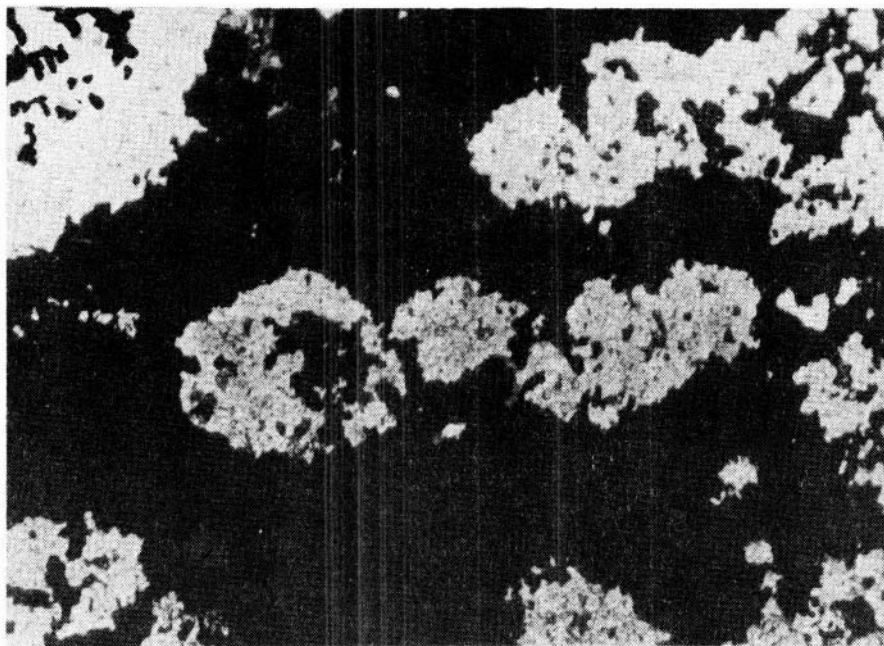


Рис. 6. Пятнисто-полосчатая, участками глобулярная структура магнетитовых руд Анзасского месторождения. Белое – альбит, черное – магнетит. Ув. 24.

альбита с магнетитом. Нередко в этих рудах проявляется тенденция глобулярной структуры (рис. 5) за счет появления полосовидных участков, содержащих мелкие (1–3 мм) глобулевидные обособления альбита с концентрическими зонами магнетита /Долгушин, 1976а/. Слипание глобулевидных обособлений и их растекание приводят к появлению полосок альбита среди магнетитовой массы, а при широком их развитии – полосчатых мелкозернистых руд. Происхождение этих руд из альбит-магнетитового расплава не вызывает сомнения.

Мелкопятнисто-полосчатые руды слагают центральную часть месторождения и по положению, составу и структурно-текстурным особенностям являющихся промежуточными образованиями между магматическими порфировидными рудами простого альбит-магнетитового состава и вышерасположенными рудами сложного альбит-скаполит-амфибол-флогопит-карбонат-магнетитового состава, имеющими признаки широкого проявления метасоматоза. Пятнистость и полосчатость руд обусловлены мелкими (2–3 мм) сгустками мелкозернистого агрегата альбита округло-лапчатой или даже почти круглой формы, концентрирующимися в неявно выраженные полоски шириной 0,5–1,0 см в магнетитовой массе (рис. 6). В отдельных участках при преобладании округлых обособлений альбита структура может быть названа глобулярной. Для альбитовых сгустков и глобулей характерно цепочкообразное их расположение со слиянием в однородные альбитовые полоски. В целом эти структуры могут интерпретироваться как эмульсионные, связанные с расслоением альбит-магнетитового расплава. Нередко первичная эмульсионная структура сильно затушевана наложенными метасоматическими процессами, выражающимися в широком развитии коррозионных явлений со стороны магнетита и появлении значительных количеств амфибола. Двойственность структур этого типа, вероятно, отражает сложное перерастание магматического рудообразования в метасоматическое.

Брекчиевидные руды слагают верхние части рудных тел и представляют собой оруденелые взрывные брекчии. Они более сложны по составу и кроме магнетита и альбита, слагающих руды предыдущих типов, содержат много амфибола, флогопита, кальцита и скаполита. Среди обломков в брекчиевидных рудах широко распространены так называемые гидротермалиты – тонкозернистые породы черного цвета, состоящие из амфибола с подчиненным количеством альбита и магнетита, реже отмечаются рудные порфиры. Как разновидность брекчиевых руд выделяются глобулевидные (ранее известные как бобовидные) /Богацкий, Курцерайте, 1966/. Глобулевидная, а местами это настоящая глобулевая, структура обусловлена широким развитием в цементе округлых, иногда почти шаровидных обособлений – глобул магнетита, одного или с альбитом. Обычно эти обособления по строению однородны, однако в ряде случаев, особенно в наиболее крупных обособлениях, проявлена тенденция к их зонально-концентрическому строению. Так же как и для вмещающих их брекчий характерно широкое развитие флюидалных текстур, подчеркнутых извилистыми (струйчатыми) лентовидными обособлениями магнетита. В этой связи нам представляется, что глобулярная структура – результат ликвации альбит-магнетитовой расплава. В то же время необходимо отметить широкое проявление в этих рудах метасоматических процессов, значительно усложняющих общую картину рудообразования.

Относительно Анзасского месторождения традиционным является мнение о его метасоматическом генезисе. Однако проведенные нами данные позволяют считать его более сложным (интрузивно-метасоматическим) по следующим причинам:

- 1) наличию рудных порфиров, тесно связанных с рудами вплоть до взаимопереходов между ними, прямо свидетельствующих о концентрации рудного вещества на магматическом этапе развития рудно-магматической системы;
 - 2) широкому развитию руд с порфиroidной, порфиrowидной, сидеронитовой, глобулевидной (и ее разновидностью – мелкопятнисто-полосчатой) структурами, отражающими кристаллизацию рудного вещества из расплава при проявлении ликвационных процессов;
 - 3) наличию рудных взрывных брекчий, тесно связанных как с рудами, так и с рудными порфирами и отражающими взрывной характер становления рудно-магматической системы, особенно в ее фронтальной части;
 - 4) зональности в строении месторождения, связанной с усилением признаков магматического рудоотложения от его фронтальных частей к корневым.
- Основываясь на этих особенностях, можно предположить, что формирование месторождения связано с концентрацией железа не на постмагматическом, а на позднемагматическом этапе развития системы с образованием газонасыщенной рудной магмы, ее интрузией, осложненной взрывами и последующим метасоматическим перераспределением рудного вещества под воздействием газовой фазы, в значительной степени маскирующей первично-интрузивную природу месторождения.

Абаканское месторождение

Месторождение эксплуатируется шахтным способом с 1957 г. Оно располагается в поле развития интенсивно дислоцированных крутостоящих пород осадочно-вулканогенной толщи верхнепротерозойского возраста, представленных порфиритами среднеосновного состава и их туфами, туфоконгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками. Интрузивные образования представлены

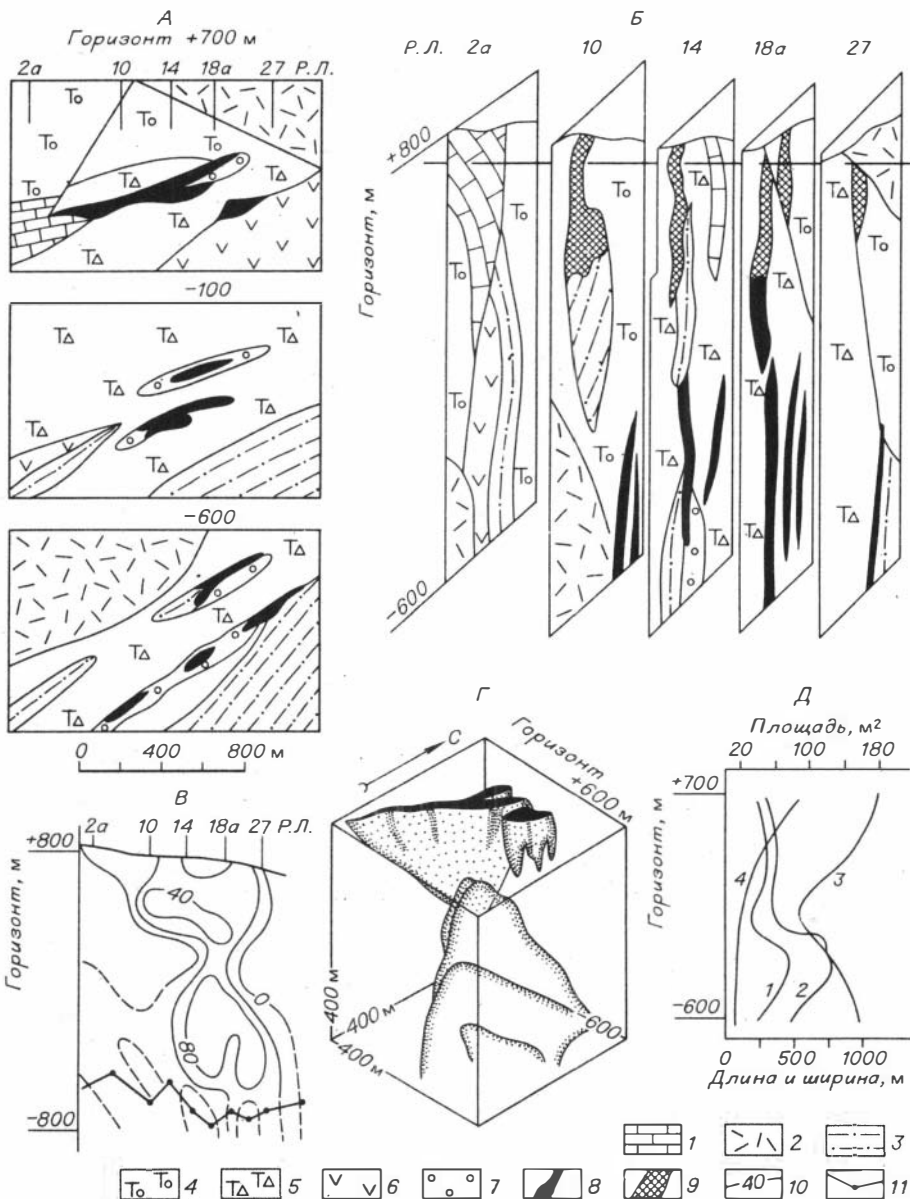


Рис. 7. Абаканское месторождение.

А - геологические планы. Б - геологические разрезы. В - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Г - аксонометрическая проекция рудных тел. Д - изменение параметров месторождения с глубиной (1, 2 - площадь руд (1) и метасоматитов (2); 3, 4 - длина (3) и ширина (4) рудной зоны).

1 - известняки; 2 - кератофилы и кварцевые порфиры; 3 - алевролиты, песчаники и конгломераты; 4 - туфоконгломераты; 5 - агломератовые туфы; 6 - базальтовые порфириты; 7 - альбит-актинолит-хлоритовые метасоматиты; 8, 9 - руда магнетитовая (8) и отработанная (9); 10 - изолинии мощностей рудных тел (м); 11 - контур глубины разведки месторождения.

многофазным габбро-альбититовым комплексом кембрийского возраста, из пород которого непосредственно в рудном поле развиты габбро-диабазы, порфириды, а в 1500 м от месторождения – кварцевые альбитофиры, параллелизуемые с таковыми же Анзасского месторождения. Непосредственно вмещающими для рудных тел являются агломератовые туфы и алевролиты (рис. 7).

Рудная зона Абаканского месторождения имеет ярко выраженную столбобразную форму. Максимальная длина рудной зоны, отвечающая поверхности месторождения – 1050 м, средняя – 600–700 м, ширина (по крайним рудным телам) – 300–400 м, глубина по падению в пределах только разведанного контура – 1600 м. Всего в рудной зоне выделяется четыре основных рудных тела, группирующихся попарно: два в верхней части месторождения и два в нижней на продолжении верхних так, что создается впечатление всего двух тел, разобщенных на глубине 500–600 м. Причина разрыва сплошности руд неясна, но, вероятнее всего, она связана с тектоникой. Падение рудной зоны крутое (в основном вертикальное), согласное со слоистостью вмещающих пород. Из интрузивных образований непосредственно в рудной зоне известны дайки порфиритов и габбро-диабазов, единичные в верхней части месторождения, но широко распространенные на глубине более 1000 м, где они как бы вытесняют руды, занимая их место. Залегая параллельно с рудными телами, они нередко на глубине перемежаются с ними, образуя “сендвичевую” структуру в нижней части рудной зоны. Дайки габбро-диабазов и порфиритов представляют собой верхнюю распальцованную часть габброидного интрузива, а резкое увеличение их количества с глубиной свидетельствует о близости этого интрузива и, как следствие, близости выклинка оруденения. Околорудные изменения вмещающих пород носят низкотемпературный характер (гидросиликатовый тип по В.В. Богац

альбитизацией, распространяющихся от рудных тел самое большое на первые десятки метров и лишь в единичных случаях – больше. При этом следует отметить, что изменения пород выражены слабо, в связи с чем почти всегда достаточно уверенно определяются первичный состав породы и ее структурные особенности. Интенсивные изменения, приводящие к формированию метасоматов без признаков первичной породы, развиты незначительно. В типичном же случае при высоком содержании железа руды характеризуются очень резкими контактами с вмещающими породами, и ширина сколь-либо сильного изменения пород измеряется буквально десятками, а нередко – всего лишь несколькими сантиметрами. В этом отношении руды очень напоминают соседствующие с ними дайки габбро-диабазов с резкими контактами. В связи с характеристикой слабо проявленного изменения вмещающих пород следует особо отметить, что на Абаканском месторождении, по существу, нет “осветленных” пород, являющихся в соответствии с традиционными представлениями источником железа для рудных тел, поскольку при наиболее распространенном изменении пород-хлоритизации и амфиболитизации – железо не только не выносятся из них, но даже в значительных количествах привносится. Руды месторождения в общем-то однообразны. Наиболее распространены сульфидно-магнетитовые, достаточно широко распространены карбонат-магнетитовые и существенно реже – магнетитовые. Кроме магнетита, сульфидов и кальцита во всех типах руд содержатся хлорит, актинолит и нередко апатит (содержание фосфора по некоторым отработанным горизонтам доходило до 0,25%). На Абаканском месторождении широко распространены богатые руды (среднее содержание железа по месторождению 45,4%, а в богатых рудах – более 60%) массивной текстуры и сидеритовой структуры, обусловленных цементацией зерен полевого шпата магнетитом или магнетит-амфиболовой массой. По существу – это порфиридные руды, весьма напоминающие магматические порфиридные руды Анзасского место-

рождения, но отличающиеся от них несколько большей коррозией зерен полевого шпата со стороны цементирующей магнетитовой массы.

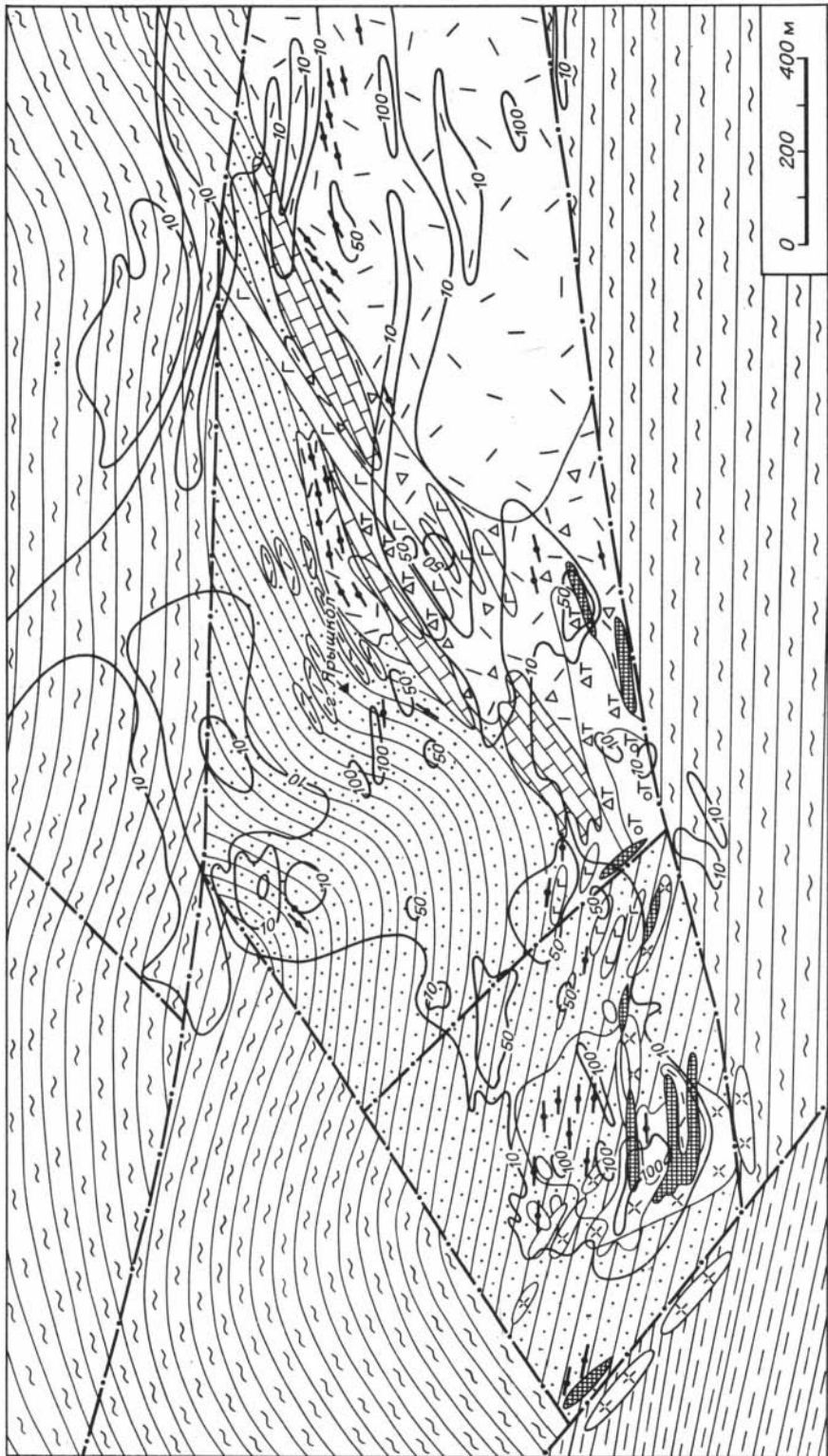
Как отмечает Г.Л. Поспелов, особое внимание привлекают руды с "...концентрической текстурой метаколлоидного облика, когда руда состоит из тончайших (доли миллиметра) сферических зон магнетита, многократно чередующихся с такими же зонками пирита и кальцита" /Железорудные месторождения..., 1959, с. 394/. Их разновидность – руды с бурундучной текстурой. Руды с бурундучной текстурой, особенно кальцит–магнетитового состава, развиты исключительно широко, образуя обычно среди других типов руд (неясно-полосчатых, пятнисто-полосчатых и пятнистых) пятна без резких границ, как бы свидетельствуя своим появлением о распаде рудоносной системы на месте ее становления. Широко развиты руды с полосчатой или неясно-полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полосок магнетита с амфибол–хлорит–кальцитовой или чаще только магнетит–кальцитовой массой, отражающей, вероятно, расслоение рудного флюида.

В связи с характеристикой руд нельзя не остановиться на рудовмещающих агломератовых туфах (не исключено, что они являются не туфами, а эксплозивными брекчиями), содержащими многочисленные обломки рудных порфиритов. Как отмечалось выше, кроме алевролитов, рудовмещающими являются также и агломератовые туфы андезит–базальтового состава, образующие пластобразное тело мощностью 250–300 м. Обломки пород в туфах угловатой формы, представлены в основном порфиритами, в том числе и их магнетитсодержащими разновидностями – рудными порфиритами. Наиболее насыщены туфы обломками рудных порфиритов непосредственно в рудном поле, где их количество достигает 20–30% от всех обломков. Рудные порфириты представляют собой мелкозернистые плагиоклазовые породы со слабо раскристаллизованной основной массой, насыщенной магнетитом при содержании железа до 25–30%, а в отдельных случаях и выше. Для них характерна ярко выраженная сидеронитовая структура, обусловленная наличием кристаллов (размером 1–3 мм) с четкими прямолинейными границами среди тонкозернистой магнетитсодержащей, а иногда почти мономинеральной магнетитовой массы. Сидеронитовая структура, ярко выраженная угловатая форма обломков при резких границах их с цементирующей массой и отсутствие признаков метасоматоза как в цементе туфов, так и в обломках совершенно однозначно указывают на принадлежность рудных порфиритов к магматическим образованиям, являющимся продуктом кристаллизации магнетитсодержащего расплава типа рудной магмы.

В последнее время наиболее распространена точка зрения о метасоматическом генезисе Абаканского месторождения. Между тем мы полагаем, что имеются все основания высказать и другую точку зрения о его первично-магматическом интрузивном происхождении при широком проявлении метасоматоза, сопровождающего магматический процесс и в значительной степени маскирующего первично-магматическую природу руд.

Ярьшкольское месторождение

Ярьшкольское магнетитовое месторождение, открытое в 1976 г., располагается в высокогорной части Западного Саяна в области его сочленения с Горным Алтаем. С его открытием в Западном Саяне определился новый железорудный район, включающий в себя (кроме Ярьшкольского) позднее открытое Волковское месторождение, а также ряд крупных аномалий и перспективных рудопроявлений, слабо или вообще не изученных. На Ярьшкольском месторождении с его хорошей обнаженностью и достаточной представительностью всех



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

типов рудной минерализации, порознь известных на других объектах, могут быть решены многие вопросы металлогении железа, касающиеся не только этого месторождения, но и в целом всего Западного Саяна. В первую очередь это относится к вопросам возраста и генезиса рудной минерализации.

Ярьшкольское месторождение находится в поле развития осадочных пород ярьшкольской свиты нижнесилурийского возраста, представленных главным образом песчаниками и алевролитами с единичными прослоями известняков (рис. 8). Осадочные отложения прорываются образованиями вулканоплутонического комплекса, по-видимому, девонского возраста, образующими сплошное поле удлиненной формы размером 1х3,5 км. В составе этого комплекса можно выделить вулканогенную и интрузивную составляющие. Вулканогенная составляющая представлена грубообломочными породами прижерловых и жерловых фаций – лавобрекчиями кислого, реже среднего состава, грубообломочными туфами и туфолавами; интрузивная – кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, альбитит-порфирами и диабазовыми порфиритами, слагающими мелкие штоки и дайки, нередко выходящие за пределы поля сплошного развития пород этого комплекса. Наиболее крупным, с поперечником до 800 м, является тело кварцевых порфиров, занимающее центральное положение в поле вулканогенных пород и являющееся, по-видимому, некком. В качестве важной особенности интрузивных и вулканогенных пород отметим широкое развитие среди них магнетитсодержащих разновидностей с первично-магматическим магнетитом – рудных порфиров и порфиритов, встречающихся в виде даек в поле вулканогенных пород и за его пределами в песчаниках ярьшкольской свиты.

Рудная минерализация Ярьшкольского месторождения представлена тремя типами: скоплениями магнетита в виде рудных тел, концентрирующихся в рудные зоны; рудными порфирами и порфиритами, образующими дайки; разрозненными магнетитовыми жилами (дайками), рассредоточенными на большой площади.

Рудные зоны. Всего на Ярьшкольском месторождении известно около десяти рудных тел мощностью от 1 до 50 м, однако совершенно очевидно, что промышленный интерес могут представлять только три, имеющие большие мощности (от 8 до 50 м), значительную протяженность по простиранию и образующие сближенную группу. Именно они и представляют собой рудную зону месторождения общей мощностью около 80 м при видимой протяженности около 500 м. Непосредственно вмещающими рудные тела являются альбитизированные песчаники, альбититы и альбитит-порфиры. Природа пород существенно альбитового состава не ясна: они могут быть и метасоматическими, и

Рис. 8. Ярьшкольское месторождение (составил С.С. Долгушин с использованием материалов И.М. Кольчикова и Е.С. Единцева).

1 – горно-алтайская серия ($\epsilon_3 - O_1$ gr): глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками; 2 – еринатская свита (O_1 er): песчаники с прослоями алевролитов; 3, 4 – ярьшкольская свита (S_1 jar): 3 – песчаники, алевролиты, 4 – известняки, мраморы; 5–10 – вулканоплутонический комплекс девонского возраста: 5 – туфоконгломераты, 6 – туфо- и лавобрекчии среднего состава, 7 – туфо- и лавобрекчии кислого состава, 8 – кварцевые порфиры, фельзиты, 9 – микрогаббро, габбродиабазы, диабазы, рудные порфириты, 10 – альбитофиры, альбит-порфиры, рудные порфиры; 11 – рудные тела; 12 – магнетитовые жилы; 13 – тектонические нарушения; 14 – изолинии напряженности магнитного поля в $n \cdot 100$ нТл.

магматическими образованиями. Последнее предположение основывается на их структурных особенностях (нередко это породы с порфировой структурой), штоко- или дайкообразной форме залегания с хорошо выраженными апофизами, секущими под углом слоистость песчаников, и ряде других фактов.

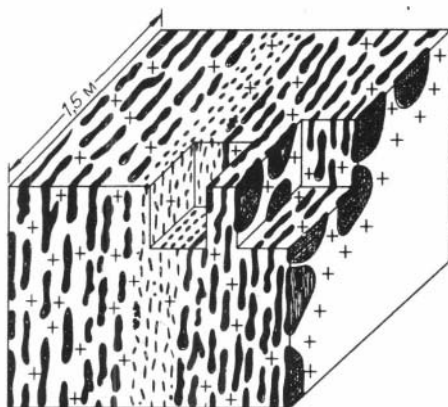
Рудные тела имеют удлиненно-линзовидную форму и в главной рудной зоне залегают согласно с общим простираем вмещающих толщ. Однако степень согласности залегания руд с вмещающими породами установить невозможно из-за отсутствия слоистости в последних вблизи рудной зоны. В то же время в других мелких рудных телах, удаленных почти на 1500 м от главной рудной зоны, совершенно отчетливо выражена приуроченность их к нарушениям, под острым углом секущим слоистость вмещающих пород. Границы рудных тел четкие, очень резкие, в естественных обнажениях хорошо выражены.

Рудная минерализация представлена в основном двумя близкими между собой текстурными типами, переходящими друг в друга, - рудами с линзовидно-полосчатой или гирляндовидной текстурами при резком преобладании последней. Остановимся на характеристике только последнего типа руд, поскольку именно они определяют облик рудных образований Ярышкольского месторождения.

Гирляндовская текстура (рис. 9) представляет собой разновидность линзовидно-полосчатой текстуры с полностью разобшенными рудными линзами в пределах одной полосы. Ее своеобразие связано с тем, что каждая магнетитовая линзочка имеет форму сильно уплощенного диска (или лепешки с тупыми закругленными краями), отстоящего от снежного с ним диска в плоскости их залегания на 10-15 см. Более всего эти магнетитовые образования напоминают лепешки-диски железа в металлургических шлаках, отражающих явления ликвации в доме на железо и силикатную жидкость. Все диски-лепешки параллельны, однообразно ориентированы согласно с общим простираем зоны и заметно удлинены в направлении ее падения. В среднем длина диска-лепешки составляет 0,5-1,0 м, толщина - 4-5 см. Расстояние между дисками, т.е. мощность нерудных промежутков, примерно в два раза больше толщины дисков и равно 4-10 см, в связи с чем в рудной зоне 1/3 ее объема приходится на сливной магнетит, а 2/3 - на межмагнетитовые промежутки. Границы магнетитовых дисков всегда резкие, без признаков каких-либо постепенных переходов к вмещающим породам и изменений этих пород. Дiskoобразные обособления сложены мономинеральным агрегатом магнетита массивной текстуры, иногда лишь содержащего мелкие гнезда анкерита.

Межрудные (межмагнетитовые) промежутки представлены мелкозернистым альбитом белого или почти белого цвета в одних случаях и белого с зеленоватым оттенком или даже зеленовато-серого (в зависимости от степени хлоритизации) - в других. Для альбитов рудной зоны характерно наличие мелких гнезд железистого карбоната (анкерита) обычно в ассоциации с магнетитом. Магнетит, кроме того, присутствует в альбитите в виде прекрасно ограненных кристалликов размером до 1 мм, четко выделяющихся на фоне однородной мелкозернистой кварц-полевошпатовой массы. Общее содержание магнетита в межрудных промежутках не превышает 3-5%. Вторичные изменения межмагнетитовых промежутков выражены слабо и представлены умеренно развитыми биотитизацией и хлоритизацией. При проявлении хлоритизации первично белый цвет альбитов меняется на зеленовато-серый. По своим структурно-текстурным особенностям и химическому составу альбититы межмагнетитовых промежутков, особенно их разновидности белого цвета, близки к дайковым альбитит-порфирам. Некоторые отличия альбита от альбитит-порфиоров выражены в грануляции порфирировых вкрапленников и исчезновении порфирировой структуры, повы-

Рис. 9. Гирляндовидная текстура магнетитовых руд Ярьшкольского месторождения. В центре – полоска со стерженьковой текстурой. Черное – магнетит, белое – альбитофир.



шенном содержании калия в разновидностях белого цвета и дополнительно магния в хлоритизированных разновидностях зеленовато-серого цвета, что видно при сопоставлении химических анализов альбититов межмагнетитовых промежутков между собой и с дайковыми альбитит-порфирами /Долгушин, Павлов, 1985/.

В центральной части рудной зоны в рудах с гирляндовидной текстурой есть хорошо выдержанная по падению полоса шириной 0,5 м с мелкими обособлениями магнетита в форме удлинённых капель и округлых в поперечном сечении или чуть сплюснутых стерженьков диаметром 0,3–0,5 см и длиной до 3–5 см, однообразно ориентированных в направлении падения рудной зоны (см. рис. 9). Капле- и стерженьковидные обособления магнетита распределены в пределах этой полосы более или менее равномерно. Однако в нескольких местах отмечается их сгущение вплоть до слияния и образования более крупных обособлений, аналогичных лепешковидным обособлениям магнетита в соседних прерывистых полосках. Совершенно очевидно, что руды с гирляндовидной и стерженьковой текстурами – однотипные образования, различающиеся только размерами магнетитовых обособлений и степенью их уплощенности, которая усиливается с увеличением их размера. Создается впечатление, что каплевидная и резкоудлинённая стерженьковидная формы магнетитовых обособлений как будто обусловлены их участием в общем течении расплава (или его отдельных струй) и ориентировкой в направлении этого течения.

Магнетит рудных обособлений представлен изометричными полигональными зёрнами, в которых после травления кислотой хорошо видна зернистость, и мушкетовитом – по-видимому, агрегатной псевдоморфозой по пластинчатому гематиту, хотя реликтов последнего не видно. В количественном отношении преобладает мушкетовит.

Околорудные изменения типичны для месторождений гидросиликатового типа и представлены в основном альбитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией, в меньшей степени – амфиболизацией.

Рудные порфиры и порфириты. Второй тип рудной минерализации представлен первично-магматической вкрапленностью магнетита в порфиритах, реже порфирах, залегающих в виде даек внутри поля развития вулканогенно-интрузивных пород и за его пределами, среди песчаников и алевролитов. Порфириты из разных участков месторождения по составу и структурно-текстурным особенностям близки между собой и различаются в основном по содержанию магнетита, количество которого колеблется от 5–10 до 15–20%, а в отдельных случаях – до 30–40% /Долгушин, Павлов, 1985/. Наиболее распространены порфириты с содержанием магнетита около 15–20%, называемые нами рудными порфиритами; это мелкозернистые породы от темно-серого до почти черного цвета (в зависимости от содержания магнетита) с ярко выраженной порфировой структурой, обусловленной однообразно ориентированными таб-

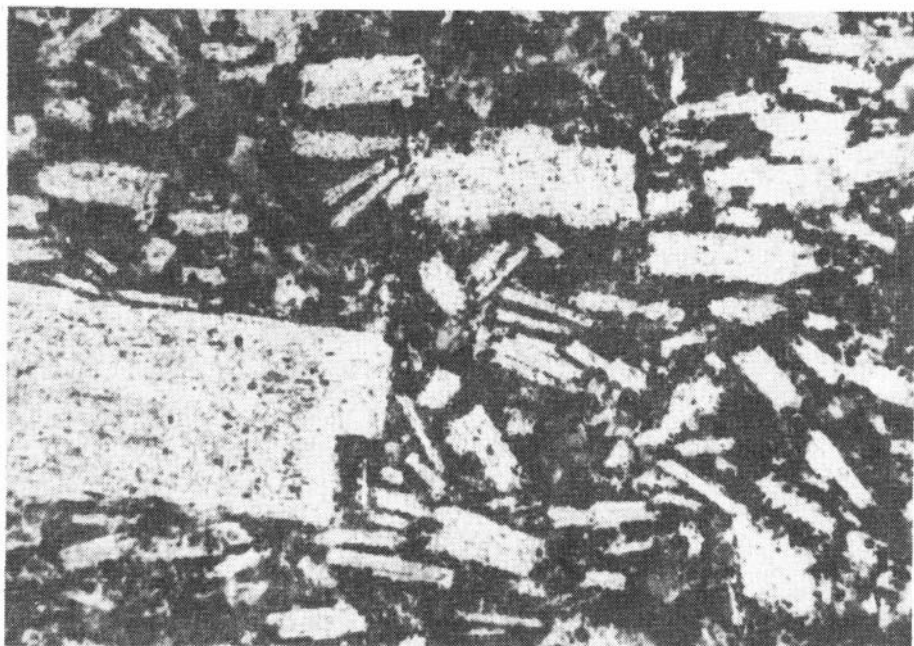


Рис. 10. Рудный порфир Ярьшкольского месторождения с сидеронитовой структурой. Белое – альбит, черное – магнетит. Ув. 24.

литчатыми или лейстовыми выделениями плагиоклаза (олигоклаз–альбита) на фоне мелкозернистой магнетитсодержащей основной массы (рис. 10,11). В основной массе магнетит присутствует в виде сыпи мелких кристалликов размером в сотые доли миллиметра. Находясь в основной массе, магнетит никогда не замешает и не корродирует порфиновые выделения плагиоклаза. В участках, где магнетита много, он выполняет роль цемента по отношению к вкрапленникам плагиоклаза, обуславливая сидеронитовую структуру. По микротвердости и составу микропримесей магнетит рудных порфиритов аналогичен магнетиту рудных зон и жил, за исключением более высокого содержания в нем титана /Мазуров и др., 1980/. Вторичные изменения рудных порфиритов связаны в основном с их биотитизацией и хлоритизацией, отражающих, вероятно, региональный метаморфизм.

В коренном залегании дайки рудных порфиритов наблюдались среди алевролитов (мощность даек 2 м при видимой протяженности 100 м) и кварцевых альбитит–порфиром. В обоих случаях распределение магнетита по дайкам равномерное, магнетит не выходит за их пределы, и какого–либо обогащения им вмещающих пород нет. Контакты даек четкие, интрузивного типа. Отсутствие признаков метасоматического отложения магнетита при равновесных соотношениях с порфиновыми вкрапленниками, залегание рудных порфиритов в виде даек среди практически неизмененных пород и четкие контакты даек свидетельствуют о магматической природе магнетита, выступающего в данном случае в роли порообразующего минерала.

Рудные порфиры по сравнению с рудными порфиритами развиты подчиненно и известны в пределах штока альбитит–порфиром, примыкающего с юга к рудной зоне, а также в виде маломощных даек среди кварцевых порфиром юго–восточнее г. Ярьшкол. По химико–минералогическому составу и структурным

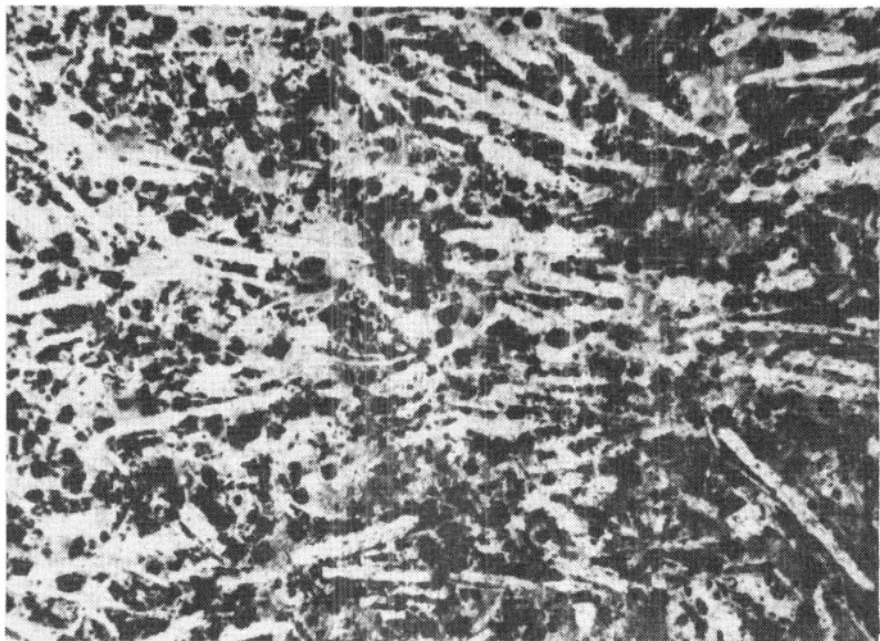


Рис. 11. Рудный порфирит Ярьшкольского месторождения с трахитовой структурой. Белое – альбит, черное – магнетит. Ув. 21.

особенностям – это те же альбитит–порфиры и кварцевые порфиры, но обогащенные магнетитом, сингенетичным по отношению к породе.

Рудные порфиры и порфириты, являясь магматическими породами, прямо свидетельствуют об обособлении и концентрации рудного вещества в процессе дифференциации силикатной магмы рудоносного комплекса. На современном срезе они развиты незначительно, составляя не более 5% площади всех магматических образований, а их разновидности с очень высоким содержанием магнетита и того меньше. Однако обширная магнитная аномалия Ярьшкольского месторождения не может быть объяснена только рудами. Результаты математического моделирования показывают, что для компенсации магнитного поля необходимо допустить значительное увеличение с глубиной объема рудных порфиритов.

Магнетитовые жилы. Третий тип минерализации представлен магнетитовыми жилами мощностью от 0,3–0,5 до 1–2 м, распространенными на месторождении и на значительном – до 4 км – удалении от него и залегающими в породах вулканоплутонического комплекса и вмещающих их осадочных отложениях – алевролитах и песчаниках. Магнетитовые жилы образуют как бы ореол вокруг месторождения, совпадающий с ореолом даек альбитит–порфиров вулканоплутонического комплекса. Их пространственные связи настолько тесны, что обычно магнетитовые жилы встречаются совместно с дайками альбитит–порфиров, а нередко и размещаются внутри их. Жилы имеют мономинеральный магнетитовый состав, однородную массивную текстуру и мелкозернистую структуру. По структурным особенностям и составу микропримесей магнетит жил аналогичен магнетиту главных рудных тел. Контакты магнетитовых жил – интрузивного типа, они всегда резкие, без каких-либо следов метасоматических изменений вмещающих пород. Особенно хорошо это видно в случае прорыва

магнетитовыми жилами белых альбитит-порфиров, испытавших лишь слабую перекристаллизацию (в основном грануляцию) в приконтактной полосе шириной всего от 0,1 до 1,0 см. В приконтактных частях многих жил отмечаются мелкие ксенолиты – осколки остроугольной формы вмещающих пород, взвешенные в магнетитовой массе и растащенные по ней так, что иногда можно удаленные друг от друга на 1–2 см осколки по подобию границ составить в единый обломок. Это свидетельствует о том, что рудная масса имела достаточную плотность, чтобы удерживать во взвешенном состоянии и транспортировать обломки вмещающих пород. По одноактному заполнению трещин, отраженному в однородной массивной текстуре рудной массы, ее высокой плотности, слабому проявлению метаморфизма на границе с вмещающими породами магнетитовые жилы напоминают дайки, как их, очевидно, и следует определять; это магнетитовые дайки инъекционного типа, связанные тесными пространственно-временными отношениями с дайками альбитит-порфиров и кварцевых порфиров. Несмотря на исключительно высокие содержания железа, магнетитовые дайки ввиду их небольшой мощности и значительной разобшенности друг от друга и от главных рудных тел как самостоятельный тип руд промышленного значения не имеют. В то же время их обнаружение представляет значительный научный интерес, поскольку именно в их образовании виден один из важнейших этапов дифференциации и пространственного разделения рудного вещества при рудно-магматическом процессе.

Вышеизложенные материалы, касающиеся в первую очередь генезиса руд, степени дифференциации рудного вещества и его пространственного разделения, позволяют сделать следующие выводы.

Во-первых, нельзя не обратить внимание на достаточно широкое проявление на Ярышкольском месторождении рудных порфиров и порфиритов, свидетельствующих о высокой концентрации рудного вещества в расплаве и возможности его отщепления в виде рудной магмы. В этом отношении Ярышкольское месторождение напоминает Анзаское с широко распространенными на нем рудными порфирами. Во-вторых, широкое развитие мономинеральных магнетитовых жил (магнетитов) с резкими контактами, не сопровождающимися метасоматическими изменениями вмещающих пород, прямо свидетельствует о возможности их образования из рудной (магнетитовой) магмы. В-третьих, строение рудных зон, состав руд, структурно-текстурные особенности и взаимоотношения с вмещающими альбитит-порфирами также могут свидетельствовать об образовании руд промышленного типа из магнетитового расплава. Основные текстурные особенности этих руд – четко отграниченные от вмещающих пород магнетитовые обособления капле- или лепешковидной формы, залегающие с резкими контактами среди альбититов, не могут быть поняты в связи с традиционными представлениями о магнетитовых рудах как о вторичных метасоматических образованиях. По-видимому, наиболее удовлетворяют фактическому материалу представления о них как о продуктах ликвационного расслоения магнетитового и фельзитового (альбититсодержащего) расплава. В свете представлений о магматической природе Ярышкольского месторождения три вышеописанных типа рудной минерализации соответствуют разной степени обособления в расплаве и пространственного разделения рудного вещества. Первой (начальной) стадии обособления рудного вещества соответствуют рудные порфиры и порфириты, в которых магнетит наряду с силикатами выступает в качестве породообразующего минерала. Второй (средней) отвечают руды промышленного типа с капле- и лепешковидными обособлениями магнетита, резко отграниченными от вмещающих их пород альбититового состава, но не испытавшими существенного перемещения. Третьей (высшей) стадии обособления рудного вещества с пространственным разделением обособившихся ("отликвировавшихся") фаз от-

вечают магнетитовые жилы, образование которых связано с интрузией магнетитового расплава (ликвата) на значительные расстояния от магматического очага. По существу, это – магнетитовые дайки. Второй компонент ликвации – кремнекислый расплав – в этом случае также перемещается в пространстве, образуя многочисленные дайки кварцевых порфиров и альбитит–порфиров в общем ареале с магнетитовыми жилами.

Восточный Саян

В Восточном Саяне имеется два промышленно–рудных района – Кизир–Казырский и Ирбинско–Краснокаменский, месторождения которых имеют определенное различие. В первом районе наиболее типичные и изученные железорудные месторождения Казырской группы, во втором – Ирбинское и Одиночное, описываемые ниже.

Казырская группы включает три разведанных железорудных месторождения – Табратское, Таятское и Хабалыкское, а также ряд рудопроявлений, генетически связанных с двухфазным габбро–диорит–гранодиоритовым комплексом верхнекембрийско–ордовикского возраста, являющегося производным магм базальтового ряда /Поляков, 1971/. Первая (наиболее распространенная) фаза представлена породами габбро–диоритового или диоритового, вторая – породами гранодиоритового или даже более кислого состава. Как отмечает Г.В. Поляков, "... магнетитовое оруденение отчетливо укладывается в интервал времени становления этих интрузий, проявляясь в одних случаях (Таятское месторождение) преимущественно до гранодиоритовой интрузии в связи с пироксеновыми диоритами, а в других (Табратское месторождение) – главным образом после этой интрузии, но до завершения формирования комплекса дайковой интрузии диоритовых порфиров и лампрофиров" /Поляков, 1971, с. 144/. Этой цитатой мы особо обращаем внимание на тесную временную связь оруденения с магматизмом, отмечая, что, по существу, речь идет о том, что оруденение по времени своего проявления не постмагматическое, а внутриматическое, поскольку во всех случаях попадает в "вилку" между отдельными интрузивными фазами комплекса. По особенностям состава сорудной минерализации все месторождения относятся к скаполитовому типу.

Табратское месторождение

Месторождение располагается в контакте крупного диорит–гранодиоритового массива, прорывающего вулканогенно–осадочные отложения. Вмещающими до глубины 1000 м, с одной стороны, являются порфириты и известняки, с другой – диориты массива, глубже 1000 м месторождение своими корневыми частями полностью располагается в пределах массива (рис. 12).

Морфологически оно представляет собой ярко выраженный штокверк столбообразной формы большой (более 1400 м) вертикальной протяженности. Штокверковая структура месторождения обусловлена развитием густой сети пересекающихся жил магнетита мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Преобладают жилки мощностью 5–10 см, тесно переплетающиеся между собой, в результате чего рудный штокверк имеет вид брекчии на магнетитовом цементе. Так как ввиду сложности распределения рудных масс внутри штокверка нельзя выделить сколько–либо четко оконтуренных рудных масс, он весь считается рудным телом, границы которого определяются по бортовому содержанию железа (20%) и среднему в подсчетном блоке (30%).

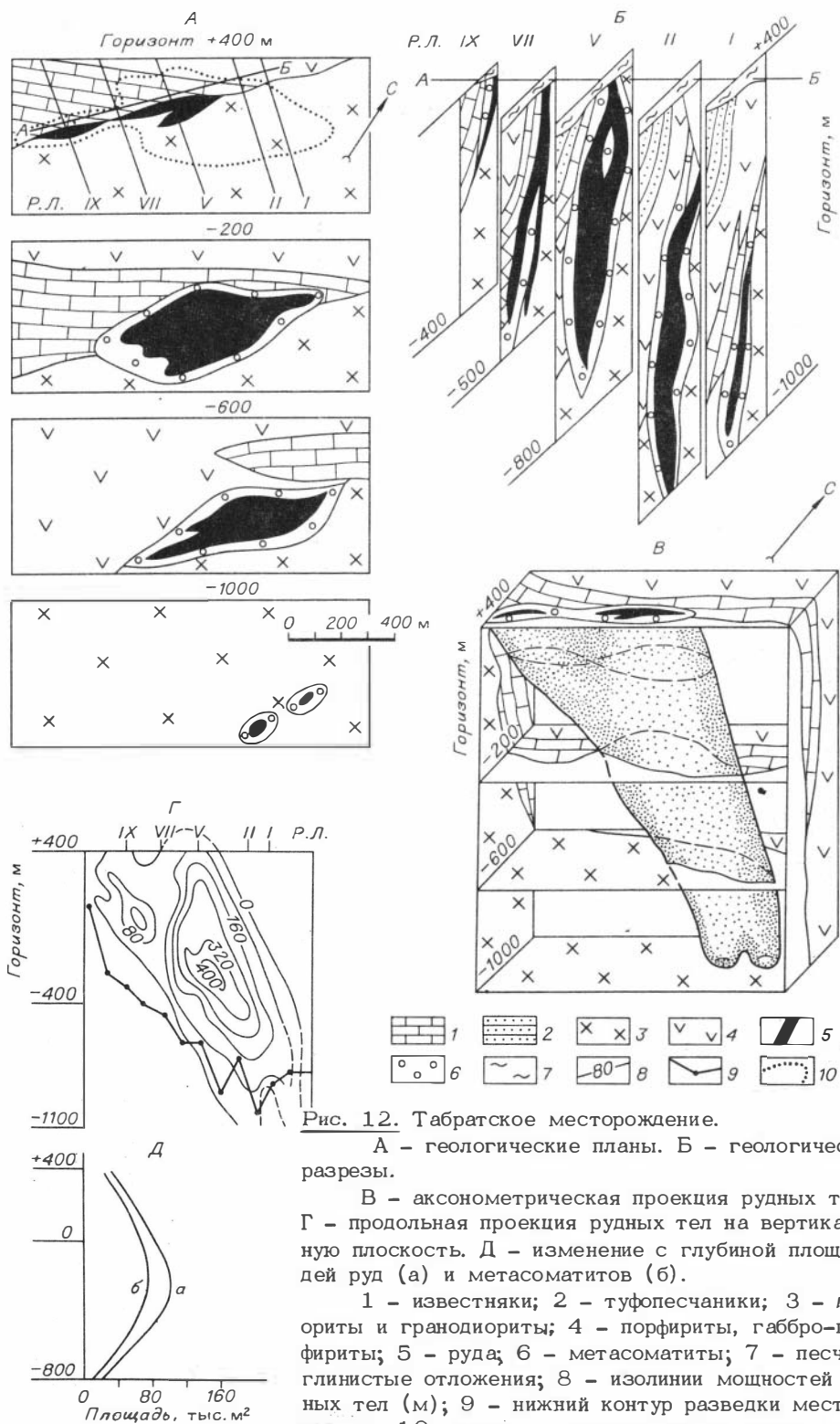


Рис. 12. Табратское месторождение.

А - геологические планы. Б - геологические разрезы.

В - аксонометрическая проекция рудных тел. Г - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Д - изменение с глубиной площадей руд (а) и метасоматитов (б).

1 - известняки; 2 - туфопесчаники; 3 - диориты и гранодиориты; 4 - порфириты, габбро-порфириты; 5 - руда; 6 - метасоматиты; 7 - песчаноглинистые отложения; 8 - изолинии мощностей рудных тел (м); 9 - нижний контур разведки месторождения; 10 - проекция рудных тел на поверхность.

Руды Табратского месторождения – это резко выраженные брекчии, в которых цементом является рудная масса, а обломки представлены метасоматитами и измененными вмещающими породами. Цементирующая рудная масса, составляющая не менее 50% объема брекчии, представлена почти одним кристаллически–зернистым магнетитом с пироксеном, реже магнетитом с хлорсодержащим амфиболом (дашкесанитом). Так, средний минеральный состав руд (%), подсчитанный по пересечениям длиной суммарно 2600 м, составляет (об. %): магнетит – 25,9, пироксен – 4,9, актинолит – 2,9, роговая обманка – 5,0, хлорит – 1,1, кальцит – 4,6, эпидот – 1,0, сульфиды – 0,3, обломки амфиболизированных пород и амфиболитов – 54,3. Обломки угловатой формы, обычно с резкими границами. В составе обломков резко преобладают амфиболовые метасоматиты от скрыто– до средне–крупнозернистой структуры, в которых иногда удается установить реликты порфириров, диоритов или габбро. Основной текстурой руд является брекчиевидная, обусловленная цементацией рудной массой обломков метасоматитов. Для сплошных магнетитовых масс, слагающих жилы мощностью несколько метров, типичны кристаллическая структура и массивная текстура, а также наличие скоплений кристаллически–зернистого магнетита и хлорсодержащего амфибола вокруг достаточно широко распространенных гнезд кальцита. Резко выраженная жильная форма отложения магнетита, четкие границы жил при слабом развитии метасоматоза и кристаллически–зернистые структуры и послужили основанием исследователям традиционно считать генезис месторождения гидротермальным или гидротермально–метасоматическим /Железорудные месторождения..., 1981/. Признание гидротермального генезиса месторождения весьма симптоматично, поскольку оно вполне определенно указывает на в общем–то малую роль метасоматоза при его образовании. Со своей стороны, заметим, что распространенная в рудах ассоциация магнетита с пироксеном свидетельствует скорее всего в пользу не гидротермальной, а расплавленной природы рудного флюида, который, вероятно, можно определить как рудная магма. В этом отношении весьма характерны для всей Казырской группы месторождений апатит–пироксеновые жилы с магнетитом, описанные Д.В. Калининым с соавторами, считающими, что “оруденение Табрата целиком связано с апатит–пироксеновыми жилами” /Калинин и др., 1962, с. 173/. Мы бы только уточнили – оруденение Табрата связано не столько с апатит–пироксеновыми жилами, сколько с их разновидностью – пироксен–магнетитовыми жилами, образующими здесь рудный штокверк. По мнению этих же авторов, “... несомненно, что апатит–пироксеновые жилы являются не метасоматическими образованиями ...Образование их происходило путем заполнения трещин и зон дробления. Жильные апатит–пироксеновые образования более всего соответствуют пегматоидным дайкам и жильным породам с характерной для них грубокластической структурой” (Там же). Совершенно очевидно, что цитируемые авторы весьма близки к представлениям о магматическом генезисе руд, слагающих эти жилы.

Околорудные изменения выражены слабо и представлены узкой шириной буквально в первые метры, иногда почти исчезающей зоной эпидотизации вмещающих пород. Изменения сильнее проявлены в верхней фронтальной части месторождения и слабее – в нижней, где многочисленные магнетитовые и пироксен–магнетитовые жилы, образующие рудный штокверк, вообще не сопровождаются сколько–либо существенно выраженными изменениями вмещающих их диоритов.

Рудный штокверк (рудные брекчии) Табратского месторождения имеет резко выраженную столбообразную форму при разведанной вертикальной протяженности (1400 м и максимальной мощности 420 м /Долгушин, 1978/. Падение его крутое, близкое к вертикальному. Горизонтальные сечения штокверка

округлые, увеличивающиеся по площади до глубины 600 м, глубже уменьшающиеся, что придает ему в общем сигарообразную форму. Так, на поверхности его горизонтальное сечение имеет размеры (м) 150 х 850, на глубине 600 м – 400 х 950, на глубине 1200 м – 150 х 400. Выклинка рудного штокверка вниз происходит путем его распада на отдельные корни, выклинивающиеся, судя по морфологическим отстройкам, где-то сразу ниже контура разведки на глубине примерно 1500–1600 м. Какого-либо изменения содержания железа с глубиной на всем 1500-метровом интервале месторождения не наблюдается. Некоторое уменьшение содержания железа с глубиной в рудах, показанное на графике (см. рис. 12), связано в действительности не с уменьшением содержания магнетита в жилах, а с уменьшением их мощности и густоты в пределах корневой части штокверка, опробуемой как единое рудное тело. Как видно на том же графике, кривые изменения площадей руд и метасоматитов закономерно приближаются к нулевым значениям в верхней и нижней частях графика, что отражает тенденцию естественной выклинки месторождения и вверх, и вниз, это хорошо видно также и на продольной проекции месторождения.

Табратское месторождение – один из немногих железорудных объектов большой вертикальной протяженности с установленной верхней и нижней выклинками. Нижняя выclinка рудного тела, т.е. тела брекчий, находится на глубине 1500–1600 м в пределах массива гранодиоритов, верхняя – почти совпадает с уровнем эрозионного среза (см. рис. 12). Судя по тенденциям замыкания изолиний мощностей руд сразу выше современной поверхности, характеру изменения графиков площадей руд и метасоматитов, можно полагать, что эродированная часть месторождения не должна превышать 150–200 м. В целом же вертикальная протяженность оруденения с учетом величины эродированной части составляет 1600–1700 м.

Основываясь на составе руд, их структурно-текстурных особенностях, ярко выраженной жильной форме проявления и ряде других признаков, все исследователи относят Табратское месторождение (как впрочем и остальные Казырской группы) не к метасоматическому, а к гидротермально-метасоматическому типу /Князев, 1974; Железорудные месторождения..., 1981/. При этом подразумевается, что метасоматическая сторона генезиса имеет подчиненное значение на фоне господствующего гидротермального процесса. В определенной степени разделяя эту точку зрения, мы в то же время считаем, что представления о гидротермальном генезисе в его классическом понимании, в частности – гидротермальных растворах как малоконцентрированных системах, не объясняет ряда коренных особенностей геологического строения месторождения, его морфологии, жильного типа минерализации, структур и текстур руд и т.д. По нашему мнению, эти особенности более правильно можно объяснить на основе представлений о рудном флюиде как высококонцентрированной газонасыщенной системе типа рудного расплава (рудной магмы), интрузия которого сопровождалась закрытыми взрывами, образовавшими брекчиевый штокверк, густо насыщенный магнетитовыми жилами. Роль же метасоматических процессов, как это и отмечается многими исследователями, в рудную стадию была незначительной.

Хабалькское месторождение

Хабалькское месторождение располагается на контакте диоритового массива с вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия, представленными известняками и порфиритами среднеосновного состава и их туфами

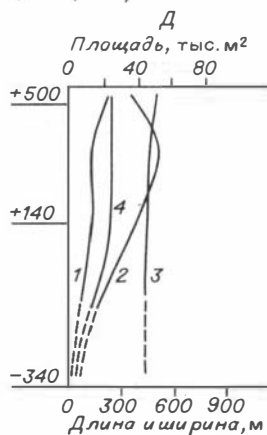
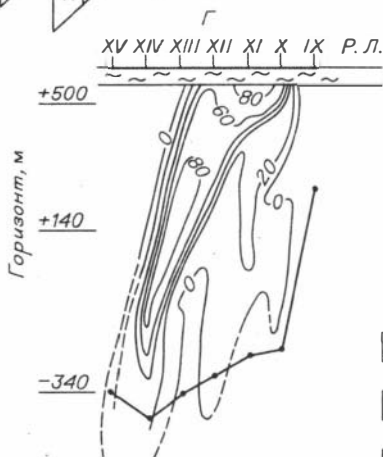
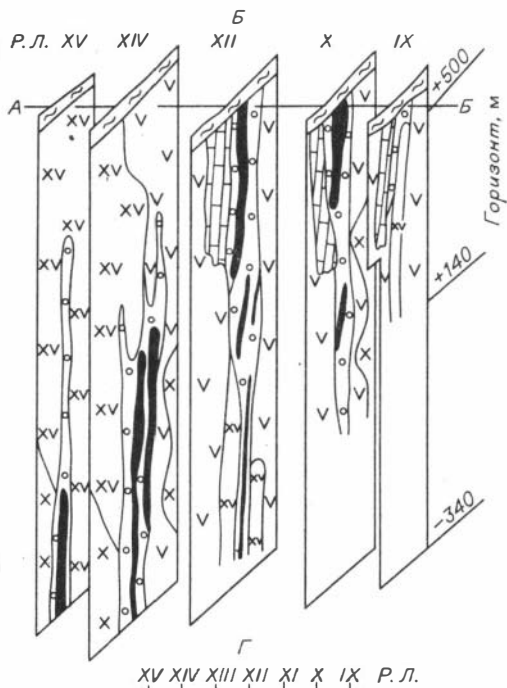
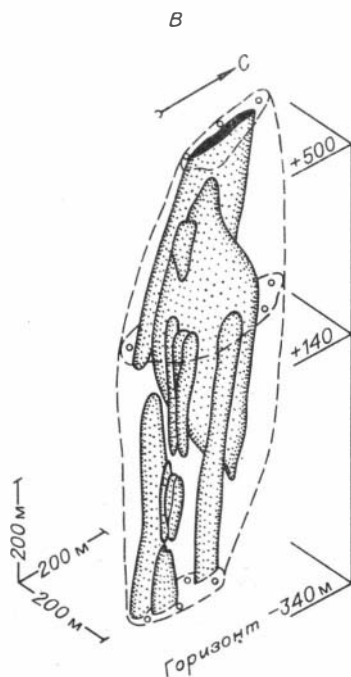
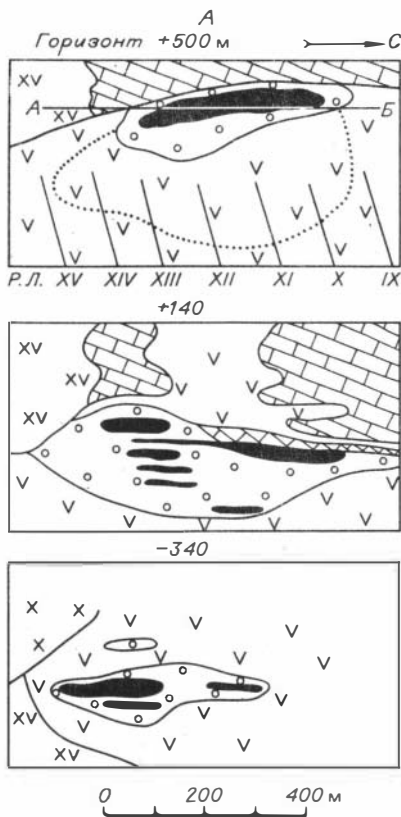
(рис. 13). На Хабалькском месторождении, как впрочем и ряде других объектов Казырской группы, известны рудные порфириты, слагающие в пределах рудного поля тело большой вертикальной протяженности /Хохлов и др., 1981/. Руды залегают в основном среди вулканогенно-осадочных отложений, реже в диоритах. Среди измененных пород наиболее распространены амфиболовые, амфибол-плаггиоклазовые метасоматиты, и особенно скарны, представленные пироксен-гранатовыми и эпидот-гранатовыми разновидностями, образующими ореол вокруг рудных тел шириной несколько десятков метров.

По минералогическому составу выделяются существенно магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и силикатно-магнетитовые руды. В количественном отношении преобладают силикатно-магнетитовые (главным образом амфибол-магнетитовые и пироксен-магнетитовые) руды, составляющие не менее 70% объема всех руд. Главные минералы руд – амфибол, пироксен и магнетит, достаточно широко распространен кальцит. Наиболее распространенные текстуры – массивная и полосчатая, причем последняя нередко переходит в микроплойчатую. Основными структурами являются мелко- и тонкозернистая.

Для руд Хабалькского месторождения характерно весьма высокое содержание железа при широком развитии почти сливных магнетитовых руд с резкими границами рудных тел /Князев, Хохлов, 1976/. Какая-то характеристика руд, нельзя не отметить, что В.Е. Хохлов и Г.Б. Князев, /Хохлов, 1974; Князев, Хохлов, 1976/, занимавшиеся детальным изучением этого месторождения, выделили кроме метасоматических еще и магматические руды, развитые на глубине в прикорневых частях месторождения. Эти руды имеют существенно магнетитовый состав, массивную текстуру, мелкозернистую структуру и залегают среди неизмененных порфиритов, имея с ними резкие контакты. На Болотном месторождении, смежном с Хабалькским, эти же авторы отмечают наличие руд амфибол-плаггиоклаз-магнетитового состава также, по их мнению, магматического генезиса.

Хабалькское месторождение разведано на глубину 960 м почти до полной выклинки, и поэтому его морфология хорошо изучена. При крутом почти вертикальном падении рудная зона Хабалькского месторождения, содержащая в себе около 20 рудных тел, имеет резко выраженную столбообразную форму с постепенным сужением вниз. Ее поперечное сечение на дневной поверхности по контуру метасоматитов имеет размеры (м) 100 x 350, на глубине 500 м – 80 x 250, а на глубине 900 м – 20 x 170. Рудные тела в пределах столбов метасоматитов располагаются компактно также в виде столба, но еще более узкого, с ясно выраженной тенденцией выклинки вниз сразу же ниже контура разведки в пределах массива диоритов, вскрытого скважинами в корневой части месторождения и являющегося, по-видимому, материнским по отношению к оруденению.

Генезис Хабалькского месторождения (как и Табратского) традиционно считается гидротермально-метасоматическим. Однако, используя параллелизацию с Табратским месторождением и учитывая данные Г.Б. Князева и В.Е. Хохлова /1976/ о наличии в корневых частях месторождения магматических руд и рудных порфиритов, широкое развитие сливных руд с резкими границами слагаемых ими тел, а также резко выраженную столбообразную форму в целом всего месторождения и отдельных рудных тел, обусловленную формообразующей способностью рудного флюида, можно полагать, что в формировании месторождения ведущее значение имела инъекция рудного расплава, признаки которой достаточно ясно проявлены в морфологии месторождения и составе руд нижней прикорневой части, но в значительной степени затушеваны в верхней части месторождения сопутствующими процессами метасоматоза.



- | | |
|--|----|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |
| | 10 |

Таятское месторождение

Таятское месторождение разведано до глубины 900 м. Располагается оно в экдоконтактной зоне габброидного массива; приурочиваясь к ксенолиту вулканогенно-осадочных пород, причем большая часть руд располагается в габброидах. На месторождении выделяется около 20 рудных тел линзовидной формы, образующих ярко выраженную кольцевую структуру (рис. 14). Объемная фигура месторождения имеет конусовидную форму, обусловленную ее сужением с глубиной. Так, имея на поверхности поперечник около 700 м, она на глубине 300 м сужается до 250 м, достигая полной выклинки на глубине около 800 м. Центральная часть структуры занимает шток взрывных брекчий, прослеживающийся на всю разведенную глубину. Главная особенность этих брекчий — широкое развитие в обломках, особенно на глубоких горизонтах рудных порфиритов, не известных на месторождении. Цемент брекчий представлен кристаллической породой типа диабаз, нередко сильно измененной сорудным метасоматическим процессом. В корневых частях месторождения на глубинах около 800 м в практически неизменном диабазовом цементе отмечается участками повышенное содержание магнетита в концентрациях, отвечающих бедным рудам.

Руды магнетитовые и магнетит-скаполитовые при преобладании последних. Текстура руд массивная, брекчиевидная, тонкополосчатая с переходом во флюидальную. Структуры руд в основном метасоматического типа, однако широко представлены и сидеронитовые структуры магматического типа с ярко выраженной трахитоидностью, обусловленной цементацией магнетитом удлинённых однообразно ориентированных кристаллов скаполита. Границы кристаллов скаполита четкие, в основном без следов коррозии со стороны магнетита. Широкое развитие сидеронитовых структур и флюидальных текстур создает впечатление кристаллизации руд из расплава с последующим изменением их в большей своей части сопутствующими метасоматическими процессами. Как и для других месторождений Казырской группы, для Таятского характерно наличие пироксен-магнетитовых жил, по-видимому, магматического генезиса.

Заканчивая характеристику месторождений Казырской группы, отметим, что всеми исследователями, исходившими из традиционных представлений о метасоматическом или даже гидротермальном генезисе руд, все же в той или иной степени отмечались признаки, указывающие на участие магматических процессов в их формировании.

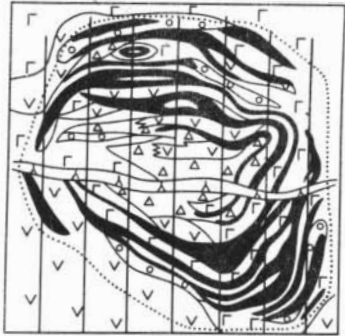
Наши наблюдения над морфологией месторождений и особенностями рудообразования расширяют круг признаков магматического генезиса руд, особенно в плане отнесения брекчий к продуктам закрытых взрывов, сопровождающих

Рис. 13. Хабалыкское месторождение.

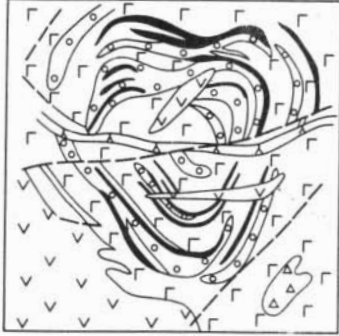
А — геологические планы. Б — геологические разрезы. В — аксонометрическая проекция рудных тел. Г — продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Д — изменение морфологических параметров с глубиной (1, 2 — площадь руд (1) и метасоматитов (2); 3, 4 — длина (3) и ширина (4) рудной зоны).

1 — известняки; 2 — андезитовые порфириты; 3 — субвулканические диоритовые порфириты; 4 — диориты, габбро-диориты; 5 — метасоматиты; 6 — магнетитовая руда; 7 — проекция рудных тел на поверхность; 8 — изолинии рудных тел (м); 9 — контур глубины разведки месторождения; 10 — четвертичные отложения.

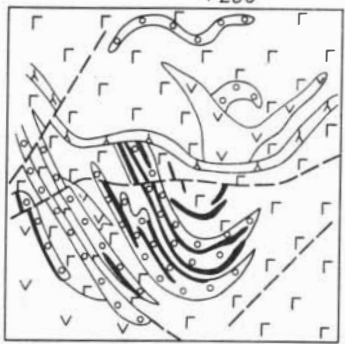
А
Горизонт +500 м



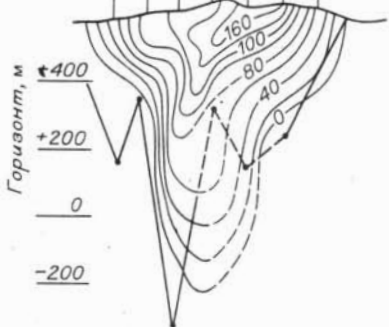
II III IV V VI VII VIII Р.Л.
+400



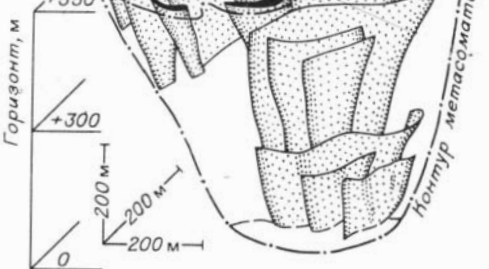
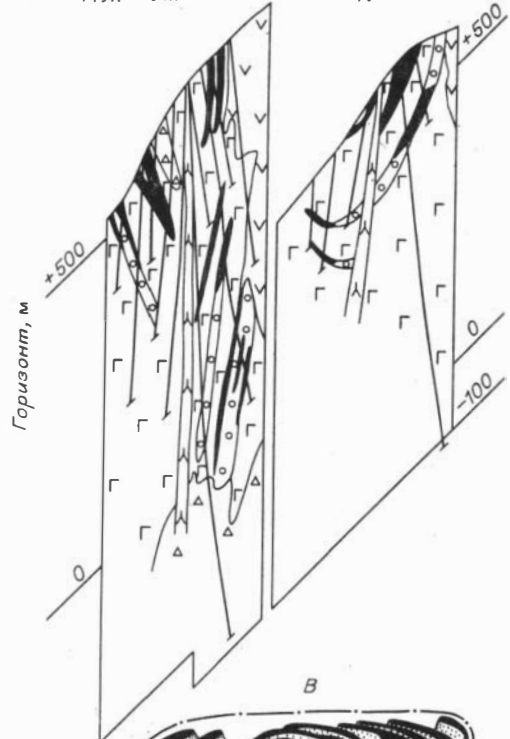
+200



II III IV V VI VII VIII Р.Л.

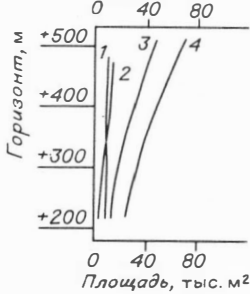


Б
Р.Л. VIII IV



Нижур метасоматитов

Д
Мощность, м



- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

и осложняющих интрузивный путь становления рудно-магматической системы. Особенно велика роль эксплозивного процесса в рудообразовании на Табратском месторождении, представляющим своеобразную трубку взрыва вертикальной протяженностью более 1500 м. Важным фактом, противоречащим представлениям о ведущей роли метасоматоза в происхождении месторождений с заимствованием рудного вещества из боковых пород, является отсутствие или в крайнем случае ничтожно малое развитие зон "осветленных" вмещающих пород. Весьма примечательной особенностью месторождений этой группы, свидетельствующих в пользу не постмагматического, а позднематематического генезиса, является образование руд додайковой фазы рудоносного комплекса, исключительно широко развитой на всех месторождениях этой группы.

Ирбинское месторождение

Ирбинское месторождение разрабатывается карьером с 1968 г. Рудное поле приурочено к крупному ксенолиту вулканогенно-осадочных пород (эффузивы и их туфы от основного до кислого состава, песчаники, известняки), расположенному между двумя крупными интрузивными массивами: габбро-диорит-граносиенитовым ольховского комплекса ордовикского возраста и сиенитовым ирбинского комплекса более молодого, предположительно девонского возраста /Дымкин и др., 1975/ (рис. 15). При общем признании эндогенного генезиса среди исследователей существуют разные представления относительно связи оруденения с тем или иным комплексом. Однако при всей нерешенности ряда генетических вопросов оруденения ясно, что оно накладывается на интрузивные породы ольховского комплекса, но моложе дайковой фазы сиенит-порфириров, а возможно, и всего ирбинского комплекса.

Скарново-рудная зона Ирбинского рудного поля имеет вид полосы протяженностью 4000 м при ширине 700 м, в пределах которой располагаются обособленные рудные участки - Гранатовый, Центральный, Промежуточный и Безьямьинский, из которых разрабатываются два первых.

В скарново-рудной зоне распространены в разной степени метасоматически измененные известняки, туфы, а также скарны (в основном гранатовые и гранат-пироксеновые), руды, дорудные диориты и сиенито-диориты, пострудные дайки сиенит-порфириров, а на глубоких горизонтах Центрального участка - сиениты. Главными рудовмещающими породами являются в той или иной степени метасоматически измененные (обычно сильно калищпатизированные) диориты и порфириты.

Наиболее широко распространенным типом околорудных изменений является скарнирование, приводящее к образованию больших полей скарнов или скарни-

Рис. 14. Таятское месторождение.

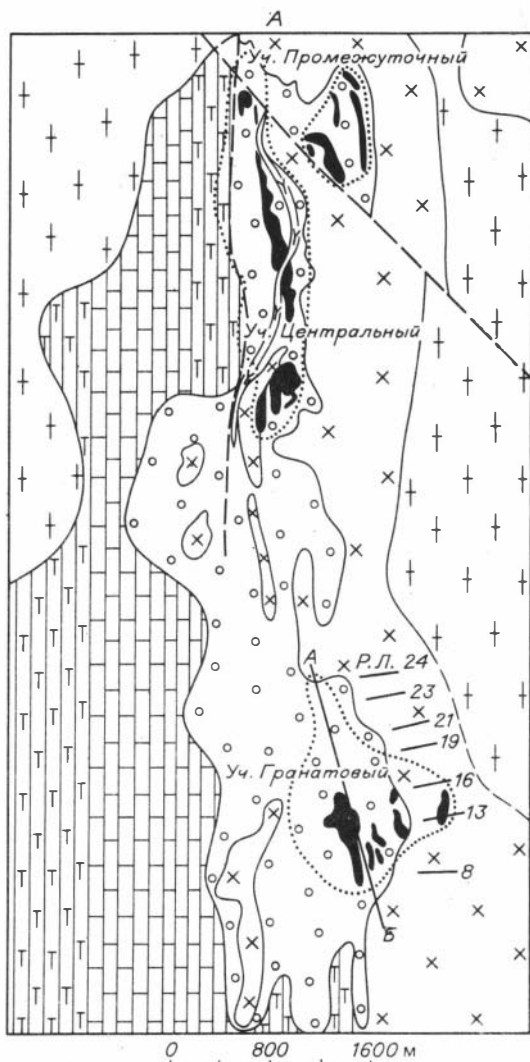
А - геологические планы горизонтов. Б - геологические разрезы. В - аксонометрическая проекция рудных тел. Г - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Д - изменение с глубиной: мощности руд (1) и метасоматитов (2) по Р.Л. V; площадей руд (3) и метасоматитов (4) месторождения.

1 - габбро, габбро-диориты, диориты, в разной степени метасоматически измененные; 2 - лабрадоритовые порфириты; 3 - эффузивы среднеосновного состава; 4 - брекчии; 5 - скаполит-пироксен-плагноклазовые метасоматиты; 6 - магнетитовая руда; 7 - проекция рудных тел на поверхность; 8 - изоляции мощностей рудных тел (М); 9 - контур разведки месторождения.

Рис. 15. Ирбинское месторождение.

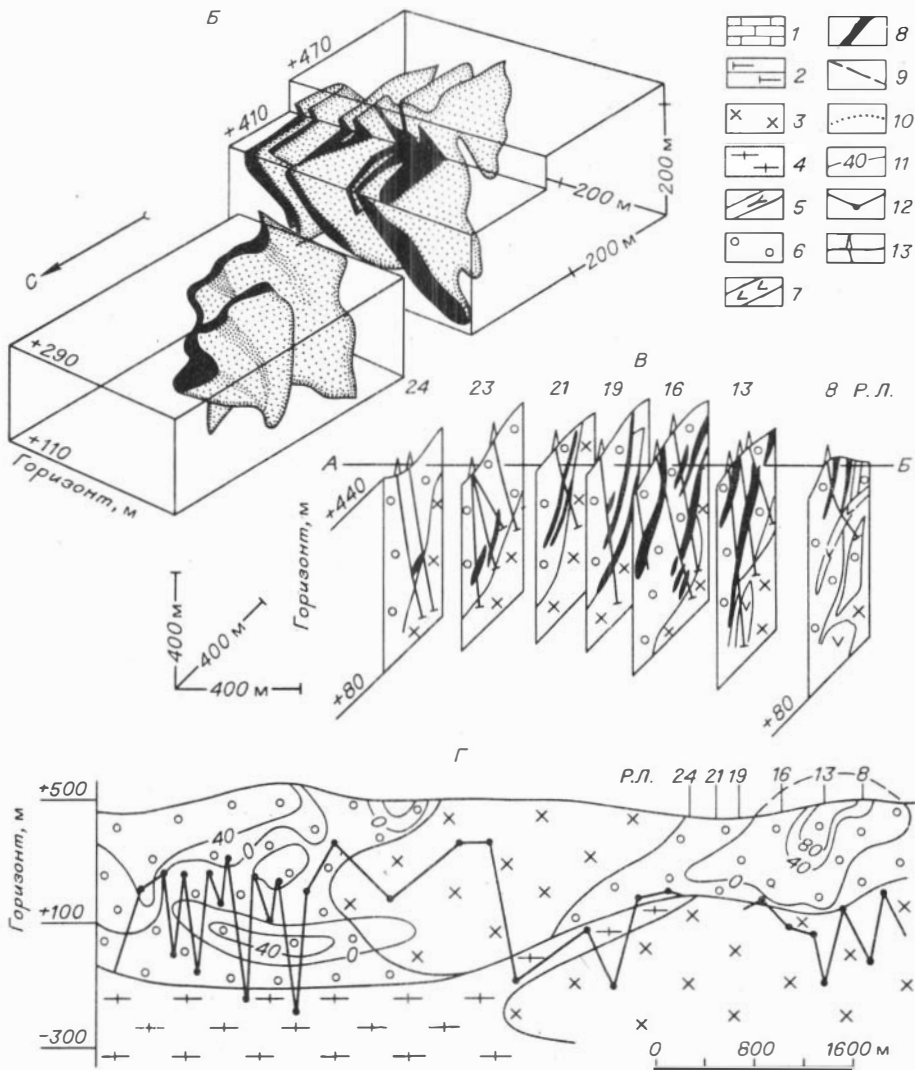
А - геологический план, Б - аксонометрическая проекция рудных тел, В - геологические разрезы, Г - продольная проекция рудных тел в изолиниях мощностей (м).

1 - известняки, карбонатные породы; 2 - мелкообломочные туфы среднего и кислого состава, фельзиты, роговики; 3 - диориты, диорито-сиениты, граносиениты ольховского комплекса; 4 - граносиениты, сиенит-порфиры ирбинского комплекса; 5 - дайки микросиенит-порфиров; 6 - метасоматиты разного состава; 7 - дайки диабазов; 8 - магнетитовая руда; 9 - основные тектонические нарушения; 10 - проекции рудных тел на поверхность; 11 - изолинии одинаковых мощностей рудных тел (м); 12 - контур глубины разведки месторождения; 13 - скважины.



рованных пород, вмещающих рудные тела. В тесной ассоциации с рудами развиты тонкозернистые, иногда почти скрытокристаллические породы черного цвета карбонат-альбит-магнетит-пироксенового состава, образующие гнезда, жилки или каемки вокруг обломков пород. Считается, что они являются продуктами кристаллизации высококонцентрированного раствора типа коллоида.

Особо следует отметить брекчии, широко распространенные на месторождении и являющиеся важным фактором для понимания его генезиса. Наличие брекчий на Ирбинском месторождении отмечалось ранее, но им не уделялось должного внимания, поскольку, как и на многих других месторождениях, они традиционно считались тектоническими образованиями, имеющими локальное распространение. Некоторые исследователи, отрицая тектоническую природу брекчий, связывали их образование с процессом магматического замещения в результате проникновения в породу гидротермально-магматических растворов-расплавов. Мы также отрицаем тектоническую природу этих брекчий, но рассматриваем их как взрывные образования, формирующиеся на определенной стадии развития рудно-магматического процесса. Изучение керн буровых скважин, рудодобывающих карьеров, срезов рудовозных дорог и других многочис-



ленных искусственных обнажений показывает, что брекчии в рудном поле развиты чрезвычайно широко, даже, по-видимому, гораздо шире, чем это представляется. Еще Г.Л. Поспелов /Железорудные месторождения..., 1959/ указывал, что на этом месторождении главным текстурным типом являются брекчиевые руды, переходящие в пятнистые. По размеру обломков и степени их округленности, составу обломков и цемента, а также отношению к рудной минерализации брекчии весьма разнообразны.

Ирбинские брекчии – это в основном средне-, реже мелкообломочные породы с однородными (известняковые) и разнородными обломками, представленными в разных сочетаниях породами ближайшего окружения – туфами, порфиритами, фельзитами, диоритами и сиенито-диоритами ольховского комплекса, а также скарнами и рудами. По главному признаку – отношению брекчий к орудуванию – брекчии с определенной долей условности можно разделить на три группы: нерудные, рудные и с обломками руды.

Нерудные брекчии. В эту группу входят брекчии, разнообразные по составу обломков, идентичных вмещающим породам, развитые в основном в промежутках между рудными участками. Они представляют собой в разной степени дробленые породы без какого-либо заметного перемещения. Это неравномерно-обломочные, нередко глыбовые брекчии, в которых крупные глыбы цементируются мелкообломочной брекчией с пироксен-гранатовой минерализацией при широком развитии кальцита. В срезках рудовозной дороги высотой до 20 м видно, что эти брекчии имеют вид столбообразных штокверков с многочисленными ответвлениями и постепенными переходами к вмещающим породам по мере снижения интенсивности дробления. По характеру контактов и морфологии тел этих брекчий можно предположить об образовании их в результате разрыхления пород быстро проникающими газами, вероятно диссоциатами углекислоты, следы прохождения которых остались в виде кальцитового цемента. Картирование брекчий и определение положения в рудном поле с необходимой детальностью пока не сделано, но уже на основании наших наблюдений можно утверждать, что они развиты очень широко и играют весьма важную роль в строении рудного поля. К этому же типу относятся и достаточно характерные для месторождения существенно карбонатные брекчии.

Рудные брекчии. Остроугольные обломки (от 1-2 до 5-10 см) в разной степени метасоматически измененных пород и гранатового или пироксен-гранатового скарна цементируются гранатом и магнетитом, нередко с преобладанием последнего (в этом случае брекчии являются рудами). Цемент составляет до 50% породы. Эти брекчии широко распространены в пределах всего месторождения, особенно на Центральном участке, почти нацело слагая там все рудные тела. Брекчиевая текстура резко выражена в бедных рудах глубоких горизонтов и слабее - в богатых рудах верхних, где она ввиду интенсивного проявления процессов метасоматоза переходит в пятнистую.

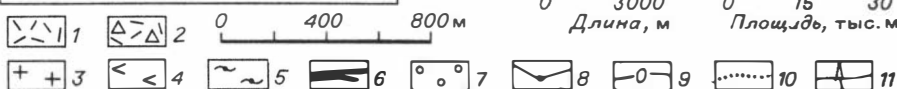
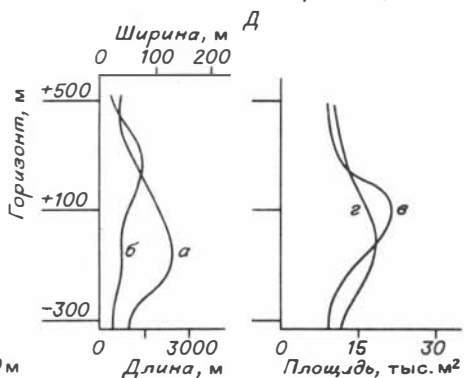
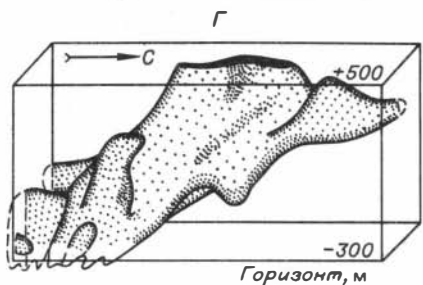
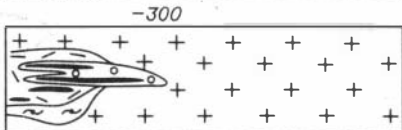
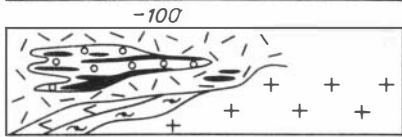
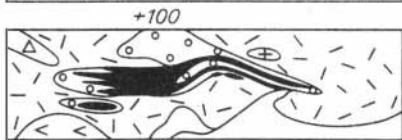
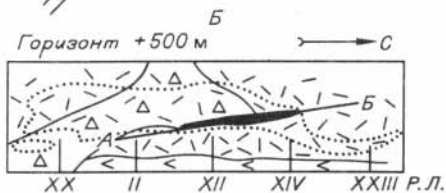
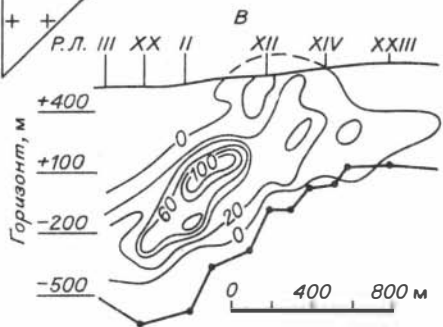
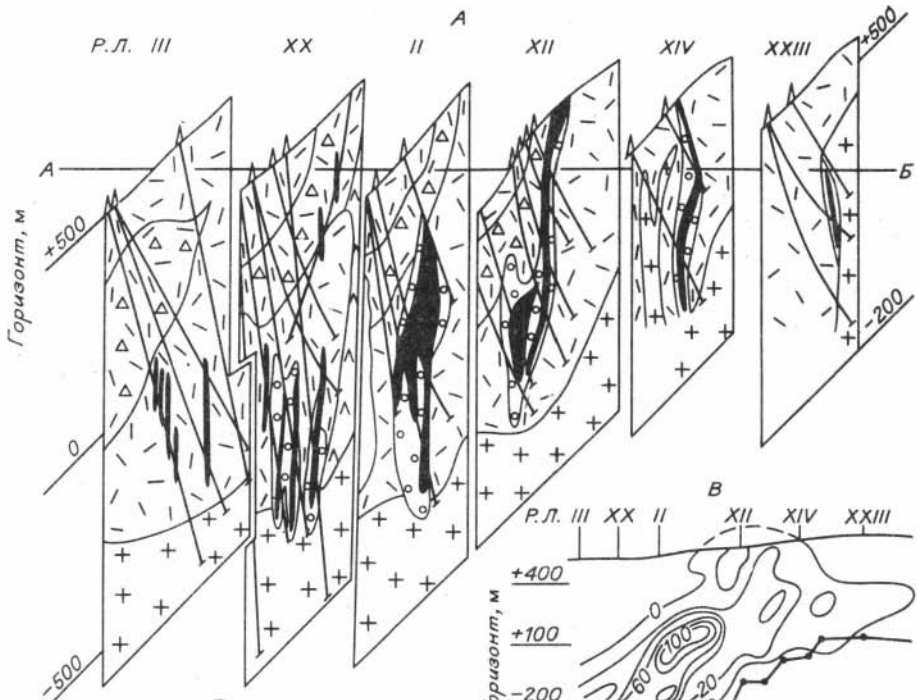
Брекчии с обломками руды. На Гранатовом участке в рудах широко распространены брекчиевые текстуры, обусловленные тем, что остроугольные обломки гранат-пироксеновых скарнов и магнетитовых руд (от 1-2 до 30-70 см и даже крупнее) цементируются гранат-пироксеновой массой, нередко с кальцитом. На Центральном участке карьером вскрыты своеобразные брекчии с обломками (количество которых достигает до 50-60% к массе породы) округлой, а в отдельных случаях почти правильной шаровидной или эллипсоидальной формы. Обломки представлены породами, не идентичными ближайшему окружению, но известными в рудном поле - полосчатыми фельзитами, граносиенитами и сиенитодиоритами дорудного ольховского комплекса, тонкозернистыми хлорит-эпидот-альбитовыми метасоматитами, гранат-пироксеновыми скарнами и магнетитовыми рудами, аналогичными рудам этого участка. Размер обломков от 3-5 до 10-15 см, редко больше. Рудные обломки в общем-то редки, в глыбе породы поперечником 0,5 м их бывает три-четыре. Цемент - мелкая дробленка тех же пород, что и в обломках, нередко с магнетитом и интенсивной хлоритизацией. Цементирующая масса достаточно рыхлая, из нее легко выбиваются округлые (гальковидные) обломки пород и руд. В связи с интенсивной хлоритизацией эти брекчии имеют зеленовато-синий цвет, выделяющий их из других пород. Стенкой карьера на протяжении 30 м вскрывается контакт этих брекчий с сиенитодиоритами ордовикского комплекса. Контакт резкий с падением около 50° внутрь массива сиенитодиоритов. Линия контакта сравнительно ровная, дугообразной формы, с выпуклостью вверх, оконтуривающая сверху округлую вершину тела брекчий от вышележащих сиенитодиоритов. От брекчий в сиенитодиориты отходят мелкие апофизы, сложенные тонкообломочными брекчиями. Характерно, что в приконтактной полосе шириной 0,5 м резко (до мелкозернистого песчаника) уменьшается размерность обломков

брекчий. Именно эта тонкоперетертая масса и выдавливается по трещинкам во вмещающие сиенитодиориты, образуя мелкие апофизы. По дну карьера тело этих брекчий имеет овальную форму с поперечником около 30 м. На глубину, как это устанавливается по керну скважин, оно значительно расширяется, приобретая форму штока. Через 30 м от контакта брекчий достаточно резко (на протяжении нескольких метров) сменяются рудами с брекчиевой текстурой, слагающими главное рудное тело Центрального участка. Непосредственный переход между рудами и описываемыми брекчиями не наблюдался из-за положения его в дне карьера, засыпанного щебенкой, но есть все основания считать, что брекчии прорывают руды в зоне сочленения их с сиенитодиоритами. Сложные соотношения брекчий с рудами, определяемые, с одной стороны, обломками в них руд и скарнов, с другой – скарнированием и оруденением их цемента, свидетельствуют о внутрирудном их формировании. Нелишне отметить, что описываемые ирбинские брекчии настолько похожи на взрывные брекчии Тейского месторождения, что в крупных штуфах, положенных рядом, их просто невозможно отличить друг от друга. Это сходство, конечно, не случайное и, без сомнения, обусловлено общностью генезиса.

Руды. Как отмечают А.М. Дымкин и др. /1975/, характерной особенностью ирбинских руд является их кристаллическое строение. При этом наиболее распространены неравномерно-кристаллические структуры, когда на фоне мелко- или среднекристаллической массы местами совершенно закономерно появляются скопления более крупных кристаллов магнетита. Эти скопления бывают двух типов: первичные, наиболее распространенные, где в ассоциации с кальцитом магнетит концентрируется обычно по периферии его гнезд или в зальбандах жилков, и вторичные, менее распространенные, связанные, по-видимому, с перекристаллизацией мелко-среднекристаллической массы по трещинкам. Следует заметить, что в ассоциации с кальцитом в меньшей степени, чем магнетит, распространен и гранат. На месторождении развиты в основном два типа руд – вкрапленные, характерные для скарнов, и сплошные (нередко сливные), существенно магнетитовые всегда с тем или иным количеством кальцита. Руды второго типа резко преобладают. Наиболее распространены брекчиевидные текстуры, переходящие в пятнистые, массивные и неясно-полосчатые. Особенно характерны структуры ликвационного типа в сливных богатых рудах – тонкополосчатые, бурундучные или им подобные, обусловленные мелкими линзочками или полосками кальцита в сплошной магнетитовой массе.

Ирбинское рудное поле – пример многокорневого поля. Так как все его участки имеют схожее геологическое строение, остановимся только на характеристике одного из них, наиболее типичного – Гранатового, содержащего почти половину запасов руд всего месторождения.

Гранатовый участок, получивший свое название из-за широкого развития скарнов, приурочен к зоне сочленения восточного контакта ксенолита вулканогенно-осадочных пород с диоритами ольховского комплекса. Породы вулканогенно-осадочной толщи в той или иной степени всегда изменены – в основном скарнированы по мелкой сети трещинок без образования сплошных скарновых тел. Какие-либо значительные объемы скарнов сосредоточены только вблизи рудных тел. Скарнированные породы представлены грубослоистыми туфами, песчаниками и известняками. Дорудные диориты ольховского комплекса скарнируются в меньшей степени, чем вулканогенно-осадочные породы. В то же время в них гораздо шире выражена калишпатизация, в связи с чем они переходят в породы, называемые сиенитодиоритами. Вмещающими для руд являются скарнированные породы осадочно-вулканогенной толщи и диориты ольховского комплекса. Для руд в основном характерны массивные текстуры, однако достаточно широко развиты и брекчиевидные. Характерная особенность большей части



руд – высокие содержания в них магнетита (нередко это почти сливные руды) и наличие кальцита с образованием структур, напоминающих структуры рас-слоения расплава (рябчиковые, бурундучные, линзовидные), каковыми, возмож-но, они и являются. По контуру руд Гранатовый участок морфологически мож-но определить как пучок уплощенно-конусовидной формы, состоящий из четы-рех рудных тел, несколько расходящихся снизу вверх. Длина участка по поверх-ности 650 м, максимальная ширина 300, протяженность по падению 400 м. Морфологически эффект пучка подчеркивается еще больше тем, что большая часть рудных тел в поперечном сечении имеет вид клиньев, обращенных остры-ми концами вниз. С центральной, наиболее расширенной частью пучка совпада-ют максимальная мощность руд и максимальное содержание железа, т.е. форми-руется типичный рудный столб. Угол плоскости падения рудной зоны около 50–55°, угол склонения (наклон оси зоны к горизонту в плоскости падения) ра-вен 40°. Фронтальная часть рудной зоны находится на поверхности, корневая – на глубине 400 м у нижнего контура разведки. Базируясь на тенденции измене-ния по вертикали (см. рис. 15) площадей руд, их мощностей и содержания железа, можно отстроить предполагаемый верхний контур выклинки рудных тел – определить величину уничтоженной эрозией их части. Данные этой от-стройки показывают, что месторождение эродировано слабо, на глубину не бо-лее 100 м.

Одинокое месторождение

Одинокое месторождение – наиболее крупный объект Краснокаменской группы. Оно располагается в краевой части гранодиоритового массива в преде-лах поля развития существенно вулканогенных пород, представленных альбито-фирами, их туфами и мелкими интрузивными субвулканическими телами альби-тит-порфиров, развитых на глубине в южной части месторождения (рис. 16). Альбитит-порфиры являются комагматами вмещающих их альбитофиров и туфов. Гранодиоритовый массив падает в сторону месторождения, в связи с чем, на-ходясь на поверхности в 500–700 м от рудной зоны, он на глубине 700–800 м оказывается под месторождением, ограничивая распространение рудной зоны на глубину. По наиболее распространенному мнению, разделяемому и на-ми, гранодиориты – дорудные, а оруденение связано с субшелочными породами субвулканического комплекса, относимыми то к девонским, то к кембрийским образованиям. В северной прифронтальной части месторождения вмещают ору-денение в основном альбитит-порфиры и их туфы, редко биотитовые сланцы наи-более древних толщ. Для южной прикорневой части вмещающими являются интру-

Рис. 16. Одинокое месторождение.

А – геологические разрезы. Б – геологические планы. В – продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Г – аксонометрическая про-екция рудных тел. Д – изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (а – длина, б – ширина, в, г – площадь руд (в) и метасоматитов (г)).

1 – альбитофиры, альбитит-порфиры; 2 – лавобрекчии альбитофиров; 3 – гранодиориты; 4 – вулканические породы среднеосновного состава; 5 – рогови-ки; 6 – магнетитовая руда; 7 – скарны; 8 – контур глубины разведки место-рождения; 9 – изолинии мощностей рудных тел (м); 10 – проекция рудных тел на поверхность; 11 – скважины.

живные альбитит–порфиры, образующие, по–видимому, штокообразное тело, в пределы которого уходит корневая часть месторождения. В рудной зоне широко распространены альбит–эпидот–амфиболовые метасоматиты, гранатовые и пироксеновые скарны, причем количество последних возрастает с глубиной, вплоть до полного вытеснения ими всех других метасоматитов в наиболее глубокой корневой части месторождения. Рудная зона, сложенная метасоматитами и рудами, имеет вид узкой полосы, четко выделяющейся на фоне вмещающих лейкократовых пород (альбитофилов и их туфов) более фемическим составом слагающих ее метасоматитов. Это свидетельствует о том, что на Одиночном месторождении, как и на многих других месторождениях АССО, нет так называемых осветленных пород, якобы являющихся источником железа для промышленных рудных залежей.

Руды месторождения отличаются высоким содержанием железа, при значительных запасах мартеновских руд (с содержанием железа 60%). Минеральный состав руд разнообразен, но наиболее распространены существенно магнетитовые и альбит–эпидот–амфибол–магнетитовые. Для пространственного размещения руд характерна определенная зональность, связанная с более широким развитием пироксен–магнетитовых и существенно магнетитовых, по–видимому магматических, руд жильного типа в прикорневой части месторождения, образующих там типичный рудный штокверк со сменой их по восстанию системы, т.е. к фронтальной части месторождения метасоматическими рудами более сложного альбит–эпидот–амфибол–гранат–магнетитового состава. Наиболее распространенные текстуры – массивные (для богатых руд), густовкрапленные (для оруденелых скарнов), а также брекчиевидные и пятнистые.

Рудная зона контролируется крутопадающим нарушением, резко несогласным с пологолежащей толщей вмещающих вулканогенных пород. Протяженность рудной зоны, считая по склону, – 1500 м, ширина – около 100, глубина – 800 м. На глубину она ограничивается массивом гранодиоритов, подстилающим месторождение, и руда нигде значительно не проникает внутрь его. Исключение составляет корневая часть месторождения, где по данным математического моделирования магнитного поля оруденение продолжается в глубь массива не менее чем на 200 м. Месторождение представлено в основном одним рудным телом трещинного типа средней мощностью около 20 м с увеличением в одном разрезе до 100 м. В южной, наиболее глубокой, прикорневой части месторождения единое рудное тело сначала расщепляется на более мелкие и далее перерастает в рудный штокверк с многочисленными пересекающимися жилами магнетита мощностью от первых сантиметров до первых метров. Резкая граница с вмещающими альбитит–порфирами при слабом проявлении метасоматических изменений – характерная особенность магнетитовых жил штокверка. Это, по–видимому, жилы заполнения, образование которых связано с инъекцией магнетитового или магнетит–пироксенового расплава.

Одиночное месторождение разведано на глубину 1400 м почти до полной выклинки вниз, и его морфология достаточно ясна. Главной морфологической особенностью месторождения являются резко выраженный плоский тип рудного поля и наличие при почти вертикальном падении пологого (в среднем около 40°) склонения в южном направлении, в связи с чем корневая часть рудного поля находится на глубине 800–1000 м почти в 1500 м южнее его фронтальной части, обнажающейся на современной поверхности, что хорошо видно на продольной проекции (см. рис. 16). Кроме вышеотмеченной в направлении его склонения зональности, имеется и морфологическая зональность, выражающаяся в том, что в его южной прикорневой части рудная зона имеет вид изометричного или несколько удлинненного штокверка с поперечником до 300 м. Далее по восстанию рудная зона и содержащиеся в ней рудные тела принима-

ют все более четко выраженную плитообразную (трещинную) форму. Совершенно очевидно, что изменение морфологии в направлении восстания зоны от штокверковой, не считающейся с контролирующей положение месторождения линейной тектонической зоной, до типичного линейного трещинного тела прямо связано с формообразующей способностью рудного флюида, ослабевающей по мере продвижения его вверх.

Широкое развитие в корневой штокверковой части месторождения сплошных магнетитовых или пироксен-магнетитовых жил с четкими контактами без широко проявленного метасоматоза отражает, по всей вероятности, образование их из магнетитового (пироксен-магнетитового) расплава, сопровождающегося по мере его продвижения вверх все нарастающей ролью метасоматоза, обусловленного уходом во фронтальную часть газовой фазы. Наличие эксплозивных брекчий свидетельствует о частом переходе последовательного развития рудного процесса фронтальной части зоны во взрывообразное.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория

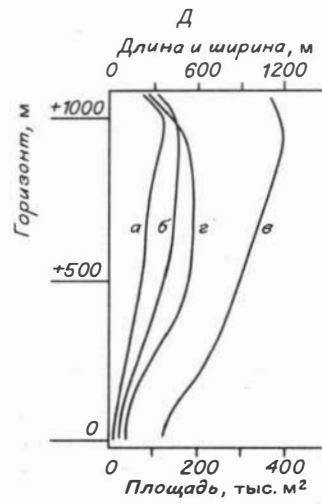
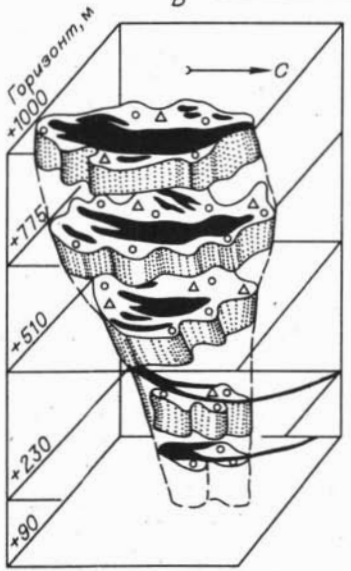
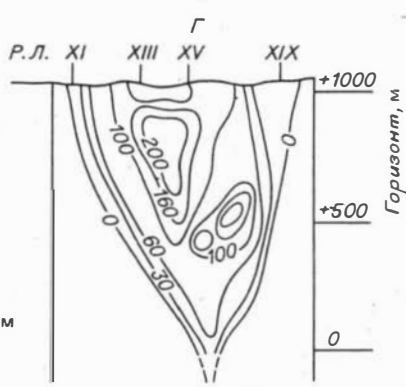
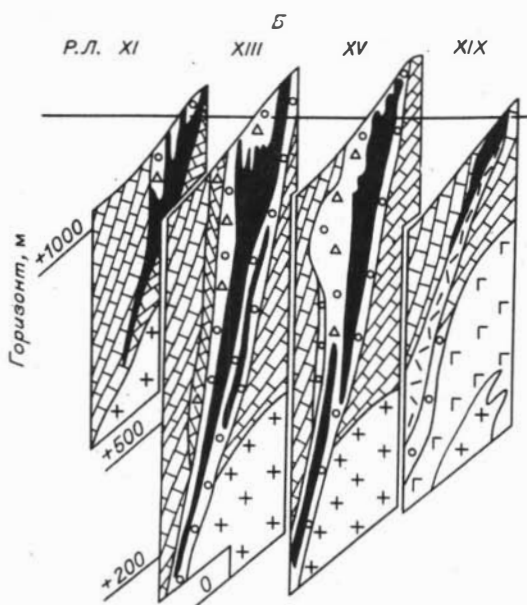
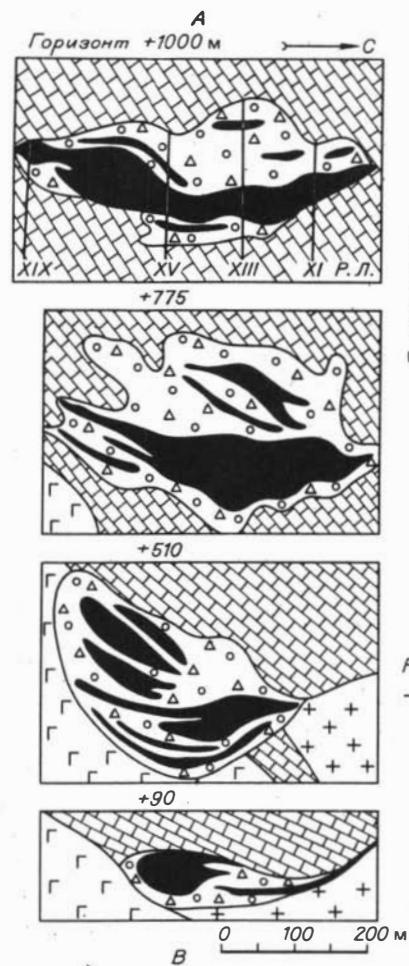
Кузнецкий Алатау и Горная Шория – одни из основных районов местной железорудной базы. Нами описываются все эксплуатируемые месторождения – Тейское, Абагасское, Шерегешевское, Таштагольское, Казское, Темиртауское, а также разведанные – Кочуринское, Леспромхозный участок Казского месторождения и Самсон, представляющие собой типичные объекты для главных железорудных узлов.

Тейское месторождение

Тейское и примыкающее к нему Абагасское месторождения, разрабатываемые карьерами соответственно с 1960 г. и 1982 г., входят в состав единого Тейско-Абагасского рудного поля, положение которого в региональном плане определяется приуроченностью его к области сочленения раннепалеозойских структур Кузнецкого Алатау, образованных здесь существенно карбонатными отложениями, со среднепалеозойскими структурами Минусинской котловины, сложенных субшелочными эффузивно-вулканогенными породами.

В геологическом строении Тейского месторождения принимают участие верхнепротерозойские карбонатные отложения, представленные крутостоящими известняками и доломитами, прорванными интрузивными породами двух дорудных комплексов (габброидного и гранитоидного) и одного рудоносного – субвулканических граносиенитов, коагматичного эффузивно-вулканогенным породам предположительно силур-нижнедевонского возраста, большое поле развития которых, захватывая смежное Абагасское месторождение, вплотную подходит к северному флангу Тейского (рис. 17). Дорудные гранитоиды и габброиды распространены на южном фланге месторождения, где слагают краевую часть крупного массива, погружающегося в северном направлении под месторождение. Граносиениты рудоносного комплекса обнажаются на северном фланге месторождения, слагая небольшой (размеры на поверхности 400x400 м) шток, падающий на юг, в связи с чем на глубине 800 м он оказывается под центральной частью месторождения, где с ним сопрягается корневая часть рудной зоны.

Рудная зона залегает в основном среди известняков и доломитов и лишь в своей суженной корневой части – среди граносиенитов рудоносного комплекса и частично – дорудных габброидов. Она представляет собой поле развития



- 1 + +
- 2 < \ / >
- 3 > / \ <
- 4 Δ ∘ Δ
- 5 Г Г
- 6 " "
- 7 []
- 8 . .
- 9 ∘ ∘
- 10 / \
- 11 - - -
- 12 60

брекчий, метасоматически измененных и неравномерно оруденелых, имеющее в плане на уровне современного эрозионного среза длину 1250 м при максимальной ширине 600 м. С глубиной площадь их развития постепенно сокращается и на уровне выклинки Главного рудного тела, т.е. на глубине 1000–1200 м, она оказывается меньше четверти первоначальной. Объемная фигура тела брекчий (и в целом всего рудного поля, поскольку именно брекчии и определяют его фигуру) может быть определена как слабо уплощенный крутостоящий конус, несколько асимметричный из-за разного наклона его стенок. Западная стенка (висячий блок месторождения) имеет почти вертикальное падение, в то время как восточная (лежащий бок) наклонена под углом около 65° . Вершина конуса в его центральной части на глубине 800–1000 м контактирует со штоком граносиенитов, имеющих, по мнению некоторых исследователей /Иванкин, Соколова, 1969/, фашиальные переходы с выпрезалагающими брекчиями.

По составу обломков и цемента брекчии делятся на три типа: ортофировые, смешанного состава и карбонатные /Долгушин и др., 1979/.

1. Брекчии ортофирового состава состоят из обломков пород группы ортофиринов угловатой, нередко округлой или даже почти шаровидной формы от 1–2 до 50–70 см. Цемент по составу и структуре близок к ортофировым обломкам. Вблизи рудных тел брекчии подвергнуты интенсивной метасоматической проработке. Развиты они на небольшом участке (площадью 150 x 180 м на уровне эрозионного среза) в юго-западной части месторождения, срезаясь на глубине более молодой брекчией смешанного состава. Это дорудные брекчии.

2. Наиболее широко распространены брекчии смешанного состава. Это средне- и крупнообломочные (вплоть до глыбовых) образования с преимущественно округлыми (вплоть до шаровидных) обломками местных пород – ортофиринов (преобладают), микросиенитов, реже известняков (нередко почти нацело измененных) и единичными обломками гранитов. Цемент – тонко перетертая порода, пропитанная (или нацело замещенная) актинолит–серпентин–хлорит–карбонат–биотит–полевошпатовой массой, с неравномерным содержанием магнетита (вплоть до руды) и сульфидами. Брекчии этого типа – главные рудовмещающие породы, и промышленное оруденение, по существу, не выходит за их пределы.

3. Карбонатные брекчии состоят из обломков карбонатных пород (известняков и доломитов), сцементированных карбонатным цементом (кальцитовым); образовались они за счет дробления известняков и доломитов, вмещающих месторождение. В виде полосы шириной до 100 м они охватывают полукольцом с запада, т.е. со стороны висячего бока месторождения, поле развития двух

Рис. 17. Тейское месторождение.

А – геологические планы горизонтов. Б – геологические разрезы. В – аксонометрическая проекция месторождения. Г – продольная проекция рудных тел в изолиниях мощностей в плоскости падения рудной зоны (м). Д – изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (площадь руд (а) и метасоматитов (б), длина (в) и ширина (г) рудной зоны).

1 – граносиениты; 2 – субвулканические тела ортофиринов и микросиенит-порфиринов; 3 – взрывные брекчии преимущественно ортофирового состава; 4 – брекчии метасоматически измененные; 5 – габбро-диориты; 6 – амфиболиты; 7 – известняки и доломиты; 8 – метасоматиты оруденелые; 9 – метасоматиты по различным породам (главным образом по ортофировым брекчиям); 10 – магнетитовые и гематит–магнетитовые руды; 11 – проекция рудных тел на поверхность; 12 – изолинии мощностей рудных тел (м).

первых типов брекчий, опускаясь на глубину в корневую часть месторождения. Относительно двух других типов карбонатные брекчии представляют собой наиболее поздние образования. По-видимому, они завершают рудно-магматический процесс, так как руды брекчированы и заключены в них в виде остроугольных обломков размером от 1-2 до 10-20 см.

Рудой являются в той или иной степени минерализованные магнетитом брекчии смешанного состава. Выделяются Главное рудное тело и несколько мелких, его сопровождающих. Главное рудное тело располагается вдоль лежащего бока брекчий и имеет вид в общем линзовидной залежи крутого падения с пережимом, а возможно, и разрывом сплошности в его средней части. Оно постепенно выклинивается вниз по мере выклинивания брекчий, а вверх расширяется с ветвлением его в пределах брекчиевой воронки. В центральной части месторождения Главное рудное тело имеет ясно выраженную тенденцию выклиниваться вверх перед современной поверхностью, что хорошо представлено на графиках изменения мощностей рудных тел и метасоматитов с глубиной (см. рис. 17). Это свидетельствует о малом эрозионном срезе (150-200 м) Тейского месторождения, вряд ли превышающего в его центральной части.

Протяженность Главного рудного тела по простиранию одинакова с протяженностью тела брекчий и составляет 1250 м, мощность его менее мощности брекчий и на горизонте 800 м (т.е. 300 м от поверхности) равна 220 м, протяженность по падению в пределах его разведанной части, как и тела брекчий, - 1300 м. По данным морфологических отстроек, проведенных с учетом изменения мощностей руд и метасоматитов с глубиной, протяженность эродированной части месторождения - 150-200 м. С учетом этих цифр можно полагать, что протяженность по падению Главного рудного тела Тейского месторождения достигала 1500 м (при разведанной его части в 1300 м). Объемная фигура всей совокупности рудных тел может быть (как и фигура брекчий) определена как уплощенный конус, вложенный в конус брекчий и несколько сдвинутый к его лежащему боку.

По минералогическому составу выделяется пять основных типов руд: 1 - серпентин-магнетитовые - 62,7% от всех запасов руд, 2 - карбонат-магнетитовые - 21%, 3 - гематитомангнетитовые - 12,3%, 4 - карбонат-серпентин-флогопит-магнетитовые - 3,5%. 5 - существенно магнетитовые - 0,1% /Железорудные месторождения..., 1959; Корель, 1972/.

Серпентино-магнетитовые руды слагают Главное рудное тело, концентрируясь в его центральной части. Основной рудный минерал этих руд - магнетит, нерудный - серпентин. Руда имеет зеленовато- или желтовато-черную окраску, интенсивность которой зависит от содержания серпентина, составляющего обычно не менее 50%. Текстура в основном брекчиевая или брекчиевидная, обусловленная угловатыми обломками мелкозернистого магнетита или карбонат-серпентин-магнетитовой массы в серпентините, переходящая в верхних частях месторождения в колломорфную, кокардовую или пятнистую /Васильева, 1970/. Колломорфная текстура распространена не менее, чем брекчиевидная; обусловлена она концентрически-зональным строением агрегатов серпентина и магнетита, нарастающих на серпентиновые сростки или обломки силикатных пород. По округлой форме зональных серпентин-магнетитовых агрегатов колломорфная текстура переходит в грубоглобулярную, также широко распространенную. В магнетит-серпентинитовых рудах встречаются участки, имеющие структуру, близкую к субграфической, иногда же серпентин и магнетит образуют друг с другом более или менее закономерные сростания /Железорудные месторождения..., 1959/. Широкое, а в верхней части определяющее развитие колломорфных структур при тесных взаимоотношениях серпентина с магнетитом дали основание И.В. Дербинову /1935/ сделать вывод о ведущей роли

в формировании месторождения высококонцентрированных серпентин-магнетитовых растворов, определяемых им как коллоиды, и не только пространственной, но и генетической связи серпентина и магнетита. Следует заметить, что более поздние исследования показали достаточно высокие температуры кристаллизации магнетита ($350-425^{\circ}$), не свойственные коллоидам, что наряду с другими данными позволяет нам определить эти образования как продукты кристаллизации флюидизированной рудной магмы, параллелизуя их с магнетит-серпентин-кальцитовой дайкой, описанной Д.Н. Робинсоном /Robinson, 1975 /.

Карбонатно-магнетитовые руды локализируются в висячем боку Главного рудного тела и сопровождающих его мелких рудных тел. Наиболее типична для них неясно-полосчатая текстура, повсеместно переходящая в рябчиковую или бурундучную. Характерной морфологической особенностью этой текстуры, отражающей сложные деформации расслоенной достаточно пластичной карбонатно-магнетитовой массы, является сильно выраженная смятость полосчатых образований, вплоть до завихрений. Эти структуры аналогичны бурундучным структурам руд ряда полиметаллических месторождений, кристаллизовавшихся, по мнению В.С. Кормилицына /1973/, из рудоносных расплавов. Контакты карбонат-магнетитовых руд с вмещающими известняками и доломитами всегда резкие.

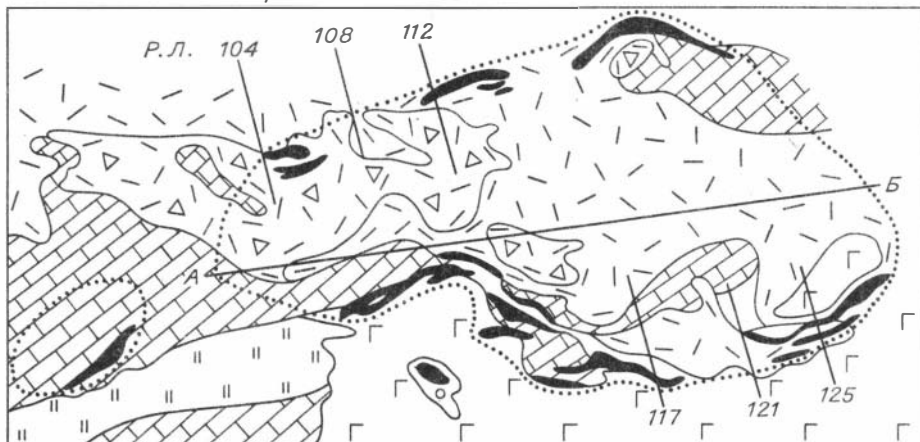
Химический состав руд Тейского месторождения резко отличается от руд прочих месторождений АССО повышенным содержанием окиси магния (до 15%) в составе шлакообразующей части, что связано с очень высоким содержанием серпентина. Согласно типизации железорудных месторождений Сибири по составу шлакообразующей части руд и концентратов тейские руды относятся к магнезиально-глиноземистому типу, аналогично месторождениям магнетитовой формации Сибирской платформы - Коршунцовскому и др.

Главные околорудные породы - флогопит-карбонат-серпентиновые породы и скарны. Последние имеют подчиненное значение и делятся на диопсидо-флогопито-гроссуляровые, диопсидо-геденбергито-гроссуляровые и андродито-диопсидовые. Среди пород флогопит-карбонат-серпентинового состава преобладают смешанные разновидности, но встречаются участки с преобладанием серпентина или карбоната. Сульфидная минерализация, представленная в основном пиритом, достаточно интенсивно проявлена в рудах и слабо - в околорудных метасоматитах.

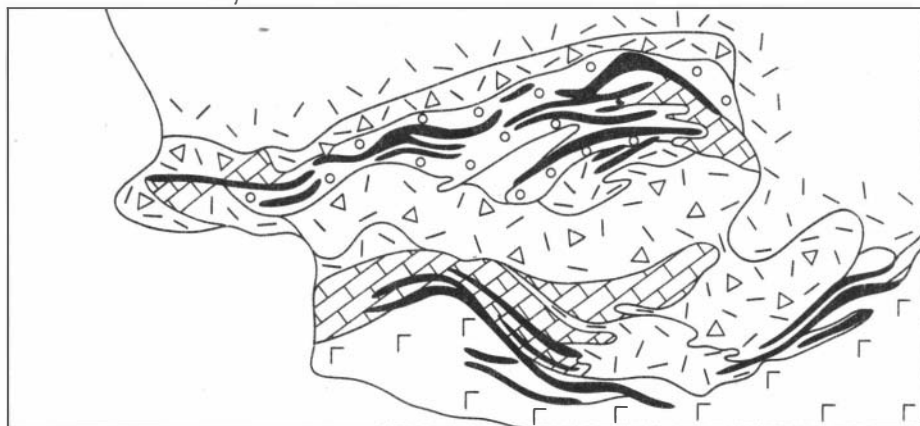
Многообразие представлений о генезисе Тейского месторождения обусловлено рядом специфических особенностей, связанных в первую очередь с его морфологией и исключительно широким развитием брекчий, которые полностью определяют структуру при их ярко выраженной рудоконтролирующей роли. При общем признании эндогенной природы оруденения и его парагенетической или даже генетической связи с граносиенитами субвулканического комплекса основные различия касаются главным образом отношения брекчий к оруденению, механизма их образования и, как следствие этого, понимания морфологии, структуры и в целом генезиса месторождения. Наиболее распространенные представления о генезисе Тейского месторождения можно объединить в три группы, отражающие основные точки зрения.

Согласно первой точки зрения, брекчии рассматриваются как дорудные тектонические образования, на которые наложена рудная минерализация, связанная с внедрением граносиенитовой интрузии /Дербинов, 1935/. Сущность представлений второй точки зрения заключается в определении всей структуры месторождения как жерла вулканического аппарата. Соответственно брекчии рассматриваются как образования жерловой фаши. Рудная минерализация считается наложенной на вулканические брекчии в связи с интрузией граносиенитов субвулканического комплекса. Таким образом, в первом и во втором случаях

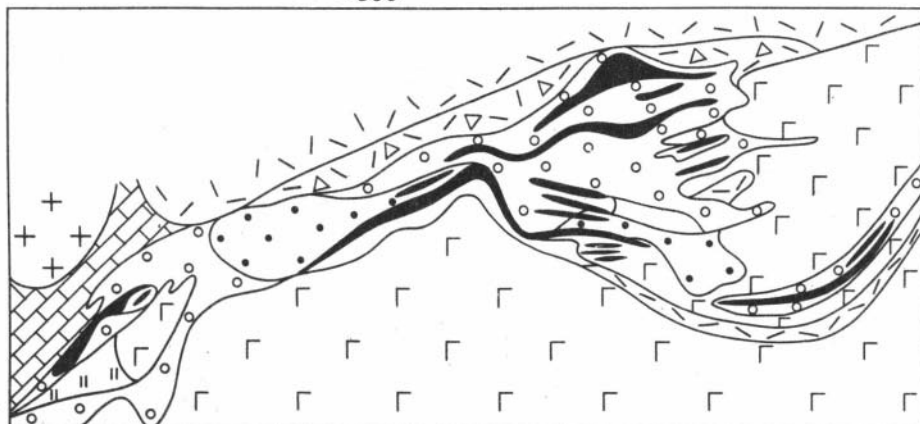
Поверхность А



Горизонт +1200 м



+800



0 200 400 600 м

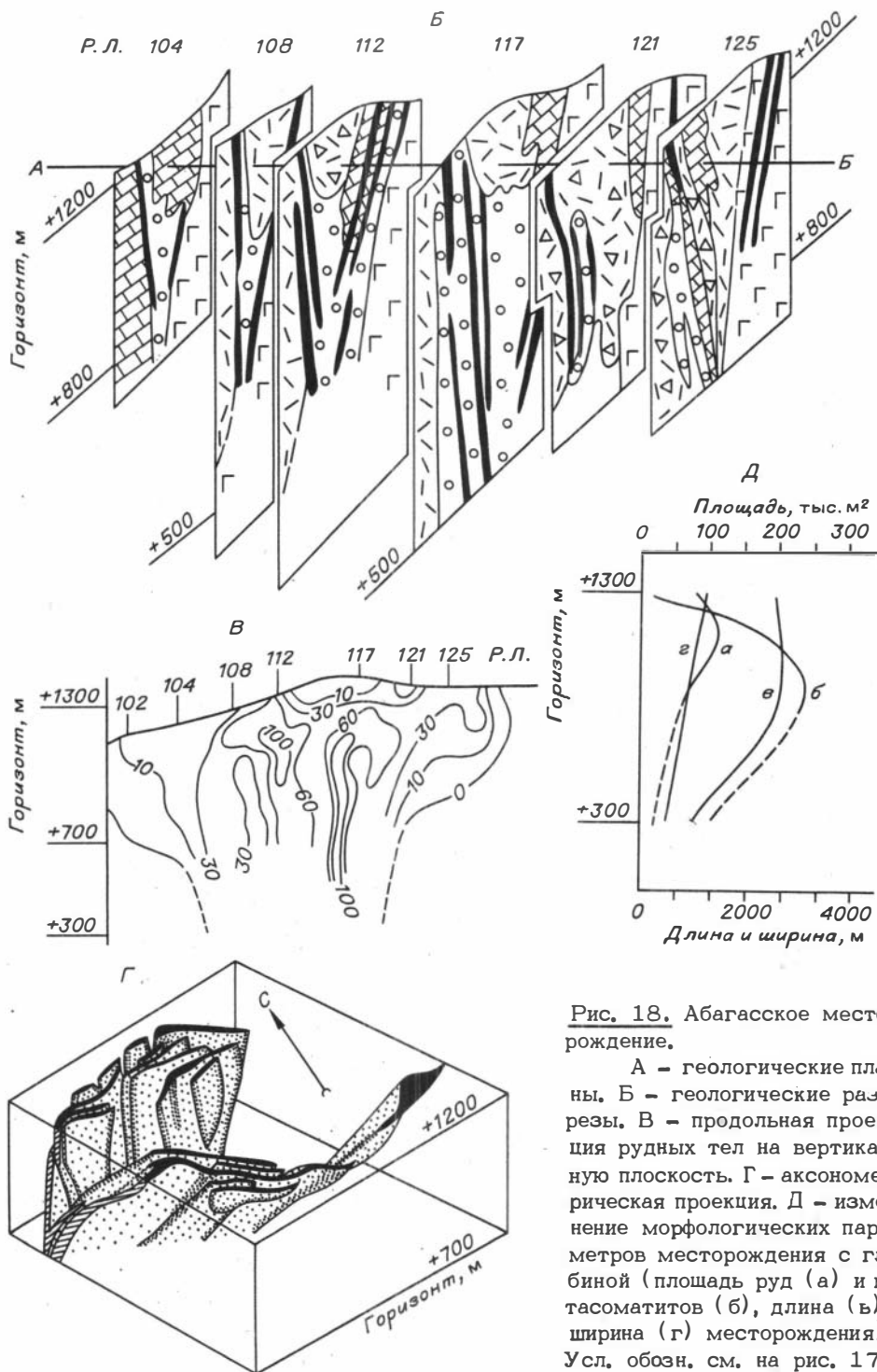


Рис. 18. Абагасское месторождение.

А - геологические планы. Б - геологические разрезы. В - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Г - аксонометрическая проекция. Д - изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (площадь руд (а) и метасоматитов (б), длина (в) и ширина (г) месторождения). Усл. обозн. см. на рис. 17.

брекчие- и рудообразование рассматриваются как различные, причинно не связанные разновременные процессы, лишь совмещенные в пространстве в пределах вулканического жерла или тектонической зоны /Железорудные месторождения..., 1959; Корель, 1972; и др./.

Согласно третьей точки зрения, разделяемой и нами, брекчии являются продуктом подземных взрывов – закрытых эксплозий, образовавшихся в результате бурного взрывообразного становления рудно-магматической системы в гипабиссальных условиях при резком падении температуры и давления в связи с инъекцией рудного флюида (флюидной рудной магмы) сложного карбонат-серпентин-магнетитового состава. Соответственно брекчие- и рудообразование рассматриваются как единый непрерывный процесс /Иванкин, Соколова, 1969; Долгушин, Микубаев, 1976; Долгушин, 1979/. Взрыв связывается с возникновением (в результате внутренних превращений в системе) газовой фазы и скачкообразным увеличением ее объема при быстром проникновении системы в верхние горизонты с меньшим давлением. При быстром взрывообразном расширении системы вмещающие породы дробятся, а сама рудоносная магма, включая продукты ее частичной кристаллизации, дезинтегрируется, с чем связано широкое развитие в брекчиях обломков руд ранних генераций и метасоматитов. Высокая газонасыщенность системы обусловила наряду с гидротермальным минералоотложением и широкое развитие метасоматических процессов, весьма характерных для Тейского месторождения. С позиции признания закрытых эксплозий как формы проявления рудно-магматического процесса находят вполне отвечающие фактическому материалу объяснения основных особенностей геологического строения месторождения, в первую очередь таких, как широкое развитие брекчий при конусовидной форме их объемной фигуры, их тесные временные и структурно-пространственные взаимоотношения с рудами, наличие рудных обломков, широкое проявление коломорфных и бурундучных текстур, отражающих присутствие высококонцентрированного рудного расплава (рудной магмы), а также интенсивного проявления сорудных метасоматических процессов, в значительной мере затушевывающих первично-интрузивную природу месторождения.

Абагасское месторождение

Абагасское месторождение с востока непосредственно примыкает к Тейскому, но в отличие от субмеридиональной ориентировки последнего имеет субширотное простирание (рис. 18). Оно располагается в области сочленения краевой части массива кембрийских габброидов с верхнепротерозойскими карбонатными породами, представленными известняками и доломитами. Массив габброидов падает на север под месторождение, в связи с чем их роль в строении рудного поля с глубиной резко возрастает. Они же, судя по их более пологому, чем рудная зона, падению и по данным бурения, являются вмещающими для его корневой части. Положение корневой части Абагасского месторождения не в карбонатных породах, а в габброидах отличает его от Тейского, залегающего целиком в известняково-доломитовой толще, что, по-видимому, и обуславливает главное отличие абагасских руд от тейских – их низкую магнетизальность по сравнению с тейскими.

Область сочленения габброидов и карбонатных пород в пределах рудного поля густо инъецирована породами силуро-девонского субвулканического комплекса – микросиенит-порфирами, ортофирами и их брекчиями, залегающими в виде даек и мелких штоков, с которыми всеми исследователями связывается промышленное оруденение. В количественном отношении среди пород субвулканического комплекса резко преобладают эксплозивные брекчии ортофиринов /Дол-

гушин, Микубаев, 1976/, наиболее широко развитые в центральной части месторождения в промежутке между сходящимися на глубину рудными зонами. Абагасские брекчии представляют собой породу ортофирикового состава обломочного сложения с размером обломков от 1–2 до 3–5 см. Обломки и цемент имеют одинаковый состав и структуру. Характерной особенностью этих брекчий является их тесная пространственная связь с ортофирами, выражающаяся в совместном участии их в строении даек зонального типа, центральная часть которых сложена ортофирами, а периферия – брекчиями или перемежаемостью брекчиевых и массивных разновидностей с постепенными переходами одних в другие. Дайки ортофириков и их брекчий в северной и южной ветвях имеют встречное падение, что подчеркивает общую пучковую структуру месторождения. Для Абагасского месторождения характерна чрезвычайно тесная пространственная связь рудных тел с дайками ортофириков и их брекчий, без сомнения отражающая их генетическую общность как продуктов единого рудно–магматического процесса.

Рудная зона Абагасского месторождения представлена двумя дугообразными несколько расходящимися в восточном направлении ветвями – Северной и Южной, обращенными выпуклостями в разные стороны. Расстояние между ветвями на западном фланге месторождения 200 м, в центре 800, на восточном фланге 600 м. Падение ветвей крутое (от 50 до 70°), встречное друг другу. Область их схождения понижается от флангов к центру от глубины 400–500 до 700–800 м. Морфологически рудное поле Абагасского месторождения представляет собой пучок уплощенно–конусовидной формы со стволовой частью против середины месторождения. Ветви пучка представляют собой рудные зоны, сложенные метасоматитами по различным породам – известнякам, габбро, ортофирам, их туфам и брекчиям. Зоны содержат многочисленные рудные линзы, сгруппированные в пакеты от 3–5 до 10 линз с общей мощностью до 50–70, редко 100 м. При подсчете запасов обособлялось 37 линз, в действительности, как показала доразведка месторождения, их гораздо больше.

Суммируя вышеизложенное, отметим, что рудно–магматический пучок Абагасского месторождения имеет ярко выраженную стволовую часть, обусловленную схождением ветвей при сокращении их длины с глубиной. Как видно из продольной проекции (см. рис. 18), наибольшие мощности рудных тел, имеющие вид двух рудных столбов, отвечают именно стволовой части рудно–магматического пучка, уходящего вниз за пределы контура современной разведки. Исходя из морфологических отстроек пучкообразной структуры, можно полагать, что промышленное оруденение в пределах его стволовой части может продолжаться на глубину не менее 200–250 м, т.е. до горизонта 300 м.

Месторождение Самсон

Месторождение приурочено к контакту граносиенитового массива с карбонатно–вулканогенной толщей протерозойского возраста. В рудном поле широко развиты дайковидные тела сиенит–порфириков и граносиенитов как до-, так и послерудные. Непосредственно руды приурочены к контакту карбонатных пород с диоритами, представляющими краевую часть граносиенитового массива (рис. 19). Большинство исследователей оруденение связывают с граносиенитами.

Околорудные породы представлены в основном гранатовыми и пироксен–гранатовыми скарнами и метасоматитами амфибол–скаполитового состава. Руды сложены главным образом магнетитом при небольшом участии кальцита, пироксена, граната и сульфидов. Характерная особенность руд – нередко почти моно-

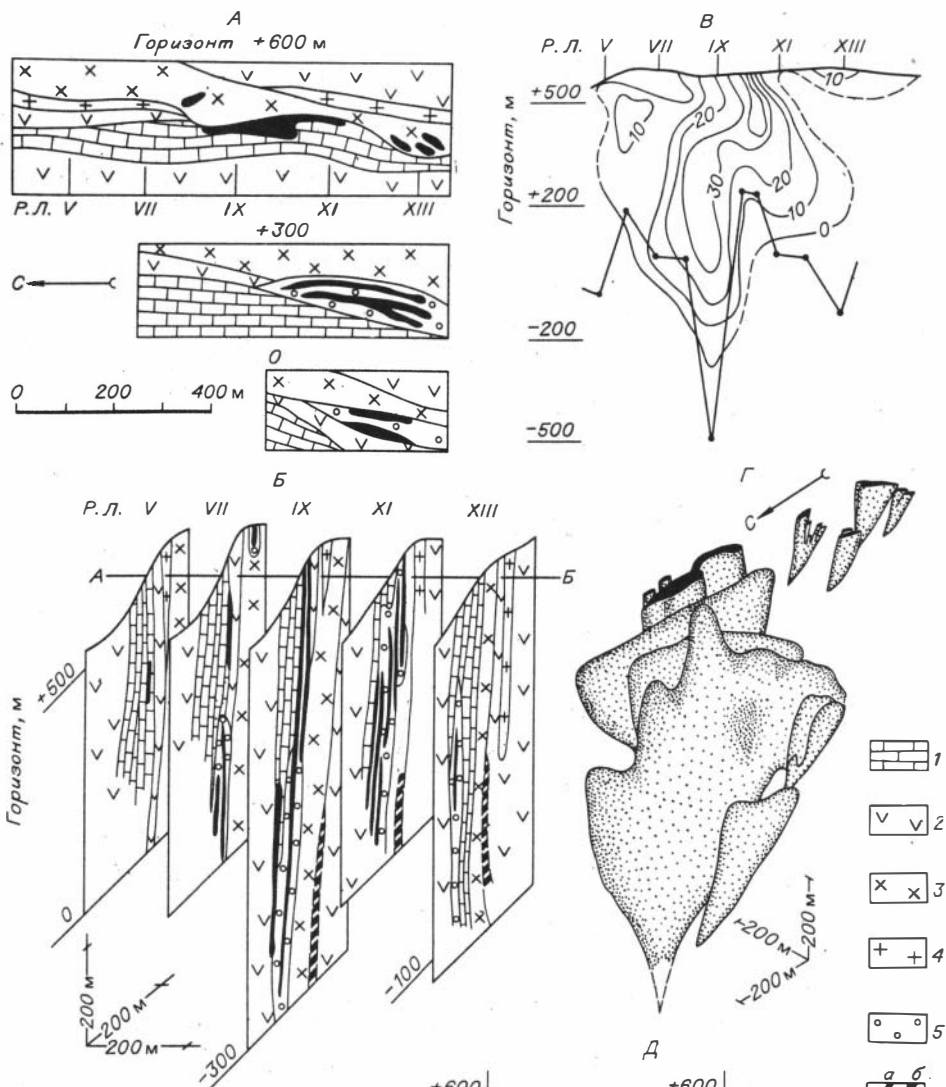


Рис. 19. Месторождение Самсон.

А - геологические планы.

Б - геологические разрезы. В - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Г - аксонометрическая проекция рудных тел. Д - изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (площадь руд (1) и метасоматитов (2), длина (3) и ширина (4) рудной зоны).

1 - известняки мраморизованные; 2 - диабазовые порфириты; 3 - диориты, монзониты; 4 - микросиениты, сиенит-порфиры; 5 - метасоматиты (главным образом образцов скарны); 6 - рудные тела установленные (а) и предполагаемые (б); 7 - изолинии мощностей (м): а - установленные, б - предполагаемые; 8 - контур глубины разведки месторождения.

минеральный магнетитовый состав, что находит отражение в высоком (44,2%) среднем по месторождению содержании железа. Наиболее распространены текстуры массивные, типичные для богатых руд, реже – брекчиевидные, переходящие в пятнистые.

Все породы рудного поля – осадочные, вулканогенные и интрузивные – имеют крутое, почти вертикальное падение, с которым и согласуется падение рудной зоны. Максимальная протяженность рудной зоны (на горизонте 300 м) составляет 740 м, ширина – от 50 до 100, глубина – около 900 м. Рудная зона состоит из шести сближенных рудных тел мощностью от 10 до 30 м. По размерам тела различны, более 75% всех запасов сосредоточены в одном рудном теле.

Месторождение относится к плоскому структурно-морфологическому типу и имеет весьма примечательную морфологию, выражающуюся в резко проявленной в виде треугольника форме его фигуры в продольной плоскости для всего месторождения в целом и для отдельных рудных тел, что весьма убедительно иллюстрирует формообразующую способность рудного флюида, проявляющуюся только при инъекционном способе становления системы. Каждое рудное тело и все месторождение в целом имеет вид равнобедренного треугольника, обращенного основанием вверх, а вершиной – вниз. Наиболее близким морфологическим аналогом этого месторождения является Белорецкое, корневая часть которого, отвечающая вершине треугольника продольной проекции, в противоположность полно разведанному на глубину месторождению Самсон находится ниже уровня разведки.

Шерегешевское месторождение

Шерегешевское месторождение наряду с Таштагольским, Шальмским и Кочуринским входит в состав Кондомского железорудного района Горной Шории, все железорудные объекты которого связаны с сиенитовыми массивами шальмского субвулканического комплекса. С 1952 г. Шерегешевское месторождение обрабатывается шахтным способом. Шерегешевскому месторождению как одному из главных объектов местной железорудной базы посвящено много работ, в которых рассматриваются самые разнообразные вопросы, связанные с его геологическим строением, составом руд и околорудных метасоматитов, структурно-морфологическими особенностями, генезисом и т.д. /Корель, 1972; Атлас..., 1973; Орлов, 1974; Лапин, 1976; и др./.

Месторождение располагается в приконтактовой зоне сиенитового массива, прорывающего вулканогенно-осадочные отложения, которые являются вмещающими для руд (рис. 20). На западном фланге рудная зона срезана порудным гранитным массивом. Сиениты и вулканогенные породы образуют коматматичную ассоциацию предположительно средне-верхнекембрийского возраста. Сиениты – это неравномерно-зернистые (от мелко- до крупнозернистых) породы в пределах рудного поля с широким проявлением процессов гибридизма, резко уменьшающегося по мере удаления от месторождения /Алабин, 1977/. Гибридизм сиенитов выражается в появлении в них больших количеств амфибола, эпидота, а нередко и карбонатов, широком развитии резко неравномерно-зернистых структур и пятнистых текстур за счет наличия участков неправильной формы мелкозернистого сложения с повышенным количеством темноцветных минералов и магнетита. Для гибридных разновидностей сиенитов весьма характерны высокие содержания (до 20%) магнетита как порообразующего минерала в виде тонкой неравномерной вкрапленности. По существу, – это рудные сиениты. Нередко поля развития гибридных магнетитсодержащих сиенитов имеют столь значительные размеры, что обуславливают магнитные

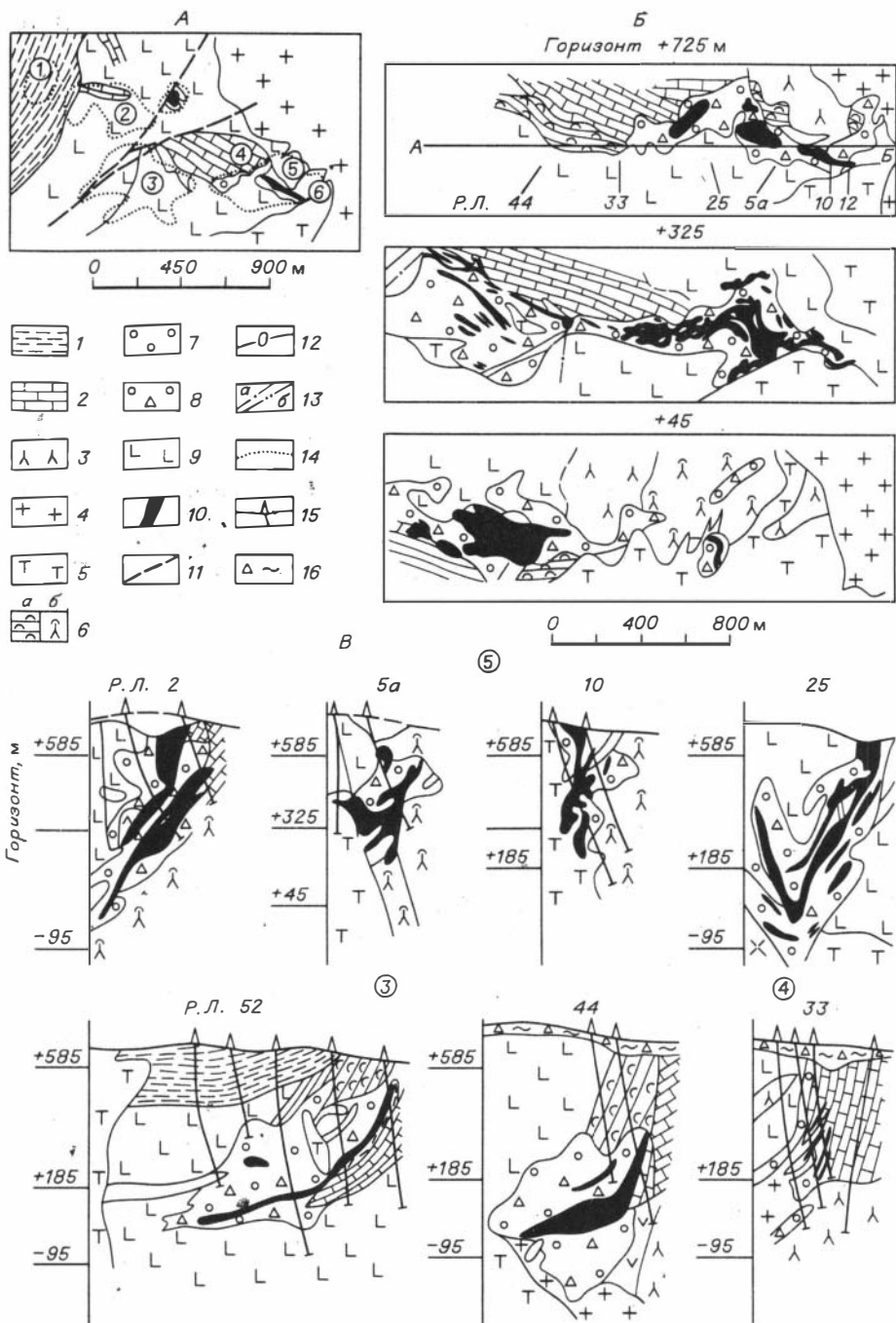
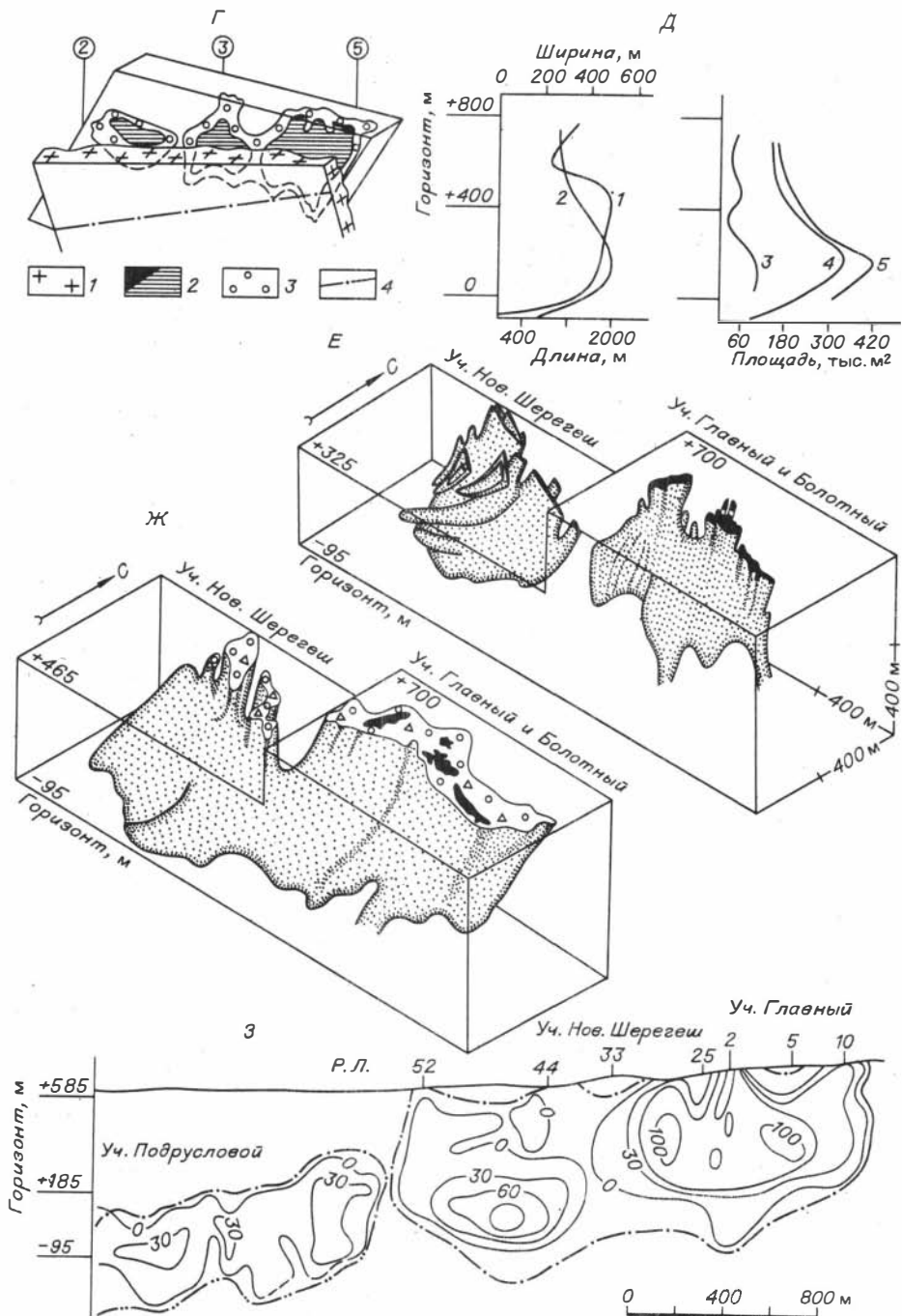


Рис. 20. Шерегешевское месторождение.

А – план поверхности. Б – геологические планы. В – геологические разрезы. Г – схематизированное изображение положения нижней кромки скарново-рудной зоны (продольная проекция) относительно поверхности сиенитового массива (1 – сиениты, 2 – рудные тела, 3 – скарны, 4 – линия пересечения



осевой плоскости рудной зоны с поверхностью массива сиенитов). Д - изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (длина (1) и ширина (2) рудной зоны; площадь рудных тел (3), метасоматитов (4), суммарно руд и метасоматитов (5)). Е - аксонометрическая проекция рудных тел. Ж - аксонометрическая проекция скарно-рудной зоны. З - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость.

аномалии породного типа. Наличие сиенитов и их эффузивных аналогов с повышенным количеством магнетита в районе Шерегешевского и соседнего с ним Таштагольского месторождений отмечалось еще П.И. Лебедевым /1937/, считавшим оруденение генетически связанным с сиенитами. Именно с сиенитами большинством исследователей и связывается промышленное железоруденение. Как и на других месторождениях этого района, по отношению к сиенитам оруденение имеет внутриинтрузивный характер: накладываясь на главную фазу, оно прорывается его последними фазами, представленными мелкозернистыми сиенитами и сиенит-порфирами /Корель, 1972; Алабин, 1977/.

Вмещающие оруденение образования представлены породами трахиандезитовой формации – трахиандезитами, трахитами, андезитами, андезитобазальтами и их туфами, лавобрекчиями среднеосновного состава, а также песчаниками и известняками.

Околорудные изменения представлены фельдшпатизацией, эпидотизацией и скарнированием. Фельдшпатолиты состоят из калиевого полевого шпата, альбита, эпидота и развиваются по эффузивам и их туфам, слагая в рудной зоне участки значительных размеров. Эпидотизация распространена повсеместно, особенно в связи с рудной минерализацией. Наиболее распространенное изменение пород – скарнирование. Скарны (главным образом андродитовые, нередко с диопсидом) развиты гораздо шире руд, объединяя разрозненные рудные участки. Интенсивность скарнирования неравномерная – от единичных маломощных жилков до почти сплошных скарнов.

Подобно Тейскому и Ирбинскому месторождениям на Шерегешевском исключительно широко развиты эксплозивные брекчии, образование которых связано с закрытыми эксплозиями при становлении рудно-магматической системы. Брекчии рудного поля весьма разнообразны и представлены рудными и нерудными разновидностями. Несмотря на исключительно широкое развитие и важную роль в строении месторождений, они оказались недостаточно изученными, так как существующие относительно их представления как о дорудных образованиях не способствовали их изучению и, как следствие этого, пониманию их истинной роли в рудно-магматическом процессе. Широко распространенные в рудном поле породы брекчиевидной или брекчиевой текстуры традиционно считались туфами или тектоническими брекчиями /Корель, 1972; и др./, а руды с брекчиевидной текстурой – соответственно как метасоматические образования по ним. Приходится только удивляться тому, как устойчивы ошибочные пред-

Окончание рис. 20.

1 – песчаники, алевролиты; 2 – известняки, мраморы с примесью туфогенного и терригенного материалов; 3 – субвулканические базальтовые и андезитобазальтовые порфириды; 4 – граниты; 5 – сиениты; 6 – роговики полосчатые по слоистым породам (а) и массивные по порфиритам (б); 7 – метасоматиты (в том числе скарны); 8 – брекчии, метасоматически измененные; 9 – вулканиты андезитобазальтового состава; 10 – магнетитовая руда; 11 – тектонические нарушения; 12 – изолинии мощностей рудных тел; 13 – контур метасоматитов предполагаемый (а) и установленный (б); 14 – проекция рудных тел на поверхность; 15 – скважины; 16 – рыхлые отложения. Цифрами в кружках обозначены участки: 1 – Промплощадка, 2 – Подрусловой, 3 – Нов. Шерегеш, 4 – Болотный, 5 – Главный, 6 – Восточный.

ставления относительно туфовой или тектонической природы обломочных пород скарново-рудной зоны, ибо в их составе, текстуре, структурном положении и отношении к оруденению имеется достаточно много ясных и совершенно однозначных критериев, противоречащих этим представлениям. Характеризуя распространенность брекчий на месторождении, следует отметить, что наиболее полные данные имеются для рудных брекчий, так как текстурные особенности руд являлись предметом специального изучения многими исследователями /Железорудные месторождения..., 1959; Орлов, 1974; и др./.

Рудные брекчии исключительно широко распространены в главной восточной части месторождения на участках Главный и Нов. Шерегеш, где они целиком слагают рудные тела /Орлов, 1974/, и лишь незначительно, вплоть до их полного исчезновения, – в его западной части на участках Подрусловой и Промплошадка. Нерудные брекчии, так же как и рудные, наиболее широко распространены только в восточной части месторождения. На основании осмотра подземных горных выработок, разветвленной сетью пересекающих все рудное поле, без преувеличения можно сказать, что вся скарново-рудная зона восточной части месторождения в пределах участков Главный и Нов. Шерегеш представлена брекчиями в той или иной степени оруденелыми (вплоть до руд). Так, например, на горизонте (-325 м) по орту 7, пересекающему поперек всю скарново-рудную зону, видно, что при всей своей 200-метровой ширине она представлена брекчиями, заключающими в себе рудные тела.

Интенсивность брекчирования разная – от типичных брекчий до брекчиевидных пород. Брекчии обычно среднеобломочные, с размером обломков 10–15 см, однако встречаются участки (один из которых наблюдался нами по квершлагу на горизонте (+325 м) на уч. Нов. Шерегеш) крупноглыбовой брекчии с размером глыб от 0,5 м и более. Обломки продолговатой формы с четкими границами. Их состав отражает вмещающие породы. Наиболее четко это выражено вблизи таких пород, как полосчатые роговики, глыбы которых в брекчиях резко развернуты друг относительно друга и как бы перемешаны, что хорошо видно по их полосчатости. На том же горизонте в квершлагах и ортах вблизи северо-восточного края скарново-рудной зоны среди однородных известняков встречаются участки брекчирования гнездообразной формы. На участках Главный и Нов. Шерегеш в брекчиях вмещающих пород исключительно широко развиты обломки порфиритов, пироксеновых и гранатовых скарнов. Соотношения обломочной и цементирующей частей изменчивы, но наиболее распространены брекчии, содержащие по объему около половины обломков. Цементом является гонкодробленная масса тех же пород, что и в обломках, обычно в той или иной степени подвергнутая сорудной (в нерудных брекчиях) или рудной (в рудных брекчиях) минерализации. Для шерегешевских брекчий свойственны многофазность процесса их формирования и внутрирудное положение. Нами отмечались следующие соотношения рудной и сорудной минерализации в брекчиях.

Брекчия 1 – обломки пироксеновых скарнов цементируются сплошной массой граната (андродита).

Брекчия 2 – обломки пироксеновых скарнов цементируются массой мелкозернистого магнетита.

Брекчия 3 – брекчия 1 разбивается прожилками мелкозернистого магнетита.

Брекчия 4 – все предыдущие брекчии разбиты густой сетью прожилков и жил крупнозернистого магнетита. При большом количестве магнетита – это рудные брекчии. Характерная особенность рудных брекчий – широкое развитие сети пересекающихся магнетитовых жил мощностью до 0,5 м и более, определяющих штокверковый тип оруденения части месторождения.

Брекчия 5 – все предыдущие типы брекчий разбиваются неправильной сетью прожилков бурого граната. Это наиболее молодые из известных брекчий. Предполагается /Корель, 1972/, что этот тип минерализации связан с воздействием пострудной гранитовой интрузии.

Как уже отмечалось, относительно брекчий существуют представления как о тектонических образованиях или туфах. Представления о тектонической природе базируются на их обломочной текстуре. Между тем в брекчиях такие признаки, как милонитизация, развальцевание, тонкий катаклиз и т.п., указывающие на их тектоническую природу, отсутствуют. Не объясняется с этой точки зрения и такой факт, как громадная мощность брекчий (по горизонту (+325 м) не менее 200 м) при незначительной протяженности, по простиранию не превышающей 800–1000 м. Точка зрения о брекчиях как туфах основывается на представлениях о том, что при метасоматических процессах идет избирательное замещение обломков породы рудным или сорудным комплексом минералов, в частности гранатом. Признаки широкого проявления метасоматических процессов в брекчиях, особенно в их рудных разновидностях, казалось бы, служат подтверждением этой точки зрения. Однако этим представлениям противоречат широкое распространение в брекчиях угловатых обломков скарнов (например, пироксеновых в гранатовом или каком-либо другом цементе), резко отличающихся от цемента, многофазный характер и сложность соотношения минерализации в цементе и обломках, когда обломки скарнов и руд, в свою очередь, цементируются гранатом и магнетитом. Между тем все эти противоречия легко объясняются представлениями о внутрирудном эксплозивном характере брекчий, фиксирующих своим появлением определенный этап развития рудно-магматической системы.

По составу выделяются скарново-магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и существенно магнетитовые руды /Железорудные месторождения..., 1959/. По текстурным особенностям выделяются руды с массивной, брекчиевой, пятнистой и полосчатой текстурами. На Шерегешевском месторождении, как, впрочем, и на всех других месторождениях Кондомской группы, отмечается наличие двух типов существенно магнетитовых руд – первого более раннего – мелкозернистых (брекчия 2) и второго – крупнозернистых (брекчия 4) /Корель, 1972/. Наиболее распространены руды второго типа, образующие жильный штокверк. Прожилки и жилы крупнозернистого магнетита имеют резкие контакты и относятся к типу жил выполнения, возможно, интродуцированы.

Рудное поле при общей протяженности 3250 м и максимальной ширине 400 м имеет узловое строение, в связи с чем разделяется на три рудных узла, первый из которых соответствует главной восточной части месторождения, содержащей 75% всех запасов, объединяя рудные участки Главный, Нов. Шерегеш и Болотный, а два вторых отвечают участкам Подрусловой и Промплощадка. Рудная зона ориентирована в широтном направлении вдоль контакта сиенитового массива, падающего на трех первых участках круто под рудную зону. Падение рудной зоны на этих двух участках также крутое, но встречное к массиву. На всем протяжении этих участков скарново-рудная зона непосредственно примыкает к массиву, а в центральной части (на уч. Главный) даже входит в него на глубину 150–200 м. Осевая плоскость рудной зоны и поверхность контакта массива не параллельны и расходятся под углом 15–20° в западном направлении от места их пересечения в восточной части месторождения на уч. Главном. Соответственно в этом направлении увеличивается расстояние между корневыми частями рудных тел и поверхностью массива. Два последних участка западного окончания рудной зоны значительно удалены от крутопадающего края массива и располагаются над ним (в плоскости падения зоны) в 500–600 м от массива. Таким образом, пространственные взаимоотно-

ношения сиенитового массива и нижней границы выклинка скарново-рудной зоны определяются увеличением расстояния в плоскости зоны с востока на запад от непосредственного их соприкосновения на востоке на уч. Главный до 200-300 м на уч. Нов. Шерегеш и 500-600 м на уч. Промплощадка, отвечающего крайней западной части рудной зоны (см. рис. 20).

Кроме увеличения расстояния между сиенитовым массивом и нижней границей рудной зоны существенно меняется в этом направлении и крутизна поверхности массива и скарново-рудной зоны - от крутых залеганий в восточной части месторождения (участки Главный и Нов. Шерегеш) до пологих в западной (уч. Промплощадка). В этом же направлении с востока на запад характерно четкое проявление зональности в составе руд, их структурно-текстурных особенностей, морфологии рудных тел и т.д. Причины этой зональности, отмеченной В.П. Орловым /1974/, объясняются по-разному, в частности, влиянием пострудного гранитного массива, срезающего восточное продолжение рудной зоны, или даже воздействием сиенитов, которые сторонниками осадочно-вулканогенного генезиса считаются пострудными. Базируясь на вышеизложенных данных относительно пространственных взаимоотношений руд и сиенитов, мы полагаем, что в основе всех видов зональности лежит степень тесноты связи оруденения с материнским сиенитовым массивом, изменяющаяся с востока на запад. Не разбирая всех видов зональности, остановимся только на двух из них, которые имеют непосредственно отношение к морфологии рудных тел: изменению в западном направлении формы рудных тел и текстурных особенностей руд (последнее - в плане распространения брекчий), характеризующих в определенной степени механизм формирования месторождения.

Общей тенденцией, отражающей морфологическую зональность, является упрощение формы рудных тел с востока на запад от штокверкообразных к линзо- и пластообразным. Типичные штокверковые формы оруденения свойственны восточной части рудной зоны, непосредственно примыкающей к сиенитовому массиву и известной как уч. Главный. В.П. Орлов, разведывавший это месторождение, характеризуя морфологию уч. Главный, отмечает, что на поверхности (700 м) выделяются три обособленных участка - Восточный, Главный и Болотный (нами они объединены в один - уч. Главный, см. рис. 20), - сливающиеся на горизонте (+525 м) в единую зону. В целом же переплетение в пространстве всех рудных тел (жил) обуславливает формирование типичного рудного штокверка, изобилующего ответвлениями отдельных рудных масс в сравнительно крупные тела. На глубинах порядка 500-700 м рудный штокверк сужается и заканчивается маломощными зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Присоединяясь к этой характеристике морфологии уч. Главный, со своей стороны добавим следующее: уч. Главный, о котором идет речь, содержит большую часть запасов руд месторождения, как и вся рудная зона, и, в свою очередь, имеет узловое строение, обусловленное наличием нескольких корней (и отвечающих им рудных столбов), сливающихся или почти сливающихся на средних горизонтах в единую рудную залежь сложной формы, снова распадающуюся вверх. При этом главная наиболее мощная и протяженная по падению часть рудной залежи имеет воронковидную форму с расхождением рудных тел вверх и сближением вниз. Именно эту часть В.П. Орлов и называет рудным штокверком. Значительно сужаясь, рудный штокверк своей корневой частью уходит в сиениты на глубину до 200 м при общей его вертикальной протяженности 700 м, являющейся максимальной для всего месторождения. Штокверкообразная структура этого участка вырисовывается еще более четко, если рудные образования рассматривать вместе со скарнами, т.е. в объеме скарново-рудной зоны как единого целого (см. рис. 20).

Не останавливаясь на особенностях распространения скарнов и брекчий, отметим лишь, что именно в этой части месторождения, имеющей наиболее сложную морфологию и наибольшую вертикальную протяженность, скарны и брекчии наиболее широко развиты. Непосредственно рудные тела в этой части месторождения имеют весьма сложную амёбовидную форму /Григорьев, Лапин, 1980/. На следующем к западу участке Нов. Шерегеш сложная морфология тел в общем — то сохраняется при широком развитии брекчий и скарнов. Однако на Нов. Шерегешевском участке, особенно в его крайней западной части, уже проявляется тенденция образования простых форм — линзовидных залежей. На крайних же западных участках — Подрусловой и Промплощадка — форма рудных тел значительно упрощается, приближаясь к линзовидно-пластовой параллельно с уменьшением брекчий и скарнов, вплоть до их полного исчезновения.

В этом же плане происходит и изменение структурно-текстурных особенностей руд. Как отмечает В.П. Орлов, "... в распределении главных текстурных типов руд наблюдается последовательная смена от уч. Главного к уч. Подрусловому преимущественно массивных руд брекчиевидными, потом пятнисто-вкрапленными и далее полосчатыми" /Орлов, 1974, с. 68/. В приводимой им таблице показывается, что руды с брекчиевидной (и ее разновидностью — пятнисто-вкрапленной) текстурой составляют 57% от всех руд уч. Главный. Если же учесть, что остальные 43%, образовавшиеся, по мнению В.П. Орлова, также по брекчиям в результате их полного замещения, приходится на руды с массивной текстурой, то становится ясным, что брекчиевидные текстуры руд в восточной части месторождения, имеющей сложную морфологию (рудный штокверк), исключительно широко развиты. Соответственно в западной части месторождения, характеризующейся сравнительно простой морфологией рудных тел, наиболее развиты полосчатые текстуры, наследующие, если не в деталях, то в целом слоистость замещаемых толщ.

Изложенные материалы по геологическому строению и рудной минерализации позволяют следующим образом представить формирование месторождения. Рудогенерирующей является сиенитовая магма, от которой рудный флюид отделяется задолго до ее закристаллизации, так как наиболее поздние продукты кристаллизации магмы пересекают руды. При становлении сиенитовой магмы в условиях ассимиляции карбонатных пород широко проявляются процессы гибридного и ферритизации сиенитового расплава, запечатленные в широком развитии гибридных фаций магнетитсодержащих (рудных) сиенитов в эндоконтактной зоне массива. Процесс ферритизации магмы доходит до образования газонасыщенного магнетитового расплава /Павлов, 1983/, формирующего магнетитовые жилы и прожилки в рудном штокверке. Обилие летучих обусловило появление, с одной стороны, предрудных и сорудных метасоматитов (в том числе и скарнов), с другой — взрывных явлений при становлении рудоносной системы, приведших к образованию взрывных брекчий. Осложняя рудно-магматический процесс, взрывы имели многофазный характер, о чем свидетельствует наличие разных поколений обломков метасоматитов (в том числе скарнов) и руд в брекчиях. Взрывными процессами, главной фазе которых соответствует брекчия 4, был сформирован рудный штокверк воронкообразной формы, определяющий структуру главной восточной части месторождения. Шерегешевское месторождение — многокорневое, и каждый корень — самостоятельный рудный участок. Однако основой для всего рудного поля является корневая часть уч. Главный, уходящая в сиенитовый массив и имеющая по сравнению с другими участками максимальную вертикальную протяженность. Именно в этой части месторождения наиболее проявлен эффект формообразующей способности рудного флюида, уменьшающийся в западном направлении по мере удаления от главной корневой части, определяя тем самым морфологическую зо-

нальность рудных залежей, меняющихся от сложных штокверкообразных форм, не считающихся со структурой вмещающих пород, до простых пластообразных, вписывающихся в общую структуру толщ. Проявление формообразующей способности рудного флюида и широкое развитие эксплозивных процессов свидетельствуют об интрузивно-эксплозивном пути становления рудоносной системы, сопровождаемого интенсивным метасоматозом, который в значительной степени маскировал первично-интрузивную природу месторождения.

Таштагольское месторождение

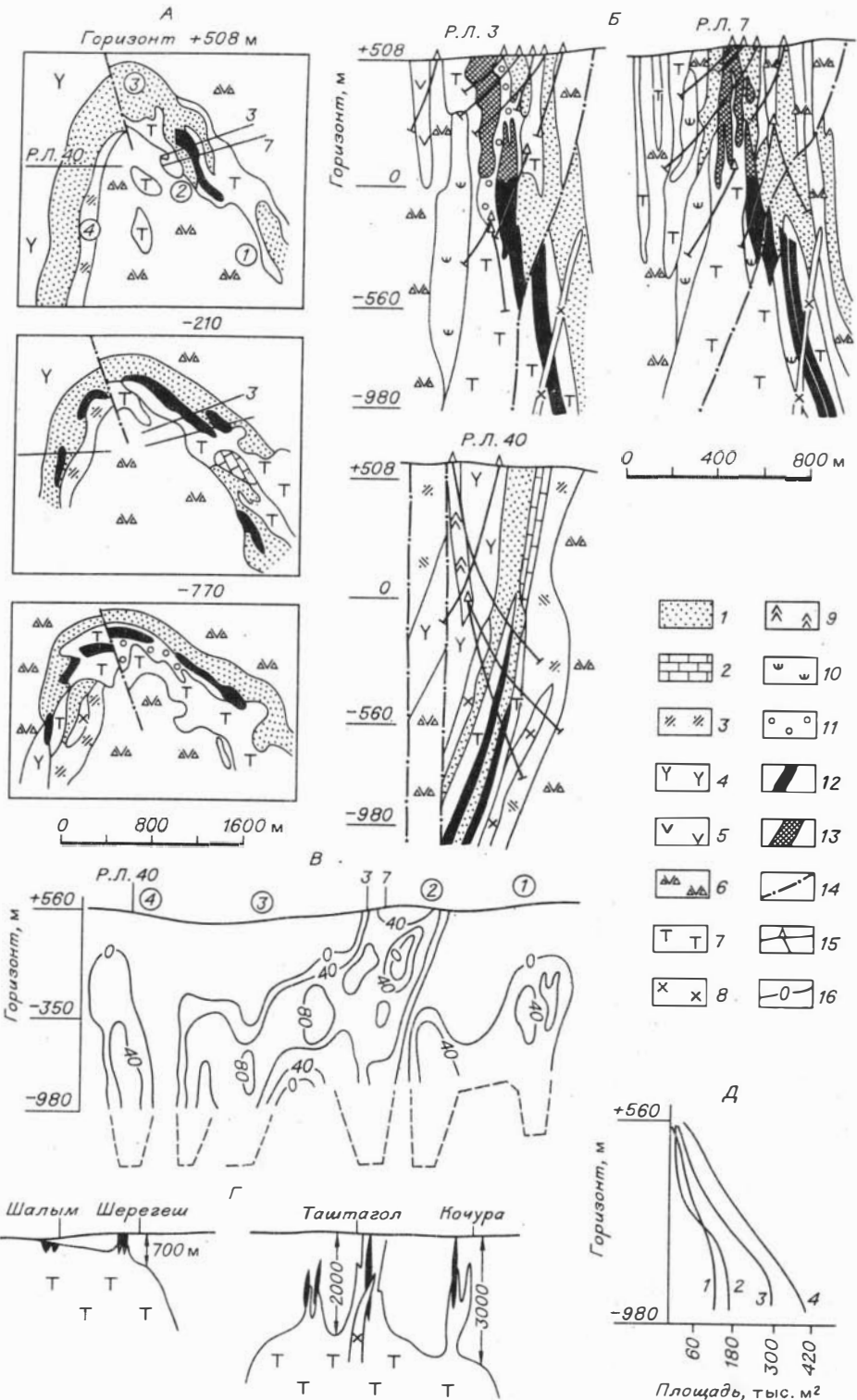
Таштагольское месторождение – главное в Таштагольско-Кочуринском рудном поле и один из наиболее крупных объектов в АССО. С 1945 г. оно находится в эксплуатации и отработано до глубины 600 м, глубина его разведки 1500 м.

Таштагольское месторождение залегает в интенсивно складчатой вулканогенно-осадочной толще предположительно кембрийского возраста в ореольной зоне сиенитового массива, комагматичного вмещающим вулканогенным отложениям. Непосредственно вмещающие породы для руд – трахитовые, трахиандезитовые порфириды и их туфы, реже песчаники, известняки и сиениты (рис. 21). Традиционно оруденение генетически связывается с сиенитами /Батов, 1935; Железородные месторождения..., 1959; Корель, 1972; Лапин, 1976; Алабин, 1977; и др./, однако в последнее время появились (как, впрочем, и для всех других железорудных месторождений скарново-магнетитовой формации АССО) представления о его осадочном генезисе, которые мы не рассматриваем, как малообоснованные.

Сиенитовый массив по данным глубоких скважин и геофизических работ подстилает рудное поле на всем его протяжении. Представляя на глубине 1000–1500 м единое тело, он распальцевывается в своей апикальной части на узкие гребневидные выступы-апофизы, между которыми располагаются рудные тела. Как показано Г.Л. Пospelовым /Железородные месторождения..., 1959/, основные структурно-морфологические особенности Таштагольского месторождения определяются межгребневым положением рудных тел относительно многочисленных апофиз-гребней сиенитового массива. Характерной особенностью рудных тел является то, что они, как правило, залегают в приконтактных частях апофиз массива, не проникая глубоко в него. В связи с этим слияние многочисленных апофиз-гребней на глубине в единое тело ведет к сокращению площади руд и в конечном счете к их выклинке, что хорошо представлено на геологических разрезах и погоризонтных планах.

Глубинная часть массива представлена средне-равномернозернистыми сиенитами, апикальная (в том числе и его апофизы) – мелкозернистыми. В рудном поле широко распространены дайки микросиенитов и микросиенит-порфириров. Как и для Шерегешевского месторождения, оруденение занимает внутриинтрузивное положение – оно проявилось после становления первой (главной) фазы, но до второй (заключительной), а по данным В.Г. Кореля /1972/, – даже внутри первой. Это выражается в том, что оруденение накладывается на средне- и мелкозернистые сиениты, но повсеместно рвется дайками микросиенит-порфириров /Железородные месторождения..., 1959; Лапин, 1976; Алабин, 1977; и др./.

Околорудные изменения выражены слабо и представлены в основном альбитизацией, эпидотизацией и хлоритизацией и лишь в единичных случаях – скарнированием, что дает основание относить месторождение к гидросиликатовому типу. Следует отметить, что характер околорудных изменений таков, что они



не приводят к появлению каких-либо значительных объемов так называемых "осветленных" пород, якобы одного из главных источников железа рудных тел.

Руды месторождения в большинстве случаев однородны по составу. Магнетит – главный рудный минерал нескольких генераций. Руды представлены двумя промышленными типами – богатыми (сливными) и бедными (вкрапленными). Характерной особенностью таштагольских руд является широкое развитие богатых разновидностей (доменных и мартееновских руд) со средним содержанием железа 45–50%, а в отдельных случаях – до 60% /Железорудные месторождения..., 1981/. Наиболее распространены магнетитовые, хлорит-магнетитовые, хлорит-эпидот-магнетитовые и кальцит-магнетитовые руды. Преобладают массивная, реже пятнистая, полосчатая и вкрапленная текстуры; как разновидность полосчатой широко распространены (особенно на глубоких горизонтах) рябчиковые и бурундучные текстуры в карбонат-магнетитовых рудах.

Месторождение представлено крутопадающей дугообразной в плане рудной зоной протяженностью 3450 м (включая обособленный Западный участок), шириной 150–250 м при разведанной глубине 1500 м без достигнутой выклинки. Дугообразная форма зоны связывается с приуроченностью ее к периферии кальдерной структуры /Корель, 1979/. В составе рудной зоны выделяется четыре участка (с востока на запад): Юго-Восточный, Восточный, Северо-Западный и Западный, из которых три первых являются непосредственным продолжением друг друга и лишь последний – Западный – отделен значительным перерывом. На каждом участке в составе рудной зоны содержится по несколько рудных тел. Разведчиками месторождения рудная зона в целом и слагающие ее отдельные рудные тела изображаются как согласная со слоистостью пород единая пластообразная залежь, разбитая на отдельные блоки-участки пострудными нарушениями. Однако, как справедливо отмечает С.С. Лапин /1976/, рудная зона не везде согласна со слоистостью. Она имеет гораздо более сложное строение и далеко не столь выдержанную пластообразную форму, как это изображается на планах разведчиками. Линейность, придающая ей пластообразный вид, связана с многокорневым характером и со слиянием корней в слабо расчлененную рудную залежь. Коротко остановимся на характеристике морфологии рудных тел по участкам.

Восточный участок – главный участок месторождения, заключающий основную массу руд, отработан на глубину 600 м. С.С. Лапиным в процессе

Рис. 21. Таштагольское месторождение.

А – геологические планы, Б – геологические разрезы, В – продольная проекция мощностей рудных тел (м) на вертикальную плоскость (развернута по простиранию рудной зоны). Г – обобщенная схема положения железорудных полей Кондомского района относительно интрузивных массивов сиенитов рудоносного комплекса. Д – изменение площадей руд, метасоматитов и сиенитов с глубиной (1 – руда; 2 – метасоматиты, 3 – суммарно руда и метасоматиты, 4 – сиениты).

1 – алевролиты, песчаники, углеродисто-кремнистые сланцы; 2 – известняки; 3 – туфы трахитовых порфиров и андезитовых порфиров; 4 – андезитовые порфириты; 5 – базальтовые порфириты; 6 – туфы и лавобрекчи андезито-базальтовых порфиров; 7 – сиениты и сиенит-порфиры; 8 – микросиениты; 9 – габбро-порфириты; 10 – метасоматиты; 11 – скарны; 12 – руда магнетитовая; 13 – отработанные руды; 14 – тектонические нарушения; 15 – скважины; 16 – изолинии мощностей рудных тел. Цифрами в кружках обозначены участки: 1 – Юго-Восточный, 2 – Восточный, 3 – Северо-Западный, 4 – Западный.

отработки проводилось многолетнее изучение морфологии рудных тел этого участка. Вывод о широком развитии крутостоящих рудных столбов – один из главных результатов его исследований /1976/. Всего на участке выделяется более десяти рудных тел разной протяженности по простиранию и падению. По данным эксплуатационных работ устанавливается, что рудные тела при общей линзовидной или линзовидно-пластовой форме имеют сложное строение и часто ветвятся, особенно в вертикальном направлении. Рудная зона Восточного участка состоит из субпараллельных крутостоящих рудных столбов, прослеживающихся на всю разведанную глубину. На нижнем урвне разведки на горизонте –700 м рудные столбы обособляются друг от друга и имеют вид отдельных корней, что видно на продольной проекции (см. рис. 21). Разобшение рудных столбов сопровождается уменьшением их мощности от 100 до 40 м, т.е. проявляется тенденция выклинка этого участка с глубиной. Из всех участков Таштагольского месторождения только на Восточном рудная зона выходит на поверхность и именно в его пределах она имеет максимальную вертикальную протяженность (см. рис. 21). Распадение единой рудной зоны на корни – это признак локализации рудного потока в узких каналах. Восточный канал локализуется в области между Р.Л. 1 и Р.Л. 8, западный – между Р.Л. 37 и Р.Л. 40, где он сливается с рудным столбом Северо-Западного участка. Судя по положению изолиний мощностей, можно полагать, что оруденение на этих участках может продолжаться еще на глубину 300–350 м.

О величине эродированной части можно судить на основании следующих данных. На продольной проекции месторождения видно, что единая рудная зона вблизи поверхности начинает распадаться с уменьшением мощности. Базируясь на тенденции замыкания изолиний мощностью руд вверх, можно полагать, что замыкание нулевой изолинии будет где-то на высоте максимум 200–300 м. Величина эрозии рудной залежи Таштагольского месторождения не превышает этих цифр, а полная его глубина, включая эродированную часть и продолжение до выклинка ниже разведанного контура, составляет как минимум 2000 м.

Северо-Западный участок – непосредственное продолжение на запад Восточного, в свою очередь, также состоит из двух столбообразных участков, у которых, начиная с горизонта –770 м, появляется тенденция разобшения между собой с сокращением площади рудной зоны.

Западный участок, отделенный от предыдущего значительным перерывом, по структурно-морфологическим особенностям представляет собой полную копию Кочуринского месторождения. Продолжая зону этого месторождения с севера, он на первом этапе разведки и рассматривался в качестве одного из них. Морфологически это – ярко выраженный вертикальный столб, имеющий при протяженности по простиранию 350 м протяженность по падению 1200 м без установленной выклинка. Рудная зона Западного участка представлена серией (пакетом) сближенных рудных тел мощностью от 30 до 40 м. На разной глубине количество рудных тел в пакете разное – от 1 до 4, обычно 2–3. Рудные тела перемежаются с параллельными им дайками мелкозернистых сиенитов. Ассоциация даек и руд настолько тесная, что рудная зона Западного участка представляет, по существу, единый пакет сиенитовых даек и параллельных им рудных тел. Ширина этого пакета (его мощность) по контуру крайних рудных тел составляет 200 м (при длине по простиранию 350 м и глубине 1200 м). По морфологической классификации отдельно взятый Западный участок относится к коническому, а точнее, – к его разновидности – цилиндрическому типу большой вертикальной протяженности. На продольной проекции и графике изменения мощностей (см. рис. 21) показано, что на Западном участке в пределах разведанного контура пока нет даже тенденции выклинивания с глубиной, что дает основание предполагать продолжение оруденения на глубину по крайней мере еще на несколько сотен метров.

Юго-Восточный участок состоит из двух соединяющихся между собой столбообразных участков: западного между Р.Л. 13 и 19 и восточного между Р.Л. 21^а и 34. В свою очередь, восточный имеет также сложное строение и состоит из двух крутостоящих рудных столбов, прослеживающихся на всю разведанную глубину. Оба восточных столба имеют четко выраженную тенденцию выклинка с глубиной уже в пределах разведанного контура. Западный столбообразный участок вдвое меньше восточного, но в пределах разведанного контура не проявляет тенденции выклинка вниз, в связи с чем имеются все основания предполагать продолжение оруденения на глубину. Эта глубина может быть определена исходя из предположения о равном вертикальном размере обеих частей (т.е. западной и восточной) участка и составляет около 350 м. Учитывая тенденцию распада зоны участка на корни с глубиной, нет основания ожидать прироста запасов руд за счет доразведки промежутков между корнями. В 1978 г. на Юго-Восточном участке выявлено новое рудное тело на глубине 700 м, ныне разведываемое, которое мы за неимением достаточных материалов не рассматриваем и на продольной проекции Таштагольского месторождения не учитываем.

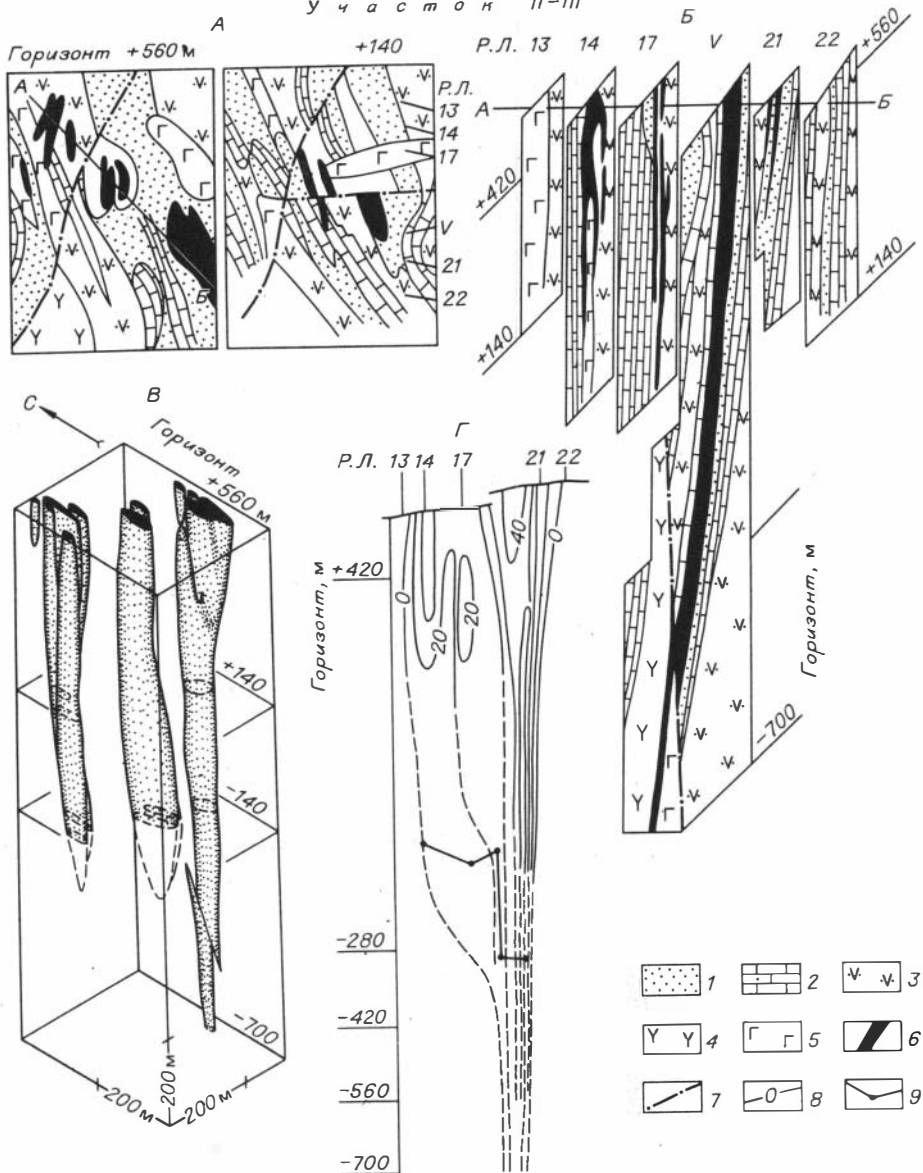
Железорудные месторождения Таштагольско-Кочуринского рудного поля, как, впрочем, и все другие месторождения Кондомского железорудного района, традиционно считаются постмагматическими, метасоматическими. Однако такие их особенности, как внутриинтрузивный характер формирования, слабые околорудные изменения пород, очень высокое (до 62%) содержание железа в рудах при преимущественно резких границах рудных тел, широкое развитие рябчиковых и бурундучных текстур расслоения рудной массы при ведущем карбонатно-магнетитовом составе руд, столбо- или дайкообразная форма рудных тел, могут свидетельствовать в пользу представлений о ведущей роли при формировании руд не постмагматических, а собственно магматических процессов с внедрением газонасыщенной рудной магмы и последующим частичным перераспределением (в процессе аутометасоматоза) рудного вещества, создающего впечатление преимущественно метасоматического рудоотложения.

Кочуринское месторождение

В состав Таштагольско-Кочуринского рудного поля входит группа мелких объектов, которые объединены под названием Кочуринское месторождение. Всего известно шесть объектов, мы остановимся только на двух, как наиболее полно разведанных, располагающихся непосредственно на южном продолжении Западного участка Таштагольского месторождения. Рассматриваемые месторождения сложены метаморфическими сланцами зеленосланцевой фации, образовавшимися по песчанникам, порфиритам и эффузивам с сохранившимися реликтами первичного состава. Отмечаются линзы известняков и единичные дайки микросиенитов. Особенность Кочуринского месторождения – высокое содержание железа в рудных телах (от 43 до 50%) при резких их границах, слабое изменение вмещающих пород, типичное для месторождений гидросиликатового типа, к которому они и относятся, глубокое положение под ними интрузии сиенитов, проявляющейся на поверхности только единичными дайками. Кочуринское месторождение во многом подобно Таштагольскому, отличаясь от него главным образом морфологическими особенностями, обусловленными, по-видимому, большей удаленностью от нижележащего материнского массива.

Месторождение Кочуринское (участок I) представляет собой серию (из пяти) сблизженных вертикально стоящих рудных линз максимальной протяженностью по простиранию 560 м, мощностью 30 м и протяженностью по падению

Участок II-III



наиболее крупной линзы 960 м (рис. 22). В сумме же с учетом всех линз рудное поле имеет длину по простиранию 560 м, ширину по границам крайних линз 80 м, протяженность по падению без установленной выклинки более 900 м, т.е. глубина месторождения превышает протяженность его по простиранию почти в два раза. Содержание железа в вертикальном направлении, несмотря на значительную протяженность рудных тел, постоянное. По структурно-морфологической типизации месторождение относится к однокорневому уплощенно-коническому типу большой относительной и абсолютной вертикальной протяженности.

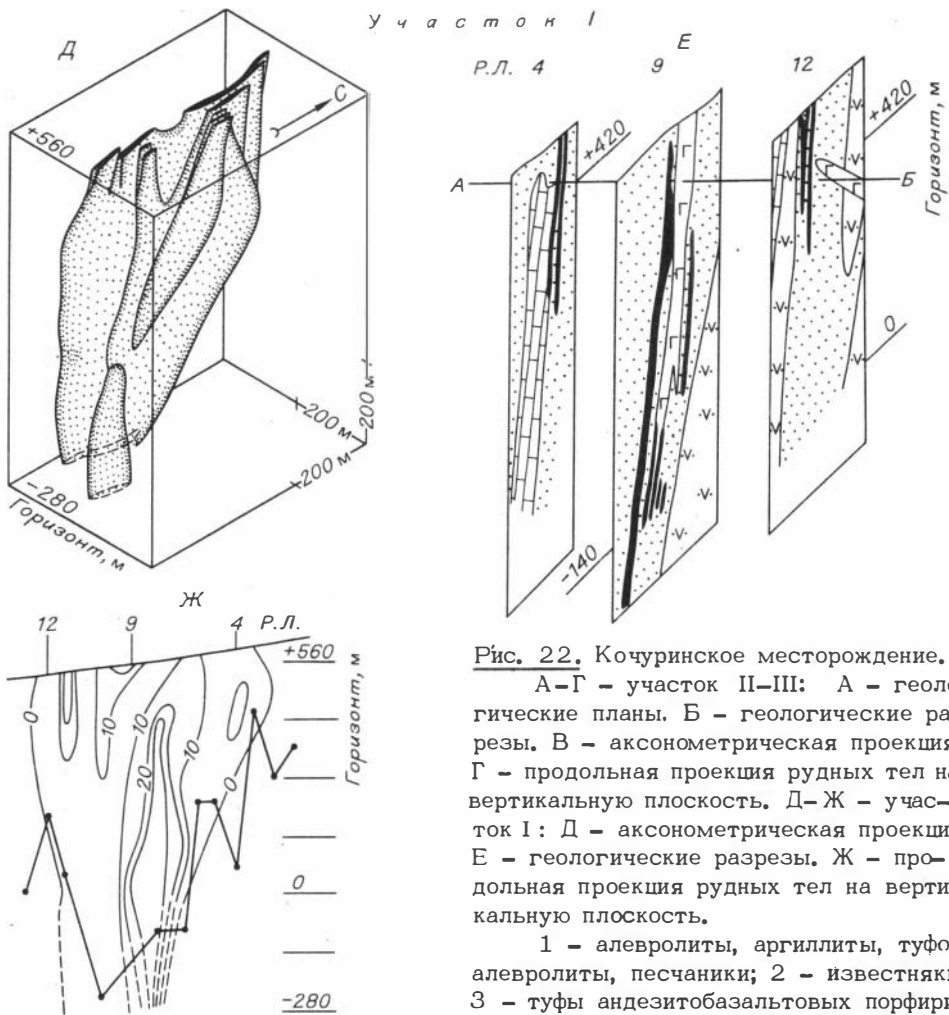


Рис. 22. Кочуринское месторождение.

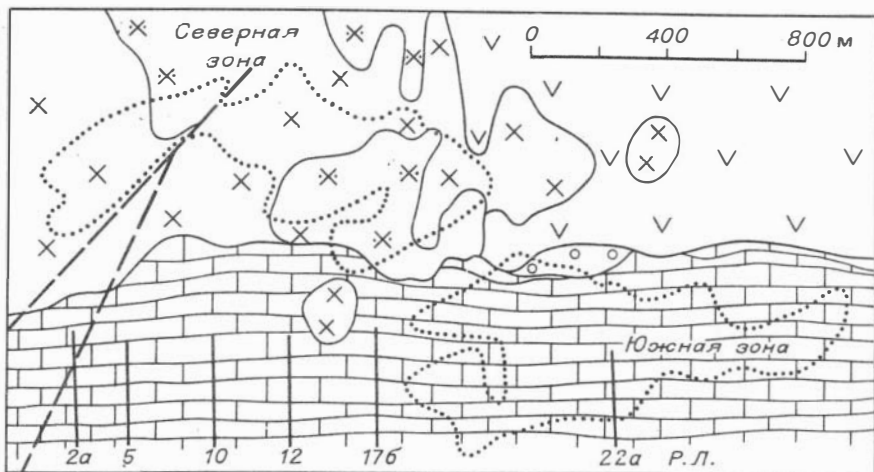
А-Г - участок II-III: А - геологические планы. Б - геологические разрезы. В - аксонометрическая проекция. Г - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Д-Ж - участок I: Д - аксонометрическая проекция. Е - геологические разрезы. Ж - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость.

1 - алевролиты, аргиллиты, туфо-алевролиты, песчаники; 2 - известняки; 3 - туфы андезитобазальтовых порфиров и трахитовых порфиров; 4 - андезитовые порфириты; 5 - габбро-порфириты;

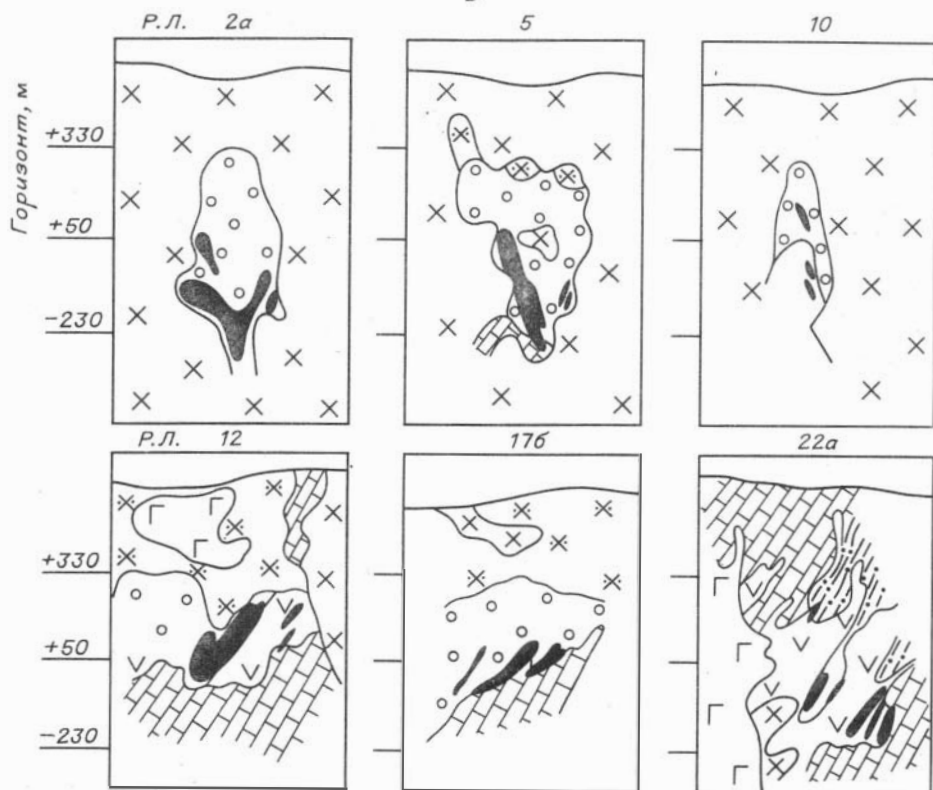
6 - руда магнетитовая; 7 - тектонические нарушения; 8 - изолинии мощностей рудных тел (м); 9 - контур глубины разведки месторождения.

Кочуринское месторождение (участки II-III) представляет собой три сближенных столбообразных рудных тела вертикального падения. Наиболее крупное из них имеет максимальную длину по простиранию 140 м, ширину 250 и глубину (без установленной выклинки) 1360 м. Близкие параметры имеют и другие рудные тела. Морфологически это типичные столбообразные (цилиндрические) рудные тела большой вертикальной протяженности, в которых глубина почти в 10 раз превышает их длину! Рудное поле в целом имеет протяженность по простиранию 400 м, ширину 100 и глубину 1360 м (без установленной выклинки) и по морфологической классификации относится к однокорневому уплощенно-цилиндрическому типу с большой относительной и вертикальной протяженностью. Как и на предыдущем месторождении, несмотря на значительную вертикальную протяженность, содержание железа с глубиной не меняется.

А



Б



Кочуринское месторождение рассматривалось Н.А. Батовым /1935/, а вслед за ним и другими исследователями /Железорудные месторождения..., 1959/ как член единого зонального ряда месторождений Кондомской группы (Шальмское – Кочуринское), структурно–морфологические и генетические особенности которых обусловлены разной удаленностью в горизонтальном и вертикальном направлениях от материнского массива. Кочуринское месторождение

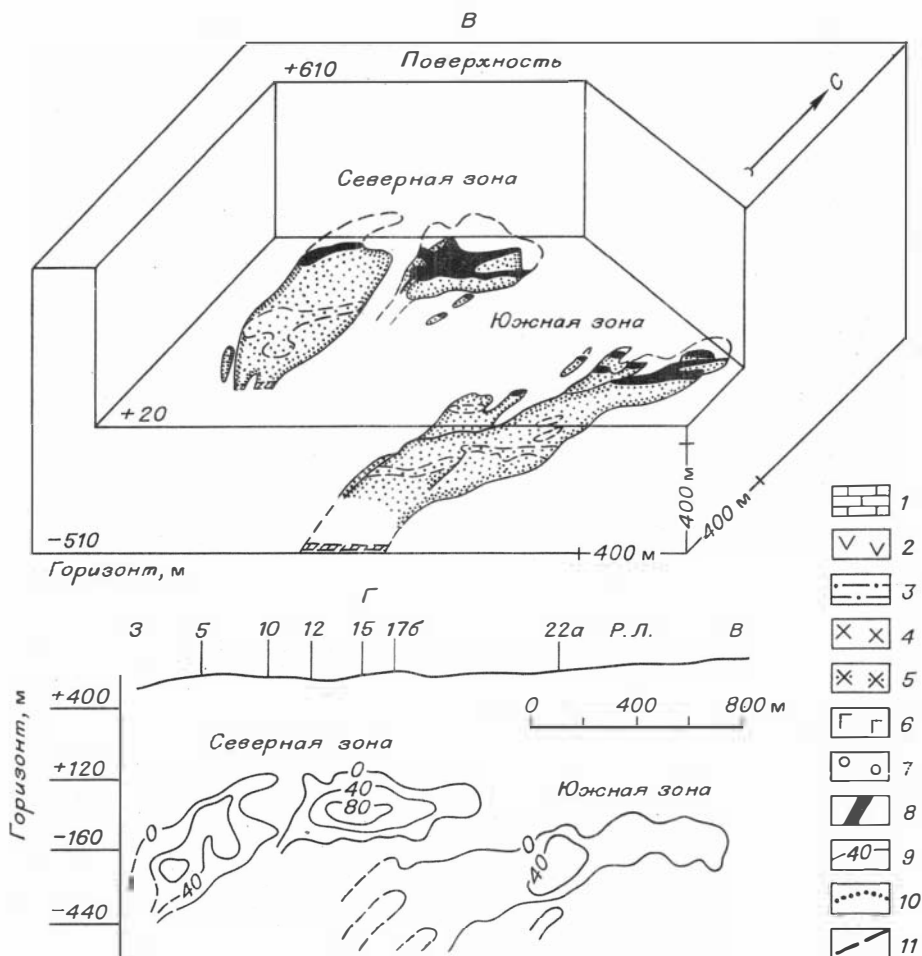


Рис. 23. Казское месторождение (Центральные Штоки).

А - геологический план. Б - геологические разрезы. В - аксонометрическая проекция. Г - продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость.

1 - известняки, мраморы; 2 - андезитовые, андезитобазальтовые, трахиандезитовые порфириды и их туфы; 3 - кремнистые породы; 4 - диориты, сиенитодиориты, кварцевые диориты; 5 - диоритовые порфириды; 6 - габбро; 7 - скарны; 8 - магнетитовая руда; 9 - изолинии мощностей рудных тел (м); 10 - проекция рудных тел на поверхность; 11 - тектонические нарушения.

в этом ряду - крайний член, и в вертикальном разрезе относительно материнского массива, лежащего глубоко под ним, занимает наиболее высокое положение (см. рис. 21). По геолого-разведочным и геофизическим данным устанавливаются пологое погружение Таштагольского сиенитового массива на юг в сторону Кочуринского месторождения и нахождение его под ним на глубине не менее 2 км /Ашурков, 1971/. Вся надынструзивная часть этого массива -

потенциально рудоносная, однако наиболее перспективным на выявление железорудности следует считать южное продолжение структур Таштагольского месторождения, кольцевое замыкание которых намечается по Кочуринскому месторождению.

Казское рудное поле

Казское рудное поле, детально изученное В.И. Синяковым /1974/, располагается в пределах ордовикского прогиба, приурочиваясь непосредственно к восточному окончанию Казского диоритового массива силурийского возраста. Большая часть рудных участков этого поля находится непосредственно внутри массива и лишь некоторые – вблизи него во вмещающей вулканогенно-осадочной толще сухаринской свиты верхнепротерозойского возраста.

Казское рудное поле состоит из ряда сближенных (до 0,5 км) рудных участков, или – по терминологии ряда геологов – месторождений: Медвежьего, Амфитеатра, Бегунца, Юго-Западных Штоков, Северо-Восточных Штоков, Центральных Штоков и Леспромхозного, расположенных на площади размером 4,5 x 1,5 км. Пять первых месторождений почти полностью отработаны, а на Центральном Штоке с 1975 г. начаты эксплуатационные работы. Леспромхозное месторождение готовится к отработке. Нами рассматриваются только два месторождения: Центральные Штоки как наиболее крупный объект рудного поля и Леспромхозное как отличающееся несколько по геологическому строению от остальных в этой группе.

Центральные Штоки. Это наиболее крупный объект Казского рудного поля с запасами около 100 млн. т, представляющий собой скрытое месторождение, рудная зона которого располагается на глубине 400 м и ниже (рис. 23). Она приурочена к области сочленения интрузива с прорываемыми им вулканогенно-осадочными отложениями. В пределах месторождения Казский интрузив представлен диоритами и диоритовыми порфиритами, вулканогенные отложения – порфиритами и их туфами, осадочные – известняками и доломитами, количество которых с глубиной резко увеличивается.

Рудные тела залегают в основном среди диоритовых порфиритов Казского интрузива /Синяков, 1974/ и реже – среди вулканогенных пород и известняков сухаринской свиты. В рудном поле, особенно в местах максимальной мощности руд, широко развиты эксплозивные брекчии порфиритов, диоритовых порфиритов и известняков, имеющих, как и вся рудная зона, слепое залегание. Форма тел брекчий штоко- или гнездообразная. Брекчии почти всегда гидротермально проработаны и нередко оруденелые, в связи с чем для значительной части казских руд весьма характерна ярко выраженная брекчиевая текстура.

Околорудные изменения представлены скарнированием, развивающимся как по вулканогенно-осадочным породам сухаринской свиты, так и по интрузивным образованиям Казского массива /Синяков, 1974/. Скарнированные породы и скарны (в основном гранатового состава) развиты гораздо шире руд, иногда даже в удалении от них, но в общем случае образуют ореол вокруг руд шириной в несколько десятков метров.

Руды месторождения по минеральному составу разделяются на магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и гранат-пироксен-магнетитовые, по текстуре – на массивные, вкрапленные, пятнистые и брекчиевые. Наиболее распространены магнетитовые руды с массивной текстурой, слагающие жилы- и штокообразные тела, или брекчиевой, когда магнетит играет роль цемента в брекчиях. Обломки в брекчиях с резко выраженной угловатой формой и резкими границами представлены измененными порфиритами вулканогенной толщи или диоритовыми

порфиритами Казского интрузива. Полное отсутствие или ничтожное развитие коррозионных явлений со стороны магнетитового цемента в брекчиях – в большинстве случаев одна из самых характерных особенностей. Это дало основание В.И. Снякову /1974/ считать магнетит образованным не метасоматическим путем, как это обычно предполагается, а отложенным из гидротермальных растворов.

Месторождение представлено двумя сближенными, но с самостоятельными обособленными корнями, кулисообразно расположенными рудными зонами – Северной и Южной, по морфологии и ориентировке в пространстве во многом подобными друг другу. Северная зона, в свою очередь, распадается на две равные по длине части, по-видимому, с разными корнями. Обе зоны "слепые", т.е. не выходят на поверхность. Их верхние кромки находятся на глубине 400 м от поверхности. В первом приближении зоны имеют вид пологих ($10-15^\circ$) несколько уплощенных в вертикальной плоскости (сечение их 100–150 м) столбов протяженностью в пределах их разведанной части по 1300 м. Обе зоны имеют западное склонение, постепенно увеличивающееся с востока на запад от $5-10$ до $20-25^\circ$, а в крайних западных (прикорневых) частях – до 40° . Восточные (более высокие) части зон – фронтальные, западные (более низкие) – прикорневые. Обе зоны по склонению в западном направлении в своих прикорневых частях недоразведаны, что хорошо видно на продольной проекции (см. рис. 23) по незамкнутости изолиний мощностей руд.

Морфология рудных тел сложная; это вытянутые (согласно общей ориентировке зоны) штокверки, изолированные гнезда, отдельные линзообразные или вообще неправильной формы залежи. Вот как описывает форму тел Казского месторождения В.И. Григорьев, главный геолог Казского рудника, знакомый с формой рудных тел по эксплуатационной разведке и выемочным работам: "...Мелкие рудные объекты мощностью от 2 до 15 м имеют форму линз и гнезд. Гнезда изометричной формы, но крайне неправильного очертания за счет наличия многочисленных заливок руды во вмещающие породы. Линзы в плане имеют эллипсовидную форму, а в разрезе часто представляют собой вытянутые плитообразные тела... Рудные тела мощностью более 15 м обычно представляют собой штоки, слегка вытянутые в плане и имеющие большие, чем гнезда и линзы, размеры по вертикали. Для них характерны также многочисленные раздувы, пережимы и ответвления. В плане они отличаются широким разнообразием форм: линзовидной, изометричной, но наиболее часто наблюдаются вытянутые тела амебовидной формы с многочисленными ответвлениями" /Григорьев, Лапин, 1979, с. 53/.

Леспромхозное месторождение. В геологическом строении месторождения принимают участие карбонатные породы сухаринской свиты, сиениты предположительно тельбесского комплекса и их комагматы – ортофиры и туфы. Сиенитовый массив, имеющий вид крутостоящего трещинного тела длиной 2000 м при ширине до 350 м, определяет геологическое строение месторождения (рис. 24). Он залегает в основном в карбонатных породах, нередко вдоль контакта их с ортофирами и туфами. В скарно-рудной зоне широко развиты магнезиальные скарны: шпинелевые, шпинель-пироксеновые, флогопит-пироксеновые, монтичеллитовые, магнетит-флогопитовые, магнетит-серпентин-флогопитовые и другие породы существенно флогопитового и серпентинитового состава с развывшимися по ним известковыми скарнами и рудами. Магнезиальные скарны образуют оторочку вдоль южного контакта интрузива и в его кровле. Мощность скарнов 10–80 м. Характерной чертой их является четкая метасоматическая зональность строения, выражающаяся в такой последовательности зон от сиенитов к доломитам: сиениты – шпинелевые скарны монтичеллитовые скарны – апопериклазовые бруситовые мраморы – доломиты /Сняков, 1974/.

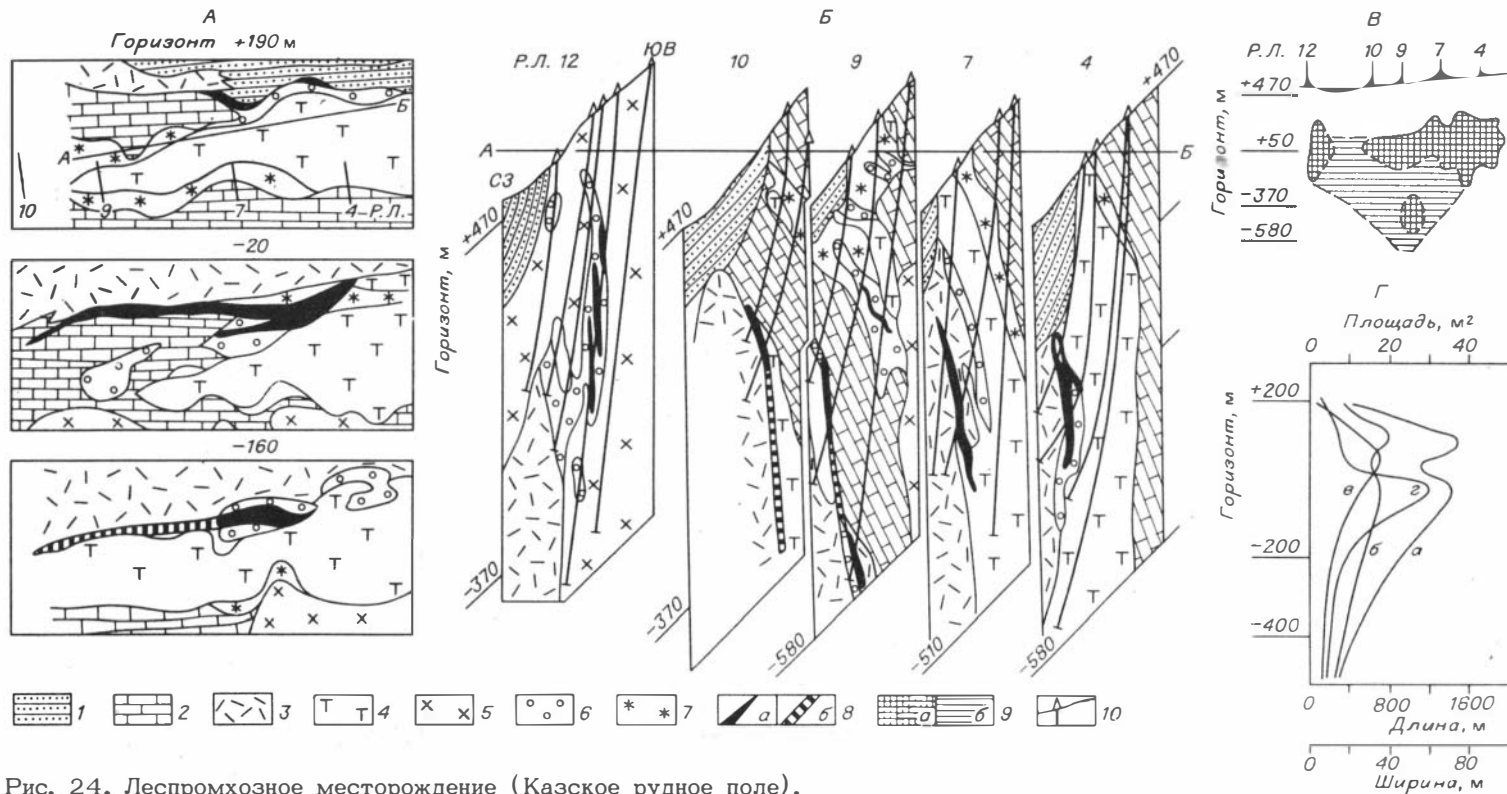


Рис. 24. Леспромхозное месторождение (Казское рудное поле).

А – геологические планы. Б – геологические разрезы. В – продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость. Г – изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (длина (а) и ширина (б) рудной зоны; площадь рудных тел (в) и метасоматитов (г)).

1 – алевролиты, песчаники, гравелиты; 2 – кальцитовые и доломитовые мраморы; 3 – ортофиды и их брекчии; 4 – сиениты и сиенит-порфиры; 5 – габбро-диориты; 6 – скарны пироксен-гранатовые; 7 – монтичеллит-кальцитовые породы; 8 – магнетитовая руда установленная (а) и предполагаемая (б); 9 – площадь (на продольной проекции) рудных тел установленная (а) и предполагаемая (б); 10 – скважины.

Рудная зона не выходит на поверхность, и ее верхняя кромка, как это хорошо видно на продольной проекции, находится на глубине 200–300 м. Скарново–рудная зона располагается в лежащем боку сиенитового массива непосредственно на контакте с известняками или в его контактовой зоне вдоль границы известняков и ортофиров. Падение скарново–рудной зоны крутое, согласное с падением массива. Протяженность ее по простиранию 1000 м, а включая участок Западный, отделенный от основной зоны 250-метровым перерывом, составляет 1500 м. Установленная протяженность по падению 850 м. По данным разведочных работ рудная залежь изображается расчлененной на три части, лежащие в одной плоскости: Главное тело, содержащее почти 90% всех запасов, Западное, лежащее на продолжении Главного в западном направлении и Глубинное, продолжающее Главное на глубину с перерывом в 250 м. Анализ геолого–разведочных материалов, в том числе и скважинной геофизики, а также данных математического моделирования, проведенного в СНИИГиМСе, приводит нас к выводу, что рисовка разобщенности рудных тел связана с недоразведанностью месторождения. По нашему мнению, все три рудные залежи принадлежат единому рудному телу. В предлагаемом варианте рудное тело в продольной проекции будет иметь вид равнобедренного треугольника, обращенного вершиной вниз. Согласно этой модели возможно значительное увеличение запасов руд, в первую очередь на глубину.

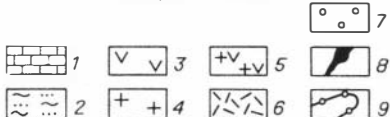
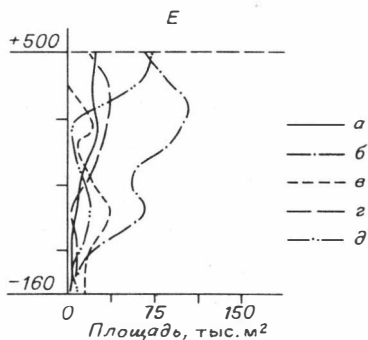
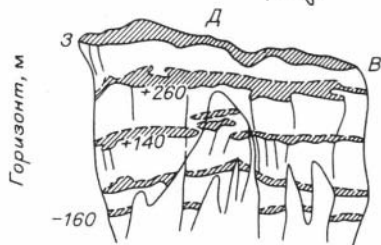
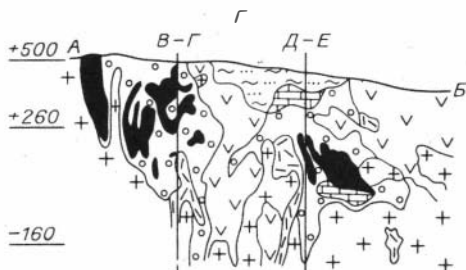
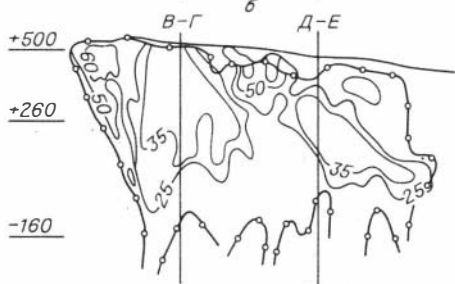
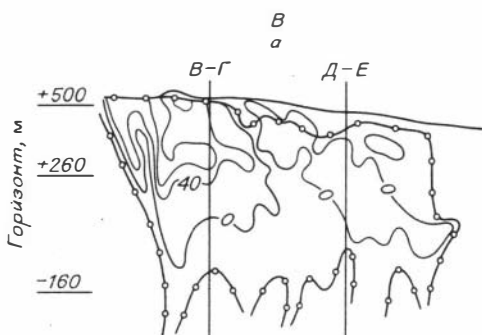
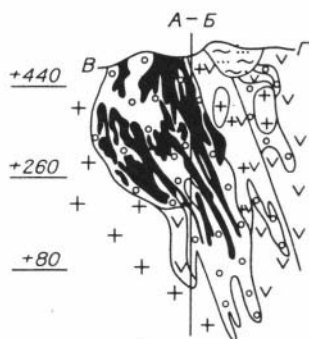
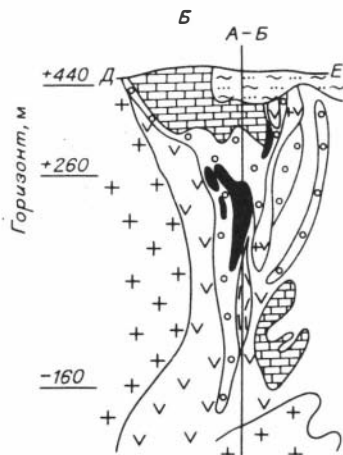
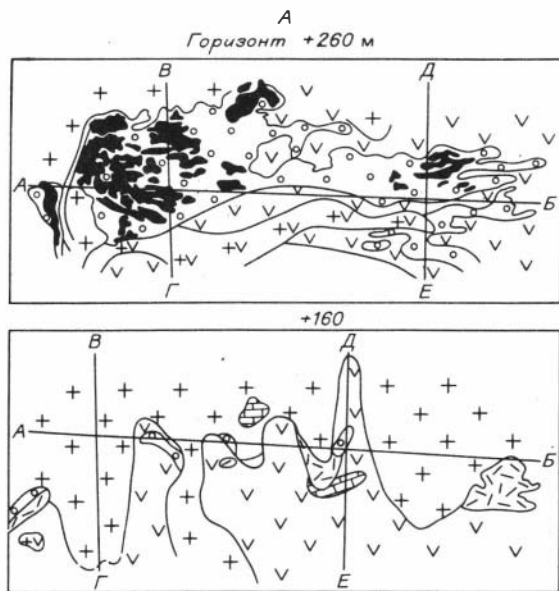
Месторождение Темиртау

Полностью отработанное месторождение Темиртау располагается в эндоконтактной зоне Тельбесского плутона, сложенной диоритами, гранодиоритами и другими гибридными породами повышенной основности, точнее – в той его части, которая содержит в себе цепочку доломитизированных и мраморизованных известняковых ксенолитов, прослеженных скважинами в широтном направлении на протяжении 1100 м и на глубину более 800 м.

Главная скарново–рудная зона месторождения пространственно тесно ассоциирует с ксенолитами карбонатных пород и приурочена к области перехода гранитов ядерной зоны массива в гибридные диоритовые породы эндоконтакта. Максимальные горизонтальные размеры месторождение имеет вблизи поверхности (1250x520 м), с глубиной они сокращаются; так, на глубине 700 м они уже 1030x200 м (рис. 25). На западном фланге скарны и руды образуют резкий коленообразный поворот.

Объемно–морфологическое изучение месторождения позволило установить, что оно состоит из трех скарново–рудных колонн, круто погружающихся в юго-западном направлении на глубину свыше 900 м, в том числе руд – свыше 700 м. В верхней части месторождения колонны объединяются, образуя единую скарново–рудную зону, а в нижней – каждая из них распадается на несколько отчетливо выраженных корней /Зубков, 1968/. В контуре этой сужающейся на глубину крутонаклонной зоны с почти километровой протяженностью по падению заключены скарны, руды, роговики, метасоматиты, блоки карбонатных пород и метасоматически измененные диориты, образующие в совокупности многокорневое скарново–магнетитовое месторождение.

Рудные тела Западное, Восточное, Северное образуют единую колонну в западной части месторождения. Рудное тело Угловое на небольшой глубине отъединяется от них вместе с сопровождающими его скарнами, приурочиваясь к крупному ксенолиту карбонатных пород. Для этих колонн характерно крутое (75°) восточное склонение. Рудные тела Водобаки и Дальнее, входящие в состав восточной колонны, склоняются в том же направлении, но более полого



(около 50°). Западная колонна имеет максимальные поперечные размеры (500 м) на уровне горизонта (+500 м), а на горизонте (+80 м) они составляют уже 300 м, полная выклинка происходит примерно на уровне горизонта (-300 м). Корневые части колонны и дайки адамеллит-порфиров пространственно сближены и тяготеют к контактовой зоне между диоритами и гранитами. Близкие соотношения наблюдаются и в двух других колоннах. Характерно, что корни всех трех колонн располагаются в теле плутона на близких уровнях. Последнее, по-видимому, находится в прямой связи с глубиной погружения реликтов слоев существенно карбонатных пород в пределах зоны гибридных пород плутона, образующих своеобразные "структуры просвечивания". С глубиной простирание Западной колонны с широтного меняется на северо-восточное, все более приближающееся к меридиональному. Восточная колонна меняет широтное простирание на северо-западное, что может быть объяснено флексуобразным подворотом цепочек карбонатных ксенолитов, либо изменением с глубиной простирания главных систем рудоконтролирующих трещин.

Многочисленные крутоориентированные рудные тела сложной формы имеют максимальные размеры в верхних частях Западной и Центральной колонн (до уровня 260 м), где по мощностям, превышающим 60 м, и содержаниям железа свыше 40% отчетливо выделяются два крутопадающих на юг рудных столба, заключающих в себе половину всех запасов руд месторождения.

Анализ внутреннего строения колонн выявляет следующие закономерности. Относительное количество богатых руд уменьшается с запада на восток (с 90 до 20%) и с глубиной (с 90 до 1%). По рудным столбам в целом также обнаруживается уменьшение среднего содержания железа с запада на восток (60-51-45%). В нижней части колонн рудные тела многократно расщепляются и постепенно выклиниваются так, что на глубине 400-500 м скарны и другие метасоматиты начинают резко преобладать над рудами. Характерно, что обогащенные железом и сульфидами участки вытянуты согласно с общим простиранием "просвечивающих" структур и рудных тел. Максимальные концентрации сульфидов (до 20%) были приурочены к верхним частям рудных тел, что является характерным признаком прифронтальной и фронтальной зон /Зубков, 1963/.

Со стороны всякого б6ка почти на всем протяжении месторождения скарново-рудные тела контактируют с мощной (до 60 м) дайкой адамеллит-порфиров, которой как важному структурному элементу особое значение придавали многие исследователи, рассматривая ее в качестве экрана для скарнов и руд /Проданчук, Лапин, 1959/.

Важнейшие параметры, характеризующие форму, размеры месторождения и количественное соотношение составных компонентов колонн, отражены на графиках (см. рис. 25), показывающих, что максимальные площади руд и скарнов приходятся на этаж 380-320 м, вверх и вниз от которого происходит за-

Рис. 25. Месторождение Темиртау.

А - планы горизонтов. Б - поперечные разрезы. В - продольные вертикальные проекции с изолиниями суммарных мощностей (м) рудных тел (а) и с изолиниями содержания железа (%) в рудах (б). Г - продольный разрез. Д - фигура скарново-рудной зоны (диметрия). Е - изменение площадей рудных тел (а), скарнов (б), роговиков (в); адамеллит-порфиров (г), известняков (д).

1 - известняки; 2 - глины; 3 - диориты, гранодиориты; 4 - граниты, адамеллиты; 5 - адамеллит-порфиры; 6 - роговики; 7 - скарны; 8 - магнетитовые руды; 9 - внешний контур скарнов.

тухание скарново-рудного процесса. Если допустить, что темп уменьшения площадей скарнов и руд в денудированной части был таким же, как и в интэрвале отметок 380–500 м, то величина среза графически определится в 300–320 м, в том числе рудных тел не менее 150 м.

Запасы руд месторождения с учетом добычи за все время эксплуатации составили 42 млн т при среднем содержании железа 44,2%, серы – 1,9 и фосфора – 0,15%. Структурно-морфологическое изучение его показало, что существенного увеличения запасов на глубоких горизонтах в пределах выявленных скарново-рудных колонн ожидать нельзя.

По установленным морфологическим особенностям Темиртау относится к эндоконтактовым многокорневым крутонаклонным месторождениям конического типа (на глубине уплоленно-конического) с большой относительной вертикальной протяженностью и малой денудированностью.

Алтай

На Алтае имеется три крупных железорудных месторождения: Белорецкое, Инское и Холзунское, из которых мы остановимся только на первом как типичном представителе плоского морфологического типа с резко выраженной формообразующей способностью рудного флюида.

Белорецкое месторождение

Месторождение расположено в пределах карбонатной толщи (в середине ее разреза), относимой по материалам геолого-съемочных работ к чагырской свите силурийского возраста, а по другим данным /Железорудные месторождения..., 1981/ – к бутачихинской свите среднего девона, что лишено каких-либо серьезных оснований. Сторонники осадочного генезиса месторождения исходят в основном из положения, что руда девонского возраста (а она, действительно, имеет девонский возраст) должна лежать не в силурийских, как считают геологи-съемщики, а в девонских отложениях. Именно в этом и кроются причины возрастной передатировки вмещающей карбонатной толщи.

В 800 м от рудной зоны карбонатные породы прорваны, вероятно, пострудными гранитами Тигерекского массива. Восточный фланг месторождения вплотную подходит к полю развития субщелочных пород девонского комплекса – альбитит-порфиров и их туфов. Основываясь на аналогии с другими алтайскими месторождениями, мы полагаем, что именно этот девонский комплекс субщелочных пород – рудоносный, его интрузивные производные непосредственно несут рудную минерализацию и находятся на глубине за пределами контура современной разведки. По другим представлениям, оруденение связывается с интрузией габбро-диабазов того же девонского комплекса, расположенной на глубине, а в пределах разведанной части представленной единичными дайками диабазов.

Руды имеют в основном магнетитовый и магнетит-мушкетовитовый состав. В рудной зоне широко проявлено скарнирование, вплоть до образования сплошных полей гранатовых скарнов (уч. Баталиха), особенно на восточном фланге месторождения. Наиболее распространены полосчатые, массивные, реже брекчиевидные и брекчиевые текстуры.

Скарново-рудная зона, контролируемая послышной тектонической зоной и залегающая согласно с известняками, падает под $\angle 50\text{--}55^\circ$ в сторону гранитов Тигерекского массива, которые при предполагаемом вертикальном паде-

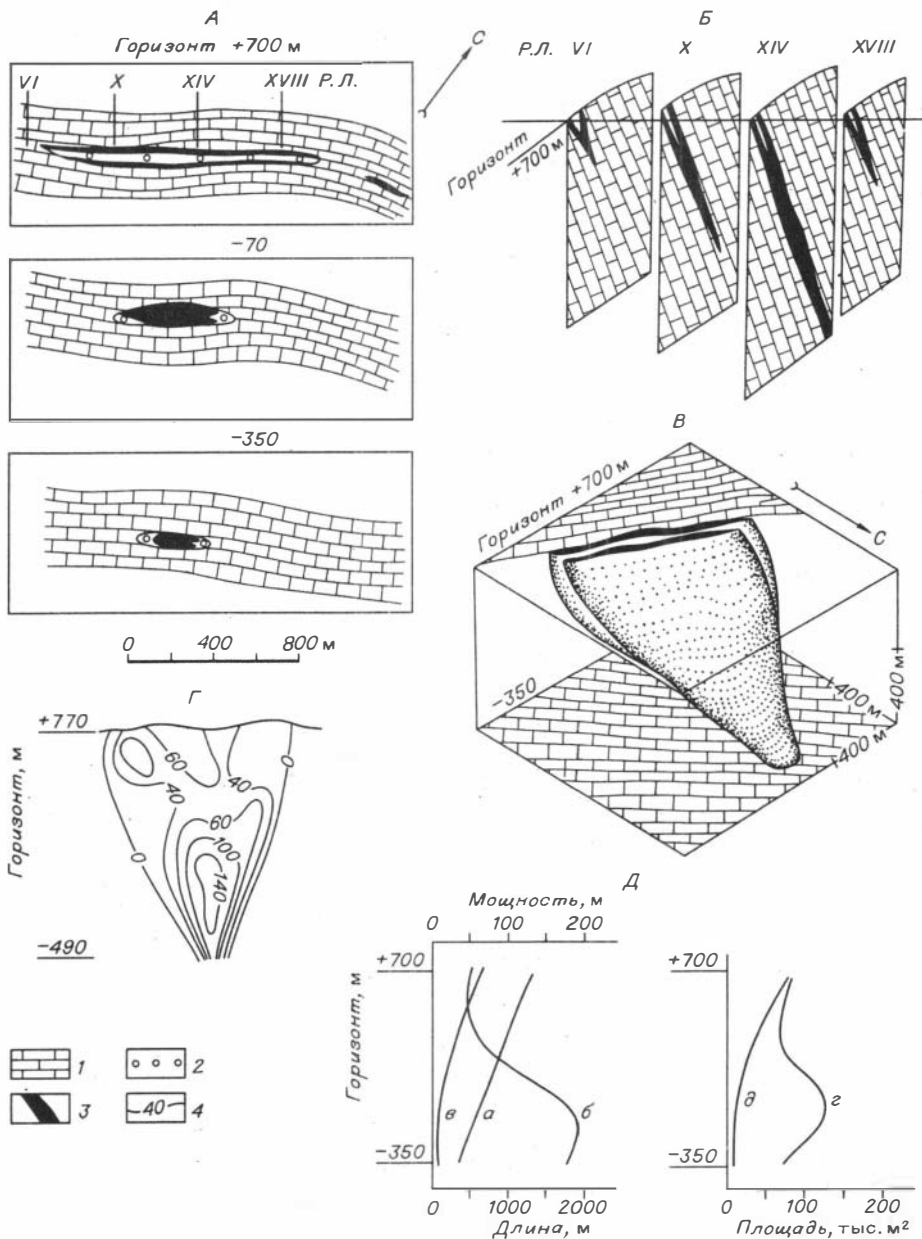


Рис. 26. Белорецкое месторождение.

А – геологические планы. Б – геологические разрезы. В – аксонометрическая проекция рудных тел. Г – продольная проекция рудных тел в плоскости падения рудной зоны. Д – изменение морфологических параметров месторождения с глубиной (а – длина месторождения; средняя мощность руд (б) и метасоматитов (в); площадь руд (г) и метасоматитов (д)).

1 – мраморизованные известняки, 2 – метасоматиты, 3 – магнетитовая руда, 4 – изолинии мощностей рудных тел (м).

нии их контакта должны срезать рудную зону где-то на глубине 1200 м (рис. 26). Мощность рудной зоны изменяется от 80 м (средняя) на поверхности до 180 м на глубине 1000 м, длина соответственно от 1300 до 320 м. Протяженность по падению без установленной выклинки 1100 м. При бортовом содержании 25% железа в скарново-рудной зоне выделяются два сближенных параллельных рудных тела, при 18% оба тела объединяются общим контуром.

Одной из наиболее примечательных особенностей Белорецкого месторождения является его морфология, отражающая, с одной стороны, расширение его объемной фигуры вверх, обусловленное формирующими свойствами рудного флюида, с другой – влиянием анизотропии вмещающей среды (дорудной тектонической зоны), определяющей значительную уплощенность фигуры месторождения, прогрессирующую по мере удаления от его глубинной корневой части. При этом степень уплощенности объемной фигуры меняется снизу вверх – от конического типа внизу до плоского вверху. До глубины 700–800 м рудная зона имеет резко выраженную пластообразную форму, глубже – трубообразную. Соответственно в продольной проекции (в плоскости падения) месторождение имеет форму правильного равнобедренного треугольника, ориентированного длинной осью вниз. Форма продольной проекции рудной зоны в виде треугольника обусловлена равномерным сокращением ее длины с глубиной при значительном увеличении мощности в том же направлении. Так, на поверхности длина рудной зоны (главной части месторождения) составляет 1300 м при мощности 80 м, на глубине 770 м – соответственно 600 x 200 м, на 1000 м – 320 x 180 м. Белорецкое месторождение – ярчайший пример изменения морфологии от корневой части к прифронтальной, иллюстрирующий характер уменьшения формообразующей способности рудного флюида под воздействием вмещающей среды.

По сравнению с другими морфологическими типами – коническим и уплощенно-коническим, в которых расширение объемной фигуры выражено в двух направлениях – по ширине и длине, в объемной фигуре Белорецкого месторождения, относящейся к плоскому типу, расширение выражено только в одном направлении – по ее длине в силу резко выраженного контролирующего влияния анизотропии вмещающей среды. Белорецкое месторождение с его ярко выраженной пластообразной формой вверху является тем объектом, морфологические данные которого используются для доказательства осадочного генезиса скарново-магнетитовых месторождений. Однако если обратиться к объемной фигуре месторождения, то становится ясно, что наиболее обоснованы представления об эндогенном характере рудного флюида и инъекционном (интрузивном) пути его становления, при котором реализуются формообразующие свойства, обуславливающие расширение его вверх по наиболее доступным направлениям.

Глава II

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В ряду многочисленных критериев, используемых для суждения о генезисе месторождений, особое место принадлежит структурно-морфологическим, являющимся важными, а нередко и главными критериями для обоснования той или иной точки зрения. Это связано с их высокой информативностью и объективностью. Действительно, выяснение структурно-морфологических особенностей как необходимого условия для подсчета запасов руд – одна из главных задач

при разведке месторождения, и густота разведочной сети определяется именно этими особенностями. Для подавляющего большинства рассматриваемых магнетитовых месторождений, относящихся по сложности геологического строения (главным образом структуре и морфологии) к третьей группе, принятая плотность разведочной сети 100–200 x 30–50 м дает вполне надежные данные для суждения о морфологии, а в определенной степени и о структуре месторождения. Особенно высока объективность структурно-морфологических отстроек на эксплуатируемых месторождениях, где выемочные работы опустились уже до глубин 500–600 м. Его структурно-морфологическая модель, построенная на вполне объективных количественно измеренных морфологических параметрах, полученных в результате разведки месторождения, – в определенной степени формальная геометрическая модель, в то же время она несет в себе и весьма существенную генетическую информацию, ибо морфология месторождения в первую очередь является производной его генезиса. Именно генетическая информация, содержащаяся в этой модели, позволяет кроме решения прямых вопросов генезиса выполнить экстраполяцию месторождения за пределы разведанного контура, в первую очередь на глубину с геометризацией и приближенной количественной оценкой прогнозных запасов.

Как уже говорилось выше, эндогенное рудное поле (месторождение) – это продукт взаимодействия рудной флюидной магмы с вмещающей средой. Флюидная магма изначально обладает формообразующими свойствами, обусловленными ее саморасширением по мере проникновения в верхние горизонты земной коры. Из законов гидродинамики следует, что если бы становление флюидной магмы происходило в изотропной среде, то движущаяся саморазвивающаяся жидкостная система должна была бы иметь объемную фигуру гидравлического диффузора. Однако реальная геологическая среда всегда обладает определенной анизотропией, неизбежно искажающей фигуру гидравлического диффузора, что находит свое отражение в уплощенности объемной фигуры конкретного месторождения. В связи с этим фактические геометрические модели месторождений, обладая общим свойством конической асимметрии, будут неизбежно различаться между собой размерами, ориентировкой в пространстве и углами конусности. Эти различия и могут быть положены в основу морфологической типизации месторождений (табл. 1). В соответствии с этими принципами ниже приводится структурно-морфологическая типизация железорудных месторождений скарного-магнетитовой формации АССО по следующим признакам: сложности строения месторождений (простые однокорневые и составные или многокорневые); соотношению длины и ширины месторождения в горизонтальном сечении, т.е. по степени уплощенности его объемной фигуры (морфологическому типу); относительной вертикальной протяженности, т.е. по соотношению длины месторождения по простиранию к протяженности его по падению; абсолютной вертикальной протяженности (м) (табл. 2).

Сложность строения месторождений

Многие параметры месторождения, в первую очередь морфологические, являются функцией типа связи оруденения с магматизмом. Важнейший фактор, определяющий тип связи, – расстояние от места рождения рудной магмы до места ее становления. Эта зависимость определяет общие закономерности строения месторождений, в связи с чем наиболее общую группировку их можно произвести по характеру связи оруденения с магматизмом. По этому принципу все месторождения делятся на две группы: бескорневые, или ореольные, и корневые.

Таблица 1. Морфологические параметры железорудных месторождений, м

Месторождение	Дли- на (а)	Ши- рина (б)	Протяженность по падению				Коэффициент морфо- логического подо- бия			
			в пределах раз- веданной час- ти (в)	с учетом интер- вала до предпо- лагаемой вык- линии вниз (в')	с учетом эроди- рованной части месторождения (в'')	$\frac{a}{a'}$	$\frac{a}{a''}$	$\frac{a'}{a''}$	$\frac{a''}{a}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Тейское	1250	600	1100	1200	1500	2,0	1,1	1,0	0,8	
Абагасское	1800	800	800	1100	1250	2,3	2,3	1,6	1,4	
Табрат Во- сточный	880	380	1500	1500	1700	2,3	0,6	0,6	0,5	
Табрат Цент- ральный	550	350	350	350	700	1,6	1,6	1,6	0,8	
Хабалыкское	500	220	960	1000	1200	2,3	0,5	0,5	0,4	
Таятское	680	640	700	750	900	1,0	1,0	0,9	0,7	
Абаканское	1050	500	1600	1800	2000	2,0	0,6	0,6	0,5	
Гранатовое (Ир- бинское)	660	300	400	400	600	2,0	1,6	1,6	1,1	
Бурлукское	500	300	560	560	600	1,6	1,6	0,9	0,8	
Пыхтун	1150	380	720	900	1100	3,0	1,6	1,3	1,0	
Темиртау	1250	520	900	1000	1200	2,4	1,4	1,2	1,0	
Учулукское	630	300	270	270	?	2,0	2,0	2,0	?	
Таштагол За- падный	300	150	1200	1600	1600	2,3	0,3	0,2	0,2	
Анзасское	2000	500	1200	1800	1900	4,0	1,6	1,1	1,0	
Центральное (Ирбинское)	1500	160	500	500	700	9,0	3,0	3,0	2,1	
Мульгинское	1100	1200	650	700	900	9,0	1,7	1,4	1,2	
Самсон	600	100	900	900	1000	6,0	0,6	0,6	0,6	
Кочуринское- I	560	80	640	750	800	7,0	0,8	0,7	0,7	
Кочурин- ское- II-III	400	100	1260	1300	1500	4,0	0,3	0,3	0,3	
Одрабашское	1200	350	200	300	400	3,4	6,0	4,0	3,0	
Кедровское- III	500	200	250	300	?	2,5	2,0	1,7	?	
Шерегеш Новый	1125	275	500	500	500	4,1	2,2	2,2	2,2	
Шерегеш Глав- ный	1360	160	700	700	800	8,5	2,2	2,0	1,7	
Медвежье	400	50	150	200	?	8,0	2,6			
Центральные Штоки (Каз- ское)	2200	400	600	800	800	5,5	3,5	2,7	2,7	
Ампалык-V	1200	260	900	?	?	4,6	1,3			
Ампалык-VI	1000	2000	120	?	?	5,0	1,6			
Коп-Тау (Та- шелгинское)	1500	100	900	1000	1100	15,0	1,6	1,5	1,5	
Шальымское	1640	340	300	300	?	4,8	5,4	5,4		

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Волковское	3200	600	1000	2500	2700	5,3	3,2	1,2	1,1
Одинокое	1000	100	900	1000	1100	10,0	1,1	1,0	0,9
Леспромхозное	1500	100	740	850	?	15,0	2,0	2,0	
Таштагольское	2900	285	1600	2300	2500	10,0	1,4	1,2	1,1
Мраморное (Ташелгинское)	1350	55	600	700	850	24,0	2,1	2,0	1,5
Монгол (Ташелгинское)	1575	60	450	500	650	26	3,5	3,0	2,7
Белорецкое	1300	80	1400	2000	2200	16,3	0,9	0,6	0,6

Бескорневые, или ореольные – это такие месторождения, в которых место отложения руд и отделения рудного флюида от материнской интрузии пространственно сближены или даже практически совпадают. Они часто представляют собой надапикальные рудоносные участки или рудоносные фации интрузивов, например, зоны пятнисто-вкрапленного оруденения и пластообразных тел внутри массива. Вертикальная протяженность их обычно невелика, не превышает 200–400 м, запасы небольшие. Магнетитовые месторождения этого типа незначительно распространены и не имеют существенного промышленного значения. Из учтенных нами месторождений АССО к этому типу относится только одно – Шальмское.

Корневые месторождения являются главной группой среди магнетитовых месторождений. Увеличение расстояния транспортировки флюидной магмы прямо отражается на характере связи оруденения с магматизмом. Если для ореольных месторождений эта связь непосредственная и, по существу, генетическая, то в данном случае оторванность в пространстве оруденения от источника приводит к определенной разобщенности магматических и рудных отщеплений магмы, обуславливая парагенетический характер связи между ними. Таким образом, корневые месторождения – это «... системы пространственно тесно связанных рудных (минеральных) и небольших магматических тел (даек, силлов, штоков), являющихся продуктом общего для них магматического очага. Последний может считаться "корнем" этой системы, так как мы вынуждены предполагать исходя из наблюдающихся соотношений, что пространственно обособившиеся фазы, составляющие рудное поле (поздние магматические инъекции, дорудные и рудные постмагматические растворы и т.д.), как таковые возникли в этом очаге путем расслоения изначально гомогенной "специализированной" остаточной магмы» /Иванкин, 1970, с. 23/.

Корневые месторождения представляют собой, как правило, системы рудных тел и характеризуются сложной морфологией, особенно при выклинивании на глубину. При этом обычны случаи, когда единая или почти единая сверху рудная залежь распадается вниз на ряд обособленных тел – корней. По характеру пространственных взаимоотношений систем рудных тел корневые месторождения целесообразно разделять на простые однокорневые и составные многокорневые.

Простые однокорневые месторождения представляют собой одну компактную скарново-рудную колонку рудных тел и сопутствующих им метасоматитов с четко обособленным корнем на глубине, они сформированы одним рудоносным потоком. Обычно это объекты с большой вертикальной протяженностью, имеющие резко выраженную цилиндрическую или уплощенно-цилиндрическую

Таблица 2. Морфологические типы железорудных месторождений и их распространенность (%) от общего числа (39) учтенных

Морфологический тип	Распространенность	Относительная вертикальная протяженность	Распространенность	Типовые месторождения	Форма рудных тел
Конический $\frac{a}{b} < 3$	37	Малая $\frac{a}{b} < 1$	7	Учуленское	Многочисленные тела очень сложной формы: штоки оруденелых брекчий, рудные штокверки неправильной формы, мелкие гнездообразные и амебовидные тела, сложноветвящиеся жилы, рудные столбы, линзы
		Средняя $\frac{a}{b} = 1-1,5$	15	Гранатовое, Абагасское	
		Большая $\frac{a}{b} > 1,5$	78	Тейское, Табратское	
Уплощенноконический $\frac{a}{b} = 3-10$	46	Малая $\frac{a}{b} < 1$	25	Шерегешевское, Инское	Многочисленные рудные тела преимущественно сложных форм: рудные штокверки неправильной формы, гнездообразные и амебовидные тела, редко пластообразные тела
		Средняя $\frac{a}{b} = 1-1,5$	25	Анзасское, Мульгинское	
		Большая $\frac{a}{b} > 1,5$	50	Кочуринское, Самсон	
Плоский (линейный) $\frac{a}{b} > 10$	17	Малая $\frac{a}{b} < 1$	34	Леспромхозное, Ташелгинское	Малочисленные (Белорецкое, Одиночное), реже многочисленные (Таштагольское) рудные тела сравнительно простой, реже сложной формы: изометричные или удлиненные, трещинные, лентовидные, линзовидные и пластообразные
		Средняя $\frac{a}{b} = 1-1,5$	33	Таштагольское, Холзунское	
		Большая $\frac{a}{b} > 1,5$	33	Одиночное, Белорецкое	

Примечание: а - длина, б - ширина месторождения, в - протяженность месторождения по падению (склоению).

форму. Нередко рудоносный поток (рудная магма), поднимаясь вверх, распадается на ряд струй, формирующих в верхней части сложноветвящиеся тела. Эти тела могут быть изолированными друг от друга, однако вместе с вмещающими их метасоматитами они обычно проявляют тенденцию к схождению с глубиной или по склонению. При недостаточной разведанности на глубину нередко создается впечатление о существовании двух или нескольких корней (Абаканское и Абагасское месторождения). Однокорневое месторождение при сравнительно большой вертикальной протяженности формируется в условиях значительной разобщенности мест отделения флюидных рудных магм от мест их отложения. Именно для таких объектов труднее всего устанавливается связь оруденения с магматизмом, так как наблюдаемые в их пределах интрузивные образования связаны с продуктами рудной и сорудной минерализации парагенетически. Наиболее яркий пример этого – Абаканское месторождение, где только на глубине 1500 м начали появляться в значительном количестве дайки диабазов, имеющие тесные пространственно–временные отношения с рудами.

Составные многокорневые месторождения представлены несколькими в разной степени сближенными скарново–рудными колоннами (Ампалыкское, Ирбинское, Шерегешевское, Темиртау, Инское и другие месторождения). Если они достаточно сближены, то в своих верхних расширяющихся частях нередко сливаются, образуя сверху единую скарново–рудную зону, распадающуюся на ряд изолированных корней внизу. Многокорневые составные месторождения образуются обособленными потоками рудной жидкости, имеющими между собой гидродинамические связи. По степени сближенности рудных тел среди сложных многокорневых месторождений следует различать объекты со сближенными скарново–рудными колоннами, сливающимися, или почти сливающимися, в единую скарново–рудную залежь сверху и распадающимися на отдельные корни внизу (Таштагольское, Шерегешевское и др.), и разобщенными скарново–рудными колоннами, разделенными значительными промежутками (Ампалыкское, Ирбинское).

Железорудные месторождения многокорневого типа формируются в видимой связи с крупными интрузивными массивами, располагаясь в ксенолитах и провесах кровли или в их экзоконтактах. Нередко они занимают межгребневое положение (Таштагольское). Многокорневые месторождения, располагаясь в надинтрузивной зоне, корневыми частями не опускаются более чем на 100 м в глубь массива, и апикальная часть массива выступает как уровень выклинивания оруденения. Контролирующая роль эндоконтактной зоны массива заметна для месторождений многокорневых (переходных к ореольным) в Тельбесском районе Горной Шории. К типу сложных многокорневых относятся наиболее крупные месторождения, стоящие на первом месте по величине запасов среди других морфологических типов (Ампалыкское, Таштагольское, Шерегешевское и др.).

Морфологические типы месторождений

Как правило, месторождение состоит из нескольких рудных тел, разделенных безрудными или слабо оруденелыми метасоматитами. Граница рудных тел проводится по минимально допустимому, так называемому бортовому, содержанию металла, граница месторождения – по контуру распространения метасоматитов вместе с заключенными в них рудными телами. Граница и форма рудных тел обусловлены не столько естественно–геологическими, сколько технико–экономическими критериями: бортовым содержанием полезного компонента, соотношением мощностей оруденелых и пустых интервалов, общей мощностью руд-

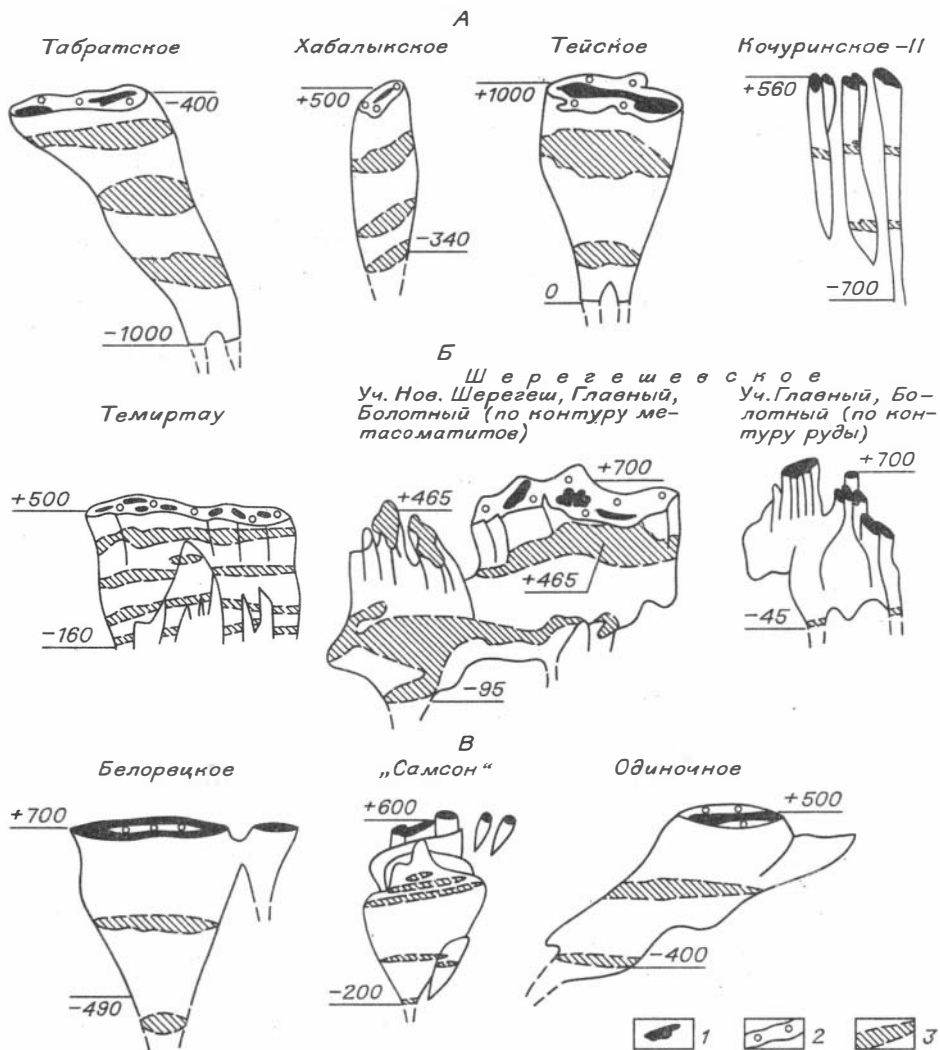


Рис. 27. Морфологические типы железорудных месторождений (м) скарново-магнетитовой формации АССО (А - конический, Б - уплощенно-конический, В - плоский).

1 - руда, выходящая на поверхность; 2 - метасоматиты; 3 - руды и скарны в погоризонтных сечениях.

ной зоны и т.д. Кроме того, на рисовку тел весьма существенно влияют и субъективные факторы, связанные с необходимостью увязки этих тел по разрезам, удаленным, как правило, друг от друга на многие десятки, а нередко и сотни метров. В то же время определение границы и формы месторождения в противоположность рудным телам базируется не на технико-экономических, а на геологических критериях. В связи с этим наиболее полное представление о морфологии месторождения как геологического объекта можно получить, рассматривая его не по отдельным рудным телам, а суммарно в объеме всего

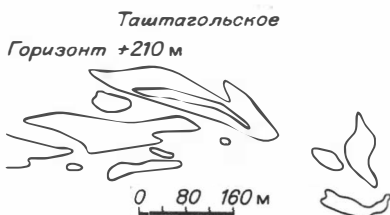
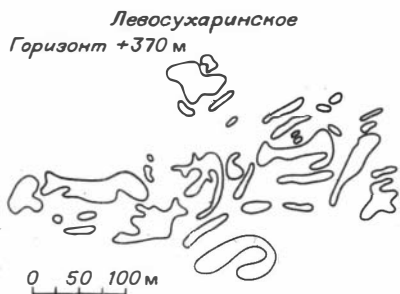
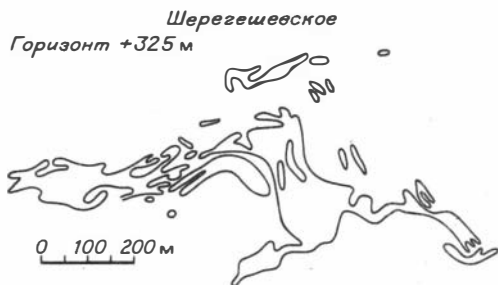


Рис. 28. Формы рудных тел железорудных месторождений скарново-магнетитовой формации АССО (по данным эксплуатационных работ).

комплекса генетически связанных между собой продуктов рудного процесса — руд и метасоматитов.

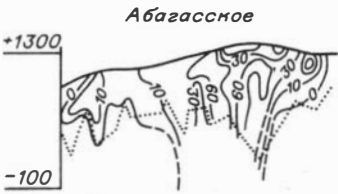
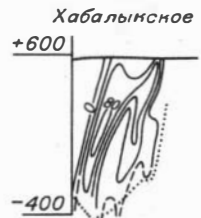
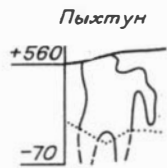
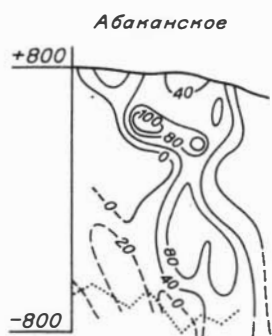
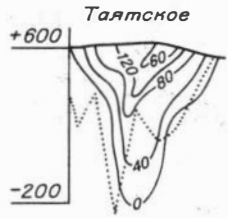
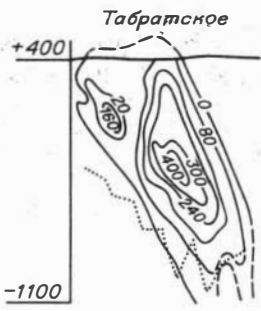
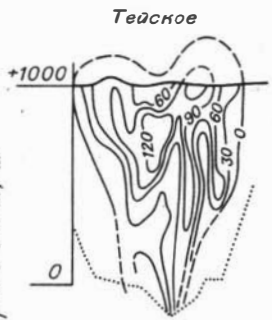
На основе обобщения материалов геолого-разведочных и эксплуатационных работ более чем 30 месторождений скарново-магнетитовой формации АССО нами разработана их структурно-морфологическая типизация, в которой по соотношению длины (a) и ширины (b) в наиболее типичном горизонтальном сечении, т.е. по степени уплощенности его объемной фигуры, выделяются три морфологических типа: конический, уплощенно-конический и плоский (табл. 2, рис. 27-29). Коэффициент линейности рудного поля условно принят для конических < 3 , плоских $- > 10$ и уплощенно-конических — от 3 до 10. Коэффициент линейности в самой общей форме выражает деформирующее влияние анизотропии геологической среды на морфологию рудоносного потока. Степень уплощенности или линейность фигуры месторождения зависит от многих факторов (структуры, вмещающей среды, характера слоистости пород, литологического контроля и т.д.), но наиболее существенно — от проработанности и масштаба дорудных тектонических нарушений.

Конические месторождения по своей морфологии близко напоминают фигуру гидравлического диффузора в изотропной среде. Особенностью этих месторождений является определенная автономия их морфологии относительно структур вмещающей среды, связанная с максимальным проявлением формообразующих свойств рудного флюида и выражающаяся в несогласном залегании со слоистостью пород как месторождения в целом, так и отдельных рудных тел. Формирование месторождений этого типа связано с закрытыми эксплозиями, о проявлении которых мы можем судить по широкому развитию эксплозивных брекчий. Частая тупая резкая выклинка месторождений вверх, начинающаяся сразу же за максимальным расширением фигуры (Тейское месторождение), — одна из важных закономерностей морфологии. Поэтому фронтальные части этих месторождений характеризуются максимальной мощностью руд и метасоматитов, а график изменения площадей руд и метасоматитов резко перегибается вблизи верхней выклинка месторождений.

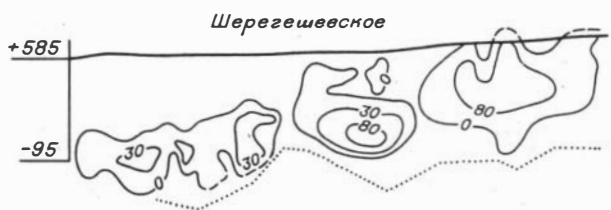
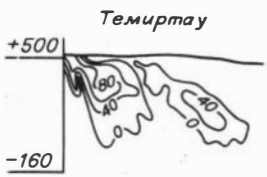
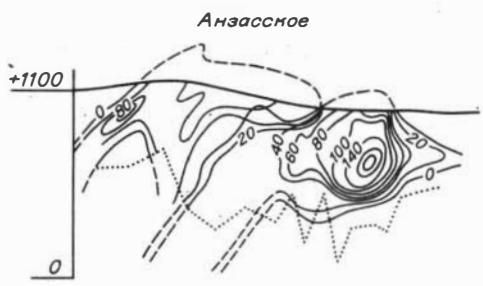
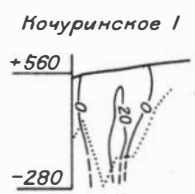
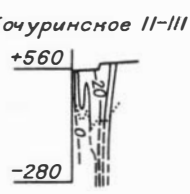
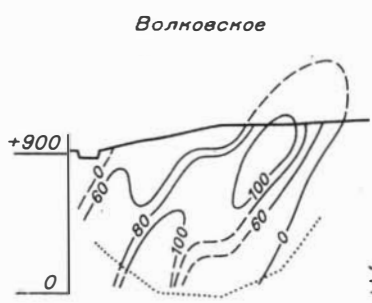
Угол конусности, отражающий степень морфологической асимметрии фигуры и показывающий расширение ее по вертикали, нередко становится настолько малым, что фигура приобретает черты цилиндра с той или иной степенью

Горизонт, м

А



Б



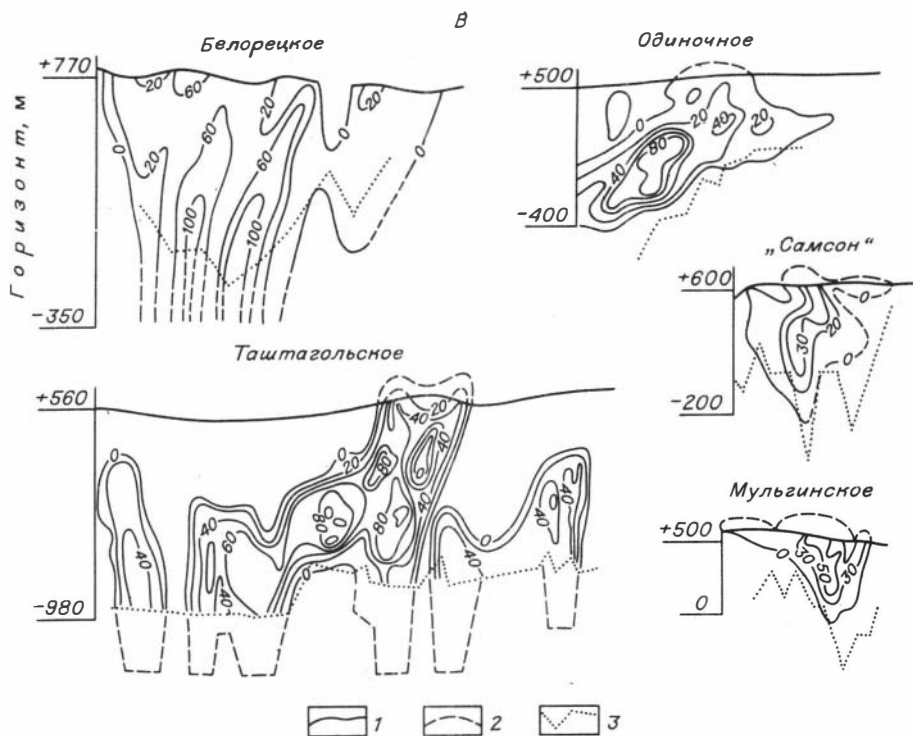


Рис. 29. Продольные проекции на вертикальную плоскость скарново-магнетитовых месторождений АССО (типы: А - конический, Б - уплощенно-конический, В - плоский).

1, 2 - изолинии суммарных мощностей рудных тел (м) установленные (1) и предполагаемые (2); 3 - нижний контур разведки месторождения.

уплощенности. Наиболее широко месторождения конического (или его разновидности - цилиндрического) типа развиты на платформах (трубки взрыва железорудных месторождений Ангаро-Илимского района Сибирской платформы), однако достаточно часто они отмечаются и в складчатых областях (Тейское, Таятское, Табратское, Хабалькское и др.). Месторождения конического типа (особенно его цилиндрический вариант) достаточно устойчивы на глубину, имеют значительные вертикальные размеры, относятся к группе с большой вертикальной протяженностью. По запасам - это мелкие и средние объекты.

Месторождения этого типа характеризуются большим числом рудных тел сложных или даже очень сложных форм. Это рудные штокверки, штоки, изометричные гнездообразные и амёбовидные тела, сложноветвящиеся жилы, рудные столбы и линзы.

Уплощенно-конический тип наиболее распространен среди магнетитовых месторождений АССО (см. табл. 2). Сюда относятся как простые однокорневые, так и сложные многокорневые месторождения. Они имеют объемную фигуру в виде в разной степени уплощенного конуса (воронки) для однокорневых месторождений или сближенных уплощенных конусов для многокорневых с разобщенными нижними корневыми и сливающимися в единую рудную залежь верхними прифронтальными частями. Если слияние корней в единую рудную залежь

происходит где-то на середине месторождения, то она выше слияния приобретает пластообразную форму, как, например, на Таштагольском месторождении, если высоко – в прифронтальной части, то рудная залежь в плане имеет четковидное, узловое строение, как на Шерегешевском месторождении, где каждый узел, имеющий свой собственный корень, образует как бы самостоятельный участок, выделяющийся в рудной зоне мощностью руд, повышенным содержанием железа, глубиной распространения и другими параметрами, свойственными рудным столбам. Как считает С.С. Лапин /1976/, наличие именно рудных столбов в изученных им горно-шорских магнетитовых месторождениях является их основной морфологической особенностью. В связи с многокорневым (узловым) строением при морфологической классификации эти месторождения могут рассматриваться по отдельным узлам (участкам), если они достаточно разобшены (Ирбинское месторождение), или в объеме всей рудной зоны, если эти узлы на каком-то уровне соприкасаются друг с другом, образуя почти непрерывную рудную залежь (Шерегешевское месторождение).

Плоский (линейный) тип месторождений по сравнению с двумя предыдущими незначительно распространен (см. табл. 2). К нему относятся одно- и многокорневые месторождения, однако наиболее характерными морфологическими особенностями, обычными для этого типа, обладают однокорневые месторождения. Главные морфологические особенности однокорневых месторождений этого типа заключаются в том, что они как в горизонтальном, так и в поперечном вертикальном сечении имеют вид пласта, а в плоскости их падения, т.е. в продольной проекции, – нередко форму более или менее правильного равнобедренного треугольника, обращенного вершиной вниз (см. рис. 29). Вершина этого треугольника отвечает корневой, а основание – фронтальной части месторождения. Форма месторождения в виде треугольника в продольной проекции при общей его плоской объемной фигуре обусловлена равномерным сокращением длины месторождения с глубиной по мере приближения к его корневой части. При этом нередко сокращение длины месторождения сопровождается увеличением его ширины, в связи с чем оно от пластообразной формы сверху переходит к трубообразной внизу, как, например, на Белорецком и Одиночном месторождениях, и соответственно с изменением морфологического типа от плоского в верхней части до конического в нижней.

На месторождениях плоского типа как ни на одном другом выражено влияние анизотропии вмещающей среды на ослабление формообразующих свойств рудного флюида по мере удаления от корневой части месторождения. Корневая часть месторождений этого типа по отношению к контролирующей положение месторождения структуре (обычно тектонической зоне) автономна и имеет трубообразную форму, постепенно деформирующуюся по мере подъема рудного флюида вверх до пластообразной, полностью вписывающейся в директивную структуру.

Месторождения плоского типа по сравнению с двумя первыми характеризуются в общем случае малочисленностью рудных тел, их сравнительно простыми формами. Здесь развиты тела удлиненной формы, трещинные, лентовидные, линзо- и пластообразные.

Заканчивая рассмотрение морфологии месторождений, как цельных геологических объектов, представляющих собой совокупность генетически связанных между собой продуктов рудного процесса – руд и метасоматитов, кратко остановимся на характеристике морфологии важнейшей части этой совокупности – рудных тел, являющихся предметом эксплуатации и поэтому изученных несравненно лучше других геологических образований. Из приведенной табл. 2 видно, что двум первым морфологическим типам месторождений свойственны рудные тела сложных или даже очень сложных форм, ничего общего не имеющих с

пластообразными (см. рис. 28). И только в третьем типе (наряду со сложными) встречаются тела простых форм, часть которых может быть определена как пластообразные. Наиболее распространены формы рудных тел двух первых морфологических типов – штокверки, штоковидные, амбовидные тела, рудные столбы и линзы. Как правило, все эти тела встречаются совместно в пределах разных частей одного месторождения, обычно упрощаясь по форме от его центра (стволовой части) к периферии. Рудный штокверк характерен для таких месторождений, как Табратское, Шерегешевское, Казское, Ирбинское и др. Так, например, на Табратском месторождении единственное рудное тело представляет собой рудный штокверк ярко выраженной столбообразной формы вертикальной протяженностью (глубиной) 1400 м при максимальных размерах горизонтального сечения в его средней части 700x420 м. Штокверк обусловлен сложным переплетением магнетитовых жил мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров /Долгушин, 1979/. На Шерегешевском месторождении, как уже отмечалось выше, три основных участка образуют рудный штокверк 800-метровой вертикальной протяженности, в пределах которого по данным эксплуатационных работ выделяется большое число рудных тел изометричной формы (см. рис. 28). Штоковидные тела, представленные рудными взрывчатыми брекчиями, широко распространены на Тейском, Шерегешевском, Анзасском и многих других месторождениях конического и уплощенно-конического типов /Долгушин, 1979/. Рудные столбы – резкие мощные раздувы рудных тел значительной вертикальной протяженности, весьма характерны для месторождений всех морфологических типов, в том числе и для плоского (Таштагольское месторождение) /Лапин, 1974/.

Неправильной формы гнездообразные и амбовидные тела чрезвычайно характерны для магнетитовых месторождений двух первых морфологических типов /Григорьев, Лапин, 1980/. Для большого числа месторождений – это главные формы рудных тел. Именно с обилием мелких гнездообразных тел в месторождениях скарново-магнетитовой формации во многих случаях связаны значительные расхождения в запасах по данным разведочных и эксплуатационных работ.

Относительная и абсолютная вертикальная протяженность месторождений

Относительная вертикальная протяженность – одна из важнейших характеристик месторождения, показывающая соотношение его максимальных размеров (длины и глубины) в вертикальной плоскости или, в общем случае, – в плоскости падения месторождения. По этому параметру выделяются две группы месторождений. К первой относятся месторождения, у которых отношение $(a:b) > 1$, т.е. длина (а) превышает их глубину (в). Ко второй группе относятся месторождения, у которых это отношение < 1 и, следовательно, протяженность по глубине превышает протяженность по простиранию. В группировке месторождений по этому принципу показательна тенденция, проявляющаяся в том, что к первой группе относятся в основном месторождения многокорневого типа, в то время как однокорневые месторождения в большей своей части относятся ко второй группе. Это и понятно, так как линейность многокорневого месторождения (например, Таштагольского) определяется слиянием сверху отдельных корней в единую залежь. Если же каждый участок, состоящий из одного или нескольких корней, рассматривать отдельно, то в большинстве случаев вертикальные размеры будут явно превосходить горизонтальные. Рассмотрение месторождений в этом плане (даже без учета их эродированных

частей) показывает, что большинство их удлинено в вертикальном направлении.

Абсолютная вертикальная протяженность – не менее важная морфологическая характеристика, чем относительная вертикальная протяженность. Прямо между собой эти характеристики не связаны, хотя определенная зависимость между ними и имеется. Абсолютная вертикальная протяженность количественно характеризует величину протяженности рудоносной системы в вертикальном направлении, т.е. снизу вверх. Исходя из реально имеющих размеров, месторождения по глубине делятся на две группы (до 1000 м и более 1000 м). Наибольшие глубины свойственны однокорневым коническим и многокорневым месторождениям. Абсолютное большинство месторождений имеет вертикальную протяженность в пределах их разведанных частей (даже без учета их эрозионного среза) > 500 м, многие > 1000 м, а отдельные даже > 1500 м (см. табл. 1, рис. 29). Из этого следует, что железорудные месторождения скарново–магнетитовой формации представляют собой объекты с весьма большой вертикальной протяженностью. Если же учесть данные экстраполяции (хотя бы в минимальном варианте, см. табл. 1) эродированных вверх и недоразведанных на глубину частей месторождений, то общая тенденция их к большой вертикальной протяженности еще более усилится. Так, полная глубина наиболее крупных месторождений АССО приближается к 2000 м, а на Таштагольском, по–видимому, даже несколько ее превышает (см. табл. 1).

В табл. 2 не вошли другие морфологические характеристики месторождений, из которых наиболее существен наклон их осей к горизонту. Наклон оси месторождения зависит от его падения и склонения. По углу падения осевых плоскостей месторождения разделяются на крутые ($> 45^\circ$) и пологие ($< 45^\circ$). По этому признаку (за единичными исключениями) все учтенные нами месторождения относятся к крутым, в основном вертикальным. Однако представление об ориентировке месторождения в пространстве для очень многих случаев будет далеко неполным, если не учитывать их склонения в плоскости падения, которое может быть очень пологим при крутом или даже вертикальном падении рудной зоны (Одиночное, Анзасское месторождения). При этом характерно, что склонение не остается постоянным, а может изменяться от пологого во фронтальной части до крутого в прикорневой (Анзасское месторождение).

Рассмотренная выше структурно–морфологическая типизация магнетитовых месторождений АССО позволяет сделать определенные выводы относительно использования их морфологии для генетических построений и установления механизма формирования.

1. Относительно магнетитовых месторождений АССО достаточно распространено мнение о них как об осадочных месторождениях пластового или пластообразного типа. При этом в качестве одного из главных, а нередко и единственного аргумента в пользу этих представлений указывается на их пластообразную морфологию. Между тем из вышеприведенных материалов совершенно очевидно, что ни о какой пластовой или пластообразной форме для подавляющего (85%) числа месторождений, относящихся к коническому или уплощенно–коническому типам, не может быть и речи. Неприменимы представления о пластообразной форме не только в целом для месторождений этих групп, но и для слагающих их рудных тел, поскольку для последних характерна весьма сложная форма: рудные штокверки, штоки, гнезда, амёбовидные тела, жилы, а также линзы или линзовидные тела. Именно линзовидные тела и линзы являются теми объектами, на которых строятся представления о пластообразной морфологии рудных тел и месторождений в целом без необходимой в этом плане проработки фактического материала. Если уж говорить о пластовой или пластообразной форме, то, очевидно, нужно рассматривать месторождения только плоского морфологическо–

го типа (и то далеко не все), в которых рудные тела в горизонтальных и поперечных вертикальных разрезах имеют вид пласта. Однако достаточно обратиться к их продольной проекции, имеющей вид равнобедренного треугольника с вершиной, отвечающей корневой части месторождения, чтобы убедиться, что подобная форма не может быть обусловлена осадочным процессом рудообразования. Более обоснованы в данном случае представления, объясняющие эту форму с точки зрения эндогенной природы месторождения /Лапин, 1976; Долгушин, 1980/.

2. Магнетитовые месторождения характеризуются определенной автономией их объемных фигур, в своих главных особенностях не зависящих от свойств вмещающей среды, которая в силу своей анизотропии лишь в той или иной степени деформирует их фигуру в сторону уплощения. Общей и главной морфологической особенностью объемных фигур месторождений, определяющей их автономность от вмещающей среды, является их расширение вверх. Наиболее наглядно это расширение выражено в коническом типе объемных фигур месторождений и менее – в плоском. Однако даже и в плоском типе тенденция расширения фигуры месторождения выступает достаточно четко, но не в двух направлениях (по длине и ширине), как в коническом типе, а в одном – по длине, в связи с чем эти месторождения имеют на продольной проекции форму треугольника, особенно четко выраженную на таких месторождениях, как Самсон и Белорещкое.

3. Расширение объемной фигуры месторождения вверх связано с саморазвитием рудной флюидной магмы, определяющим увеличение ее объема и, как следствие этого, проявление ее формообразующей способности. В то же время проявление формообразующей способности рудной магмы возможно только в условиях ее инъекционного становления. В связи с этим объемные фигуры магнетитовых месторождений, отражающие формообразующую способность рудного флюида, свидетельствуют об интрузивном способе их образования, что полностью согласуется с представлениями П.Ф. Иванкина /1970/, Маракушева и др. /1983/ о генезисе определенной группы эндогенных месторождений. Именно инъекционным, интрузивным способом образования можно более надежно, чем каким-либо другим механизмом, объяснить основные морфологические особенности подавляющей части магнетитовых месторождений АССО. Метасоматические же процессы, которым традиционно отводится главенствующая роль в образовании месторождения, имеют подчиненное значение, сопровождая и в значительной степени маскируя интрузивный процесс, особенно в отношении его структурно-текстурных особенностей, являющихся одним из важных критериев для суждения о генезисе месторождения.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИНТРУЗИВНОГО ГЕНЕЗИСА МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Морфология рудного поля как отражение процесса саморазвития рудно-магматической системы

В современном учении о структурах эндогенных рудных полей и месторождений, в том числе и рассматриваемых магнетитовых, существует два направления. Первое традиционно основывается на признании ведущей роли вмещающей среды при формировании месторождений и полном отрицании формообра-

зующей роли самого рудного процесса /Крейтер, 1956; Великий, 1961; Королев, Шехтман, 1965; Королев, 1962; Вольфсон, Яковлев, 1975; Структуры..., 1960; и др./.

Соответственно форма рудного поля (месторождения) и его внутреннее строение понимаются как отражение внешней среды. В связи с этим в первую очередь классифицируются рудоконтролирующие геологические элементы вмещающей среды: тектонические зоны, трещинные системы, складчатые формы, характер слоистости толщ, положение относительно интрузивного массива, тип его контакта и т.д.

Принципиально другой подход к изучению структур рудных полей и месторождений, разделяемый и нами, развивается в два последних десятилетия в работах П.Ф. Иванкина и его последователей, придающих большое значение в процессе формирования рудного поля и месторождения не столько контролирующей роли вмещающей среды, сколько активной формообразующей роли самого рудного процесса. Соответственно морфология месторождения или рудного поля рассматривается в первую очередь как отражение внутренних свойств рудной флюидной магмы, связанной с направленными изменениями многих ее параметров по мере снижения температуры и давления в связи с перемещением ее снизу вверх /Иванкин, 1970; Кузубный и др., 1970; Туговик, 1974; Атлас..., 1973; Долгушин, Микубаев, 1976; Зубков, 1968; Долгушин, 1979; Долгушин, Зубков, 1983/.

В соответствии с этими представлениями эндогенные рудные поля и месторождения рассматриваются как составные части рудно-магматического комплекса (рудно-магматической системы) с закономерными совокупностями конкретных магматических и рудных тел, находящихся в парагенетических или генетических отношениях. Это предопределяет подход к процессу образования рудного поля или месторождения как к особому случаю многофазного процесса, а к рудному полю или месторождению – как к особому структурному узлу, в котором пространственно совместились различные фазы системы. В основе единства рудно-магматической системы лежит общность первично-магматического расплава, гидродинамическая связь фаз, испытывавших те или иные перемещения и общность процесса дифференциации расплава. Исходя из этого могут быть выделены области зарождения и отмирания таких систем и определена их протяженность в пространстве.

Со скрытым на глубине источником (магматическим очагом) связаны тепловая энергия, магматические внедрения и струи флюидных магм, перемещающихся в направлении наименьшего давления, в общем случае снизу вверх. Перемещающиеся вверх продукты дифференциации магмы, взаимодействуя со средой, завоевывают определенное пространство, геометрические параметры которого должны быть связаны с термодинамическими свойствами потока (рудной флюидной магмы), развивающегося по мере направленного движения и затухающего на каком-то расстоянии от источника. Величина этого расстояния зависит от энергетического состояния системы, характера ее взаимодействия с вмещающей средой и примерно одинакова для месторождений близкого типа. Из закономерностей, свойственных перемещающейся в пространстве саморазвивающейся гидродинамической системе, следует, что рудное поле или месторождение должны неизбежно характеризоваться какими-то направленными изменениями от корневых частей к фронтальным, выражающимися в нарастании одних и убывании других его качеств. Применительно к геометрии рудно-магматического процесса это должно означать наличие закономерных изменений фигуры рудного поля (месторождения) с глубиной, прямо не зависящих от свойств вмещающей среды. Как следствие этого, фигура рудного поля должна обладать определенными свойствами вертикальной асимметрии, так как глубинные ее части принципиально не могут быть повторены во фронтальных, что находит отражение в той или иной степени ее конусности.

Основная особенность рудной флюидной магмы, формирующей эндогенные рудные поля корневого типа, — ее расширение по мере продвижения вверх. Отсюда следует, что эндогенное рудное поле (месторождение) следует рассматривать как продукт взаимодействия глубинной рудной флюидной магмы с вмещающей средой. Рудно-магматический процесс развивается в конкретной геологической среде, характеризующейся анизотропией химических и физических свойств. Анизотропия химических свойств обусловлена разным составом породы, по-разному взаимодействующих с рудной флюидной магмой. Практически это выражается в литологическом контроле оруденения со стороны вмещающей среды, особенно горизонтами карбонатных пород. Анизотропия физических свойств вмещающей среды обусловлена слоистостью, складчатыми формами, тектоническими нарушениями. Применительно к железорудным месторождениям среди различных видов физической анизотропии наиболее значительна анизотропия, связанная с дорудными тектоническими нарушениями. Фактор влияния дорудных тектонических нарушений на морфологию рудно-магматической колонны особенно четко выражен в напряженных складчатых структурах. Чем сильнее разработана дорудная тектоническая зона, контролирующая положение месторождения, и чем она мощнее, тем резче выражена линейность (уплощенность) в целом всего месторождения. Поэтому приведенное морфологическое разделение рудных полей и месторождений на конический, уплощенно-конический и плоский типы в общем случае отражает влияние в первую очередь физической (тектонической) анизотропии среды на морфологию месторождения.

Изменение по мере подъема рудной флюидной магмы (в связи с саморазвитием) ее энергетических, химических и физических характеристик предопределяет неодинаковое взаимодействие ее с вмещающей средой на разных уровнях, т.е. определенную степень деформирующего влияния среды на изменение этих характеристик в сторону усиления факторов внешней среды по мере продвижения жидкости вверх. В частности, относительно морфологии рудного поля это выражается в прогрессирующей приспособляемости его к анизотропии среды в направлении от корневых частей к фронтальным.

В связи с этим в пределах стволовых зон очень многих магнетитовых месторождений оруденение имеет ярко выраженное несогласное залегание со структурами вмещающих пород при господствующем развитии в рудах текстур, не зависящих от текстур вмещающих пород — массивных, брекчиевидных и т.д. По мере удаления от стволовой части месторождения к его фланговым частям оруденение все более приспособляется к слоистости и структурам вмещающей среды вплоть до образования полосчатых метасоматических руд, в значительной степени наследующих первичную слоистость вмещающих пород. Именно эти послойные полосчатые руды фланговых частей сторонниками осадочного генезиса и приводятся в качестве главного, а нередко и единственного, доказательства наличия осадочных стратифицированных руд. При этом полосчатость руд выдается за слоистость, а смена полосчатых руд от флангов к центру месторождения массивными неполосчатыми разновидностями связывается с их "регенерацией" под воздействием интрузий, возраст которых в этом случае принимается как послерудный. Направленные изменения структурно-текстурных особенностей руд, обуславливающие зональность, — явление весьма типичное для магнетитовых месторождений АССО и неоднократно в той или иной форме описывались в литературе (в частности, В.Г. Корелем /1972/ по ряду месторождений, В.П. Орловым /1974/ по Шерегешевскому месторождению и другими с самыми различными объяснениями).

Однако как бы ни было велико влияние анизотропии вмещающей среды на морфологию и строение рудоносной колонны, ее автономная морфология, т.е. морфология, зависящая от собственных формообразующих свойств, всегда пре-

валирует над элементами, обусловленными влиянием вмещающей среды.. Эта особенность магнетитовых месторождений, т.е. определенная независимость их морфологии (разной на разных уровнях) от структур вмещающей среды, почти всегда устанавливаемая при сопоставительном анализе всей геолого-разведочной графики, может служить надежной основой их структурно-морфологического моделирования и являться базой для решения ряда принципиальных вопросов генезиса соответствующих месторождений.

Таким образом, основной особенностью рудной флюидной магмы, формирующей эндогенные рудные поля корневого типа, является ее расширение по мере продвижения вверх. Именно с расширением потока в восходящем направлении и связаны основные свойства морфологии эндогенных рудных месторождений корневого типа, выражающейся в общем виде в увеличении площади их поперечного сечения снизу вверх. Анализируя причины этого явления, П.Ф. Иванкин отмечает: "... есть все основания полагать, что расширение рассматриваемых рудно-магматических систем обуславливается преимущественно внутренними свойствами глубинного флюида, его особыми взаимодействиями с окружающей геологической средой в ходе восстающего движения" /Иванкин, 1970, с. 210/. Основные факторы, вызывающие значительное расширение системы, обеспечивающие формообразующую роль рудной флюидной магмы, - увеличение объемов газов и газированных жидкостей, структурные превращения жидкостей, окислительно-восстановительные реакции, газово-жидкостная дифференциация магмы, фригические взрывы, сопровождающие внедрение магмы в водосодержащие толщи, резкое увеличение давления в системе при термической диссоциации карбонатов вмещающих толщ под действием тепла внедряющихся магм и, наконец, взаимодействие элементоорганических соединений, содержащихся в магмах, приводящих к росту температуры в системе и взрывным явлениям. Применительно к решению ряда вопросов, в определенной степени связанных с рассматриваемой нами проблемой, влияние этих факторов на расширение системы рассмотрено в работах многих исследователей /Грейтон, 1949; Хитаров, 1961, 1962; Поспелов, 1973; Гущенко, 1965; Кормилицын, 1973; и др./ и наиболее полно - П.Ф. Иванкиным /1970/. Поэтому мы ограничимся лишь кратким изложением отдельных положений.

Расширение газов и газонасыщенных жидкостей. Рудоносные флюидные магмы, формирующие магматогенные рудные поля корневого типа, представляют собой, в силу их рождения на больших глубинах, сильно сжатые газонасыщенные жидкости. Как показывает опыт изучения газово-жидких включений, газовая фаза флюидной магмы имеет сложный состав, определяемый присутствием H_2O , CO_2 , CO , углеводородов, N_2 и других газов. В связи с тем, что не имеется достоверных данных о количествах газов во флюидных магмах или их соотношениях, мы можем рассматривать только суммарный эффект от их действия. Способность к расширению по мере снижения давления в связи с инъекцией системы на более высокие уровни относительно места ее рождения - общая особенность газовой фазы. Согласно представлениям П.Ф. Иванкина /1970/, А.А. Маракушева и др. /1983/, одним из конечных продуктов дифференциации рудных магм является водная фаза, покидающая (как наиболее подвижная) первой рудоносную систему и обеспечивающая прерудный метасоматоз. По контролирующему положению метасоматитов в строении рудных объектов можно полагать, что именно с этой фазой в значительной степени связано формирование структуры месторождений. Вторая важная составляющая газовой фазы - диссоциированная углекислота, появление которой связано с ассимиляцией силикатной магмой карбонатных пород - неизменных спутников железорудной минерализации.

Главной особенностью воды и углекислоты, определяющих формообразующую роль рудного флюида, является их способность в пределах градиентов температур и давлений, характеризующих условия формирования рудных полей, сильно изменять свою плотность. Эти изменения носят направленный характер и связаны со значительным увеличением объема газовой-жидкостной системы по мере ее подъема к земной поверхности, т.е. при снятии давления. Основываясь на экспериментальных работах /Хитаров, 1961, 1962/, П.Ф. Иванкин /1970/ показывает, что герметизированная на глубине 7–8 км масса надкритической воды, имеющая температуру около 400°C, проникнув по узкому каналу, лишенному боковой проницаемости, на уровень глубины 1–2 км, должна скачкообразно увеличить свой объем в 3–4 раза. При еще большем перепаде давления система перейдет в докритическую область, при этом в силу ограниченной взаимной растворимости газа и жидкости она расслоится на обособленные фазы и увеличит свой объем в десятки и сотни тысяч раз за счет расширяющегося газа. Расчеты Л.К. Грейтона /1949/ применительно к силикатным магмам показывают, что при весовых содержаниях газа (главным образом диссоциированной воды) 1,5–9,0% объемное его содержание равно соответственно 11,2 (на глубине 10 км) и 96,6% (на глубине 250 м), при этом объем флюидной магмы увеличивается в 20 раз. Расплавы и газ равны по объему на глубине 3 км, а выше объем смеси, поскольку она перемещается вверх, сильно растет. При выходе смеси на поверхность ее объем увеличивается в 1155 раз! Именно этим и объясняет Л.К. Грейтон вулканический взрыв. Из этих цифр видно, сколь существенно увеличение объема системы, определяющее ее формообразующие свойства, даже при незначительных количествах газовой фазы, типичных для обычных силикатных магм. Для флюидных же магм, характеризующихся высокой газонасыщенностью, этот эффект будет несравнимо большим.

Не меньший эффект расширения в области проявления гидротермального процесса свойствен и другой широко распространенной части рудного флюида – углекислоте. Так, например, при изменении глубины с 3,0 до 0,5 км поток углекислоты при снижении температуры всего с 200 до 150°C увеличивает свой объем более чем в четыре раза. При давлении в 1000 бар ее объем примерно в 500 раз меньше (а плотность во столько же раз больше), чем при атмосферном давлении /Иванкин, 1970/. Приведенные цифры совершенно однозначно указывают на огромную формообразующую роль в рудно-магматическом процессе воды и углекислоты как основных компонентов рудного флюида, обеспечивающих саморасширение рудоносной колонны по мере ее подъема вверх в область пониженных давлений.

Структурные превращения жидкостей. Из широкого и многообразного круга очень сложных процессов состава, строения и структурных превращений в жидкостях, мы отметим только те, которые имеют отношение к их формообразующим свойствам. Большинство исследователей признают, что природные расплавы и многокомпонентные растворы в своей эволюции неизбежно проходят стадию полимеризации /Щербина, 1956, 1966; Минцер, 1967; Кормилицын, 1973; Ганеев, 1962; и др./ При подъеме (инъекции) таких растворов-расплавов в условиях меняющихся температур и давлений они испытывают фазовое расслоение, предшествующее кристаллизации, которое в зависимости от условий проходит то медленно, то бурно взрывообразно /Иванкин, 1965, 1970; Нарсеев, 1964; Кормилицын, 1973; и др./ Так, например, В.С. Кормилицын, рассматривая механизм структурных превращений в полимеризованных растворах-расплавах, отмечает, что "...одной из главных особенностей ...концентрированных комплексных растворов ...является то, что их развитие на подходах к местам последующего рудоотложения часто сопровождается взрывами чрезвычайно

большой мощности" /Кормилицын, 1973, с. 304/. В.А. Нарсеев /1964/ считает, что причина взрыва заключается в бурном отделении газов от раствора, вызванном спонтанной полимеризацией.

Взрывчатым веществом являются сами полимеризованные растворы (расплавы), которые при инъекции в верхние горизонты земной коры теряют свою термодинамическую устойчивость и разлагаются с выделением большого количества тела, являющегося, по В.С. Кормилицыну, причиной взрыва. "Тепловые взрывы могли вызываться двумя обстоятельствами: переходом некоторых низкомолекулярных растворителей из диссоциированного состояния в молекулярное (синтез растворителей) или быстрым превращением одних структурных форм в другие, т.е. спонтанной полимеризацией растворов... В результате низкомолекулярные растворы большей частью превращались в пар или газ, покидая рудоносные системы, и в виде волны уходили вперед по восстанию ослабленных зон земной коры, создавая воронки, зоны трещиноватости будущих штокверков и т.д. Одновременно они же вызывали предрудные гидротермальные изменения в окружающих породах... С этих позиций получают объяснения некоторые специфические особенности строения рудных штокверков, оруденелых взрывных брекчий, пучковое расположение рудных полей и т.п." /Кормилицын, 1973, с. 305/.

Таким образом, рассмотрение лишь некоторых особенностей газонасыщенных жидкостей показывает, что движущиеся вверх газонасыщенные расплавы (флюидные магмы) обладают способностью к саморасширению и, как следствие этого, склонностью к автономному формообразованию. Упругая энергия перегретых газов и внутренние превращения в жидкостях, в том числе явления полимеризации, — главная причина появления избыточной энергии в рудоносной системе на стадии расширения колонны. Внутренние превращения глубинной жидкости при ее восстающем движении сопровождаются выделением энергии, возрастающим по мере увеличения дифференциации и расширения колонны. Расширение рудоносной колонны в определенном интервале восстающего движения достигает максимума и прекращается в общем случае внезапно. Это связано с тем, что нарастание изменений в колонне жидкости идет до каких-то пределов, определяемых внешними условиями геологической среды, и по достижении этих пределов (и соответственно критического уровня глубины) развитие системы прекращается. Этому критическому уровню и отвечает фронтальная часть рудного поля. Со стороны фактического материала это выражается в том, что многие месторождения при общей конусовидной форме имеют резкие тупые выклинки вверх с резким перегибом графиков мощностей и площадей руд и метасоматитов на уровне верхних выклинок месторождения.

Эксплозивные брекчии магнетитовых месторождений

Одна из характерных особенностей многих эндогенных месторождений самых различных металлов, в том числе и железа, — широкое участие в их строении брекчий или пород брекчиевидного облика. Без сомнения среди них имеются разнообразные генетические типы, различающиеся между собой по многим характеристикам, в том числе и по отношению к оруденению. Однако в последнее время в связи с детальной разведкой и эксплуатацией большого числа месторождений было установлено, что наиболее распространенными, если не сказать господствующими, являются брекчии, характеризующиеся тесными структурно-пространственными и временными соотношениями с рудами. Присутствующие на месторождениях брекчии — всегда важный элемент структуры, а при значительном их развитии, как, например, на Тейском месторождении,

они вообще полностью определяют структуру месторождения. Совершенно естественно, что столь тесная связь брекчий и оруденения закономерно вызывает к ним повышенный интерес со стороны теории и практики и обуславливает необходимость их специального изучения.

Относительно природы оруденелых брекчий нет какого-либо единого мнения. Разными исследователями даже в пределах одного месторождения они описываются как туфы, конгломераты, лавобрекчи, брекчи вышелачивания и обрушения, осадочные или, что чаще, тектонические брекчи. Между тем определение их как образований, тесно связанных с рудами, — вопрос далеко не праздный. Так, неоднократно возникавшие дискуссии по вопросам происхождения брекчий и брекчиевидных пород на колчеданных месторождениях Урала и Алтая показали, что именно представления об их природе во многом предопределяли направление геологической мысли и взгляды на структуру, и особенно генезис соответствующих месторождений.

Не вдаваясь в анализ различных точек зрения на генезис брекчий /Пастухов, 1956; Яковлева, 1963; Иванкин, 1965; Бриннер, 1964; Нурбаев, Полетаев, 1966; и др./, отметим, что в два последних десятилетия все большее признание среди геологов-рудников получают представления П.Ф. Иванкина и его последователей относительно широко распространенных на месторождениях брекчий как продуктов закрытых эксплозий и тесной генетической связи с ними оруденения /Ташинина, Чепрасов, 1955; Иванкин, 1965, 1970; Иванкин, Нурбаев, 1961; Нурбаев, Полетаев, 1966, Язева, 1967; Кузевный и др., 1970; Долгушин, 1973, 1979; Рудоносные брекчи..., 1977; Туговик, 1974, 1984; Кузевный, 1974; и др./.

Непосредственное изучение в поле с просмотром больших объемов керна скважин, геолого-разведочных и эксплуатационных выработок (шахт и карьеров) многих железорудных месторождений убеждает нас в том, что одним из важнейших элементов их строения являются своеобразные брекчи, определяемые нами как продукты закрытых эксплозий — эксплозивные брекчи. Так, например, для целого ряда наиболее крупных месторождений области — Тейского, Абагасского, Табратского, Анзасского, Шерегешевского, Казского и других — роль брекчий в их строении настолько велика, что именно их присутствие определяет не только главнейшие структурно-морфологические черты этих месторождений, но и в целом их структуру. Между тем исторически сложилось так, что повсеместно на железорудных месторождениях брекчиам уделялось очень мало внимания — они или вообще не выделялись, или из-за неправильного определения их генетической природы (как туфов, тектонических брекчий и т.д.) им отводилась незаслуженно малая роль в процессе рудообразования. Учитывая исключительно большую роль брекчий в строении многих магнетитовых месторождений и новые возможности генетических интерпретаций рудообразующих процессов, мы несколько подробнее остановимся на этом вопросе.

По происхождению и связи с интрузивными породами рудоносного комплекса или его производными — рудами эксплозивные брекчи магнетитовых месторождений могут быть разделены на две группы: эксплозивно-магматогенные и эксплозивно-рудные. К первой группе относятся брекчи, образовавшиеся в связи с эксплозивными процессами, сопровождающими становление глубоко дифференцированных магматических систем в гипабиссальных условиях, отражая переход интрузивного процесса в эксплозивный. Другими словами — это эксплозивная форма интрузивного процесса /Борсук, Мосуренков, 1964/. Брекчи этого типа неоднократно описаны и известны как эруптивные /Ташинина, Чепрасов, 1955/, эксплозивные /Борсук, Мосуренков, 1964/, автомагматические /Яковлева, 1963/, магматогенные /Кузевный и др., 1970/ или взрыв-

ные /Ловеринг, 1951/. Состав обломков и цемента близок или даже идентичен и отвечает составу пород интрузивного тела. Брекчии этого типа залегают или непосредственно в апикальных частях интрузива, или интродуцированы во вмещающие породы на незначительное расстояние. По отношению к оруденению брекчии – более ранние образования и не проявляют с ними какой-либо тесной связи. Ко второй группе относятся брекчии, образование которых связано со становлением рудного флюида. Это рудно-эксплозивные брекчии, известные как рудно-эксплозивные /Кузубный и др., 1970/, рудоносные /Нурбаев и др., 1977/, explosивно-гидротермальные /Иванкин, 1965, 1970; Долгушин, 1979/, когидротермальные /Бриннер, 1964/. Брекчии этого типа пространственно и генетически связаны с рудами и представляют одну из форм проявления рудно-магматического процесса.

Диагностические признаки explosивных брекчий. Основные диагностические признаки, свидетельствующие о принадлежности брекчий и брекчиевидных пород к продуктам закрытых explosий и тесной генетической связи с рудами, определяются в первую очередь формой их тел, составом, размером и формой обломков, наличием рудокласт и рудной минерализации, характером связи с материнскими интрузивными породами.

Форма тел брекчий. Одним из важнейших критериев отнесения брекчий к продуктам закрытых explosий является форма их тел, свидетельствующая об их интрузивном залегании. Брекчии слагают штокверко-, штоко-, столбообразные (Табратское, Ирбинское, Анзасское, Шерегешевское месторождения), дайкообразные и конусовидные (Тейское и Абагасское месторождения) или гнездообразные тела (Казское месторождение). Особенно показательны случаи "слепого" залегания брекчий с тупыми выклинками вверх (Анзасское, Казское, Ирбинское и другие месторождения). Однако в наиболее типичных для АССО месторождениях, в значительной степени вскрытых эрозией, "слепое" залегание брекчий встречается редко, так как фронтальные области, наиболее благоприятные для развития брекчий, обычно денудированы.

Состав брекчий. Состав explosивно-магматогенных и рудно-эксплозивных брекчий различен – сравнительно прост для первых и исключительно сложен для вторых. Как мы уже отмечали, explosивно-магматогенные брекчии характеризуются близостью составов обломков и цемента, что обуславливает их "магматогенный" облик и в целом почти всегда позволяет уверенно диагностировать их как своеобразную explosивную фацию нижележащего интрузива. В то же время для рудно-эксплозивных брекчий характерен разнообразный состав обломков, где наряду с породами рудоносного комплекса, особенно его наиболее поздних производных, представленных нередко рудными порфиритами и порфирами, присутствуют обломки руд и разнообразных метасоматитов (в том числе и скарнов), причем последние обычно в преобладающем количестве. Боковые породы, как правило, в обломках распространены незначительно. Характеризуя состав обломков, необходимо отметить, что в брекчиях некоторых месторождений с большой вертикальной протяженностью (1000 м и более) встречается обломки пород, вынесенные со значительных глубин (1500–2000 м), что является прямым доказательством, во-первых, интрузивного залегания брекчий, а во-вторых, величины их вертикального перемещения, измеряемого многими сотнями метров. Так, например, на Тейском месторождении в брекчиях на уровне современного среза находятся округлые обломки гранитов Есинского плутона, залегающего под месторождением на глубине 1500–2000 м. Этими цифрами и определяется минимальная величина вертикального перемещения этих брекчий.

Цемент брекчий чрезвычайно разнообразен. Однако, как отмечают З.М. Нурбаев и др. /1977/, в принципе в брекчиях может быть выделено два

типа цемента: кластический, представленный мелкоперетертым материалом обломков пород, и гидротермально-рудный, представляющий собой продукт раскристаллизации рудного флюида. В большинстве случаев оба типа цемента развиты совместно, причем нередко второй развивается по первому. Кроме того, состав цемента значительно осложняется широким проявлением процессов метасоматоза, сопровождающих оруденение. Состоящая из мелких пород и осколков породообразующих минералов цементирующая масса нередко имеет вид кристаллокластического туфа, обычно в практике рудничной геологии так и определяемая. Именно туфовидный облик большей части рудно-эксплозивных брекчий при широком проявлении минерализации метасоматического типа во многом предопределяет сложность их диагностики как интрузивных образований.

Размер и форма обломков. Для рудно-эксплозивных брекчий характерны широкие вариации в размере обломков. По размеру обломков выделяются глыбовые, крупно-, средне- и мелкообломочные брекчии. Наиболее распространены средне- и мелкообломочные брекчии с размером обломков от 1-2 до 10-15 см. На наиболее хорошо изученном Тейском месторождении для брекчий характерна зональность, обусловленная уменьшением размеров обломков сверху вниз от крупноглыбовых (обломки от 1 до 3 м) в верхней части месторождения до мелкообломочных на глубинах 500-800 м при наибольшем развитии среднеобломочных /Долгушин, Микубаев, 1976/.

Брекчии характеризуются также и весьма значительными различиями в форме обломков, зависящими в первую очередь от степени их округленности. В зависимости от округленности обломочного материала брекчии можно разделить на две группы: с остроугольными (или преимущественно с остроугольными) и с округлыми (или даже шарообразными) обломками. Резко преобладают брекчии первой группы, при достаточно широком развитии промежуточных разновидностей.

Брекчии с остроугольными обломками развиты на Анзасском, Казском, Шерегешевском, Табратском и многих других месторождениях. Обломки в брекчиях по форме (имеются в виду средне-, мелкообломочные брекчии) аналогичны щебенке, получаемой на дробильных машинах и используемой для наполнения бетона, в связи с чем брекчии этого типа удивительно напоминают облицовочные бетонные плиты со щебнистым наполнителем. Степень насыщения обломками разная - от 20-40% в нерудных брекчиях до 50-70% в рудных. Для рассматриваемых брекчий, особенно для их средне-, мелкообломочных разновидностей, весьма характерно взвешенное положение обломков в цементирующей массе. Нередко отмечаются субпараллельная ориентировка обломков и обтекание их цементирующей массой с появлением струйчатых текстур. Эти особенности свидетельствуют, во-первых, о том, что цементирующая масса в момент образования брекчий была достаточно плотной, чтобы удерживать во взвешенном состоянии обломки с удельным весом $2,5-3,0 \text{ г/см}^3$, и, во-вторых, она перемещалась (текла), что зафиксировано в струйчатых текстурах цемента и субпараллельной ориентировке удлиненных обломков.

Брекчии с округлыми обломками (в том числе и шаровидными) развиты гораздо меньше, чем брекчии с остроугольными. Наиболее полно они представлены на Тейском и особенно Ирбинском месторождениях. В последнем случае на Ирбинском месторождении в пределах Центрального участка их тело имеет форму штока, прорывающего (это прекрасно видно в стенках карьера) вмещающие их гранодиориты. Понятно, что такая необычная особенность, как шаровидная форма обломков, предопределяет повышенный интерес к ним со стороны исследователей. Форма и степень округленности обломков брекчий и брекчиевидных пород всегда были одними из ведущих диагностических признаков при определении их генезиса. При этом руководящими являлись представления о

том, что хорошая степень округленности обломков, обуславливающая их "гальковидность", прямо связана с длительностью транспортировки материала водой, в связи с чем обломочные породы с достаточно хорошей округленностью обломков почти всегда относили к заведомо осадочным образованиям – конгломератам или туфоконгломератам. Однако это далеко не всегда верно, так как правильное решение вопроса в данном случае связано с учетом конвергентности признака округленности обломочного материала, обусловленного принципиально разными геологическими процессами. Дело в том, что фактический материал по этим брекчиям, по крайней мере на Тейском и Ирбинском месторождениях, совершенно однозначно свидетельствует об их интрузивной природе, и естественно считать, что округление обломков связано с их истиранием в условиях высоких давлений при интрузии флюидизированной брекчии на значительные расстояния, измеряемые, например, для Тейского месторождения в 1500–2000 м. Однако величина перемещения брекчий при их интрузии, обуславливающая округление обломков, может быть и не столь значительна. Так, например, из данных Т.С. Ловеринга /1951/ по горно-рудному району Тинтик видно, что округление обломков в брекчиевых дайках происходит уже при перемещении обломочного материала всего лишь на десятки или первые сотни метров. Именно с недооценкой возможности образования брекчий с округлыми обломками "гальковидного" облика не осадочным, а интрузивным путем и связано неправильное понимание генезиса этих весьма интересных и широко распространенных в рудных полях пород и, как следствие этого, целого комплекса взаимосвязанных вопросов рудогенеза. Касаясь этого вопроса, следует отметить, что в отечественной литературе только в последние два десятилетия, главным образом под влиянием новых представлений о широком участии эксплозивных процессов в рудообразовании, стали появляться работы, в которых рассматриваются возможности магматогенного генезиса этих пород. А между тем в американской литературе издавна существует термин "галечные дайки" применительно к дайкам интрузивного происхождения с округлыми гальковидными обломками. В этой связи нелишне отметить и то, что американские геологи даже используют наличие "галечных даек" как один из важных поисковых признаков на эндогенное оруденение /Ловеринг, 1951/.

Рудокласты и рудная минерализация. Одной из характерных особенностей рудоносных эксплозивных брекчий является наличие в них рудокласт – рудных обломков, обломковидных образований, рудных сгустков, оруденелых гидротермолитов и метасоматитов при широком проявлении рудной минерализации в цементе. Оценивая количественные соотношения рудокласт, следует отметить, что рудные обломки, в первую очередь привлекающие внимание исследователей, за редким исключением в общем-то незначительно распространены по сравнению с рудными обломковидными образованиями, рудными сгустками и оруденелыми гидротермолитами. Несмотря на морфологические отличия, обусловленные формой и степенью резкости контактов рудокласт с цементирующей массой (угловатые формы и резкие границы у рудных обломков и метасоматитов, нечеткие границы у обломковидных образований и рудных сгустков при их сложной конфигурации), они имеют между собой много общего, и их появление связано с единым рудно-эксплозивным процессом. Образование рудокласт связано в одних случаях с дезинтеграцией газами, бурно отделяющимися от рудоносной жидкости, частично закристаллизованной (обломки руд) или еще достаточно пластичной (обломковидные образования и рудные сгустки) рудно-силикатной массы, в других – с расслоением (нередко путем ликвации) рудного расплава, его обособлением и последующей кристал-

лизацией в виде линзочек или округлых (глобули) обособлений. Значительная же часть рудного вещества не успевает претерпевать процесс существенной дифференциации и остается в цементе как его составная часть. Именно наличие рудокласт создает базу для острых дискуссий о природе этих брекчий и в целом генезиса соответствующих месторождений. Дело в том, что рудокласты-обломки обычно рассматриваются как доказательство наличия на месторождении более древних руд, а сами брекчии с этих позиций рассматриваются как пострудные осадочные или тектонические образования. В то же время линзо- или гнездообразная форма рудных обособлений при широкой минерализации цемента способствует развитию не менее популярных представлений о них как метасоматических образований и, наоборот, более позднем, наложенном метасоматическом характере оруденения по отношению к брекчиям. Соответственно брекчии рассматриваются как дорудные образования, не связанные с рудным процессом и играющие только роль благоприятной среды. Между тем образование самих взрывчатых брекчий и разнообразных рудокласт в них при широком проявлении рудной минерализации метасоматического типа – явление типичное и вполне закономерное, обусловленное участием взрывчатых процессов при становлении рудно-магматической системы на "рудном" этапе ее развития.

Характер связи брекчий с интрузивными материнскими породами. Взрывчатые брекчии характеризуются тесной структурно-пространственной и генетической связью с интрузивными породами наиболее поздних фаз рудоносного комплекса, вплоть до непрерывных переходов между ними, как это отмечается на Анзасском, Тейском и некоторых других месторождениях. Для определения природы этих образований особенно показательны случаи, когда брекчии венчают гребневидные выступы малоглубинных интрузивов, являясь их своеобразной фацией.

В плане анализа связи интрузивных образований с рудоносными взрывчатными брекчиями особое место занимает интрузивные породы, первично обогащенные магматогенным магнетитом, выделяемые нами в группу рудных порфиритов и порфиритов. Обращаясь к рассмотренным примерам, отметим, что на Анзасском месторождении эта связь прямая и заключается в непосредственном переходе рудных порфиритов в взрывчатно-магматогенные брекчии. Однако наиболее распространены случаи, когда брекчии, не имея в пределах разведанных частей месторождения прямой видимой связи с рудными порфиритами или рудными порфирами, содержат их многочисленные обломки, вынесенные из корневых частей рудных зон (Абаканское месторождение).

Из других наиболее характерных особенностей взрывчатых брекчий следует отметить многофазность процесса их формирования и связанного с ними оруденения, в той или иной степени выраженную зональность в строении их тел, появление мелкообломочных разновидностей вдоль контакта, широкое развитие флюидальных текстур и общий "магматогенный" облик отдельных разновидностей.

Наиболее распространенные представления о генезисе брекчий. Выше мы уже отмечали, что дискуссия относительно происхождения брекчий и их соотношения с рудами является, по существу, дискуссией по генезису соответствующих месторождений. Более чем тридцатилетняя разведка и эксплуатация железорудных месторождений дают достаточно много материала, чтобы критически рассмотреть основные точки зрения на генезис брекчий и брекчиевидных пород.

На первых этапах разведки месторождений эти образования обычно считаются (в зависимости от степени округленности обломочного материала и состава

ва цемента) конгломератами, туфоконгломератами, агломератовыми туфами. Однако по мере увеличения объема разведочных и эксплуатационных работ появляются данные, ограничивающие представления о стратифицированной природе брекчий. Эти данные касаются формы тел брекчий, не свойственной стратифицированным образованиям. Поэтому при достаточно полной разведке месторождения относительно брекчий укрепляются представления как о тектонических или жерловых образованиях. При этом наиболее популярны представления о брекчиях как тектонических образованиях. Отнесение брекчий к тектоническим образованиям во всех случаях основывается только на ярко выраженной обломочной структуре. Ошибочность этой позиции заключается в том, что при тектонических деформациях вообще не могут возникать брекчии, подобные вышеописанным, характеризующиеся: 1 - угловатыми остроугольными обломками пород примерно одной размерности (обычно 5-10 см) в одних случаях и круглых - в других, 2 - сравнительно равномерным распределением обломков в матрице, 3 - в большинстве случаев туфовидным, а нередко даже "интрузивовидным" цементом, 4 - сложной конфигурацией тел (штоко-, гнездо-, воронко-, столбообразные), 5 - большой мощностью, измеряемой, как правило, многими десятками или даже сотнями метров при незначительных размерах по простиранию.

Дробление пород в тектонической зоне приводит к появлению образований принципиально отличной текстуры, морфологии и мощности от рассматриваемых. Во-первых, в тектонической зоне идет не равномерное дробление пород на остроугольные обломки одинаковой размерности в полосе шириной многие десятки или даже сотни метров, а развальцевание и истирание до милонитов или глинки в пределах очень узких полос (одной или их системы), измеряемых по ширине первыми сантиметрами или, в крайнем случае, первыми метрами. Ни о каких зонах с равномерным дроблением пород в изометричном участке или даже полосе шириной на многие десятки или сотни метров не может быть и речи, хотя бы уже потому, что подобная зона по масштабам перемещения смежных блоков должна быть гигантской и без сомнения легко была бы зафиксирована, чего на железорудных месторождениях АССО нет. Таким образом, главный критерий - обломочное сложение пород применительно к рассматриваемым образованиям - не может служить доказательством их тектонической природы, особенно в связи с очень большой мощностью при ограниченной протяженности по простиранию. Этот вывод можно подкрепить также данными об изометричной морфологии тел брекчий, составе цемента, отсутствию милонитов, выносу пород фундамента на высоту 1,5-2,0 км и т.д.

Вторым, менее распространенным, но достаточно широко встречающимся объяснением происхождения брекчий является представление о них как об образованиях, выполнивших жерло вулкана /Корель, 1979/. Эти представления базируются на "туфовидном" или "лавовидном" облике брекчий и конусовидной или столбообразной форме их тел. Однако данные геолого-разведочных работ в пределах месторождений, содержащих описываемые брекчии, не дают оснований для выделения там вулканических жерл. Наиболее показательны в этом отношении Табратское и Тейское месторождения, разведанные почти до полной выклинки вниз рудоносных брекчий. Табратское месторождение (см. рис. 12) при столбообразной форме рудной зоны глубиной 1400 м, полностью представленной рудоносными брекчиями, располагается в области контакта известняков с крупным массивом гранодиоритов и выклинивается на глубине в пределах массива путем распадаения на мелкие корни. Каких-либо данных, кроме столбообразного тела брекчий, позволяющих выделить здесь жерло вулкана, как это делает В.Г. Корель /1979/, нет. Не менее интересно в этом отношении и Тейское месторождение (см. рис. 17), конусовидная рудная зона которого также целиком сложена брекчиями, залегающими в известняках, и выклинивается в

пределах контура разведки на глубине 1200 м путем перехода в узкое щелевидное тело мощностью всего около 30 м. Как и на Табратском месторождении, здесь нет оснований для выделения жерла вулкана.

Кроме того, можно отметить достаточно распространенные представления о брекчиях как о конгломератах, лавобрекчиях и других стратифицированных образованиях, метасоматически измененных и оруденелых. Сторонники этих точек зрения нестратифицированный характер залегания брекчий (столбы, штоки, воронки и т.д.) объясняют то влиянием блоковой тектоники, то местными раздувами мощностей, то пытаются в брекчиевых телах найти элементы стратификации.

Широкое распространение взрывчатых брекчий на многих эндогенных месторождениях, в том числе и железорудных, связано с направленным развитием рудно-магматических систем, нередко приводящим на заключительных этапах к переходу интрузивного процесса в взрывчатый. По П.Ф. Иванкину /1970/, взрывы почти неизбежно сопровождают малоглубинные интрузии рудоносных магм, так как являются результатом их дифференциации. Они возникают в заключительный этап становления интрузивов, когда в зону малых глубин из остаточных очагов проникают относительно поздние порции магм, обогащенные летучими, щелочами и рудными элементами. Будучи системами, равновесными на глубине, эти магмы, перемещаясь вверх, на определенных уровнях приобретают свойства самовзрывающихся жидкостей. Эти уровни определяются соотношением внешнего давления на систему и потенциальной энергией растворенных газов. При преобладании последней над внешним давлением процесс принимает форму взрыва, особенно часто проявляющегося на фронте быстро поднимающейся колонны рудоносной магмы. Если изменения происходят быстро, то вмещающие породы дробятся, а сама рудоносная магма, включая продукты ее частичной кристаллизации, дезинтегрируется. Отсюда обломки и обломковидные рудные образования в брекчиях. Отделяющиеся газы вызывают дальнейшее раздробление и разрыхление пород (на стадии дистилляции) и их минерализацию (на стадии конденсации). Поэтому очень характерным признаком скрытых взрывов является сопряженность дробления пород и гидротермально-метасоматического минералоотложения, в том числе и рудообразования. Подобное соотношение процессов дробления пород и оруденения находит свое выражение в тесной структурно-пространственной связи брекчий и руд, когда оруденение не выходит за пределы брекчий, которые и представляют собой рудные тела.

Взрывчатый процесс многоактный, так как взрывы неоднократно возникают на различных стадиях заключительного этапа становления рудно-магматической системы. Ранние взрывы наиболее тесно связаны с интрузивным процессом и возникают непосредственно на базе силикатного магматического расплава, обуславливая формирование дорудных взрывчатых-магматогенных брекчий. Более поздние взрывы связаны с образованиями типа рудного остатка или рудной магмы и приводят к формированию рудно-взрывчатых брекчий с широким проявленным автосоматозом.

Взрывчатые рудоносные брекчии — часть рудно-магматической системы и среди прочих магматических образований рудоносного комплекса наиболее тесно связаны с рудами, представляя собой, по существу, его рудную фацию. В тех рудно-магматических системах, где взрывчатые процессы играют существенную роль, они в значительной степени и предопределяют структуры месторождений, нередко отражающие расширение системы вверх. В связи с этим для подобных месторождений характерны пучковые, конусовидные или воронкообразные структуры. в разной степени приспособляющиеся к анизотропии вмещающей среды.

На железорудных месторождениях Алтае–Саянской складчатой области рудоносные эксплозивные брекчии развиты широко и, по всей видимости, гораздо шире, чем это представляется. Это связано с тем, что брекчиевидные породы, которые являются во многих случаях продуктами закрытых эксплозий, в силу высокой конвергентности ряда важных признаков обычно относят к породам другого генезиса – тектоническим брекчиям, лавобрекчиям, туфам, туфоконгломератам, конгломератам и т.д. Между тем выделение эксплозивных брекчий и установление их роли в строении рудного поля имеет принципиальное значение, так как нередко позволяет по–новому подойти к пониманию ряда коренных вопросов геологического строения месторождения, касающихся в первую очередь его структуры, морфологии, соотношения оруденения с магматизмом, характера рудно–магматической зональности и, в конечном счете, оценки перспектив оруденения на глубину.

Структурно–текстурные особенности руд

Для решения многих вопросов генезиса руд большое значение имеют их структурно–текстурные особенности. Кратко остановимся на анализе некоторых из них, свидетельствующих в пользу магматического генезиса руд. Рассмотрим, в частности, сидеронитовую текстуру и структуры ликвационного типа.

Сидеронитовая структура. По общепринятому мнению сидеронитовая структура – один из наиболее надежных признаков магматического генезиса руд. Она свойственна для магматических руд хромитовых, титаномагнетитовых, сульфидно–никелевых и некоторых других месторождений. Между тем эти же самые структуры достаточно хорошо выражены и в рудах многих магнетитовых месторождений, что также может быть использовано для доказательства их происхождения из магнетитового расплава.

Наиболее наглядно значение сидеронитовых структур как критерия магматического генезиса магнетитовых руд видно в ряду образований рудный порфир–(порфирит) – порфиroidная руда. Рудные порфиры и порфириты – это типичные магматические породы преимущественно дайковой фации со значительным количеством рудного минерала, в данном случае магнетита. По содержанию в них железа они нередко приближаются к рудам, а в отдельных случаях и переходят в них. Так, например, на Анзасском месторождении в тесной связи с рудными порфирами в корневых частях рудно–магматической системы достаточно широко развиты магматические мелкозернистые порфиroidные альбит–магнетитовые руды с ярко выраженной сидеронитовой структурой, обусловленной цементацией мелких порфиroidных выделений и лейст плагиоклаза магнетитом /Долгушин, 1973/ при отсутствии коррозионных явлений на их границах со стороны магнетита. В этом случае магматическая природа таких руд не вызывает сомнения, поскольку кроме петрографических признаков кристаллизации руд из расплава там непосредственно виден постепенный переход (по мере увеличения содержания магнетита) рудных порфиroidов в порфиroidные альбит–магнетитовые руды с сидеронитовой структурой, отличающиеся от заведомо магматических пород – рудных порфиroidов только повышенным содержанием магнетита. Помимо Анзасского месторождения руды с сидеронитовой структурой развиты на Таштагольском, Холзунском, Хайлеольском, Шалымском, Абаканском, а также на многих других. Особо следует отметить широкое развитие рудных порфиroidов и порфиroidных руд с сидеронитовой структурой на глубоких горизонтах Абаканского месторождения. Кроме альбит–магнетитовых руд, сидеронитовая структура характерна также и для руд другого состава, в частности скаполит–магнетитовых (Анзасское, Хабальжское, Таятское и др.).

Степень четкости проявления сидеронитовой структуры различна. Наиболее четко выражена сидеронитовая структура при наличии порфировых вкрапленников и лейст плагиоклаза в сплошной магнетитовой массе без признаков коррозионных явлений с ее стороны, в рудах распространена в общем-то незначительно. Несравнимо шире распространены, вплоть до господствующего их положения в корневых частях отдельных месторождений, сидеронитоподобные структуры с разной степенью коррозии магнетитовой массой вкрапленников плагиоклаза, скаполита или темноцветных минералов. Однако несмотря на признаки коррозии порфировых вкрапленников породообразующих минералов со стороны цементирующей их магнетитовой массы, отражающие явления метасоматоза, эти руды в своей основе магматические. Метасоматические же процессы, обусловленные высокой газонасыщенностью системы, лишь осложняют магматический процесс, особенно на заключительных этапах кристаллизации руд.

На практике руды не только с сидеронитоподобной, но и с типичной сидеронитовой структурой традиционно принимаются за метасоматические. При этом сидеронитовая структура понимается как порфиробластовая (с новообразованиями метасоматического плагиоклаза или скаполита в магнетите) или как образованная путем метасоматического замещения магнетитом основной массы порфировидных пород при полном сохранении вкрапленников. Естественно, что подобный подход к диагностике этих руд не стимулировал ни их выделения, ни их специального изучения как возможных магматических образований. В связи с этим вполне возможно, что этот тип руд на магнетитовых месторождениях развит гораздо шире, чем представляется, ибо знакомство на конкретных объектах с многочисленными указаниями на так называемые порфировидные руды показывает, что почти всегда это руды с типичной сидеронитовой структурой.

Ликвационные текстуры. В магматических породах и рудах широко развиты округлые (глобули, нодули, вариоли), линзовидные, линзовидно-полосчатые образования, обуславливающие соответственно глобулярные, линзовидно-полосчатые или полосчатые текстуры. В магматических породах большинство исследователей связывает их происхождение с явлениями ликвации силикатной магмы на несмешивающиеся жидкости /Левинсон-Лессинг, 1952; Мелентьев и др., 1972; и др./ . Однако в рудах аналогичные текстуры в подавляющем большинстве, за исключением, пожалуй, только нодулевых текстур хромитовых руд, рассматриваются вне связи с ликвационными процессами и понимаются как метаколлоидные образования, метасоматиты по оолитовым известнякам или породам с линзовидно-полосчатой текстурой. Между тем результаты проведенного нами изучения магнетитовых месторождений показывают, что значительная часть глобулярных и полосчатых текстур в своем образовании связана с ликвацией рудно-магматического расплава на несмешивающиеся жидкости /Долгушин, 1976а/. Текстуры ликвационного типа, за исключением глобулярных, распространены очень широко, слагая на многих месторождениях основную массу промышленных руд, в связи с чем то или иное толкование их генезиса предопределяет понимание в целом генезиса месторождения. Из всего разнообразия текстур ликвационного типа коротко остановимся на характеристике только глобулярных и полосчатых текстур, поскольку первые, несмотря на их сравнительно малую распространенность, весьма информативны в генетическом отношении, а вторые исключительно широко развиты в рудах.

Глобулярная текстура известна в рудах Анзасского, Тейского и в меньшей мере на других месторождениях. На Анзасском месторождении хорошо выраженная глобулярная текстура встречается в общем-то редко, однако реликты ее распространены достаточно широко в разных текстурных типах руд, особенно в их мелкопятнисто-полосчатых разновидностях. На этом месторождении известны две разновидности руд с глобулярной текстурой – с глобулями магнети-

та в альбитовом или, что чаще, альбит-амфибол-магнетитовом цементе и с глобулями альбита в магнетитовом базисе.

Руды с магнетитовыми глобулями участвуют в строении Главного рудного тела, слагая всю его верхнюю часть; по Анзасскому месторождению они известны как "бобовидные" руды /Богачкий, Курцерайте, 1966/. Руды с глобулярной текстурой представляют собой разновидность рудных брекчий, насыщенных округлыми, нередко шаровидными скоплениями магнетита от 1 до 10 мм в диаметре, заключенными в мелкозернистый альбит-кальцит-флогопит-актинолитовый цемент с резко выраженной флюидалной текстурой. Слагая верхнюю часть Главного рудного тела, руды с глобулярной текстурой с глубиной постепенно переходят в мелкопятнисто-полосчатые руды. Постепенный переход обусловлен уплощением глобуль вплоть до их растекания с образованием магнетитовых линзочек или даже полосок при общем усилении тенденции развития в них флюидалной текстуры. Широкое развитие флюидалных текстур в рудах, отражающих процесс течения рудной массы при наличии шаровидных глобуль магнетита, свидетельствует о жидкостном состоянии рудного вещества на момент образования этих руд, т.е. указывает на наличие рудного расплава.

Руды с глобулями альбита на Анзасском месторождении /Долгушин, 1973/ характерны для тонкозернистых альбит-магнетитовых руд в участках их постепенного перехода в магнетитовый альбитофир (рудный порфир). Глобулярная текстура обусловлена наличием мелких (2-3 мм) шаровидных глобуль альбита в мелкозернистом существенно альбит-магнетитовом базисе. Альбитовые глобули образуют скопления в виде прерывистых полосок без резких границ шириной 30-40 см. Текстура базиса флюидалная, подчеркнута неравномерно-полосчатым распределением магнетита. По минеральному составу и структуре базиса тождествен основной массе магнетитовых альбитофиров, отличаясь от нее лишь несколько большим содержанием магнетита. При этом следует отметить, что в обнажении наблюдалось, как глобульсодержащий базис на протяжении всего лишь нескольких десятков сантиметров постепенно переходит в магнетитовый альбитофир. При этом альбитовые нодулы сменяются порфировыми выделениями альбита, а в базисе появляются его микролиты. Близость состава и структурных особенностей глобулярных руд с заведомо магматическими породами - магнетитовыми альбитофирами - при наличии хорошо выраженных постепенных переходов между ними свидетельствует о генетическом их родстве и магматическом генезисе руд с глобулярной текстурой. Размер глобуль 2-3 мм в диаметре, форма от почти правильной шаровой до уплощенной эллипсоидной с переходом в линзочки или даже полоски. Характерно, что глобули имеют неодинаковую морфологию и находятся в разных полосках. Обычно они разобщены друг с другом, однако иногда отмечается слипание двух или даже нескольких с образованием цепочек, ориентированных согласно общеструктурному направлению. Степень совершенства глобуль и четкость их контактов с базисной массой разная - от четко оформленных до неясно выраженных облаковидных скоплений альбита в мелкозернистой магнетитовой массе. Совместное нахождение глобуль только одной морфологии с определенной степенью уплощенности, их слипание и растекание свидетельствуют, вероятно, о том, что они находились в жидком состоянии в виде капель среди расплава, течение которого (разное в разных полосках-струях) приводило к деформации глобуль вплоть до появления полосчатых форм. При дальнейшей интенсификации процесса объединения (слипания) глобуль и вовлечения их в течение расплава образуются полосчатые или пятнисто-полосчатые руды, в которых пятнистость обусловлена реликтами глобуль.

Руды с пятнисто-полосчатой и полосчатой текстурами развиты исключительно широко, причем на многих месторождениях они слагают большую часть промышленных запасов. Сторонниками метасоматического генезиса железоруд-

ных месторождений эти руды традиционно понимаются как метасоматические с унаследованной слоистостью замещаемых пород. Не отрицая этой возможности для определенной части руд, мы в то же время считаем, что нередко полосчатость руд связана с расслоением (в основном, вероятно, путем ликвации) рудоносного флюида при его становлении. Полосчатым текстурам в рудах характерно исключительное разнообразие – от глобулярно-линзовидно-полосчатых до пятнисто-полосчатых и полсчатых. Характерными текстурами руд, особенно их богатых разновидностей (с содержанием железа 50–60%) карбонат-магнетитового состава, являются глобулевидная, линзовидная или линзовидно-полосчатая текстуры ликвационного типа, обычно переходящие в той или иной степени выраженную глобулярную (Ирбинское, Таштагольское, Шерегешевское, Абаканское, Тейское и другие месторождения). Они обусловлены наличием мелких (до 2–3 мм) сильно уплощенных глобуль и линзочек кальцита в сплошной магнетитовой массе, при слиянии переходящих в полосы. Участки таких линзовидно-полосчатых руд ориентированы согласно общему простиранию, по размерам невелики и имеют прерывистый пятнистый характер распределения. По существу, богатые кальцит-(анкерит)-магнетитовые руды на всех месторождениях почти всегда несут следы зародышевого расслоения на магнетитовую и кальцитовую (анкеритовую) составляющие. В участках, где тенденция расслоения усиливается, образуются мелколинзовидные, линзовидно-полосчатые и тонкополосчатые текстуры в рудах. Морфологическое выражение этого процесса расслоения разное, с чем и связано разнообразие текстурного узора руд от кружевных и петельчатых, характерных для Тейских руд, до линзовидно-полосчатых и полосчатых, широко распространенных на большинстве месторождений. Так называемые рябчиковые и бурундучные текстуры, отвечающие начальной стадии расслоения рудной массы, – одна из вариаций этих текстур /Кормилицын, 1973/. Бурундучные и рябчиковые текстуры, особенно их зародышевые формы, развиты пятнисто с площадью проявления нередко всего в 5–10 см². При этом состав этих тонкополосчатых руд полностью отвечает составу вмещающих их руд и изменяется от кальцит-(анкерит)-магнетитового на Таштагольском, Ирбинском, Абаканском и других месторождениях до кальцит-пирит-магнетитового и даже кальцит-серпентин-магнетитового или серпентин-магнетитового на Тейском. Немаловажной текстурно-морфологической особенностью бурундучных руд, способствующих установлению генезиса, является их плейчатость, переходящая в сильную смятость. Особенно хорошо это видно в уступах карьера Тейского месторождения, где полосчатые и тесно связанные с ними руды с бурундучной текстурой во всем своем объеме интенсивно перематы, а точнее, как бы круто замешаны при первоначально тестообразном состоянии всей рудной массы. Без сомнения, эти текстурные особенности свидетельствуют в первую очередь о жидкостном состоянии рудоносной системы, ее расслоении на уровне становления или при подходе к нему и продолжающегося движения (инъекции) в момент отвердевания вещества, приведшего к его смятию.

Магматические магнетитсодержащие породы магнетитовых месторождений

А.Л. Павловым /1983/ в краткой сводке показано широкое распространение магматических магнетитсодержащих пород ряда железорудных провинций мира. Это породы основного, кислого и щелочного состава интрузивных и эффузивных фаций, в которых магнетит играет роль породообразующего минерала, создавая высокие концентрации, вплоть до мономинеральных обособлений, нередко представляющих собой рудные тела. Широкий спектр подобных пород из-

вестен и в железорудных районах АССО, где наиболее распространена группа пород щелочного и субщелочного состава, представленных сиенитами, альбитофирами, альбитит-порфирами, кварцевыми порфирами, трахитами и трахиандезитами.

Одним из первых исследователей, обратившим внимание на повышенные концентрации магнетита в кислых и щелочных породах Кузнецкого Алатау и Горной Шории, был П.И. Лебедев /1937/, полагавший, что в результате эволюции гранитоидного расплава в присутствии известняков в одних случаях образуются своеобразные порфиры и магнетитовые кератофир-сиениты с магнетитом в качестве породообразующего минерала, а в других – железорудные месторождения. В связи с этим он придавал большое генетическое значение парагенезисам сиенит – магнетит, кератофир – сиенит – магнетит.

Г.Л. Поспелов /Железорудные месторождения..., 1958/ отмечал широкое развитие магнетитсодержащих порфиритов и туфов в пределах рудных полей многих месторождений и полагал, что они имеют генетические связи с железоруднением и даже предлагал выделить их в особый генетический тип под названием "рудные туфы и порфириды", что в общем-то и было реализовано рядом исследователей в последующих работах.

О широком развитии магнетитсодержащих пород свидетельствует и тот факт, что именно ими в любом железорудном районе АССО вызваны многочисленные магнитные аномалии, напряженность магнитного поля которых, а значит, и рудный эквивалент соизмеримы с напряженностью магнитного поля и количеством железа средних по размерам железорудных месторождений. Так, например, в Горном Алтае аномалии породного типа обычно отвечают полям развития магнетитсодержащих трахитов, трахиандезитов, фельзит-порфиров, а также интрузивным телам сиенит-порфиров и кварцевых порфиров. В Кузнецком Алатау подобные аномалии связаны с туфами и эффузивами среднесоснового состава и их интрузивными комагматами. Именно это обстоятельство, связанное с широким развитием породных аномалий, создает значительные трудности при поисках железорудных месторождений на основе применения магнитных съемок, поскольку эти аномалии при значительной величине их рудного эквивалента весьма трудно, а зачастую и невозможно без применения буровых работ отличить от аномалий, вызванных месторождениями.

Рудные альбитит-порфиры в виде даек и мелких штокообразных тел широко распространены на Анзаском месторождении, особенно на глубине в его западной прикормежной части /Долгушин, 1973/. На Анзаском месторождении они представляют собой разновидность интрузивных альбитит-порфиров с повышенным (от 15–20 до 30–35%) содержанием магнетита, являющегося в них породообразующим минералом, который входит в состав основной массы. При высоком содержании магнетита они переходят в магматические порфировидные альбит-магнетитовые руды, развитые на глубине в корневой части месторождения /Долгушин, 1973/.

А.М. Дымкиным с соавторами /Дымкин и др., 1979/ и С.С. Долгушиным /1979/ описаны рудные порфиры на Алтае в районе Холзунского месторождения, образование их связывается с процессами ферритизации силикатной магмы, ликвидацией образующегося ферритового расплава и последующим его внедрением. Следует заметить, что для железоносного вулканоплутонического комплекса Алтая вообще характерно наличие рудных фаций эффузивов, туфов и интрузивных образований.

Э.Г. Кассандровым /1979/ также на Алтае описаны трахиандезитовые порфириты, трахитовые и трахилипаритовые порфиры, в которых магнетит и гематит слагают основную массу породы. При повышении содержания гематита или магнетита эти породы постепенно сменяются богатыми (сливными) гема-

титовыми или магнетитовыми рудами, имеющими вид жил и пластов мощностью до 2 м при протяженности в первые десятки метров. При этом отмечается, что для руд, тесно связанных с эффузивами, весьма характерны флюидальная и трахитоидная текстуры, обусловленные полосчатостью или цепочковидным расположением микролитов полевого шпата и рудного минерала. Отмечается также широкое распространение рудных разновидностей кластолав, в которых рудное вещество переполняет цемент и образует скопления в виде кайм вокруг обломков. Этим же автором на ряде других месторождений и рудопоявлений описаны рудные, в основном гематитовые туфы, широко распространенные среди пород трахилипаритовой группы. По форме оруденения выделяются туфы с рудной цементирующей массой, с гематитовыми стяжениями, с рудокластами и рудными бомбами, полосчатые и с рудными жилками и гнездами. Мощность рудных туфов составляет в среднем первые метры, содержание железа — до 30–40%, а в отдельных стяжениях, гнездах, бомбах — до 70%. Образование рудных эффузивов и рудных туфов Э.Г. Кассандровым связывается с расщеплением силикатной магмы в присутствии повышенного количества щелочей на две несмешивающиеся жидкости, одна из которых обогащена железом, вплоть до отделения его в виде самостоятельной фазы, давшей руды.

В Западном Саяне М.В. Приходько и С.С. Долгушиным /1985/ обнаружены горизонты рудных (гематитовых) туфов с переходом в сливные гематитовые руды, образующие отдельные рудные тела мощностью до нескольких метров.

На Ярьшкольском месторождении С.С. Долгушиным и А.Л. Павловым /1985/ описаны дайки рудных альбитит-порфиоров и порфиритов с высокими концентрациями магнетита, там же описываются многочисленные дайки магнетитов мощностью до 2 м, распространяющиеся от Ярьшкольского месторождения на расстояние до 4 км и представляющие собой продукт внедрения рудного ликвата.

Эти примеры можно было бы продолжить, однако в этом нет никакой необходимости, поскольку наличие магматических пород с повышенным содержанием магнетита — явление обычное для большинства магнетитовых месторождений. Следует только отметить, что в общем-то малое к ним внимание со стороны большинства исследователей, особенно при решении генетических вопросов, связано с широко распространенными ошибочными представлениями о вторичном метасоматическом характере в них магнетита, а нередко и в отнесении этих пород к метасоматическим образованиям. Одно из наиболее наглядных и убедительных подтверждений представлений о возможности появления высоких концентраций магнетита в магматическую стадию — обнаружение погочков магнетитовой лавы древнечетвертичного возраста в Чили /Haggerty, 1970/.

В заключение отметим следующее: в генетическом ряду интрузивная порода рудоносного комплекса — руда, рассматриваемые магнетитсодержащие породы являются промежуточными образованиями между интрузивными породами и их производными (рудами), свидетельствуя, в первую очередь, о возможности высокой концентрации рудного вещества в магматическую стадию, приводящую в конечном итоге к образованию высокожелезистых расплавов типа "рудной магмы", с интрузиями которых и связано формирование магнетитовых месторождений.

Позднемагматический характер оруденения
и источник рудного вещества

В рамках гипотезы об эндогенном генезисе магнетитовых месторождений АССО традиционные представления о формировании их в послемагматический период развития рудно-магматической системы и соответственно в классифика-

ционных схемах они относятся к постмагматическим. При этом считается, что промышленное оруденение проявилось после прекращения собственно магматического процесса в период кристаллизации и последующего остывания материнского массива. В качестве доказательства указывается на многочисленные факты наложения промышленного оруденения на интрузивные породы главной фазы материнского массива. Это оруденение габброидов на Анзасском месторождении, диоритов и гранодиоритов – на Табратском, Таятском, Хабалькском, Мульгинском, Изыгском, граносиенитов – на Тейском и прочих интрузивных пород рудоносных комплексов – на многих других месторождениях. Вместе с тем при наложении промышленного оруденения на породы главных фаз материнского массива широко распространенным, по существу повсеместным, является прорыв руд и скарнов наиболее поздней дайковой фазой того же комплекса. Эти факты широко известны, неоднократно отмечались в многочисленных публикациях по большинству магнетитовых месторождений АССО /Железорудные месторождения..., 1959; Корель, 1972; Алабин, 1977; и др./.

Небезынтересно отметить, что именно эти факты в первую очередь и дали основание ряду исследователей вообще отказаться от представлений об эндогенном генезисе этих месторождений. Полностью разделяя представления об эндогенном генезисе руд, мы в тоже время обращаем внимание на их прорыв поздними дайковыми производными рудоносных комплексов, поскольку именно в этом видим один из важнейших критериев временных соотношений магматизма и оруденения. Оруденение как бы попадает в вилку между формированием главной и заключительной (дайковой) фаз, а по В.Г. Корелю /1972/, проявляется даже внутри главной фазы, что дало ему основание говорить о внутриинтрузивном времени формирования магнетитовой минерализации. Отдавая должное сложности доказательства узких временных соотношений магматизма и оруденения, мы обращаем внимание на широко распространенные случаи, когда дайковая фаза по составу близка к главной и, следовательно, является производной единого с ней магматического очага. Для примера сошлемся на Таштагольское месторождение, где главная фаза рудоносного комплекса представлена сиенитами средне- или даже крупнозернистыми в центральных частях массива, переходящими в мелкозернистые порфиroidные разности (сиенит-порфиры) в апикальных. Дайковые сиенит-порфиры по структурно-текстурным особенностям и составу близки сиенит-порфирам апикальной части массива и, без сомнения, – это производные единого магматического очага. Руды преимущественно накладываются на сиениты и сиенит-порфиры главной фазы, но рвутся дайковой фазой микросиенитов и сиенит-порфиров /Корель, 1972; Лапин, 1976; Алабин, 1977/. Так как дайковая фаза сиенит-порфиров и микросиенитов развилась из того же магматического очага, что и главная фаза сиенитов, и отражает магматический этап развития системы, то проявившееся до нее оруденение также отвечает магматическому, точнее позднемагматическому этапу. Следовательно, магнетитовое оруденение в соответствии с местом, занимаемым им в рудно-магматическом процессе, и должно определяться как позднемагматическое.

В связи с этим отметим, что А.Н. Маракушев с соавторами /Маракушев и др., 1983/, развивая представления о рудных магмах для систем, аналогичных изучаемым нами, считают оруденение не после-, а позднемагматическим, рассматривая его как составную часть собственно магматического процесса. Определяющим моментом этих построений, полностью разделяемых нами, являются представления о рудных флюидных магмах как высококонцентрированных системах, с интрузией которых и связано образование месторождений. Следовательно, источник рудного вещества ювенильный, а носитель его – рудная флюидная магма. В то же время для рассматриваемых железорудных

месторождений широко признаны представления о заимствовании главной массы железа из вмещающих пород на постмагматическом этапе развития рудно-магматической системы /Богацкий, Курцерайте, 1966; Коляго, 1967; Железородные месторождения..., 1958; и др./.

Не обсуждая во всем объеме сложную проблему источника рудного вещества, мы коснемся ее лишь применительно к конкретным месторождениям в той степени, в которой это необходимо для рассмотрения затронутой проблемы.

Не отрицая заимствования железа из вмещающих толщ, мы в то же время полагаем, что оно в определенной степени имеет место только при формировании метасоматитов, в том числе скарнов, и не сказывается в какой-либо степени заметно на рудах, основным источником железа которых является магматический очаг. Учитывая, с одной стороны, популярность представлений о заимствовании основной массы железа из вмещающих пород, с другой — противоречащие им данные со стороны фактического материала, несколько подробнее остановимся на этом вопросе.

Главный аргумент сторонников позиции о заимствовании железа из вмещающих пород — представления об "осветленных" породах, т.е. породах, в которых темноцветные магний-железосодержащие силикаты разложены с выносом железа и замещены безжелезистыми минералами светлых оттенков, в связи с чем вся порода как бы осветляется. Предполагается, что вынесенного железа достаточно для формирования месторождения. Однако эти представления встречают серьезные возражения со стороны фактического материала, главные из которых следующие.

1. Для определения в каждом конкретном случае вынесенного железа нами на основе геолого-разведочных материалов более чем для 20 месторождений составлены графики (рис. 30) изменения с глубиной площадей руд и метасоматитов (последних суммарно всех типов, включая "осветленные" и "неосветленные" их разновидности). Из этих графиков отчетливо видно, во-первых, что площади метасоматитов (а следовательно, и их объемы) закономерно сокращаются вместе с рудами с глубиной, вплоть до полной выклинки, в связи с чем нет основания привлекать дополнительные объемы метасоматитов (как это делается сторонниками заимствования железа из вмещающих пород) глубже корневых частей месторождений. Во-вторых, видно, что на большинстве месторождений объемы метасоматитов превышают объемы руд всего в 1,5–2 раза. Ясно, что столь малые объемы метасоматитов просто не могут рассматриваться как существенный источник рудного вещества хотя бы уже потому, что практически (как это следует из изучения метасоматитов) при "осветлении" не выносятся больше 4–5% (по объему) окислов железа. Так, наиболее богаты железом (если не учитывать габброидов, доля которых в любом случае мала) эффузивы среднего и кислого состава с содержанием окислов железа 5–8%, в лучшем случае из которых извлекается не более двух третей, т.е. 4–5%. Если даже считать, что все эти 4–5% пошли без потерь на формирование рудных тел, то при объеме метасоматитов, согласно нашим подсчетам, лишь вдвое превышающим объемы руд, они могут составить для руд всего 8–10% окислов железа, что в пересчете на железо составит около 6%, в то время как его среднее содержание в руде, например Таштагольского и Абаканского месторождений, составляет 40–45%. Другими словами, чтобы обеспечить железом рудные тела, необходимо иметь объем "осветленных" пород не в 2–3 раза, как это фактически имеет место, а в 8–10 раз больше объема рудных тел. И это при условии работы системы по перегонке железа без потерь! Однако если учесть, что в типовом случае из всей массы измененных пород выносятся даже меньше 4–5% окислов железа, поскольку высокая степень "осветления" пород достигается редко и для небольших объемов, то возникает

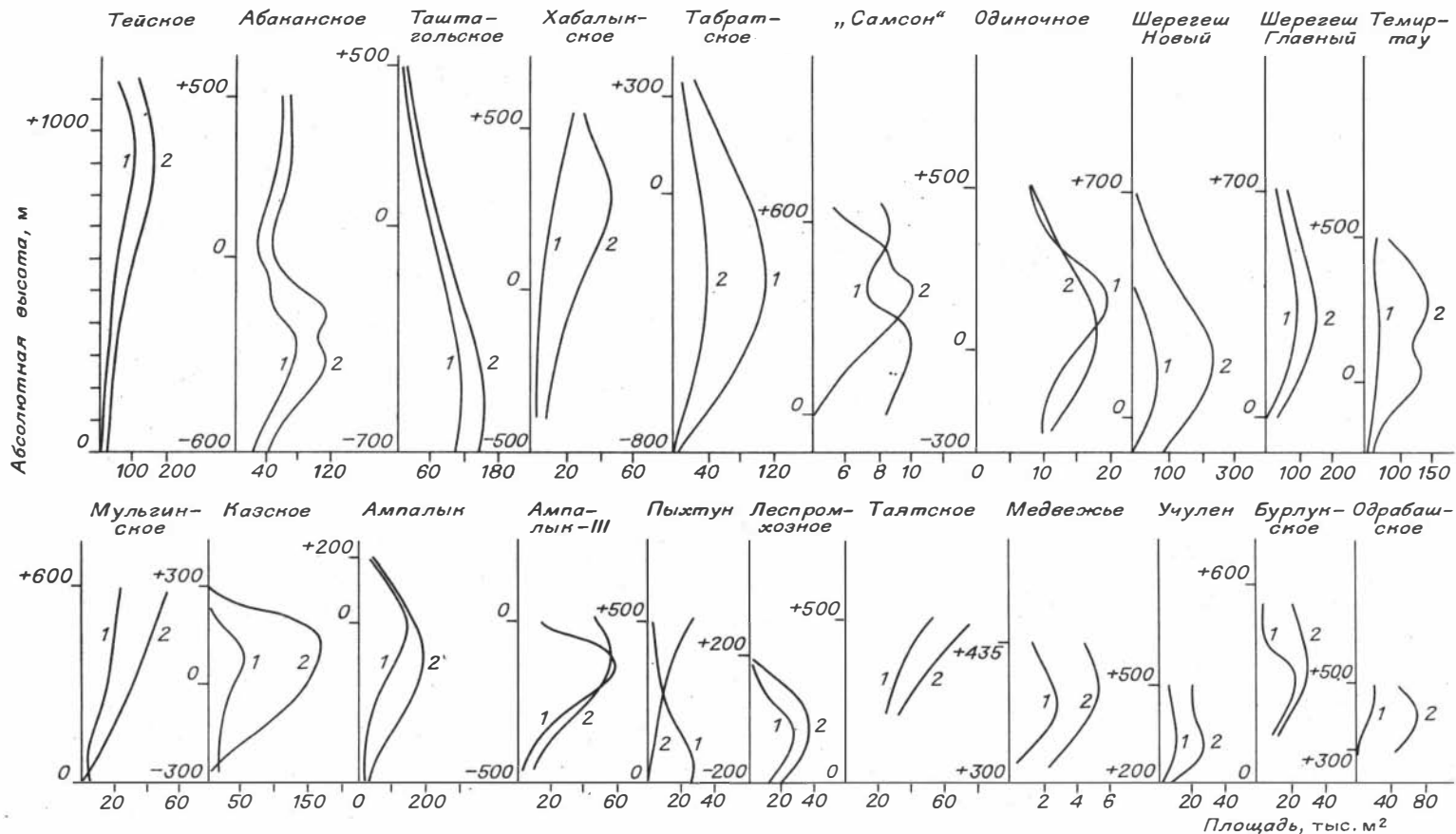


Рис. 30. Изменение с глубиной площадей руд (1) и метасоматитов (2) на скарново-магнетитовых месторождениях АССО.

необходимость значительно большего, чем 10-кратного, превышения объема метасоматитов над рудами. Совершенно очевидно, что фактический материал по объему метасоматитов противоречит этим представлениям, определенно свидетельствуя против роли вмещающих пород как существенного источника железа.

2. Значительная часть месторождений полностью залегает в маложелезистых или даже вообще безжелезистых толщах – известняках, песчаниках, кислых эффузивах или в гранитах и сиенитах (Белорецкое, Тейское, Табратское, Одинокое, Волковское и др.). Ясно, что вопрос заимствования железа из боковых пород для этой весьма многочисленной группы месторождений не может даже и ставиться. Скорее, наоборот, метасоматиты содержат железа больше, чем исходные породы, как, например, скарны Белорецкого месторождения, развивающиеся по известнякам.

3. На многих месторождениях метасоматиты содержат железа столько же, сколько и породы, по которым они образовались. Этот случай достаточно распространен на железорудных месторождениях АССО, также свидетельствуя против представлений о заимствовании значительных количеств железа из боковых пород, так как высвобождающееся железо полностью связывается тут же в новообразованных минералах. Анализируя вопросы, связанные с представлениями о заимствовании железа из вмещающих пород, Б.М. Тюлупо /1976/ показал, что во всех случаях железа, высвобождающегося при метасоматической проработке боковых пород, хватает только на околорудные метасоматиты (скарны).

4. Считая источником железа вмещающие породы, необходимо допустить миграцию железа сквозь твердые породы равномерно по их объему на многие сотни метров не столько снизу вверх, сколько в боковом направлении. При этом совершенно необъяснимыми становятся ранее рассмотренные морфологические особенности месторождений, свидетельствующие о поступлении рудного вещества с более глубоких уровней, чем те, на которых находятся руды.

В сумме все эти данные позволяют достаточно уверенно сделать заключение о том, что рудное вещество, заимствованное из боковых пород, не может рассматриваться в качестве не только главного, но и в какой-то степени существенного источника железа рудных тел. Следовательно, основной источник железа магнетитовых месторождений – ювенильный.

Представления об ювенильном источнике железа широко распространены и имеют несколько направлений. Это мантийные сквозьмагматические растворы, несущие рудное вещество /Овчинников, 1980/, постмагматические гидротермальные растворы /Железорудные месторождения..., 1958/, рудный остаток, продукты дифференциации или рудные флюидные магмы /Иванкин, 1970; Маркушев и др., 1983; Павлов, 1983; и др./.

Не рассматривая все эти вполне возможные варианты, мы, основываясь на ранее изложенном материале, отметим только, что для изученных магнетитовых месторождений магматический очаг, поставляющий рудные дифференциаты, в том числе и рудные магмы, – главный источник рудного вещества.

Суммируя изложенный материал относительно геологических критериев интрузивного образования магнетитовых месторождений, отметим следующее. Основные структурно-морфологические особенности железорудных месторождений скарново-магнетитовой формации, связанные с закономерным расширением их объемных фигур от корневых частей к фронтальным и определенной автономии относительно структуры вмещающей среды, не могут быть поняты без привлечения представлений о формообразующей роли рудного флюида. В свою очередь, формообразующая роль рудного флюида не может быть понята без привлечения представлений об интрузивном пути его становления в принципе пу-

тем одноактной инъекции. Представления об одноактной инъекции, определяющей возможность проявления формообразующей способности рудного флюида, тесно связаны с представлениями о высокой концентрации в нем рудного компонента, способной обеспечить в принципе из разовой порции флюида формирование если не всего, то по крайней мере большей части месторождения, лишь усложняющегося возможными дополнительными инъекциями и сопутствующими метасоматическими процессами. Нами этот флюид определяется как рудная флюидная магма. Ниже будут рассмотрены причины образования, особенности состава и проявления рудных магм. Здесь же только обратим внимание на то, что весьма важной отличительной особенностью по сравнению с обычными силикатными магмами является их высокая газонасыщенность, т.е. флюидная природа, обуславливающая сложность процесса их становления и интенсивность проявления метасоматических процессов, в значительной степени затушевывающих первично-интрузивную природу месторождений. Именно эта их особенность, связанная с высокой газонасыщенностью и, как следствие, интенсивностью сопутствующих инъекции метасоматических процессов, и предопределяет в значительной степени потерю признаков первично-магматического генезиса магнетитовых руд. Однако эти признаки все же достаточно часто сохраняются, на что мы и обращали внимание при описании конкретных месторождений.

В первую очередь это сидеронитовые структуры и текстуры ликвационного типа магнетитовых руд (глобулярные, глобулярно-пятнистые, пятнисто- и линзовидно-полосчатые, бурундучные и др.), достаточно широко распространенные на многих месторождениях. Степень доказательности структурно-текстурных особенностей разная как в силу конвергентности ряда признаков метасоматического или магматического генезиса руд, так и традиционности подхода к некоторым из них, как якобы свойственным только метасоматическим образованиям. Последнее главным образом относится к полосчатым и линзовидно-полосчатым текстурам, которые всегда считаются при рудном процессе первично-слоистых пород связанными с метасоматическим замещением. В то же время в заведомо магматических породах, например фельзитах, происхождение таких же структур достаточно обоснованно связывается с процессами дифференциации силикатного магматического расплава. Отдавая должное сложности вопроса оценки структурно-текстурных критериев в плане доказательств первично-магматического генезиса магнетитовых руд, заметим, что как бы они ни были неоднозначны, их следует учитывать, ибо во многих случаях именно под углом зрения первично-магматической природы руд могут быть достаточно надежно объяснены их многие структурно-текстурные особенности.

В плане доказательств магматического генезиса магнетитовых месторождений следует рассматривать также и присутствие на них магнетитосодержащих пород, особенно рудных порфиоров и порфиритов, переходящих при повышении в них содержания железа в руды. Уже само по себе их появление свидетельствует о концентрации магнетита на магматической стадии рудно-магматического процесса и принципиальной возможности образования в конкретных условиях рудных магм. Однако сложность широкого использования этого критерия заключается в том, что степень доказательности магматического генезиса магнетитосодержащих образований уменьшается с увеличением количества в них магнетита, т.е. по мере перехода в руды. Поэтому в богатых рудах, особенно в мономинеральных магнетитовых телах и жилах, петрографические признаки их генезиса полностью или почти полностью исчезают, в то время как именно они-то и представляют собой продукт внедрения рудных магм. В связи с магнетитосодержащими породами следует рассматривать и материалы по источнику рудного вещества, который согласно приведенным данным может быть только ювенильным. Заимствованное из вмещающих пород железо какой-либо существенной роли в

общем балансе рудной массы не играет. Для обоснования точек зрения о магматической или метасоматической природе оруденения принципиальное значение имеют представления о его месте в рудно-магматическом процессе. Приведенные материалы дают основание считать его позднемагматическим, или даже частично внутримигматическим, а не постмагматическим, как это считается сторонниками метасоматического генезиса оруденения.

Особо важное значение в понимании места оруденения в рудно-магматическом процессе имеют представления о рудоносных брекчиях как продуктах закрытых эксплозий, представляющих собой эксплозивную форму интрузивного процесса. Высокая газонасыщенность системы, предопределившая неизбежность взрывных явлений, обуславливает широкое проявление метасоматических процессов, в значительной степени затушевывающих структурно-текстурные признаки интрузивного генезиса руд. В то же время при наличии эксплозий наиболее ярко проявляются морфологические признаки интрузивного генезиса месторождений, связанные с автономностью их объемных фигур относительно вмещающей среды и закономерностями их строения, обусловленными саморазвитием рудных систем по мере подъема (инъекции) снизу вверх - от мест зарождения до мест рудоотложения.

Акцентируя внимание на первично-магматической природе магнетитовых месторождений, мы тем не менее вовсе не умаляем большой роли метасоматических процессов в их формировании. Однако метасоматические процессы, как бы велико значение их ни было для формирования окончательного облика месторождений, все же являются лишь осложняющими их магматический характер. Учитывая значимость обоих процессов, можно говорить об интрузивно-метасоматической модели рудообразования. Интрузивно-метасоматическая модель формирования магнетитовых месторождений основывается на признании магматического источника рудного вещества, образования газонасыщенного высококонцентрированного рудного расплава - рудной магмы, интрузивного пути ее становления в принципе путем одноактной инъекции в интрузивной и эксплозивной форме и последующего частичного перераспределения рудного вещества под воздействием газовой-гидротермальной фазы, в значительной степени маскирующей первично-интрузивную природу месторождений.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ФЕРРИТНОГО ЖЕЛЕЗА

НА МАГМАТИЧЕСКОМ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОМ ЭТАПАХ

На основе общепринятых положений о том, что источник железа магматогенных месторождений – железосодержащие силикатные образования материнских интрузий, нами были выявлены основные закономерности, предопределяющие перевод силикатного железа в ферритную фазу [Павлов, 1979, 1983; Павлов, Дымкин, 1979]. Как показали расчетно-теоретические исследования и экспериментальный материал, изложенный в этих работах, главная реакция, предопределяющая ферритообразующий процесс на магматической стадии, – реакция окисления ионов двухвалентного железа расплава до ионов трехвалентного железа, которые, формируя в пределах магматического очага анионные комплексы $\text{Fe}_2\text{O}_4^{2-}$ совместно с ионами Fe^{2+} образуют скопления ферритной жидкости. Как и ожидалось, реакции окисления двухвалентного железа силикатов до трехвалентного железа ферритов в силикатных расплавах интенсифицируются при их обогащении окислами щелочных и щелочно-земельных металлов, водосодержащими флюидами, галогенидами щелочных металлов, карбонатами и ангидритсодержащими породами, ассимиляция которых, увеличивая окислительные свойства расплава, способствует концентрированию ферритного железа в магматической камере. Судя по результатам исследований процессов ферритизации силикатных расплавов [Павлов, 1983], наиболее благоприятные условия для этих процессов в магматической камере создаются в случае ассимиляции магмой карбонатных пород и воды или водяного пара. Именно ассимиляция карбонатного материала и воды, судя по геологической обстановке месторождений магнетитовых руд, представляется наиболее широко распространенным явлением.

В связи с этим рассмотрим более детально процессы ферритизации силикатных расплавов при ассимиляции последними карбонатного материала и воды с учетом новых данных, полученных при моделировании этих процессов на ЭВМ.

Вода как окислительный агент при ферритизации
силикатных расплавов

Утверждение о том, что рудогенерирующими по железу становятся те магматические очаги, в которых железосодержащие силикатные расплавы подвергались процессам ферритизации, прежде всего базировалось на результатах физико-химических расчетов, данных по физикохимии пирометаллургических процессов и материалов по природным объектам [Павлов, 1983]. Было установлено, что процессы ферритизации в силикатных расплавах могут протекать в

результате роста окислительных свойств под действием ряда причин (рост P_{O_2} , активности щелочей и т.д.), предоопределяя окисление двухвалент-

ного железа силикатов до трехвалентного железа ферритов. Именно эти причины и лежат в основе процесса концентрирования и обособления специфических железосодержащих (ферритных) расплавов и расплавов собственно силикатных.

Вода, как одно из соединений, широко распространенных в пределах земной коры и входящих в состав магматических и интрателлурических флюидов, обладает свойствами окислителя по отношению к двухвалентному железу силикатов. Поэтому вода, водный флюид и водосодержащие минералы при их ассимиляции железосодержащими расплавами должны играть одну из главных ролей в окислении железа и переводе его в ферритную форму. В первом приближении, с учетом окислительного характера паров воды относительно железосодержащих силикатных расплавов, процессы ферритизации были разобраны ранее согласно реакции /Павлов, 1983/



При расчете константы равновесия реакции устанавливается, что смещение равновесия вправо уже возможно при температуре выше $143^{\circ}C$. Отсюда также следует, что, во-первых, окисление двухвалентного железа до трехвалентного осуществляется за счет восстановления водорода воды, а во-вторых, процессы ферритизации силикатных расплавов при ассимиляции воды на магматической стадии должны протекать весьма интенсивно. При этом если водородные ионы воды выступают в качестве окислительного агента, восстанавливаясь до свободного водорода, то обогащение расплавной системы свободными ионами кислорода воды способствует росту щелочного и окислительного потенциала системы в целом.

Реакция взаимодействия железистых силикатов с водой, лежащая в основе процесса ферритизации силикатных расплавов и субсиликатных систем, изучалась нами методами физико-химического моделирования на ЭВМ по программному комплексу (ПК) "Селектор" - БЭСМ-6. Теоретическое обоснование ПК и детали расчетов описаны ранее /Карпов, 1981/. Исходные значения свободной энергии ΔG_{fT}° соединений заимствованы /Наумов и др., 1971/.

Система $Fe_2SiO_4 - H_2O$. Анализируемая система состояла из четырех независимых (Si, Fe, H, O) и девяти зависимых (H_2 , O_2 , H_2O , Fe_2O_3 , $FeFe_2O_4$, FeO , Fe , Fe_2SiO_4 , SiO_2) компонентов. Первоначально исследовалось взаимодействие воды с фаялитом в закрытой системе в интервале температур $600-1100^{\circ}C$ при давлении 1 бар. Реагирующие вещества были взяты соответственно в следующих количествах*: $Fe_2SiO_4 - 0,5$, $H_2O - 0,01$, что соответствует около 8 вес.% воды в изучаемой системе и превышает количество воды, растворяющейся в гранитном или базальтовом расплаве.

При анализе полученного решения для $1100^{\circ}C$ выяснилось, что при достижении равновесия в системе должны присутствовать в газовой фазе H_2 , O_2 и H_2O , а из твердых фаз помимо реликтового фаялита появляются магнетит и кварц. В конечном итоге компоненты системы представлены следую-

* Здесь и ниже компоненты даются в мольных количествах.

шими количествами: $\text{H}_2 = 0,2 \cdot 10^{-3}$; $\text{O}_2 = 0,2 \cdot 10^{-11}$; $\text{H}_2\text{O} = 0,98 \cdot 10^{-2}$; $\text{FeFe}_2\text{O}_4 = 0,2 \cdot 10^{-3}$; $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 = 0,4996$ и $\text{SiO}_2 = 0,3 \cdot 10^{-3}$ ($P_{\text{H}_2} = 10^{-1,68}$; $P_{\text{O}_2} = 10^{-9,7}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-0,0015}$ бар). Таким образом, анализируя полученные результаты расчетов равновесных концентраций соединений в закрытой системе $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$, следует подчеркнуть, что при взаимодействии железистых силикатов с водой и ее избыточных количествах при температурах магматической стадии происходит частичное разложение железистых силикатов, окисление двухвалентного железа водой до трехвалентного состояния при восстановлении водорода воды до нейтральных молекул H_2 . Нетрудно видеть, что ассимиляция воды железосодержащими силикатами лежит в основе процессов ферритизации силикатных расплавов, предопределяя обогащение системы ферритной фазой. И хотя количество прореагировавшего с водой железистого силиката невелико и обеспечивает лишь появление 0,5 г феррита железа (магнетита) на 1,0 кг исходного железистого силиката, тем не менее сам факт появления ферритной фазы свидетельствует о том, что реализация процесса ферритизации базируется на твердой физико-химической основе. При этом в анализируемой закрытой системе фаялит, магнетит, вода и свободный водород сосуществуют в равновесии при $P_{\text{O}_2} = 10^{-9,7}$ бар.

Однако в связи с высокой водородопроницаемостью пород существование в природных условиях систем, закрытых по водороду, весьма проблематично. С учетом данного обстоятельства и использования универсальности ПК, представляется возможность оценить количественно дальнейшее протекание процесса ферритизации при удалении водорода, возникающего при окислении железа силикатов до трехвалентного железа ферритов. В частности, при 1100°C было установлено увеличение в системе количества магнетита до $0,81 \cdot 10^{-3}$, что отвечает содержанию магнетита (до 1,8 г) на 1 кг исходного железистого силиката.

И наконец, с целью получения окончательного решения в изучаемых вариантах расчета была резко увеличена скорость ухода водорода из системы. Исходный химический состав определялся 3 молями Fe_2SiO_4 (или при упрощении системы FeO) и 1 молем H_2O . Как и следовало ожидать, в конечной равновесной системе, учитывающей практически полную потерю водорода, образующегося при окислительно-восстановительных реакциях при 1100°C и 1 бар давления, при диссипации водорода из системы взаимодействие между железистым силикатом и водой или закисью железа и водой приводит к тому, что в системе практически полностью отсутствуют реагирующие вещества или их концентрация становится ничтожно малой, тогда как основная масса железа концентрируется в магнетите. Применительно к системе FeO (3 моля) - H_2O (1 моль) количественные равновесные соотношения компонентов в открытой по водороду системе могут быть оценены исходя из решения, полученного на ЭВМ для 1100°C и 1 бар давления: $\text{H}_2 = 0,24 \cdot 10^{-3}$; $\text{O}_2 = 0,2 \times 10^{-11}$ ($P_{\text{O}_2} = 10^{-9,7}$ бар), $\text{H}_2\text{O} = 0,01$; $\text{FeO} = 0,033$ и $\text{FeFe}_2\text{O}_4 = 0,989$.

Таким образом, полученные на данном этапе результаты физико-химического моделирования на ЭВМ полностью подтвердили выводы, полученные нами ранее /Павлов, 1983/. Прежде всего очевиден факт поглощения воды при ее ассимиляции железосодержащими силикатными расплавами. Производной этого процесса будет широкое развитие ферритной фазы. Потеря системой водорода при ассимиляции водной фазы благоприятно сказывается на обогащении железосодержащего расплава ферритной фазой. Частичная потеря водорода будет приводить к формированию субликвидусных систем, в которых наряду с ферритной фазой будет сосуществовать водный флюид, играющий важную роль на послемагматическом этапе. В рамках рассматриваемой модели, с учетом частичной или полной диссипации водорода из системы, факт интенсивного взаимодействия силиката или оксида двухвалентного железа с водой, приводящий к обогащению системы ферритной фазой при частичном или полном поглощении воды, не вызывает сомнения. Именно взаимодействие воды с силикатами и оксидами двухвалентного железа лежит в основе ферритизации железосодержащего расплава, и этот процесс, судя по физико-химическому моделированию на ЭВМ, протекает в широком интервале температур, особенно активизируясь при температурах магматического процесса. В конечном итоге трансформация силикатного железа в ферритную фазу сопровождается увеличением газонасыщенности расплава, заметно снижая не только вязкость рудно-силикатной жидкости, но и температуру кристаллизации рудной и силикатной жидкости, что определенным образом сказывается на механизме формирования магнетитовых месторождений и сопровождающих их скарновых ореолов.

Влияние окиси углерода на ферритизацию силикатных расплавов

Физико-химическое моделирование на ЭВМ по программе "Селектор" взаимодействия железосодержащих силикатов и оксидов железа с окисью углерода позволило установить закономерности процесса ферритизации, при которой на магматической стадии CO также играет роль окислителя, способствуя переводу двухвалентного железа силикатной жидкости в трехвалентную форму ферритной жидкости. Предварительно на первом этапе с целью изучения поведения железа в восстановительных условиях были рассмотрены равновесия в системе, содержащей помимо железа и окиси углерода заметные количества метана в присутствии воды. Решение, полученное для температуры 1127°C при общем давлении 1 бар, свидетельствует о том, что величина равновесного парциального давления кислорода в системе не превышает $10^{-14,1}$ бар, при котором оксиды и ферриты железа отсутствуют полностью. Из твердых фаз в системе может присутствовать лишь самородное железо. В газовой фазе равновесные мольные количества компонентов выражаются следующими числовыми величинами: $\text{Fe}(\text{CO})_5 - 1,85$; $\text{CO} - 12,6$; $\text{CO}_2 - 1,16$; $\text{CH}_4 - 0,45 \cdot 10^{-4}$; $\text{H}_2\text{O} - 0,84$; $\text{H}_2 - 4,16$. Как следует из полученного решения, разложение метана в присутствии воды приводит к генерации CO_2 и H_2 . Параллельно с этим идет разложение пентакарбонила железа (из 4 молей $\text{Fe}(\text{CO})_5$ при разложении образовалось 2,15 моля самородного железа). В целом же в восстановительных условиях даже в присутствии воды и самородное железо, и его пентакарбонил – равновесные ассоциации. Процессы ферритизации отсутствуют.

Однако в тех случаях, когда в исходный химический состав помимо CO , H_2 и CH_4 вводились оксиды железа (FeO), в системе при достижении равновесия отмечалось появление ферритной фазы. В общем случае изучаемая система состояла из 4 независимых (Fe , C , H , O) и 13 зависимых ($\text{Fe}(\text{CO})_5$; CO ; CO_2 ; H_2 ; H_2O ; O_2 ; CH_4 ; C ; Fe ; FeO ; FeFe_2O_4 ; Fe_2O_3 и Fe_3C) компонентов. При 500°C и общем давлении 1000 бар согласно полученному решению в составе газовой смеси в качестве равновесных фаз помимо CO ($0,2 \cdot 10^{-2}$ моля), H_2 (0,011 моля) и CH_4 (0,105 моля) должны присутствовать CO_2 (0,775 моля), H_2O (1,78 моля). Из твердых фаз следует ожидать появления магнетита (0,67 моля) и углерода (5,62 моля), что свидетельствует об интенсификации процессов ферритизации и переводе FeO в ферритную фазу. Парциальное давление пентакарбонила железа в системе не превышает $10^{-20,7}$ бар при P_{O_2} не менее 10^{-24} бар. Таким образом, даже в умеренно восстановительных условиях взаимодействие оксидов 2-валентного железа со смесью газов CO , H_2 и CH_4 обеспечивает протекание реакций ферритизации с обогащением системы магнетитом при общей высокой газонасыщенности системы в целом.

Карбонатные породы вмещающих пород и ферритообразующие процессы

Особое место в формировании магнетитовых месторождений, как это следует из приведенного обзора и соответствующих расчетных исследований /Павлов, 1983/, принадлежит карбонатным породам вмещающих толщ. На магматическом этапе, который в присутствии карбонатов щелочных и щелочно-земельных элементов может прослеживаться до температур 550°C , процессы ферритизации силикатных железосодержащих расплавов при ассимиляции карбонатного материала должны протекать достаточно активно /Павлов, 1983/. Более того, процесс ассимиляции карбонатов силикатными расплавами сопровождается интенсивным термическим разложением карбонатов при температурах магматического процесса, что активизирует усвоение карбонатного материала силикатным расплавом и способствует усилению газонасыщенности силикатных и ферритных расплавов. Разложение MgCO_3 протекает при температурах, превышающих 350°C , а CaCO_3 - при температурах выше 825°C . Отсюда, с учетом приведенных расчетных исследований /Павлов, 1983/, следует, что железосодержащие силикатные расплавы, контактируя с карбонатами и ассимилируя их, обуславливают прежде всего их термическую диссоциацию с обогащением системы CO_2 и окислами щелочно-земельных металлов. И как следствие этого - активизация процессов ферритизации при росте щелочного потенциала системы и формирование низкотемпературных газонасыщенных жидкостей, содержащих ферритную фазу.

Физико-химическое моделирование на ЭВМ по программе И.К. Карпова "Селектор" - БЭСМ-6 /1981/ взаимодействия Na_2CO_3 и Fe_2SiO_4 в интервале температур $300-1000^\circ\text{C}$ при давлении 1 бар подтвердило положение о том, что система становится ферритообразующей, обогащаясь при этом окисью

и двуокисью углерода. Плавление карбоната натрия при 851°C свидетельствует о возможности появления низкотемпературной газонасыщенной жидкости, обогащенной ферритной составляющей.

В случае ассимиляции железосодержащим силикатным расплавом кальциевых или кальциево-магнелиевых карбонатов, судя по результатам моделирования этого процесса на ЭВМ по программе "Селектор", также существует возможность генерации ферритной фазы в силикатной жидкости при температурах, превышающих температуру термической диссоциации этих карбонатов.

Однако ферритная фаза появляется и при твердофазных реакциях в системах, состоящих из железомагнелиевых силикатов и карбоната кальция, чему способствуют наличие газовой фазы и в первую очередь смеси газов CO и CO_2 . При этом, как правило, формируется известково-скарновый парагенезис, в состав которого входит магнетит как продукт ферритизации исходных железомагнелиевых силикатов в атмосфере двуокиси углерода. Ранее на основании геологического материала и расчетных данных нами [Рябов, Павлов, 1984] было дано обоснование процесса формирования магнезиально-скарнового парагенезиса с учетом реакций ферритизации при температурах магматического процесса. С целью изучения ряда закономерностей образования известково-скарнового парагенезиса путем моделирования этого процесса на ЭВМ по упомянутой программе нами были разобраны варианты взаимодействия железосодержащих силикатов и карбонатов кальция в интервале температур, соответствующих постмагматическому процессу. В первом варианте система состояла из 6 независимых (Fe , Si , Ca , Mg , C , O) и 2,3 зависимых компонентов, в состав которых были включены $\text{Fe}(\text{CO})_5$, CO , CO_2 , O_2 , Fe , FeO , FeFe_2O_4 , Fe_2O_3 , Fe_2SiO_4 , Mg_2SiO_4 , CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 , $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, MgSiO_3 , FeSiO_3 , CaSiO_3 , CaO , SiO_2 , MgO , C графит и Fe_3C .

Расчеты при температурах 400 и 600°C и давлении 1 бар позволили установить, что при достижении равновесия в системе CO_2 карбонатов, действуя как окислитель, переводит часть железа оливина в ферритную форму, что сопровождается появлением в системе CO и C . Из новообразованных твердых фаз следует отметить возникновение типичного минерального парагенезиса известковых скарнов - диопсида, геденбергита и магнетита при частичном сохранении исходных реагирующих веществ - оливина и кальцита. Парциальное давление кислорода, задаваемое термической диссоциацией соединений в системе, не превышает величины 10^{-30} бар.

Во втором варианте в число зависимых компонентов была включена дополнительная фаза, отвечающая кальциево-железистому гранату. В результате проведенных расчетных исследований выяснилось, что при температуре 1000°C ферритная фаза отсутствует, а 3-валентное железо как продукт окисления железа силикатов двуокисью углерода связывается в гранате. Оливин обогащается форстеритовой молекулой. В качестве устойчивых фаз следует ожидать появления вюститита. Газовая фаза должна характеризоваться присутствием значительных количеств CO и CO_2 . Парциальное давление кислорода в системе не должно превышать величины 10^{-13} бар.

Снижение температуры ($800-600^{\circ}\text{C}$) благоприятно сказывается на формировании в ассоциации с андрадитом магнетита при дальнейшем снижении содержания фаялитовой компоненты. Перевод железа в ферритную фазу и в состав железистого граната сопровождается появлением в системе помимо CO подчиненных количеств графита. Отсутствие диопсида и геденбергита в составе скарновой парагенетической ассоциации обуславливается невысокими кон-

центрациями кальция в составе реагирующих веществ. Газовая фаза, как и в вышеприведенных вариантах, представлена смесью CO и CO_2 , из которых

CO_2 – продукт термического разложения карбоната кальция, а CO , как и графит, – продукты реакции окисления 2-валентного железа силикатов двуокисью углерода.

Дальнейшее изучение процессов скарнирования алюмосиликатных пород на контакте с карбонатными породами по программе "Селектор" заключалось в усложнении системы и увеличении количества зависимых переменных. В данном варианте в качестве реагирующих веществ были взяты железомagneзиальный оливин, анортит и кальцит. Их взаимодействие изучалось в широком интервале температур ($1100\text{--}400^\circ\text{C}$). Прежде всего выяснилось, что во всем интервале изучаемых температур процессы ферритизации с обособлением магнетита протекают достаточно интенсивно. При этом при снижении температуры происходят возрастание магнезиальности и заметное снижение железистости оливинов скарнируемых пород. Присутствие кальциевого пироксена (волластонитовая молекула) отмечается во всем интервале температур. Снижение температуры системы до 700°C обеспечивает появление в составе парагенетических ассоциаций андрадита и гроссуляра, которые сохраняются в скарнируемых породах вплоть до 400°C .

Вюстит как самостоятельная фаза появляется и устойчив вплоть до температур 700°C . И наконец, специфической особенностью синтезируемого скарного парагенезиса является образование графита при температурах $600\text{--}400^\circ\text{C}$ как продукта разложения CO_2 .

Атмосфера зоны взаимодействия алюмосиликатных пород, судя по результатам расчетов, определяется различным соотношением газов CO и CO_2 , а парциальное давление кислорода, задаваемое процессами термической диссоциации кислородсодержащих соединений, колеблется в пределах $10^{-11,5}$ (1100°C) – $10^{-26,7}$ бар (500°C). Следует подчеркнуть, что появление в системе CO и C непосредственно связано с процессами окисления двухвалентного железа силикатов до трехвалентного железа, входящего в состав новообразованных ферритов и гранатов.

Анортит как реликтовый минерал сохраняется в зоне взаимодействия вплоть до 700°C . Снижение температуры, благоприятно сказываясь на синтезе гранатов и кальциевых пироксенов, приводит к полному исчезновению кальциевого плагиоклаза.

Таким образом, проверка с помощью физико-химического моделирования на ЭВМ позволяет проследить поведение железа не только на магматической стадии, но и на постмагматическом этапе, при котором также осуществляется процесс ферритизации в твердофазных реакциях, сопровождаемых газонасыщением системы, влияющим на характер механизмов образования не только рудных тел, но и окорудных измененных пород, представленных скарновыми ассоциациями. При этом, судя по представленным результатам, на постмагматическом этапе хотя и возможна реализация процесса ферритизации в ходе формирования известково-скарнового парагенезиса, тем не менее трудно ожидать заметной перегруппировки железа, трансформированного в ферритную фазу, в целях получения заметных концентраций железа, превышающих концентрацию железа в алюмосиликатных породах, претерпевших скарнирование.

Подводя итоги вышеизложенному, следует подчеркнуть следующие основные причины, предопределяющие генерацию ферритной фазы на магматическом и постмагматическом этапах.

1. Рудогенерирующие материнские интрузии должны характеризоваться высокой степенью газонасыщенности. К основным компонентам газовой смеси, влияющим на ферритообразующие процессы, следует относить пары воды, окись и двуокись углерода.

В связи с высокой водородопроницаемостью пород диссипация водорода благоприятно сказывается на возрастании концентрации ферритной фазы в магматическом расплаве.

2. На интенсификацию процессов ферритизации в силикатных железосодержащих расплавах активно влияет ассимиляция магмой карбонатного материала вмещающих пород.

3. На постмагматическом (пневматолитическом) этапе вследствие протекания твердофазных реакций с участием газовой фазы во внешнем и внутреннем ореоле рудогенерирующих интрузий формирование скарновых ассоциаций, в том числе и ассоциаций, включающих в свой состав магнетит, — логичное завершение развития рудно-магматической системы, генерирующей ферритную фазу.

4. В связи со щелочной реакцией постмагматических растворов, возникающих при конденсировании газовой фазы при температурах и давлении, близких к критическим для воды и водных растворов /Павлов, 1976/, крупномасштабная миграция железа исключается, процессы ферритизации сводятся к минимуму, и на первый план выступают процессы перекристаллизации, осложняемые реакциями гидролиза.

Глава II

ВЯЗКОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Приведенный в предыдущем разделе по ферритизации силикатных расплавов материал свидетельствует о том, что уже на магматической стадии при обогащении или ассимиляции железосодержащими расплавами воды, окиси и двуокиси углерода, карбонатов щелочных и щелочно-земельных элементов и других соединений /Павлов, 1983/ осуществляется концентрирование железа в ферритной фазе в пределах материнского интрузива. В связи с этим важно обратить внимание исследователей на вязкость рудно-силикатных магм, ибо характер процессов перемещения (рудно-силикатных, собственно силикатных и рудных) в пределах земной коры, их внедрение во вмещающие толщи, сложные процессы дифференциации в результате флюидно-магматического взаимодействия в значительной степени определяются как вязкостью магмы вообще /Персиков, 1984/, так и вязкостью рудной и силикатной жидкости, образующейся при ликвационных явлениях в магматической камере.

Акцентируя внимание на коэффициенте внутреннего трения или вязкости природных жидкостей, А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев /1961/ подчеркивали, что для расплавов изверженных горных пород величина вязкости сильно меняется, поэтому вязкость магматических расплавов имеет большое значение не только для процесса образования горных пород, но и для образования рудных месторождений, ибо, предполагая в природе образование несмешивающихся жидкостей, например силикатной и сульфидной, подобно тому, как это имеет место в металлургических процессах, естественно, следует ожидать в такой эмульсии погружение капель более тяжелой жидкости по аналогии с гравитационно-кристаллизационной дифференциацией. При этом также подчеркивалось

/Заварицкий, Соболев, 1961/, что от вязкости зависит также выделение из лавы или магмы пузырьков газа, на что также обратил особое внимание и А. Дэли (всплывание вспенивающейся жидкости), ибо всплывание вспенивающейся жидкости (и внедрение), сопровождаемое расширением пузырьков, легче происходит при малой вязкости жидкости.

Величина, обратная вязкости ($\frac{1}{\eta}$), обычно характеризует "жидкотекучесть" или просто "текучесть". Данная характеристика имеет большое значение для оценки подвижности рудных и силикатных расплавов при их внедрении во вмещающие породы, ибо, что вполне естественно, более вязкие расплавы при внедрении и кристаллизации должны давать более компактные массы, тогда как жидкотекучие магмы при внедрении будут как бы "проявлять" структуру вмещающих толщ, проникая в трещины, не доступные для расплавов повышенной вязкости. Приведем величины вязкости расплавов некоторых горных пород, минералов, искусственных смесей, ферритной и силикатной жидкостей. Некоторые силикатные расплавы содержат летучие компоненты, значительно снижающие вязкость (табл. 3).

Анализируя табличные данные, мы можем сказать, что вязкости расплавов горных пород, силикатных, оксидных и сульфидных минеральных смесей, солевых смесей и воды колеблются в широких пределах. Характер изменения вязкости в зависимости от состава применительно к проблеме образования магматических магнетитовых месторождений рассматривался нами и ранее /Павлов, 1983; Павлов, Дымкин, 1979/. В данном случае хотелось бы обратить внимание на тот факт, что рудные расплавы, возникающие как продукт дифференциации рудно-силикатных расплавов, в силу целого ряда обстоятельств /Павлов, 1979, 1983/ обладают по сравнению с силикатными расплавами поразительно низкой вязкостью, сопоставимой с вязкостью воды, водных растворов и низкотемпературных расплавов галогенидов различных элементов. В частности (см. табл. 3), вязкость магнетитовых расплавов с примесью кремнезема (5%) при 1450°C не превышает 0,02 П, тогда как вязкость воды при 25°C равна 0,01 П.

Особая роль в снижении вязкости расплавов принадлежит летучим компонентам магмы, и в первую очередь воде. Приведенные отрывочные данные свидетельствуют о том, что газоводонасыщенные силикатные расплавы становятся более жидкими при относительно низких температурах. При одних и тех же температурах вязкость газонасыщенных расплавов как силикатных, так и рудных значительно ниже вязкости "сухих". Экспериментальные исследования /Персиков, 1984; и др./ подтверждают это положение. Вполне естественно, что геологические следствия, вытекающие при анализе процессов миграции, внедрения расплавов и становления рудных и силикатных тел с учетом повышения вязкости "сухих" расплавов должны учитываться при расшифровке механизмов образования пород и руд, относимых к комагматам рудно-магматических комплексов.

В связи с тем, что вязкость и жидкотекучесть расплавов являются функцией температуры, представляется важным оценить температуры плавления пород и руд и влияние на плавление летучих и щелочных компонентов, которыми в процессе эволюции могут обогащаться как силикатные, так и рудные расплавы.

Разбирая вопрос о порядке величин температуры магматических расплавов, А.Н. Заварицкий /Заварицкий, Соболев, 1961/ считал, что некоторое представление об этом можно получить из данных о температурах плавления породообразующих минералов. Однако надо иметь в виду, что в данном случае исследователи имеют дело с явлениями твердых растворов и эвтектики и понижающим температуру плавления влиянием сверхплавких компонентов, удаляю-

Таблица 3. Вязкость расплавов пород, минералов и шихты различного состава при фиксированных температурах

№ п/п	Наименование минералов, породы и состава шихты	Давление, бар	Температура, °С	Вязкость, η , П
1	2	3	4	5
1	Базальт, долерит	1	1400-1350	$10^{1,9} - 10^{2,1}$
2	Андезит	1	1450-1300	$10^{2,1} - 10^{3,4}$
3	Гранодиорит	1	1450-1275	$10^{3,6}$
4	Обсидиан	1	1450-1325	$10^{6,0}$
5	Роговообманковый гранит	1	1450-1375	$10^{6,3}$
6	Липарит	1	1450-1375	$10^{6,6}$
7	Базальт, 4,7 вес. % H_2O	5000	1000	$2,0 \cdot 10^3$
8	Базальт, 7,3 вес. % H_2O	5000	1000	$3,0 \cdot 10^2$
9	Базальт, 3,3 вес. % H_2O	1000	1400	35
10	Базальт, 9,3 вес. % H_2O	5000	1400	2,5
11	Базальт безводный	1	1200	$5,5 \cdot 10^3$
12	" "	1	1400	$1,2 \cdot 10^2$
13	" "	20000	1400	25-30
14	Альбит	1	1400	$10^{5,25}$
15	Альбит, 6,9 вес. % H_2O	4000	1000	$10^{3,71}$
16	Альбит, 6,9 вес. % H_2O	4000	1200	$10^{2,84}$
17	Гранит, 2,1 вес. % H_2O	500	800	$10^{6,4}$
18	Гранит, 2,1 вес. % H_2O	500	1100	$10^{4,25}$
19	Гранит, 5,2 вес. % H_2O	2000	1200	$10^{2,67}$
20	Гранит, 0,1 вес. % $HCl +$			
	+ 2,1 вес. % H_2O	500	1100	$10^{5,04}$
21	Гранит, 1,6 вес. % $HF +$			
	+ 6,27 вес. % H_2O	2000	1200	$10^{3,36}$
22	Гранит, 0,1 вес. % $NaCl +$			
	+ 8,7 вес. % H_2O	4000	1100	$10^{3,35}$
23	Андезит	1	1200	$10^{3,75}$
24	Андезит, 4,6 вес. % H_2O	2000	1200	$10^{2,45}$
25	Базальт	1	1200	$10^{3,64}$
26	"	1	1300	$10^{3,16}$
27	Базальт, 6,36 вес. % H_2O	4000	1300	$10^{1,27}$

Окончание табл. 3.

1	2	3	4	5
28	Гарцбургит	1	1700-1600	0,9-1,7
29	Серпентинит	1	1500	41,0
30	Габбро	1	1700	9,0
31	"	1	1400	58,0
32	80% FeO, 20% SiO ₂	1	1400	0,02-0,06
33	69% FeO, 31% SiO ₂	1	1400	0,1
34	FeO-Fe ₂ O ₃ (FeFe ₂ O ₄)	1	1500	0,33
35	FeO-Fe ₂ O ₃ (FeFe ₂ O ₄)	1	1450	0,36
36	95% FeFe ₂ O ₄ , 5% SiO ₂	1	1450	0,02
37	90% FeFe ₂ O ₄ , 10% SiO ₂	1	1450	0,04
38	FeS	1	1200	0,037
39	50% FeS, 50% Cu ₂ S	1	1200	0,023
40	50% FeS, 50% Ni ₃ S ₂	1	1200	0,027
41	FeFeS (31,1% S)	1	1500	0,02
42	Ni-Ni ₃ S ₂ (31,1% S)	1	1500	0,02
43	Co - Co ₄ S ₃ (31,3% S)	1	1500	0,022
44	Cu ₂ S	1	1200	0,043
45	Cu ₂ S	1	1500	0,037
46	CaCl ₂ -NaCl (эвтектика)	1	500	0,027
47	KCl - MgCl ₂	1	700	0,008
48	H ₂ O	1	25	0,01

Примечание. Сведения о вязкости взяты из различных литературных источников: 1-6-Воларович /1938/; 7-13 - Хитаров, Пугин /1978/; 14 - 27 - Персиков /1984/; 28-31 - Желобов и др. /1978/; 32, 33 - Заимских /1951/; 34-37 - Коробов и др. /1968/; 38-45 - Бармин и др. /1969/; 46-48 - Антипин, Важенин /1964/.

щихся при кристаллизации. Учитывая это обстоятельство, А.Н. Заварицкий полагал, что лишь в немногих случаях базальтовые магмы имеют температуру около 1250°C, очень часто она ниже 1000°C, иногда даже ниже 850-900°C. Температура риолитовых магм редко превышает 850-900°C, как правило, она ниже 850°C и иногда даже ниже 750°C. Возможно, что в большинстве случаев кислая магма имеет температуру около 800°C или даже несколько ниже.

Анализируя материалы, касающиеся системы FeO-FeFe₂O₄-FeS-

$-\text{Fe}_2\text{SiO}_4$, Ф.Г. Смит /1968/ пришел к выводу о том, что температура эвтектики лирротин - магнетит - фаялит, близкая к 1000°C , заметно понижается, если в системе присутствуют H_2S , H_2O или окислы и (или) сульфиды щелочных и щелочно-земельных металлов. Добавление в систему 10% H_2S или H_2O приводит к снижению температуры эвтектики до 700°C . В целом, основываясь на материалах по плавлению оксисульфидных смесей, Ф.Г. Смит /1968/ справедливо предполагает, что температура кристаллизации реальной оксисульфидной магмы должна быть значительно ниже, чем температура кристаллизации большей части силикатов (особенно в основных магмах), и может опускаться до $700\pm 200^\circ\text{C}$.

Касаясь эвтектоидных смесей, содержащих ферритную фазу, следует обратить внимание на температуру плавления карбонатитов. Согласно данным П.Дж. Уилли /1969/, карбонатитовые расплавы могут существовать вплоть до $600\text{--}500^\circ\text{C}$. Температура четверной эвтектики $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, при которой начинается плавление, равна 620°C при $P = 1$ кбар /Уилли, 1969/. Введение в систему закиси железа с целью получения при близких температурах эвтектоидных смесей требует более высокого давления, необходимого для того, чтобы кривая диссоциации карбонатов железа могла достигнуть солидуса в системе. В противном случае избыток железа при снижении давления /Уилли, 1969/ предопределяет выделение окислов железа, и в первую очередь магнетита. Подтверждением данной закономерности может служить широкое развитие магнетита в парагенетических ассоциациях природных карбонатитов.

А поскольку для карбонатитовых комплексов характерна взрывная активность, то изменение давления при кристаллизации играет не менее важную роль, что и снижение температуры. Поэтому, вследствие понижения давления (хотя и повышается температура ликвидуса), в ходе кристаллизации карбонатитовой магмы выделение магнетита совместно с кальцитом происходит, вероятнее всего, в интервале температур $725\text{--}500^\circ\text{C}$. В целом существование низкотемпературных жидкостей, из которых может происходить кристаллизация минеральных парагенезисов, содержащих магнетит, кальцит, серпентин и ряд других минералов, предопределяется /Уилли, 1969/ их высокой газо-, водонасыщенностью и высокими концентрациями щелочей, что в конечном итоге предопределяет широкое развитие постмагматических процессов.

Акцентируя внимание на возможности существования низкотемпературных жидкостей, содержащих ферритную фазу, следует обратить внимание и на возможность существования субликвидусных (твердое, жидкость, газ) систем, привлекаемых для объяснения генезиса магнетитовых месторождений. В частности, Дж. П. Бедхам и Р.Д. Мертон /Badham, Morton, 1977/ генезис магнетит-апатитовых месторождений бассейна р. Камсел (Канада), базируясь на данных А.П. Филлпотса /Phillpotts, 1967/, объясняют с позиций внедрения магнетит-апатитовых интрузий, содержащих до 60% кристаллической фазы, транспортируемой жидкостью и нагретыми летучими. Судя по температурам контактового метаморфизма, авторы допускают, что только низкотемпературная (до 600°C) кристаллически-жидкостная система могла предопределять интродуцирование, не оставляя следов термического воздействия на вмещающие породы, но помогая процессам замещения, способствуя формированию в ореоле магнетитовых интрузий зон измененных пород как продуктов замещения. Магнетит-апатитовые эвтектоидные смеси при определенных допущениях не плавятся даже при 1000°C .

Обзор по температурам плавления смесей, содержащих магнетит, можно было бы продолжить и далее. Однако даже из приведенного краткого обзора

можно прийти к заключению о том, что температура ликвидуса силикатных, рудно-силикатных и рудных жидкостей, содержащих ферритную компоненту, варьирует в широких пределах в зависимости от состава и давления. В частности, при ассимиляции известняков железосодержащими силикатными расплавами происходит резкое понижение температуры ликвидуса при обогащении системы окисью кальция и двуокисью углерода. Возникающий при этом гибридный расплав должен сохранять жидкотекучесть до температур 600–500°C. Наличие в системе окислителя (CO_2) при достаточно заметной щелочности (CaO) способствует не только снижению температуры ликвидуса, но благоприятно сказывается и на процессах ферритизации силикатных расплавов, перевода FeO в ферритную фазу FeFe_2O_4 . Следует заметить, что температуры карбонатитовых расплавов не могут быть слишком высокими вследствие того, что температуры разложения карбонатов колеблются в пределах 320–850°C. В частности, температура ферритно-карбонатной жидкости при наличии в системе натрия может отвечать температуре плавления карбоната натрия (851°C), которая близка к температуре разложения карбоната кальция на CaO и CO_2 . Повышение давления может затормозить термическое разложение карбоната кальция. В дальнейшем, при внедрении ферритно-карбонатной жидкости, ее охлаждение, несомненно, обеспечит условия для формирования магнетит-кальцитовых рудных тел и сопутствующих им зон скарирования.

Общее заключение. Анализ материала по вязкости и температурам плавления силикатных и рудных жидкостей позволяет сделать некоторые общие выводы, приобретающие принципиально важное значение при расшифровке механизмов образования и становления магнетитовых месторождений, сопровождаемых ореолами измененных пород.

Прежде всего обращает на себя внимание жидкотекучесть расплавов, обогащенных ферритной фазой. В свою очередь, газонасыщенность расплавов, в том числе и ферритосодержащих, не только влияет на рост жидкотекучести рудной и рудно-силикатной жидкости, но и значительно снижает температуру начала кристаллизации твердых фаз.

И наконец, возможность существования низкотемпературных газонасыщенных карбонатитовых расплавов, содержащих ферритную фазу совместно с оксидами и карбонатами железа, щелочных и щелочно-земельных металлов, позволяет предложить ряд механизмов формирования карбонатно-магнетитовых рудных залежей и сопровождающих эти рудные тела зоны взрывных брекчий и зоны околорудных измененных пород, представленных скарновыми ассоциациями.

Глава III

НЕСМЕСИМОСТЬ ЖИДКОСТЕЙ

В РУДНО-СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ

В предыдущих разделах, а также в работе одного из авторов /Павлов, 1983/ было показано, что преимущественно на магматической стадии силикатный железосодержащий расплав в процессе ферритизации обогащается ферритной фазой, концентрирование которой лежит в основе формирования газонасыщенной рудной магмы. При этом подчеркивалось, что на начальных стадиях процесса ферритизации силикатных расплавов такие продукты этого процесса, как феррит-ионы и ионы двухвалентного железа, были распределены в магме достаточ-

но равномерно. Для объяснения процессов концентрирования ферритного железа на магматической стадии нами ранее /Павлов, 1979, 1983; Павлов, Дымкин, 1979/ был использован преимущественно ликвационный механизм разделения рудно-силикатной жидкости на рудную и силикатную составляющие. Как известно, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг /1952/ предлагал рассматривать рудообразование (процесс концентрации руды) как проявление дифференциации магмы в широком смысле этого слова. Поэтому если магматические руды находились в составе магмы и концентрировались из магмы чисто магматическим путем, то, по мнению Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, перед нами стоит та же дилемма, с которой мы встречаемся при рассмотрении генезиса любой комагматичной группы изверженных пород любой интрузивной комплексной формации, а именно произошла ли концентрация руды путем кристаллизационной дифференциации или же путем дифференциации тем или иным способом в жидком состоянии. В дальнейшем, сопоставляя механизмы кристаллизационной дифференциации расплава или его расщепления в жидком состоянии, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг показал, что все затруднения, с которыми сталкиваются сторонники кристаллизационной дифференциации, устраняются, если признать, что рудная жидкость получается путем ликвации.

Объясняя образование магнетитовых месторождений Благодати и Высокой ликвационными явлениями, А.Н. Заварицкий /1922/ полагал, что руды этих месторождений выделились в результате реакции между известняками и силикатной магмой, причем обособление руды происходило путем особого рода ликвации.

Позднее многие исследователи, привлекая ликвационный механизм для объяснения образования ряда рудных месторождений, в том числе и магнетитовых, приводили для объяснения расслоения природных гомогенных жидкостей различные факторы, сводя их в конечном итоге к структурам расплавов, которые меняются в зависимости от состава расплавов, их газонасыщенности, температуры, давления, вязкости и других физических и химических особенностей расплавов.

О возможностях широкого проявления ликвационных процессов свидетельствуют расчетные и экспериментальные данные о свойствах силикатных расплавов, обзор по которым приведен в работах О.А. Есина /1976/, О.А. Есина, П.В. Гельда /1966/ и др., теоретические и экспериментальные исследования явлений ликвации в стеклах /Андреев и др., 1974/, многочисленные исследования советских и зарубежных ученых, прямо или косвенно касающихся выяснения причин и путей ликвационной дифференциации силикатных и рудно-силикатных расплавов.

Однако использование ликвационного механизма для объяснения генезиса природных объектов, по мнению Э. Реддера /1983/, затрудняется прежде всего тем, что эти объекты, как правило, содержат только косвенные доказательства несмесимости, так как породы (и руды) в основном являются полнокристаллическими образованиями. К тому же ликвация может давать и дает расплавы, сходные с остаточными расплавами, возникающими путем фракционной кристаллизации. Обобщая материалы по признакам несмесимости расплавов, Э. Реддер /1983/ приходит к выводу о том, что необходимые в настоящее время в породах следы несмесимости жидкостей фиксируют только позднюю стадию продолжительного разделения после завершеного расслоения магмы на несмешивающиеся расплавы, происшедшего ранее в глубинных условиях. В качестве примеров Э. Реддером приводится обширная сводка литературных данных, в которых для объяснения генезиса природных пород используется представление о несмесимости силикатных расплавов.

Следует напомнить, что ликвацией (или иначе жидкостным фазовым раз-

делением, жидкостной несмешиваемостью) называется процесс разделения однородной жидкости на две и более с четкой границей раздела /Андреев и др., 1974/. Сталкиваясь с подобным явлением, исследователи пытались сформулировать теоретические основы явлений несмешиваемости в расплавах. Ликвация относится к равновесным процессам. Поэтому в термодинамическом смысле совершенно не имеет значения о чем идет речь: о процессе образования из расплава кристаллов или капель другого расплава, ибо и в том и другом случае расплав становится насыщенным в отношении новой фазы, и она выделяется из расплава /Реддер, 1983/. С достаточной полнотой теоретические основы явлений ликвации и причины, теоретические представления о ее природе в силикатных расплавах и стеклах (с обзором литературного материала) были изложены Н.С. Андреевым и др. /Явления..., 1974/. Акцентируя внимание исключительно на химическом неоднородном строении стекла, авторы считают, что ликвация стекол – одно из главных его проявлений.

В общих чертах, по мнению В.Н. Филиповича /Явления..., 1974/, предпосылки для фазового разделения жидкости (стекла) на две жидкости (два стекла) различных составов имеются в том случае, если по каким-то физико-химическим причинам сближение элементов каких-либо компонентов жидкости энергетически более выгодно, чем удаление их друг от друга. Эта химическая дифференциация компонентов представляет собой упорядочение в размещении структурных элементов по сравнению с беспорядочным их размещением по всему объему стекла. Следовательно, данное упорядочение ведет к уменьшению энтропии системы.

Как известно, существует "борьба" тенденций к уменьшению энергии (E) и росту энтропии (S) системы. Динамическое равновесие между этими тенденциями наступает тогда, когда термодинамический потенциал системы (Ф) достигает минимума при заданных P и T внешней среды. В общем случае чем выше температура, тем интенсивнее тепловое движение, тем большую роль играет энтропийный член в управлении, функционально связывающим свободную энергию и энтропию:

$$\Phi = F + PV, F = E - TS,$$

где F – свободная энергия Гельмгольца, V – изменение общего объема стекла при ликвации. Поэтому выше некоторой температуры, называемой критической T_k , тенденция к беспорядку делает невозможной энергетически выгодную агрегацию структурных элементов, и стекло или расплав остаются гомогенным однофазным раствором структурных элементов. Ниже T_k влияние энтропийного фактора ослабевает, и становится возможным упорядочение структуры стекла – его фазовый распад на области с разной концентрацией компонентов. Таким образом, процесс образования неоднородностей в расплаве или стекле, лежащий в основе ликвационных явлений, при снижении температуры ниже критической контролируется изменением (уменьшением) свободной энергии после распада исходной однофазной жидкости на две фазы и более.

Данное общее термодинамическое правило, согласно которому ликвация в расплаве может происходить при условии, если величина свободной энергии гомогенного расплава больше суммы свободной энергии обоих ликватов, широко используется в петрологии и рудообразовании /Ласу, 1968; Хитаров, Пугин, 1978; и др./. Однако реальные причины в интересующих нас силикатных и окисно-силикатно-ферритных системах еще во многом неясны, и их решение зачастую лежит в области гипотетических представлений. Ниже остановимся на тех из них, которые разделяются большинством исследователей и в той или иной степени подтверждены экспериментально.

В первую очередь несмесимость расплавов обычно интерпретируется в рамках структурных моделей жидкого состояния /Есин, 1976; Есин, Гельд, 1966; Реддер, 1983; и др./. В большинстве моделей допускается, что цепочечная полимеризованная структура расплава, состоящая из тетраэдрического кремния ("сеткообразователя"), замещающего его алюминия и интерстициальных щелочей, разрушается по мере добавления других компонентов ("окислов-модификаторов"). И этот процесс происходит до тех пор, пока не образуется некоторый новый, богатый модификатором расплав /Реддер, 1983/.

О.А. Есин и П.В. Гельд /1966/, базируясь на экспериментальном и расчетном материале предыдущих исследователей, выдвигают два основных момента, предопределяющих ликвационные явления.

1. Концентрация MeO , при которой начинается расслоение, как и протяженность области несмешиваемости на диаграмме состояния, увеличивается вместе с отношением заряда катиона Me к его радиусу.

2. Главным фактором несмешиваемости является скорее всего структура анионных групп, сохраняющихся в расплаве.

Нам представляется, что второе положение имеет принципиально важное значение для процессов дифференциации силикатных магм путем ликвации, в которых в зависимости от внешних и внутренних причин протекают процессы ферритизации. Расчетные исследования, физико-химическое моделирование на ЭВМ, экспериментальный материал, касающийся ферритообразующих процессов, убеждает нас в том, что, действительно, в ходе окисления двухвалентного железа силикатных расплавов происходит обогащение силикатной жидкости еще одной анионной группой, а именно феррит-ионами.

Образование этих ионов (преимущественно $Fe_2O_4^{2-}$) предопределяет появление в расплавной первично-однородной системе концентрационной неупорядоченности. По мере течения ассимиляционных процессов в расплаве вновь достигается наибольшее упорядочение в расположении атомов, соответствующее определенным структурам минералов, но в нем в отличие от исходного расплава помимо структур силикатов и алюмосиликатов будут присутствовать вместо железистых силикатов структуры новообразованных ферритов железа, а также ферритов щелочных и щелочно-земельных металлов. И в этом мы должны видеть одну из главных причин дифференциации силикатно-окисно-ферритных расплавов ликвационным путем, в ходе которой появляются значительно преобразованные по составу и свойствам силикатные и рудные (преимущественно ферритные) магмы. В целом в ходе процессов ассимиляции и обогащения силикатной магмы соединениями, увеличивающими окислительные свойства силикатных расплавов, происходят качественная и количественная перестройки структуры расплава, его обогащение новым типом анионов (феррит-ионами) и катионов. А так как протяженность области несмешиваемости окисно-силикатно-ферритных жидкостей на диаграммах состояния увеличивается вместе с отношением заряда катиона к его радиусу и зависит от структуры этого процесса, мы должны ожидать существенного перерождения силикатных магм, богатых железистыми силикатами, в окисно-ферритные магмы и магмы, обогащенные двуокисью кремнезема, силикатами щелочных и щелочно-земельных металлов. Именно процесс ферритизации железосодержащих силикатных расплавов, коренным образом изменяющий анионный и катионный состав исходных магм, следует признать одним из главных процессов, предопределяющих дифференциацию первичных магм и приводящих в конечном итоге к формированию магматогенных магнетитовых месторождений.

Следует подчеркнуть, что рассматриваемый нами вариант объяснения причин ликвации в силикатных и рудно-силикатных системах в определенной мере

соответствует объяснениям ряда исследователей, привлекающих для объяснения ликвационных явлений межионные взаимодействия. Эти варианты рассмотрены ранее в работе одного из авторов /Павлов, 1983/. В конечном итоге большинством исследователей в последнее время для объяснения ликвационных явлений используется общая модель /Филипович, Дмитриев, 1971/, согласно которой причиной ликвации в силикатных расплавах или стеклах является энергетическая выгода наиболее тесного сближения положительно заряженного иона металла окисла с окружающими его отрицательными ионами кислорода, что соответствует положениям идеи о стремлении к оптимальной координации окислов-модификаторов и сеткообразователей атомами кислорода как причине ликвации.

Акцентируя внимание на двух существенных моментах, которые определяют микронеоднородность силикатно-окисно-ферритных расплавов, О.А. Есин и П.В. Гельд /1966/ подчеркивают, что эта неоднородность базируется на энергетической неравноценности различных видов катионов и анионов в расплавах, заметно влияющей на величину поверхностного натяжения* на границе двух или нескольких жидкостей, что и приводит к ликвационным явлениям в силикатных и рудно-силикатных жидкостях при обогащении этих жидкостей специфическими катионами и анионами. Поэтому именно различное взаимодействие ионов в конечном итоге проявляется в расслаивании силикатно-окисно-ферритных расплавов. Иллюстрацией этому положению могут служить системы с P_2O_5 , CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3 и SiO_2 , детально изученные металлургами /Есин, Гельд, 1966/. Например, в системе FeO - P_2O_5 данные окислы обладают полной взаимной растворимостью, однако добавка CaO вызывает резкое расслаивание расплава, при котором образуются две жидкости: одна обогащена закисью железа FeO, другая - CaO и P_2O_5 . Приведенный пример, как мы видим, может быть легко перенесен на природные системы и использован для объяснения генетической природы магматических магнетит-апатитовых месторождений.

Аналогично может быть проинтерпретирована и физико-химическая природа образования рудных порфиров, в общем виде отвечающих составу альбит-магнетит, для которых возникающая в расплавах микронеоднородность проявляется в конечном итоге в широком развитии сидеронитовых структур.

Экспериментальные исследования явлений ликвации в многокомпонентных системах, содержащих окислы тяжелых металлов, щелочных металлов, силикаты и ряд специфических соединений (фосфаты, карбонаты и др.), с целью решения генетических вопросов петрологии и рудообразования позволили исследователям получить положительные ответы на поставленные вопросы. В частности, Р. Фишер /1954/, анализируя результаты экспериментальных исследований, пришел к выводу о решающем значении процессов расслоения при образовании апатитово-нефелиновых месторождений и месторождений типа Кирунаваара. Предложенная им схема дифференциации фосфоросодержащих щелочных габбро, согласно которой после первичной кристаллизации оливина и анортита возможно расслоение жидкой фазы, в результате чего образуются щелочные сиениты и магнетит-апатитовые руды, позднее была экспериментально проверена Г. Неслундом /Naslund, 1976/, изучавшим ликвацию в системе $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ -FeO- Fe_2O_3 - SiO_2 .

* Поверхностное натяжение обуславливается направленным внутрь притяжением молекул жидкости, находящихся в поверхностном слое. Это притяжение вызывает искривление свободной поверхности жидкости, создавая разность давлений /Кэй, Лэби, 1962/.

Таким образом, проведенный краткий анализ литературного материала, приведенные примеры, как и данные по пирометаллургическим процессам и силикатным стеклам, свидетельствуют о широком развитии ликвационных явлений расплавных систем, обладающих химической и структурной неоднородностью. А так как именно процессы ферритизации силикатных расплавов в первую очередь приводят к усложнению их анионного состава, то естественной ответной реакцией системы должна быть ее ликвация на две и более несмешивающиеся жидкие фазы. Дальнейшая эволюция отликвированных рудных и силикатных жидкостей связана с такими физическими свойствами этих расплавов, как их вязкость и поверхностное натяжение, которые предопределяют не только существование несмешивающихся жидкостей, их ликвацию и последующее обособление, но и последующее становление силикатных и рудных тел как комагматов рудно-магматических комплексов /Павлов, 1983/.

Глава IV

ВЗРЫВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ геологического материала по железорудным месторождениям, приведенный нами в первом разделе данной работы, обзор гипотетических представлений на природу взрывных брекчий, сопровождающих многие рудные месторождения, свидетельствует о широкой распространенности брекчий взрывного генезиса в пределах рудных полей магматогенных железорудных магнетитовых месторождений. Более того, как показывает фактический материал, взрывные явления занимают особое место в механизме формирования этих месторождений. Однако природа брекчий во многом гипотетична, предлагаемые объяснения их образования во многом противоречивы и носят в большинстве случаев характер предположений, основанных на перечислении вероятных механизмов расширения гипотетических газонасыщенных флюидных систем. Тем не менее ни у кого не вызывает сомнения тот факт, что мы имеем дело с физико-химическим явлением спонтанного расширения системы, сопровождаемым дроблением пород и руд. Очевидно и то, что природа взрывных брекчий тесно связана с физико-химическим механизмом образования рудных, в данном случае магнетитовых, месторождений.

Итак, принимая во внимание магматическую природу изучаемых нами магнетитовых месторождений, попытаемся дать объяснение причинам образования и механизмам становления взрывных брекчий как закономерному следствию эволюции рудно-магматических систем и их взаимодействия с вмещающими породами.

Как следует из предложенной физико-химической модели образования магнетитовых месторождений, основной причиной концентрирования железа в виде ферритной жидкости являются процессы ферритизации силикатных расплавов с последующей ликвацией рудно-силикатной жидкости на собственно рудно-ферритную и силикатную магмы. В ходе подобного перерождения возникающие магмы, как правило, характеризуются высокой степенью газонасыщенности расплавов. Более того, нам представляется, что процесс газонасыщения, помимо общепринятых механизмов, тесно связан с процессами взаимодействия силикатных и рудно-силикатных расплавов с карбонатными породами вмещающих толщ. Их ассимиляция совместно с процессами термической диссоциации способствует на-

сыщению расплавов CO и CO_2 , что также содействует резкому возрастанию внутреннего давления расплавной системы. В общем случае внедрение газонасыщенных расплавов (рудных и безрудных) во вмещающие породы более высоких горизонтов в связи со снижением литостатического и гидростатического давлений может приводить к взрывообразному отделению газовой фазы, способствуя образованию взрывных брекчий.

Резкое возрастание внутреннего давления в расплавах при их внедрении в карбонатные толщи также может привести к взрывообразному газоотделению, сопровождаемому разрушением вмещающих пород с образованием взрывных брекчий. И наконец, существует большая вероятность закрытых эксплозий, связанных с фреатическими взрывными явлениями при внедрении ферритных и силикатных расплавов в обводненные толщи при резком переходе воды (как жидкости) в пар.

Ниже на основании расчетов и физико-химического моделирования на ЭВМ по программе "Селектор" приведем результаты исследований, иллюстрирующие непротиворечивость предложенной модели образования магматогенных магнетитовых месторождений и сопровождающих их взрывных брекчий при внедрении ферритных и железосодержащих силикатных расплавов во вмещающие породы, содержащие карбонатный материал.

Предварительные исследования этого вопроса /Павлов, 1983/ показали, что действительно при внедрении железосодержащего силикатного расплава в карбонатные породы помимо ассимиляции карбонатов, приводящей к появлению и обособлению ферритной фазы расплава, происходит интенсивное термическое разложение карбонатов магния и кальция при температурах магматического процесса. Разложение MgCO_3 на MgO и CO_2 активизируется при температурах, превышающих 350°C , а CaCO_3 на CaO и CO_2 - при температурах 825°C . Нетрудно видеть, что, активизируя усвоение карбонатного материала силикатным и рудным расплавами, термическая диссоциация карбонатов способствует не только появлению свободного пространства, необходимого для внедрения силикатных и ферритных расплавов, но и обеспечивает резкое повышение парциального давления углекислоты в ферритообразующей системе. Подобные выводы были проверены нами путем физико-химического моделирования на ЭВМ по программе "Селектор" в ферритообразующей системе $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-MgCO}_3$.

В изучаемой системе, состоящей из 5 независимых (Si , C , Fe , Mg , O) и 12 зависимых (O_2 , CO , CO_2 , Fe_2SiO_4 , Mg_2SiO_4 , MgCO_3 , FeCO_3 , SiO_2 , FeFe_2O_4 , Fe_2O_3 , FeO , MgO) компонентов, взаимодействие Fe_2SiO_4 с MgCO_3 при температурах магматического процесса ($1100\text{-}1300^\circ\text{C}$) приводит к полному исчезновению карбоната магния и железистого силиката при обогащении системы окисью и двуокисью углерода, форстеритом, магнетитом и периклазом (MgO). При температуре 1100°C и давлении 1 бар парциальное давление O_2 не превышает $10^{-7,5}$ бар, а в системе при соотношении Fe_2SiO_4 к MgCO_3 1:6 весь углерод в виде CO и CO_2 в соответствующих равновесных количествах переводится в газовую фазу, предопределяя резкое возрастание давления в закрытой системе. Увеличение общего давления (до 5 кбар) в системе, реагирующие вещества в которой представлены Fe_2SiO_4 (1 моль) и MgCO_3 (16 молей), при 1100°C приводит к тому, что и в этой системе в конечном итоге MgCO_3 вступает в реакцию, термически разлагается, полностью исчезает. В качестве равновесных продуктов

реакции в системе появляется CO (0,53 моля), CO_2 (15,5 моля), Mg_2SiO_4 (1 моль), FeFe_2O_4 (0,53 моля), FeO (0,39 моля) и MgO (14 молей).

При этом парциальные давления CO и CO_2 в системе достигают соответственно $10^{1,9}$ и $10^{3,1}$ бар. Из приведенных данных следует, что действительно при температурах магматического процесса взаимодействие железистых силикатов с карбонатом магния приводит не только к формированию магнезиально-скарнового парагенезиса (форстерит-магнетит-периклаз) с обязательным появлением магнетита как продукта ферритизации железистых силикатов, но свидетельствует о полном исчезновении карбоната магния даже в условиях высоких давлений. А это означает, что переход углекислоты карбонатов в газовую фазу должен неизбежно сопровождаться резким повышением общего внутреннего давления и в зависимости от количества диссоциированного карбоната это давление должно изменяться в широких пределах, способствуя развитию закрытых и открытых эксплозий. Учитывая приведенный цифровой материал, нетрудно подсчитать, что при разложении 16 молей MgCO_3 и образовании 14 молей MgO выделившиеся 16 молей CO_2 должны занимать объем, не превышающий 0,298 л. Отсюда

$$\frac{P_1 V_1}{T_1} = \frac{P_2 V_2}{T_2},$$

где $P_1 = 1$ бар, $V_1 = 358,4$ л и $T_1 = 273,15^\circ\text{K}$. Находим, что при температуре $1373,15^\circ\text{K}$ и $V_2 = 0,298$ л давление P_2 должно достигать 6049 бар.

Такое давление газа (6,049 кбар), как известно, соответствует литостатическому давлению на глубине 23,7 км. При этом следует напомнить, что основная масса месторождений, в данном случае магматогенных магнетитовых, образуется на глубинах, не превышающих первые километры.

Таким образом, судя по полученным результатам, внедрение расплавов (как силикатных, так и ферритных) с температурами, превышающими температуры термической диссоциации карбонатов кальция и магния, в карбонатные породы при соответствующей термической обработке вмещающих карбонатных пород должно сопровождаться интенсивной газогенерацией, резко повышающей общее давление в системе. Приращение давления, измеряемое килобарами, несомненно, должно приводить к взрывным явлениям в контактовых зонах интрузивов. Продукты этой эксплозивной деятельности, представленные взрывными брекчиями, должны сопровождать тела внедрения в пределах вмещающих толщ, содержащих карбонатные породы.

Нам представляется, что эксплозивные брекчии, сопровождающие орудование и в ряде случаев широко распространенные в пределах рудных полей магматогенных магнетитовых месторождений, являются продуктами деятельности газонасыщенных силикатных и ферритно-силикатных расплавов, в которых при их внедрении в обводненные толщи, в том числе и карбонатсодержащие, в силу специфики перехода воды в пар и при термической диссоциации карбонатов происходит резкое возрастание общего давления. При достижении величины давления в расплавной системе, превышающей литостатическое давление вышележащих толщ, внедрение расплавов должно сопровождаться взрывными явлениями, играющими важную структурообразующую роль, приводящую к формированию трубообразных воронкообразных полостей, заполнение которых рудно-силикатным веществом знаменует становление рудного месторождения, ограниченного специфическими контурами. Не исключено, что ряд структурных от-

строек, иллюстрируемых нами в первой части работы, может служить подтверждением правомерности предлагаемой нами модели формирования и механизмов становления ряда магматогенных магнетитовых месторождений АССО.

Глава V

ОРУДЕНЕНИЕ И СКАРНЫ

Как известно, одной из характерных особенностей магматогенных магнетитовых месторождений АССО является наличие скарнов, сопровождающих оруденение, что в качестве формального признака позволяет исследователям относить эти месторождения к месторождениям скарновой железорудной формации. Однако в связи с тем, что не существует единого мнения в определении понятия "скарновые железорудные месторождения", под этот термин практически подпадают многие полигенные железорудные месторождения, в рудных полях которых отмечается присутствие скарнов. Действительно, согласно контактово-реакционной теории скарнообразования, выдвинутой Д.С. Коржинским /1955/ и развиваемой В.А. Жариковым /1985/, известковые и магнетитовые скарны возникают в результате реакционного взаимодействия карбонатных с магматическими или другими алюмосиликатными породами при посредстве высокотемпературных магматогенных растворов. При этом оруденение развивается позднее скарнирования, непосредственно сменяя процесс скарнирования, или является наложенным на скарны в результате воздействия на них растворов следующей (кислотной) стадии одного и того же гидротермального цикла.

Отсюда, учитывая определение рудной формации как группы месторождений, сходных по минеральному составу, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях /Кузнецов, 1972, 1975/, следует, что к скарновой железорудной формации следует относить вполне определенные железорудные месторождения, оруденение которых, развиваясь в контактово-реакционной зоне карбонатных с магматическими или другими алюмосиликатными породами, локализуется в скарновых породах и образовано в результате закономерной эволюции магматогенных растворов одного и того же гидротермального цикла /Жариков, 1985/. Попытка представить себе скарновые железорудные месторождения, как месторождения, в которых руды локализованы в различных скарновых, апоскарновых и околоскарновых породах (причем руды и скарны составляют отдельные стадии единого процесса и имеют сходное структурное положение с преобладанием метасоматического способа образования /Мазуров, 1985/) не вносит сколько-нибудь существенных изменений в понятие "скарновые месторождения", предложенные В.А. Жариковым. Скорее всего наоборот – определение М.П. Мазурова позволяет в эту группу включать многие полигенные железорудные месторождения тем более, что метасоматические процессы, так же как и скарнирование, сопровождают не только процессы внедрения флюидонасыщенных магм, но и метаморфические при наличии в системе водного флюида, богатого минерализаторами.

Вероятно, с анализируемых позиций неправомерна и постановка вопроса о полигенности скарновых железорудных месторождений /Овчинников, 1980/, ибо, как подчеркнуто В.А. Жариковым /1985/, полигенны железорудные месторождения, но скарново-железорудные представляют собой или должны представлять генетически единый и однородный тип рудных месторождений.

Однако, как мы видим, скарны как околорудные измененные породы достаточно широко развиты в пределах рудных полей многих железорудных место-

рождений АССО, отнесение которых к собственно скарновым месторождениям, согласно определению В.А. Жарикова /1985/, не представляется возможным. Прежде всего это связано с тем, что скарны как породы, вмещающие оруденение и поэтому входящие в состав околорудных измененных пород, образуются согласно контактово-реакционной теории Д.С. Коржинского в ореольных зонах магматических или других алюмосиликатных пород на контакте с вмещающими породами, содержащими карбонатный материал, при посредстве высокотемпературных магматогенных растворов. При подобной трактовке генезиса скарнов существуют все основные предпосылки для развития скарновых минеральных парагенетических ассоциаций не только при внедрении силикатных магм, генерирующих высокотемпературные растворы, но и при инъекции богатых ферритным железом рудных магм, в том числе содержащих алюмосиликатные компоненты и флюидную фазу (рудные ферритные флюидные магмы), во вмещающие породы, содержащие карбонаты, с обособлением высокотемпературных водосодержащих флюидов.

Применительно к развиваемой нами магматической модели формирования основных магнетитовых месторождений АССО, как комагматов сложных рудно-магматических комплексов, скарны, сопровождающие оруденение, следует относить к закономерным продуктам контактово-реакционного взаимодействия силикатных и ферритных инъекций с карбонатными породами вмещающих толщ. Нетрудно себе представить, что высокая жидкотекучесть и химическая агрессивность ферритных и силикатно-ферритных жидкостей будут способствовать широкому проявлению не только процессов выполнения, но и развитию метасоматических процессов при образовании рудных и скарновых минеральных ассоциаций. При этом магнетит – один из основных минералов, слагающих магматические железные руды, – входит в состав собственно скарновых минеральных ассоциаций в пределах одного и того же месторождения и может быть образован в ходе различных физико-химических рудообразующих процессов на магматической и постмагматической стадиях. Полигенность магнетита, возникающего на всех стадиях (магматической, скарнообразования и гидротермальной), не вызывает сомнения и подтверждается многочисленными наблюдениями при анализе минеральных ассоциаций, содержащих магнетит. При подобном подходе скарны, не являясь полигенными образованиями, могут сопровождать полигенное железоруденение.

Однако относить подобные железорудные месторождения к скарновой формации не представляется возможным, ибо в данном случае процессами скарнообразования заканчивается основной процесс становления рудно-магматических комплексов. Скарны образуются как закономерный продукт постинтрузивного этапа эволюции магматогенной рудообразующей системы. Предложенная трактовка рудно-скарнового процесса не противоречит прежде всего геохимическим свойствам железа как породо- и рудообразующего элемента. Об этом же свидетельствуют расчетный и экспериментальный материалы, а также данные, полученные нами при непосредственном изучении железорудных месторождений АССО. Обратимся к анализу имеющихся в нашем распоряжении материалов с учетом данных по физико-химическому моделированию на ЭВМ процессов ферритизации и скарнообразования. Итак, если принять во внимание тот факт, что рудогенерирующими по магнетитовому оруденению являются материнские интрузии определенного состава, то прежде всего следует акцентировать внимание на процессах концентрирования железа в пределах магматического очага с последующей транспортировкой ферритного железа в зону рудоотложения. Предложенный нами механизм концентрирования железа, учитывающий широкое развитие физико-химических процессов в магме, предопределяющих реакции ферритизации железосодержащих силикатов, присутствующих в силикатной жидкости, не

противоречит фактическому материалу, получаемому при изучении рудообразующих способностей магматических очагов. Основные закономерности концентрирования железа на магматической стадии, так же как и причины, ее обуславливающие, детально разобраны ранее /Павлов, 1979, 1983; Павлов, Дымкин, 1979/.

Привлечение ликвационного механизма обособления ферритной жидкости, судя по приведенным материалам, позволяет объяснить формирование рудных тел при инъекции ферритной жидкости как коагмата рудно-магматического комплекса во вмещающие породы, в том числе и карбонатные. При этом широкое развитие скарнов в контактовых зонах тел внедрения на прогрессивной и регрессивной стадиях становления силикатных и рудных интрузий следует считать естественной реакцией вещества в прогретых контактовых зонах интрузивов. Магматический этап, во время которого происходит концентрирование железа при широком развитии процессов ферритизации, обособления ферритной жидкости и ее внедрение во вмещающие породы с последующей кристаллизацией силикатной и рудной жидкостей, должен сменяться пневматолитическим, проявляющимся в виде формирования в контактовых зонах интрузивов ореола околорудных измененных пород с образованием скарновых минеральных парагенетических ассоциаций, содержащих в своем составе новообразованный магнетит. Подобной трактовке не противоречат данные, полученные не только при изучении природных объектов, но и данные, полученные многочисленными исследователями при экспериментальном изучении скарнообразующих процессов. Более того, проверка ряда положений физико-химических условий скарнообразования методами физико-химического моделирования на ЭВМ по программе "Селектор" позволила подтвердить многие выдвигаемые положения и обосновать правомерность формирования скарновых парагенетических ассоциаций как контактово-реакционных образований. Рассмотрим несколько вариантов образования скарновых и околоскарновых ассоциаций в карбонатных контактах интрузивов с привносом и без привноса воды и щелочей (калия и натрия), анализ которых проведен нами по программе "Селектор" в интервале температур 900–400°C, отвечающих собственно пневматолитическому этапу.

I вариант. В первом варианте анализировалось взаимодействие железомagneзиальных силикатов (2,45 моля фаялита и 3,57 моля форстерита) с карбонатом кальция (3,24 моля). Система состояла из 6 независимых и 23 зависимых компонентов. В результате машинной обработки выяснилось, что при избыточных количествах железомagneзиальных силикатов в составе реагирующих веществ в интервале 800–400°C фаялит и форстерит остаются как реликтовые или заведомо перекристаллизованные минеральные образования, тогда как кальцит в равновесной системе отсутствует полностью. В составе новообразований следует прежде всего акцентировать внимание на магнетите как одном из минералов, устойчивых в изучаемом интервале температур, что служит дополнительным подтверждением правомерности утверждения о широком проявлении реакций ферритизации и при твердофазных взаимодействиях. Следует подчеркнуть, что в интервале 800–600°C формируется устойчивый минеральный парагенезис магнетит-андрадит-вюстит. При снижении температуры (600–400°C) в составе скарновых парагенетических ассоциаций появляются свободный углерод (графит), диопсид и геденбергит при полном отсутствии граната. Избыточные количества магнезии при высоких температурах фиксируются в периклазе, а при низких (400°C) – в железомagneзиальных карбонатах. Газовая атмосфера системы определяется смесью газов CO и CO₂.

Таким образом, физико-химическое взаимодействие железомagneзиальных силикатов с карбонатом кальция должно приводить к формированию типичных

скарновых минеральных парагенезисов с магнетитом, в котором железо силикатов обязательно переводится в ферритную форму.

II вариант. В этом варианте изучалось взаимодействие железомagneзиальных силикатов (1,47 моля фаялита, 2,14 моля форстерита) и анортита (0,71 моля) с карбонатом кальция (2,0 моля). В данном случае анализ системы, состоящей из 7 независимых и 20 зависимых компонентов, позволил установить следующие характерные особенности контактово-реакционных взаимодействий. Прежде всего выяснилось, что при 900–800°C устойчивым парагенезисом является минеральная ассоциация фаялит-форстерит-магнетит-вюстит-волластонит-периклаз-анортит.

Снижение температуры до 700°C способствует появлению в составе минеральной ассоциации гранатов андрадит-гроссулярного ряда при отсутствии периклаза. И наконец, при 600–500°C должен формироваться минеральный парагенезис, в состав которого должны входить магнетит, фаялит, форстерит, волластонит, андрадит, гроссуляр и свободный углерод (графит). Газовая атмосфера системы определяется смесью газов CO и CO₂ во всем изучаемом интервале температур. Здесь, как и в первом варианте, в зоне карбонатных контактов при 600°C и ниже следует ожидать появления свободного углерода, как полноправного члена скарновых минеральных парагенетических ассоциаций. Если судить по полученным результатам, то фаялитовая и форстеритовая компоненты избыточны в анализируемой системе, что и предопределяет их устойчивость при температурах реакционно-контактного взаимодействия алюмосиликатных и карбонатных пород.

III вариант. В данном варианте изучалось взаимодействие железомagneзиальных силикатов и кальциевых алюмосиликатов с кальциевыми карбонатами. Система состояла из 7 независимых и 22 зависимых компонентов. В качестве реагирующих веществ были взяты следующие соединения в определенных мольных количествах: фаялит (1,47 моля), форстерит (2,14 моля), анортит (0,71 моля) и кальцит (2,0 моля). В отличие от второго варианта в состав зависимых компонентов входили следующие соединения:

$Fe(CO)_5$, CO, CO₂, O₂, FeO, FeFe₂O₄, MgFe₂O₄, Fe₂O₃, Fe₂SiO₄, Mg₂SiO₄, CaSiO₃, MgSiO₃, FeSiO₃, CaCO₃, MgO, SiO₂, C графит, CaAl₂Si₂O₈, Ca₃Fe₂Si₃O₁₂, Ca₃Al₂Si₃O₁₂, FeAl₂O₄ и MgAl₂O₄.

Анализ полученных результатов показал, что на постмагматической стадии при 900°C в данной высокомагнезиальной системе формируется устойчивый минеральный парагенезис, в состав которого входят вюстит, магнетит, магнезиоферрит, преимущественно кальциево-магниевого пироксены, периклаз и железомagneзиальные шпинели. Газовая атмосфера состоит преимущественно из смеси газов CO и CO₂.

Снижение температуры до 700°C способствует исчезновению вюстита, а при 600°C в составе минеральной парагенетической ассоциации появляется графит. В конечном итоге при 400°C, т.е. на заключительных стадиях пневматолитического этапа, в составе нозообразованной равновесной минеральной ассоциации отмечается преобладание магнезиоферритовой компоненты (0,85 моля) над магнетитовой (0,35 моля). Кальциевые и магниевого пироксены присутствуют примерно в равных количествах (собственно, 2,71 и 2,33 моля). Избыточные количества магнезии фиксируются в периклазе (0,56 моля). Магнезиальная шпинель заметно преобладает над железистыми разновидностями (соответственно 0,53 и 0,18 моля). Углерод в виде графита также входит в состав минеральной ассоциации (0,57 моля). Газовая атмосфера представлена преимуще-

ственно CO_2 (1,41 моля) при резко подчиненной доле CO (0,01 моля).

Характерной особенностью изучаемой системы является тот факт, что в составе минеральных ассоциаций во всем анализируемом интервале температур гранаты отсутствуют полностью, хотя и введены нами в состав 22 зависимых компонентов.

В случае снижения в системе содержания магния (2,45 моля фаялита, 0,71 моля форстерита, 0,71 моля анортита и 2,0 моля кальцита) качественный состав новообразованных минеральных ассоциаций не изменяется, но количественные соотношения представляют определенный интерес. Так, например, при $900-700^\circ\text{C}$ из ферритов магнетит (0,65 моля) резко преобладает над магнезиоферритом ($0,6 \cdot 10^{-7}$ моля). Из шпинелей их основная масса представлена железистыми разновидностями (0,715 моля) при резко подчиненной роли магнезиальных ($0,9 \cdot 10^{-7}$ моля). Среди пироксенов преобладают кальциевые (2,71 моля) и магниевые (1,42 моля) разновидности при подчиненной роли железистых пироксенов (0,46 моля).

При $600-400^\circ\text{C}$ вюстит исключается из минерального парагенезиса, а из углеродсодержащих фаз появляется графит. Резко возрастает (за счет вюстита) содержание магнетита (1,24 моля). Как и в первом случае, газовая атмосфера определяется смесью газов CO_2 и CO при резком снижении содержания CO в минеральных парагенезисах, образующихся при $600-400^\circ\text{C}$. Таким образом, контактово-реакционные взаимодействия алюмосиликатных железосодержащих пород с карбонатными в широком интервале температур предопределяют формирование пироксен-магнетит-шпинелевых ассоциаций либо с вюститом ($900-700^\circ\text{C}$), либо с графитом ($600-400^\circ\text{C}$) при полном отсутствии гранатов. Как и в анализируемых ранее случаях, ферриты железа (магнетит) и магния (магнезиоферрит) в зависимости от содержания железа и магния образуются во всем интервале температур, являясь типичными минералами контактово-реакционных взаимодействий, что позволяет эти твердофазные взаимодействия отнести к ферритообразующим процессам. При этом перегруппировка элементов на значительные расстояния не возможна в связи с отсутствием в системе транспортагентов. В целом изучаемые взаимодействия, как нам представляется, отвечают процессам перекристаллизации, сопровождающимся формированием устойчивых минеральных парагенетических ассоциаций с магнетитом.

IV вариант. В предыдущих вариантах нами по программе "Селектор" на ЭВМ физико-химическому анализу и проверке подвергались типовые модели скарнообразования, учитывающие лишь реакционные взаимодействия карбонатных пород с магматическими без учета привноса в контактовую зону воды и щелочей. Учет привноса в зону реакционного взаимодействия воды, натрия и калия существенно изменяет матрицу, ибо увеличивается число и зависимых, и независимых компонентов системы, а это сказывается и качественно, и количественно на минеральных парагенетических ассоциациях в зоне реакционного взаимодействия карбонатных с магматическими породами. Поэтому в данном варианте матрица для физико-химического моделирования на ЭВМ процессов скарнообразования с привносом воды, натрия и калия состояла из 10 независимых (Fe, Mg, Ca, Si, Al, Na, K, C, H, O) и 30 зависимых (CO , CO_2 , H_2O , H_2 , O_2 , $\text{C}_{\text{графит}}$, вюстит, магнетит, магнезиоферрит, фаялит, форстерит, кальцит, кальциевый, магниевый и железистый пироксены, диоксид, железистая и магнезиальная шпинели, периклаз, паргасит, актинолит, гроссуляр, андрадит, микроклин, альбит, анортит, флогопит, серпентин, окислы калия и натрия) **компонентов**. В анализируемой модели в качестве реагирующих веществ были использованы фаялит (1,47 моля), форстерит (2,14 моля), анортит (0,71 моля),

кальцит (2,0 моля), вода (5,55 моля), окислы калия (1,06 моля) и натрия (1,61 моля).

В результате исследований выяснилось, что при температуре 800°C происходят интенсивные реакционные взаимодействия, предопределяющие формирование следующего минерального парагенезиса: вюстит, магнетит, магнезиоферрит, кальцит, кальциевый пироксен, железомagneзиальная шпинель, периклаз и альбит. Примечательно, что привнос натрия в контактовую зону предопределяет развитие процессов альбитизации при инертности калия в системе. Снижение температуры до 700°C приводит к тому, что в зоне контакта на общем фоне формирования вышеупомянутого парагенезиса процессы альбитизации сменяются процессами калишпатизации (натрий не участвует в силу своей инертности в процессах минералообразования). При этом (как и при 800°C) в составе минеральных парагенетических ассоциаций отсутствуют такие минералы, как фаялит, форстерит, гранат, железомagneзиальные пироксены, паргасит, актинолит, флогопит, анортит, серпентин и графит, хотя эти минералы были нами включены в состав зависимых переменных матрицы. И наконец, при 600–400°C формируется устойчивый минеральный парагенезис, в состав которого входят железомagneзиальные ферриты (магнетит, магнезиоферрит), кальциевые пироксены, ограниченное количество железомagneзиальной шпинели и калиевый полевой шпат при сохранении избыточных количеств окиси магния, натрия и калия, а также карбоната кальция.

Таким образом, судя по полученным результатам, в случае привноса в контактовую зону воды и щелочей в процессе реакционных взаимодействий возникает устойчивая минеральная ассоциация, в состав которой в обязательном порядке входят ферриты железа и магния, волластонит и железомagneзиальная шпинель. При этом процесс взаимодействия сопровождается высокотемпературной альбитизацией, которая при снижении температуры сменяется калишпатизацией. Вюстит, присутствующий в высокотемпературных ассоциациях, при снижении температуры до 600°C и ниже исчезает, "замещаясь" магнетитом.

Примечательно, что с изменением количественных соотношений между реализующими веществами изменяется и минеральный состав парагенетической ассоциации. В частности, для случая взаимодействия 7,35 моля фаялита, 10,71 моля форстерита, 3,59 моля анортита и 10 молей кальцита, 5,55 моля H_2O , 1,06 моля окиси калия и 1,61 моля окиси натрия при 800°C формируется минеральный парагенезис, богатый вюститом, ферритами железа и магния, диопсидом, железомagneзиальной шпинелью, альбитом и калиевым полевым шпатом. Снижение температуры до 700°C способствует образованию актинолита при исчезновении альбита и пироксенов. В конечном итоге, при снижении температуры в интервале 600–400°C формируется устойчивый парагенезис, в состав которого входят магнетит (3,35 моля), магнезиоферрит (1,1 моля), кальцит (9,4 моля), железомagneзиальная шпинель (2,5 моля), актинолит (2,1 моля), калиевый полевой шпат (2,1 моля) и графит (0,62 моля) при наличии в системе избыточных количеств окисей магния и натрия.

В целом, подводя итоги по результатам исследования IV варианта реакционных взаимодействий карбонатных с магматическими породами в случае привноса воды и щелочей в реакционную зону, следует подчеркнуть, что в этом случае процесс ферритизации сопровождается образованием минеральных ассоциаций с альбитом, калиевым полевым шпатом, актинолитом и графитом при отсутствии гранатов, а для некоторых температурных интервалов и пироксенов. Решая обратную задачу при анализе минеральных парагенетических ассоциаций сопровождающих железооруденение, легко прийти к выводу о том, что альбити-

зация, калишпатизация и амфиболизация контактовых зон осуществляется при обязательном привносе в эту зону воды и щелочей.

В свою очередь, формирование типичных скарновых ассоциаций (пироксен–гранатовые скарны) свидетельствует о том, что реакционные взаимодействия осуществлялись преимущественно в “сухих” контактах без привноса воды и окислов калия и натрия.

V вариант. Помимо рассмотренных выше вариантов представляется уместным промоделировать реакционные взаимодействия для случая, когда в зону контакта привносится лишь водяной пар без щелочных компонентов. Подобное моделирование процесса контактового взаимодействия с участием воды правомерно и необходимо еще и по причине водонасыщенности вмещающих пород, в контакте которых с магматическими породами протекают процессы реакционного взаимодействия. Для данного случая система состоит из 8 независимых (Fe, Al, Si, Ca, Mg, C, H, O) и 24 зависимых (CO , CO_2 , H_2O , H_2 , O_2 , вюстит, магнетит, магнезиоферрит, фаялит, форстерит, кальцит, пироксеновые миналы – CaSiO_3 , MgSiO_3 , FeSiO_3 , андрадит, гроссуляр, железистая и магнезиальная шпинели, периклаз, кварц, графит, актинолит, анортит и серпентин) компонентов. Реагирующие вещества были представлены фаялитом (7,35 моля), форстеритом (10,71 моля), анортитом (3,59 моля), кальцитом (10 молей) и парами воды (5,55 моля). Расчет по программе “Селектор” физико-химических равновесий в зоне реакционных взаимодействий для температур 700–400°C позволил выявить следующие закономерности минеральных ассоциаций.

Как и во всех рассмотренных ранее случаях, силикатное железо переходит в оксидную и ферритную формы, алюминий плагиоклазов – в шпинели. Широко развиты кальций–железомагниевого пироксены. Частично сохраняется кальцит. Вода, участвуя в процессах ферритизации, приводит к образованию актинолита. В частности, при 700°C в результате реакционного взаимодействия формируется или, вернее сказать, должен формироваться следующий устойчивый парагенезис: вюстит (3,55 моля) + магнетит (1,08 моля) + магнезиоферрит (0,58 моля) + кальцит (7,8 моля) + железомагнезиальная шпинель (3,57 моля), актинолит (2,87 моля) и периклаз (5,15 моля). Газовая атмосфера реакционной зоны определяется смесью газов CO , CO_2 , H_2O и H_2 при $P_{\text{O}_2} = 10^{-21,1}$ бар. Снижение температуры реакционной зоны до 600–400°C

способствует формированию устойчивого парагенезиса магнетит + магнезиоферрит + шпинель + актинолит + кальцит и графит при исчезновении фазы вюстита и периклаза. Примечательно, что при 400°C магнезиальные разности ферритов и шпинелей значительно преобладают над их железистыми разностями. Симптоматично появление фазы углерода.

Таким образом, привнос или наличие воды в реакционно–контактной зоне изверженных пород с карбонатными существенным образом изменяет состав новообразованных минеральных парагенетических ассоциаций, предопределяя развитие процессов амфиболизации, этим самым подавляя процессы формирования пироксен–гранатовых скарнов. Однако при этом, как и во всех предыдущих вариантах, происходит трансформация силикатного железа и его перевод преимущественно в ферритную форму.

В целом, подводя итоги по результатам физико–химического моделирования на ЭВМ процессов реакционного взаимодействия железосодержащих алюмосиликатных пород с карбонатными как для случая привноса в реакционную зону воды и щелочей, так и без привноса этих компонентов, мы убеждаемся в том, что формирование скарновых ассоциаций, а также ассоциаций со шпинелью, амфиболами, щелочными полевыми шпатами определяется прежде всего составом

реагирующих фаз (минералов) и их количественными соотношениями в системе. Этому способствует привнос в реакционную зону воды и щелочей. Следует предполагать, что в связи с формированием минеральных ассоциаций с альбитом и анортитом при 800–700°C в присутствии хлора существуют необходимые условия для синтеза минеральных ассоциаций, содержащих скаполит – один из характерных минералов измененных пород, сопровождающих магнетитовое оруденение.

Особое внимание следует акцентировать на обязательном присутствии магнетита во всех парагенетических ассоциациях, формирующихся в контактовых зонах при реакционном взаимодействии карбонатных пород с изверженными. Как показывает приведенный выше расчетный материал, ферриты железа и магнезия образуются во всем изученном интервале температур при реакционных взаимодействиях в контактовой зоне, являясь одним из главных продуктов контактового метаморфизма в широком смысле этого слова. Более того, в контактовой зоне вследствие высокой интенсификации процессов ферритизации силикатов железа твердая фаза ферритов – обязательный член формирующихся минеральных ассоциаций в широком интервале температур пневматолитического этапа. А это, в свою очередь, свидетельствует об ограниченной миграционной способности железа в контактовой зоне интрузивных пород с карбонатными в связи с фиксацией железа в твердой фазе в виде ферритов железа и магнезии.

Отсюда следует, что при внедрении силикатных, а особенно ферритсодержащих рудных магм в карбонатные породы, развитие ореола окolorудных измененных пород на пневматолитическом этапе с формированием минеральных парагенетических ассоциаций с новообразованными ферритами железа (и магнезии) следует относить к широкораспространенным явлениям, а количество новообразованного магнетита будет великим и полностью зависеть от содержания железа в приконтактных зонах интрузивов (силикатных и ферритных), вовлеченных в реакционные взаимодействия с карбонатами.

И далее, в связи с тем, что новообразованные минеральные парагенетические ассоциации при привносе воды и щелочей в реакционную зону в большинстве случаев отвечают ассоциациям карбонатитов, мы не исключаем возможности вторичного плавления новообразований, предопределяя появление в контактовой зоне низкотемпературных карбонатитовых расплавов, формирующих при кристаллизации тела внедрения, обогащенные магнетитом. Геологические предпосылки к подобной интерпретации эволюции рудно-магматических систем разбирались ранее /Павлов, 1983/.

Предложенные модели контактовых взаимодействий, естественно, не учитывают миграционную способность железа на пневматолитическом этапе, акцентируя внимание на устойчивости твердых ферритных фаз в широком интервале температур. Вместе с тем имеющиеся данные по физико-химическим свойствам соединений железа свидетельствуют о наличии возможностей, хотя и ограниченных, для перегруппировки железа либо в виде галогенидных расплавов, либо в виде газов, о чем свидетельствует анализ данных, приведенных в табл. 4.

Судя по приведенным данным, ограниченность миграционных свойств соединений на пневматолитическом этапе очевидна. Однако в связи с возможностью подобной миграции в виде хлоридов, бромидов и карбонидов железа на пневматолитическом этапе, хотя и в небольших объемах, может участвовать в реакциях минералообразования, частично затушевывая основную картину становления ферритных масс на магматической стадии, этим самым усложняя картину контактовых взаимодействий при формировании ореола окolorудных измененных пород.

Таблица 4. Температуры плавления и кипения некоторых соединений железа /Уикс, Блок, 1965/

Соединения железа	T, °C		Соединения железа	T, °C	
	плавления	кипения		плавления	кипения
FeF ₂	1102	1826	FeCl ₃	304	319
FeF ₃	1027	1327	FeBr ₂	684	927
FeCl ₂	677	1026	Fe(CO) ₅	-20	100

Гидротермальный этап, которым завершается процесс оруденения и скарнирования и с которым связаны гидротермальные изменения пород и руд, не может быть полностью расшифрован в связи с наличием многих объективных трудностей.

Прежде всего это касается места оруденения при формировании скарновых магнетитовых месторождений. Дело заключается в том, что, согласно контактово-реакционной теории скарнообразования /Коржинский, 1955; Жариков, 1985; и др./, магнетитовое оруденение должно развиваться или позднее скарнирования, или непосредственно сменяя процесс скарнирования, или является наложенным на скарны в результате воздействия на них растворов следующей (кислотной) стадии одного и того же гидротермального цикла. К сожалению, наши многолетние исследования по изучению и выявлению миграционных особенностей железа в связи с предполагаемым гидротермально-метасоматическим генезисом железорудных (в том числе и магнетитовых) месторождений не позволяют дать четкую формулировку основным закономерностям миграции и отложения железа в водных растворах /Павлов, 1964, 1976; и др./. Основные трудности в том, что соединения железа обладают высокой растворимостью в кислых растворах, присутствуя в них либо в виде простых галогенидных, сульфатных и других соединений, либо в виде более сложных галогенацидокомплексных соединений, миграция которых требует заметной кислотности при умеренной или повышенной окислительности. Их нейтрализация щелочными растворами, а также повышение щелочности при взаимодействии, например, кислых растворов с карбонатными породами – ведущий фактор в процессе образования магнетитовых и магнетит-гематитовых залежей /Павлов, 1964/. Однако дальнейшие исследования показали, что в равновесии с рудогенерирующими магматическими очагами, из которых, возможно, должно выноситься железо, сосуществуют или, вернее, могут сосуществовать не кислые, а щелочные растворы с умеренно восстановительными свойствами, экстракция железа которыми в широком интервале pH растворов затруднена и практически маловероятна /Павлов, 1976/. И лишь в условиях сверхвысокой щелочности (5–20 М растворы NaOH, KOH) растворов возникает среда, частично удовлетворяющая требуемым условиям /Павлов, 1976/ – эти растворы могут быть равновесны с породами материнской интрузии и экстрагировать, хотя и незначительно, железо и транспортировать его в зоны рудообразования преимущественно в виде ферритов щелочных металлов (соли железистой кислоты и оснований щелочных металлов). В частности, в работе по гидротермальному синтезу окислов переходных металлов Л.Н. Демьянец /1982/ приводит данные по выращиванию кристаллов ферритов, ортоферритов, феррит-гранатов, оксидных соединений на основе окислов марганца и титана преимущественно из высококонцентрированных

(по сути дела, расплав-растворов) щелочных растворов (1–20 М раствор NaOH, KOH и др.) при 370–495°C. Использование водных растворов галогенидов щелочных металлов при тех же или более высоких температурах (до 700°C) оказывается значительно менее перспективным в связи с низкой степенью массопереноса, осуществляемого между шихтой и выращиваемыми монокристаллами /Демьянец, 1982/. В данном случае, как мы видим, щелочные железосодержащие растворы следует относить к ферритообразующим системам, в которых наличие щелочей и железосодержащих минералов при конденсации водного флюида ниже критической температуры чистой воды или формирующегося водного раствора предопределяет насыщение щелочного раствора ферритами щелочных металлов. Однако, судя по экспериментам /Демьянец, 1982/, для осуществления миграции железа в водных растворах необходима высокая концентрация щелочей при ограниченном количестве воды как растворителя, ибо известно, что разбавление и подкисление резко снижают растворимость щелочных ферритов в водных растворах, приводя к образованию твердых фаз.

Таким образом, заметный массоперенос железа в водных растворах может быть произведен лишь в случае заметной кислотности магматогенных рудообразующих растворов, являющихся продуктами постмагматической деятельности материнского интрузива. К сожалению, это условие противоречит одной из основных закономерностей, определяющих химизм постмагматических растворов, – их равновесности с материнской интрузией. Наши последние исследования по этому вопросу с использованием программного комплекса "Селектор" для физико-химического моделирования на ЭВМ с целью выявления параметров магматогенных гидротермальных систем позволили подтвердить правомерность утверждения о щелочности и восстановительных свойствах гидротермальных растворов, возникающих в пределах остывающего магматического очага при конденсации флюида. Отправными данными для проведения моделирования на ЭВМ послужили результаты исследований И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной и В.Н. Шапаря /1980/ эксгаляций большого трещинного Толбачинского извержения. Матрица, необходимая для исследования, состояла из 19 независимых (в их состав были включены все породо- и флюидообразующие элементы) и 79 зависимых компонентов, включающих в себя все возможные и предполагаемые газы, которые могла содержать исходная базальтовая магма, возможные формы нахождения элементов в водных растворах и, наконец, набор минералов, входящих в состав базальтов.

Предполагалось, что в связи с подчиненным количеством флюида по отношению к массе кристаллизующегося базальта образующийся водный раствор как результат конденсации флюида в пределах интрузивного массива должен быть равновесным с породообразующими минералами, что обеспечивается их частичным растворением и переводом части породообразующих элементов в водный раствор. После проведения расчетов получены результаты, характеризующие физико-химические свойства водных растворов, равновесных с базальтовым субстратом (табл. 5).

Анализ данных табл. 5 свидетельствует о том, что при конденсировании флюидной фазы в пределах магматического очага, знаменующей зарождение магматогенной гидротермальной системы, возникающие водные растворы, равновесные с базальтовым субстратом, характеризуются от щелочной до нейтральной реакции с четко выраженными восстановительными свойствами.

Подобные физико-химические параметры магматогенных растворов предопределяют чрезвычайно низкие концентрации железа. Судя по приведенным в табл. 5 данным, эти магматогенные водные растворы практически стерильны по железу, и нет никаких оснований связывать с гидротермальным этапом какие-либо перемещения железа и его концентрирование в виде ферритных или оксидных рудных тел.

Таблица 5. Величины E_h , pH и концентрации железа водных растворов, равновесных с базальтовым субстратом

T, °C	P, бар	pH	$E_h, в$	ρ_{H_2O}	Величина pH нейтральной точки воды	Концентрация ионов железа, моль/л
300	300	4,43	-0,553	0,75	4,78	$3 \cdot 10^{-11}$
250	220	6,02	-0,69	0,81	4,88	$2,6 \cdot 10^{-12}$
200	200	7,41	-0,71	0,87	5,02	$3,7 \cdot 10^{-13}$
150	150	7,69	-0,62	0,92	5,38	$1,4 \cdot 10^{-11}$
100	100	7,97	-0,5	0,96	5,84	$6 \cdot 10^{-10}$
95	1,03	9,09	-0,57	0,97	5,85	$6 \cdot 10^{-12}$
25	1,03	9,69	-0,41	1	6,99	0,0

Примечание. Расчет величины pH нейтральной точки воды произведен по уравнению $\lg K_W = -1,0 - \frac{3870}{T} + 10 \lg \rho + \frac{7500}{T + 600} \rho \lg \rho$, приведенному в работе И.К. Карпова и др. /1968/. Расчет плотности воды ρ произведен с использованием данных М.П. Вукаловича /1958/.

Таким образом, если исходные предпосылки верны, то, судя по приведенным материалам, полученным при физико-химическом моделировании на ЭВМ, реальные предпосылки для процессов миграции и концентрирования железа на постмагматическом этапе отсутствуют, включая и этап гидротермальной деятельности.

Глава VI

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сопоставляя данные по физико-химическому моделированию на ЭВМ с данными по конкретным геологическим объектам, приведенным выше, нетрудно убедиться в существовании генетических связей изучаемых магнетитовых месторождений с магматическими комплексами, щелочно-основные характеристики которых варьируют в широких пределах, что является общей закономерностью и не может носить случайный характер. Физико-химический анализ окисно-силикатных систем /Павлов, 1983/, с учетом данных по физико-химическому моделированию на ЭВМ процессов ферритизации железосодержащих силикатных расплавов или смесей при температурах магматического процесса, убеждает нас в том, что действительно одна из вероятных причин появления и обособления рудных ферритных, а также силикатных магм, обогащенных фер-

ритными компонентами при перерождении железосодержащих силикатных расплавов, — это обогащение последних щелочными компонентами и водой на общем фоне возрастания парциального давления кислорода. Особая интенсивность процесса ферритизации силикатных расплавов должна наблюдаться в случае ассимиляции рудогенерирующей магмой карбонатных пород, вмещающих рудно-магматический комплекс толщ. Поэтому генетическая связь первично-магматических магнетитовых месторождений со щелочными и отчасти гранитоидными интрузиями обуславливается в первую очередь высокой активностью щелочей, что и лежит в основе процессов ферритизации силикатного расплава и его ликвиации в конечном итоге на собственно щелочную и окисно-ферритную магмы. В свою очередь, в основе широкопроявленной генетической связи магнетитовых или, вернее, титаномагнетитовых месторождений с интрузиями основного и ультраосновного состава особую роль играют не только процессы ошелочнения ультрабазитовых и базитовых магм, но и процессы ассимиляции этими магмами карбонатных пород и воды или водяного флюида, способствующего образованию магнетитовых и титаномагнетитовых месторождений типа Патынского месторождения Кузнецкого Алатау /Павлов, Дымкин, 1979/.

В целом, исходя из имеющегося в нашем распоряжении материала, подчеркнем основные закономерности размещения, физико-химические условия и механизмы образования магнетитовых месторождений магматического генезиса.

Как следует из литературного обзора /Павлов, 1983/, анализируемого нами фактического материала и физико-химических расчетов, магнетитсодержащие породы вплоть до мономинеральных магнетитовых скоплений (магнетититы, магнетитовые рудные тела) могут быть производными не только ультраосновных и основных магм, но и магм гранитного и щелочного ряда, вплоть до низкотемпературных карбонатитовых магм. При этом у нас не вызывает сомнения, что в рассматриваемых случаях обособление и концентрирование железа в виде магнетитсодержащих расплавов в процессе ферритизации силикатных и силикатно-карбонатитовых расплавов и транспортировка железа в виде ферритных, силикатно-ферритных, силикатно-карбонатит-ферритных и карбонатит-ферритных расплавов в зону локализации рудных залежей — процесс достаточно распространенный. Как показал Л.Н. Овчинников /1980/, перенос железа в виде магнетитовых расплавов может быть весьма обычным явлением и при формировании большой группы железорудных месторождений, относимых к так называемым скарновым железорудным месторождениям. Акцентируя внимание на том, что месторождения объединяются понятием "скарновые магнетитовые", Л.Н. Овчинников считает, что в эту группу формально включены месторождения самых различных генетических типов, в том числе и такие, которые образуются при внедрении во вмещающие породы рудных магнетитовых (ферритных) расплавов. При этом Л.Н. Овчинников подчеркивал хорошо известную закономерность, что в большинстве случаев не руда сопутствует скарнам, а наоборот, процесс рудоотложения сопровождается развитием скарнов при благоприятном сочетании суммы факторов. Имея данные по физико-химическому моделированию на ЭВМ процессов скарнообразования в карбонатных контактах, нельзя не согласиться с утверждением Л.Н. Овчинникова о том, что, будучи важнейшим поисковым критерием, скарны в рудообразовании — явление второстепенное. Скарны, как мы видим, по результатам расчетов могут образовываться в карбонатных контактах железосодержащих изверженных горных пород, в том числе и рудных, возникающих при кристаллизации внедрившихся в карбонатные породы флюидонасыщенных рудных (ферритных) магм. А это означает, что "...привнос колоссальных количеств железа с накоплением миллиардов тонн магнетита в отдельном месторождении теорией скарнообразования необъясним, в механизм формирования скарновых зон не укладывается" /Овчинников, 1980/, ибо в процессе

скарнирования железо в контактовых зонах обладает ограниченной подвижностью и практически фиксируется в виде магнетита в непосредственной близости от железосодержащих породообразующих минералов, взаимодействие которых с карбонатными породами формирует скарновый минеральный парагенезис. Поэтому акцентируя внимание на концентрировании главной массы железа на магматической стадии в процессе ферритизации железосодержащих силикатных расплавов, обеспечивающих образование легкоподвижной жидкотекучей и флюдонасыщенной рудной ферритной магмы, мы считаем, что формирование скарнового ореола и зон щелочных метасоматитов следует рассматривать как естественное развитие процессов взаимодействия рудно-магматических комплексов с вмещающими их породами, в том числе содержащими карбонатный материал. Именно ферритные преимущественно магнетитового состава расплавы как главную форму концентрирования и переноса железа при несомненном участии газовой фазы (летучие соединения железа) следует считать основными формами экстракции и переноса рудного вещества не только для большинства магнетитовых месторождений, в пределах которых скарны широко развиты, но и целого ряда магнетитовых месторождений, магматический генезис которых не вызывает сомнений.

Считается общепринятым, что образование магнетитовых месторождений и сопровождающих их скарнов укладывается в интервал $740-200^{\circ}\text{C}$ /Синяков, 1980/. При этом формирование скарновых ассоциаций осуществляется в пределах $740-450^{\circ}\text{C}$. Об этом же свидетельствует и физико-химическое моделирование на ЭВМ, результаты которого приведены нами выше. И наконец, образование основной массы промышленных руд оценивается температурами не ниже $560-420^{\circ}\text{C}$, что, как мы видим, отвечает температуре кристаллизации минеральных ассоциаций карбонатитов магматического генезиса, одним из основных породообразующих минералов которых является магнетит.

В целом, оценивая поведение железа в ферритообразующих процессах, следует выделять три основных этапа:

I. Магматический этап – это этап, на котором в результате проявления процессов ферритизации происходит концентрирование и обособление железа в виде рудно-силикатной и рудной ферритной жидкости, вплоть до образования жидкости наподобие низкотемпературных карбонатитовых расплавов, внедрение и кристаллизация которых предопределяют становление основной массы рудных, преимущественно магнетитовых тел.

II. Пневматолитический этап характеризует развитие рудно-магматической системы с момента кристаллизации газонасыщенных силикатных, рудно-силикатных, карбонатитоподобных и ферритных жидкостей, вплоть до температур критических параметров конденсированной фазы, в минимуме – вплоть до $374,1^{\circ}\text{C}$ и 218 бар давления, что отвечает критической температуре и давлению водной фазы. Для этого этапа в связи с участием газовой фазы в контакто-реакционных взаимодействиях внедрившихся окристаллизованных масс с вмещающими породами характерно широкое развитие околорудных измененных пород, представленных не только скарновыми ассоциациями, но и ассоциациями, характерными для процессов щелочного метасоматоза. В связи с имеющейся возможностью газового переноса железа в виде его летучих соединений с хлором и с окисью углерода возможны частичная перегруппировка железа и появление новообразованных минеральных ассоциаций, содержащих магнетит.

III. Гидротермальный этап. Снижение температуры и отчасти давления знаменует собой дальнейшую качественную перестройку рудно-магматической системы, при которой в процессе конденсирования магматического флюида происходит зарождение магматогенных гидротермальных растворов. Однако в

связи со щелочной реакцией и восстановительными свойствами этих растворов процесс транспортировки железа значительно затруднен, что, в свою очередь, не позволяет привлечь гидротермальные растворы для формирования крупных рудных масс, как это принято в гипотезах, объясняющих генезис скарновых магнетитовых месторождений.

Следует предполагать, что на II и III этапах могут достаточно интенсивно протекать процессы регенерации рудного ферритного вещества – продукта кристаллизации флюидонасыщенной ферритсодержащей жидкости.

В результате анализа имеющихся данных, а также на основании физико-химических расчетов и физико-химического моделирования на ЭВМ ферритообразующих и скарнообразующих процессов можно выделить основные механизмы образования магнетитовых месторождений.

Особое место в процессах концентрирования железа на магматическом этапе нами отводится ликвационному механизму, который обеспечивает при протекании процессов ферритизации железосодержащих силикатных расплавов обособление ферритной жидкости. Температурный интервал действия этого механизма, судя по температурам плавления ферритсодержащих газонасыщенных смесей (1200–550°C), достаточно широк. Различие в вязкости и поверхностном натяжении исходных силикатных расплавов и ферритсодержащих жидкостей способствует широкому проявлению этого механизма в природных условиях.

При становлении основной массы магнетитсодержащих рудных тел определенное место нами отводится инъекционному механизму, который предопределяет внедрение относительно низкотемпературных и жидкотекучих флюидонасыщенных ферритсодержащих жидкостей (рудных магм) во вмещающие породы. При такой трактовке рудные тела нами рассматриваются как комагматы сложных рудно-магматических комплексов (например, габбро-сиенитовый рудно-магматический комплекс района Анзаского месторождения, сиенитовый рудно-магматический комплекс района Тейского и т.д.). Именно инъекционный механизм с учетом структурных особенностей участков вмещающих пород предопределяет морфоструктурные особенности магнетитовых месторождений.

Помимо этого в связи с флюидонасыщенностью ферритсодержащих жидкостей и вследствие специфических особенностей термической диссоциации минералов карбонатных вмещающих толщ, в пределы которых внедряются силикатные и ферритсодержащие магмы, значительна роль в структурообразовании рудного месторождения и взрывного механизма формирования трубо- и воронкообразных структур, в пределы которых внедряются более поздние порции ферритсодержащих магм.

И наконец, на всех трех этапах становления магнетитового месторождения важны механизмы метасоматоза, детально разобранные в работе Г.Л. Поспелова /1973/, что предопределяет не только широкое развитие скарнов магматической стадии, но и скарнов и скарноподобных пород, зон щелочных метасоматитов на постмагматической стадии во время протекания процессов минералообразования II и III этапов формирования магнетитовых месторождений.

Именно механизмы замещения предопределяют развитие дорудных, сорудных и пострудных скарновых зон. В целом, судя по изучению конкретных магнетитовых месторождений, имеющих скарновые ореолы, механизмы метасоматоза наиболее широко проявлены в процессе формирования скарновых зон как продуктов взаимодействия тел внедрения с вмещающими породами при активном участии флюидной фазы. Скарны, сопровождающие рудные тела внедрения, – типичные околорудные метасоматиты (зоны околорудных измененных пород). В связи с многообразием механизмов метасоматоза их проявление фиксируется не только на магматическом этапе (замещение вмещающих пород при внедрении ферритсодержащего расплава, который обладает особо высокой агрессивностью

стью по отношению к карбонатным породам), но и на поздних этапах постмагматической стадии, на которой процессы замещения тесно переплетаются с процессами перекристаллизации минералов руд и пород. Вполне естественно, что эти процессы существенным образом затушевывают первично-магматическую природу магнетитовых месторождений, это и позволяет исследователям по вторичным признакам относить многие магнетитовые месторождения к скарновым месторождениям гидротермально-метасоматического генезиса. В разрабатываемой нами модели предпочтительнее всего рассматриваемые магнетитовые месторождения в основной своей массе следует относить к магматическим магнетитовым месторождениям, подверженным существенной регенерации на пневматолитическом и гидротермальном этапах. При этом не исключается, что в процессе регенерации возможно проявление процессов вторичного плавления с образованием карбонатитоподобных магм, кристаллизация которых может привести к развитию в рудных телах бурундучных структурных рисунков.

К сожалению, в связи с предполагаемой кристаллизацией основной массы магнетита рудных тел из низкотемпературных ферритсодержащих магм (700–550°C) естественно возникает проблема распознавания магнетитовых рудных тел и магнетитсодержащих пород, появляющихся при кристаллизации ферритсодержащих расплавов, и идентичных руд и пород, которые якобы кристаллизуются из железоносных растворов и флюидов. Однозначных решений на основании имеющихся методических разработок получить, практически невозможно. Подобный анализ не привел к положительным результатам /Павлов, 1983/. Так, например, при анализе элементов-примесей в магнетитах руд и пород месторождений различного генезиса не получено однозначных решений. В лучшем случае удалось проследить генетическую или парагенетическую связь магнетитовых скоплений с теми или иными типами изверженных горных пород.

Попытка использования текстурных особенностей руд для распознавания их магматической или гидротермально-метасоматической природы также не дала желаемых результатов, поскольку практически все типы текстур руд присутствуют в различных по генезису рудных телах.

Нет значимых различий и в морфологии рудных тел месторождений магматического и гидротермально-метасоматического генезиса. И лишь кристалло-морфологический и анатомический анализы магнетита Коршуновского и Тейского месторождений, а также магнетита, синтезированного в процессе агломерации концентратов и руд этих месторождений, позволили А.А. Пермякову /1979/ установить, что и в том и в другом случае при кристаллизации магнетита были широко проявлены процессы скелетной кристаллизации, которые, как правило, присущи минералам, кристаллизующимся из расплавов. Отсюда следует, что наличие индивидов магнетита, характеризующихся скелетной кристаллизацией, должно однозначно указывать исследователям на кристаллизацию магнетитов природных месторождений из ферритсодержащих расплавов.

Итак, подводя итоги вышеизложенному, мы приходим к выводу о том, что приведенный нами материал по конкретным магнетитовым месторождениям, результаты физико-химического анализа расплавных ферритообразующих систем в совокупности с физико-химическим моделированием на ЭВМ процессов ферритизации и скарнирования с привлечением литературного материала служат иллюстрацией основных закономерностей ферритизации силикатных расплавов, приводящих к формированию и обособлению уже на магматической стадии ферритсодержащей жидкости, внедрение и кристаллизация которой должны приводить к образованию рудных залежей, являющихся комагматами сложных рудно-магматических комплексов. При подобном подходе к интерпретации генезиса магнетитовых месторождений широкое развитие ореолов околорудных измененных пород следует считать естественной реакцией среды на внедрение силикатных и ферритсодержащих флюидонасыщенных жидкостей во вмещающие породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геологических и структурно-морфологических особенностей магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области наряду с выявлением физико-химических закономерностей эволюции рудно-магматических систем позволил авторам сформулировать общие закономерности физико-химических условий и механизмов формирования магнетитовых месторождений.

Прежде всего на примере железорудных месторождений АССО было проиллюстрировано, что при всей сложности строения месторождений выделяются определенные морфологические типы, обязанные своим происхождением внедрению порций рудной флюидной магмы, которая изначально обладает формообразующими свойствами. Данный вывод, полученный нами на основании анализа обширного материала по геологии магнетитовых месторождений АССО, согласуется с результатами исследований П.М. Бондаренко /1984/ по методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису.

В частности, им было показано, что при полном совпадении элементов симметрии тела и среды возникают идеальные формы тел с симметрией шара. При неполном совпадении в силу целого ряда обстоятельств возникают цилиндрические и конические формы геологических тел (штоки, батолиты, трубки взрыва, вулканические конусы). И наконец, в сложных динамических условиях, создаваемых в земной коре, возникают комбинации классических форм, сохраняющих круговые сечения в плане или трансформирующихся при движении тел в горизонтальной плоскости в элементы криволинейной симметрии. Структурно-морфологический анализ железорудных месторождений АССО подтверждает правомерность подобной трактовки и свидетельствует об активном внедрении рудной массы во вмещающие породы, что и предопределяет в общем-то ограниченное количество морфологических типов месторождений. На основании обобщения материалов более чем 30 месторождений скарново-магнетитовой формации выделено три морфологических типа: конический, уплощенно-конический и плоский. При этом устанавливается, что магнетитовые месторождения характеризуются определенной автономией их объемных фигур, выражающейся в расширении этих фигур вверх, что связано с саморазвитием рудной флюидной магмы при наличии градиента давления. Проявление формообразующей способности рудной магмы возможно только в условиях ее инъекционного становления. Поэтому объемные фигуры магнетитовых месторождений, отражающие формообразующую способность рудного флюида, свидетельствуют об интрузивном способе их образования.

Физико-химический анализ рудогенерирующей способности рудно-магматических систем, в том числе и физико-химическое моделирование на ЭВМ процессов перерождения силикатных железосодержащих расплавов с обособле-

нием ферритной фазы по программе И.Н. Карпова "Селектор", подтвердил правомерность утверждений о том, что концентрирование основной массы железа осуществляется преимущественно на магматическом этапе. При этом установлено, что рудогенерирующие материнские интрузии должны характеризоваться высокой степенью газонасыщенности, обогащаясь парами воды, окисью и двуокисью углерода. Процессы ферритизации силикатных расплавов, при которых двухвалентное железо силикатов трансформируется в анионные комплексы трехвалентного железа, являются предопределяющими процессами концентрирования железа в виде ферритной фазы. В природных условиях к основным причинам, приводящим к интенсификации процессов ферритизации, следует относить процессы ассимиляции материнской магмой воды и карбонатного материала вмещающих пород.

Для объяснения концентрирования ферритного железа, формирующегося в пределах очага силикатных железосодержащих магм при процессах ферритизации, нами привлечен ликвационный механизм разделения рудно-силикатной жидкости на рудную (ферритную) и силикатную составляющие. Понимая под ликвацией процесс разделения однородной жидкости на две и более с четкой границей раздела и базируясь на формулировках теоретических основ явлений несмешиваемости в расплавах, предложенных рядом исследователей [Явления..., 1974; Есин, Гельд, 1966; и др.], мы полагаем, что в природных ферритсодержащих расплавах имеются все необходимые предпосылки для фазового разделения на две и более жидкости, ибо в силу определенных физико-химических причин сближение элементов каких-либо компонентов жидкости энергетически более выгодно, чем удаление их друг от друга. Именно химическая дифференциация компонентов представляет собой упорядочение в размещении структурных элементов по сравнению с беспорядочным их размещением по всему объему расплава, что естественно ведет к уменьшению энтропии системы. При этом низкие температуры плавления и высокая жидкотекучесть рудных ферритсодержащих флюидных магм в значительной степени способствуют не только ликвационным явлениям, но и процессам внедрения этих магм во вмещающие породы.

На постмагматическом этапе вследствие протекания твердофазных реакций при участии газовой фазы во внешнем и внутреннем ореолах рудогенерирующих магм происходит формирование скарновых ассоциаций, в том числе и ассоциаций, включающих в свой состав магнетит, что является логичным завершением развития рудно-магматического комплекса. Высокая степень насыщенности парами воды силикатных и рудных магм обуславливает широкое развитие в ореольных зонах минеральных ассоциаций гидросиликатового ряда.

В связи со щелочной реакцией постмагматических растворов, возникающих при конденсировании газовой фазы при температурах и давлении ниже критических для воды и водных растворов, крупномасштабная миграция железа в контактовых зонах интрузивов исключается, процессы ферритизации сводятся к минимуму, и на первый план выступают процессы перекристаллизации, осложняемые реакциями гидролиза и способствующие широкому развитию зон околорудных измененных пород, характерных для месторождений, формально относимых к месторождениям гидросиликатового типа. В целом постмагматические процессы, в том числе и метасоматические скарнообразующие, сопровождая внедрение силикатных и рудных флюидных магм и в значительной степени маскируя интрузивный процесс, затрудняют анализ структурно-текстурных особенностей месторождений, которые являются важными критериями для суждения о генезисе этих месторождений.

Как следует из приведенного материала, в пределах изучаемых нами месторождений существуют или развиты скарны различных по отношению к основ-

ному оруденению возрастов – дорудные, синрудные и пострудные. Среди них наиболее широко развиты дорудные скарны, обязанные своим образованием внедрению ранних безрудных интрузивных фаз рудно–магматического комплекса. Поздние внедрения рудных флюидных магм в контактовые зоны ранних интрузивных фаз приводят к становлению главной массы рудных тел в пределах ранних зон скарнирования. Менее развитые синрудные и пострудные скарны связаны с контактово–реакционным взаимодействием рудных флюидных магм с вмещающими породами. Следует подчеркнуть, что дорудный характер основной массы скарнов и их независимость от последующего магнетитового оруденения видны уже из общепринятого деления месторождений так называемой скарново–магнетитовой формации АССО на два подтипа – скарновый, в котором скарны играют заметную роль, и гидросиликатовый, в котором скарны практически отсутствуют, причем месторождения последнего подтипа распространены достаточно широко.

Все это вместе взятое позволяет авторам предложить, обосновав фактическим материалом и расчетными данными, новую интрузивно–метасоматическую модель образования магнетитовых месторождений, относимых большинством исследователей к скарново–магнетитовой формации. Данная модель базируется на признании магматической природы магнетитовых месторождений с учетом ликвационных явлений газонасыщенного ферритсодержащего расплава (рудной магмы), интрузивного пути их становления в принципе при одноактной инъекции как в интрузивной, так и взрывчатой формах и последующего метасоматического перераспределения вещества в контактовых зонах интрузивов при широком участии газогидротермальной фазы, в значительной степени маскирующей первично–интрузивную природу месторождения.

В свете вышеизложенного магнетитовые рудные тела, магнетитовые породы (магнетититы), рудные порфириды и порфиры, развитые на магнетитовых месторождениях АССО, следует рассматривать как комагматы сложных рудно–магматических комплексов. В связи с многофазностью и, естественно, разновозрастностью интрузивных фаз комплексов широкое развитие околорудных измененных пород (в том числе скарнов минеральных ассоциаций гидросиликатового ряда), альбитизации и калишгатизации следует считать продуктами контактового взаимодействия интрузивных фаз этих комплексов, среди которых магнетитовые рудные инъекции в гределах рудно–магматического комплекса являются поздними фазами, что и обуславливает наложение рудных инъекций на околорудные измененные породы (скарны и другие метасоматиты), связанные со становлением ранних практически безрудных фаз рудно–магматических комплексов. Однако при всей непротиворечивости предлагаемой нами модели формирования магматогенных магнетитовых месторождений мы отдаем себе отчет в том, что в силикатных железосодержащих расплавах при их обогащении галогенидами щелочных металлов (например, при ассимиляции базальтовым расплавом соленосных галит– или карналитсодержащих толщ) помимо процессов ферритизации /Павлов, 1983/ интенсифицируются процессы, предопределяющие перераспределение железа между силикатно–ферритной и галогенидной составляющей материнской интрузии, что в конечном итоге может привести к обособлению галогенидных расплавов с равновесной газовой составляющей, богатых галогенидами железа. Этот процесс изучен нами при физико–химическом моделировании на ЭВМ основных закономерностей взаимодействия базальтового расплава или базальтового субстрата с галитом при температурах близких или превышающих температуру плавления NaCl. В ходе расчетных исследований на ЭВМ по программе "Селектор" было установлено, что действительно в изучаемой системе в результате протекания указанных взаимодействия происходит заметная экстракция железа из базальтового субстрата или базальтовой жид-

кости в форме галогенидов и, в первую очередь, в форме галогенида двухвалентного железа (например, при взаимодействии 1 кг базальта и 0,1 кг NaCl количество экстрагируемого железа в виде $FeCl_2$ при $700^{\circ}C$ может достигать величины 0,15 моля).

Поэтому, учитывая ликвационные явления в силикатно-ферритно-галогенидных расплавах, а также возможные варианты кристаллизационной дифференциации, при которых обособление богатой железом галогенидной жидкости в пределах магматического очага, частично или полностью окристаллизованного, представляет собой естественное продолжение процесса концентрирования железа в рудно-магматических системах, богатых галогенидами щелочных металлов, следовало бы иметь в виду некоторые пути последующей миграции железа в виде высококонцентрированных галогенидных расплавов (или даже газовых эманаций) при температурах значительно более низких, нежели температуры собственно магматического процесса. Не вызывает сомнения и тот факт, что в связи с высокой жидкотекучестью и проницаемостью железосодержащей галогенидной жидкости или газа (см. табл. 3) галогениды железа могут принимать активное участие в процессах образования в карбонатных контактах материнских интрузивов магнетитовых залежей. И в этом случае физико-химическое моделирование на ЭВМ процессов взаимодействия галогенидов железа и карбонатов кальция в контактовых зонах материнских интрузивов в интервале температур $700-400^{\circ}C$ подтверждает возможность появления подобного рода магнетитовых скоплений, образование которых сопровождается не только скарновыми ореолами, но и зонами альбитизации и калишпатизации.

В свете вышеизложенного нам представляется правомерным под рудными флюидными магмами понимать не только ферритные магмы, обогащенные типовым набором летучих компонентов, но и такие рудные магмы, в состав которых входят не только ферритные, но и галогенидные жидкости, насыщенные летучими компонентами. В этом случае процесс формирования рудных магнетитовых тел будет осуществляться не только внедрением ферритно-галогенидной жидкости во вмещающие породы, но и осложняться после кристаллизации ферритов процессами взаимодействия галогенидной железосодержащей жидкости с карбонатными минералами вмещающих толщ, предопределяя этим самым не только процессы перекристаллизации первичных магнетитов, но и процессы формирования рудных магнетитовых тел при температурах значительно более низких нежели температуры собственно магматической стадии рудообразования.

Таким образом, акцентируя внимание на первично-магматической природе магнетитовых месторождений, мы тем не менее не умаляем большой роли метасоматических процессов в их формировании. Однако метасоматические процессы в их классическом понимании /Коржинский, 1955; Жариков, 1985/, как бы велико их значение не было для формирования окончательного облика магнетитовых месторождений, все же являются лишь осложняющими магматический характер. Поэтому, учитывая значимость обоих процессов и принимая во внимание возможность участия в рудном процессе галогенидных расплавов, богатых железом, можно говорить об интрузивно-метасоматической модели магнетитового рудообразования. В свете вышеизложенного интрузивно-метасоматическая модель формирования магнетитовых месторождений основывается на признании магматического источника рудного вещества, образования газонасыщенного расплава - рудной магмы, преимущественно интрузивного пути ее становления путем одноактной инъекции в интрузивно-эксплозивной форме с последующим частичным перераспределением рудного вещества под воздействием газовых эманаций и постмагматических гидротермальных растворов, в значительной степени маскирующих первично-интрузивную природу магнетитовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин Л.Н., Важенин С.Ф. Электрохимия расплавленных солей. - М.: Metallurgиздат, 1964. - 356 с.
- Алабин Л.В. Проблема генезиса и пространственного размещения сиенитов и скарново-магнетитовых руд в Кондомском железорудном районе Горной Шории // Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 19
- Атлас морфоструктур рудных полей / Акчурина В.Н., Бульникова В.А., Зубков Ю.Д. и др. - Л.: Недра, 19
- Ашурков В.А. Морфология выходящих на поверхность и "слепых" интрузивов Кондомского железорудного района Горной Шории и связь с ними железоруднения // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: СНИИГиМС, 19
- Бармин Л.Н., Есин О.А., Добровинский И.Е., Чучмарев С.К. Вязкость расплавов Fe-S, Ni-S, Co-S и ее связь с термодинамическими свойствами // Термодинамические свойства расплавов. - Новокузнецк, 19
- Батов Н.А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. - М.: Госгеолтехиздат, 19 Вып. 18. - С. 1-
- Богачкий В.В. Новый саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений // Материалы по геологии Красноярского края. - Красноярск, 19 С. 14
- Богачкий В.В. Курцерайте Ш.Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. - М.: Недра, 19 17
- Бондаренко П.М. К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 19
- Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об взрывных формах интрузивного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 19
- Бриннер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями // Проблемы эндогенных месторождений. - М.: Мир, 1964. - Вып. 2. - С. 649-684.
- Васильева А.И. Морфологические особенности ритмических текстур и их роль в выявлении условий рудообразования. - М.: Наука, 1970. - 12
- Великий А.С. Структуры рудных полей (в складчатых областях). - Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.
- Волярович М.П. К вопросу о вязкости расплавленных минералов и изверженных горных пород // Труды петрографического института. - М.: Изд-во АН СССР, 19 Вып. 12
- Вольфсон Ф.И. Структуры эндогенных рудных месторождений // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: Изд-во АН СССР, 1955.- С. 521-
- Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. - М.: Недра, 1975. - 271

- Вукалович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. - М.: Mashgiz, 1958. - 247 с.
- Ганеев И.Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений // Геохимия. - 1962. - № 10. - С. 917-924.
- Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. - М.: Изд-во иностр. лит., 1949. - 166 с.
- Григорьев В.И., Лапин С.С. Структурные особенности и зональность магнетитового оруденения Казского месторождения // Рудная зональность и физикохимия гидротермальных систем. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - С. 49-62.
- Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. - М.: Наука, 1965. - 144 с.
- Демьянец Л.К. Гидротермальный синтез окислов переходных металлов // Гидротермальный синтез и выращивание кристаллов. - М.: Наука, 1982. - С. 4-26.
- Дербилов И.В. Тейско-Тузунсинский железорудный район Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. - Томск, 1935. - № 26. - С. 1-145.
- Дербилов И.В., Руткевич И.С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. - 91 с.
- Долгушин С.С. О признаках магматической природы некоторых типов руд Анзасского месторождения // Новые данные по петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1973. - С. 89-96.
- Долгушин С.С. Глобулярные и полосчатые текстуры магнетитовых руд Анзасского месторождения // Магматизм, петрология, геохимия и минералогия Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Зап. Сиб. кн. изд-во, 1976а. - С. 84-90.
- Долгушин С.С. Оценка перспектив скарново-магнетитовых месторождений Западного Саяна и Кузнецкого Алатау на основе представлений о рудно-магматических системах // Критерии поисков и прогнозной оценки железорудных месторождений Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976б. - С. 15-52.
- Долгушин С.С. Морфология и перспективы скарново-магнетитовых месторождений Казырской группы (Восточный Саян) // Новые данные по гранитоидному магматизму и геологии железорудных месторождений Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. - С. 45-50.
- Долгушин С.С. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области // Сов. геология. - 1979. - № 2. - С. 81-92.
- Долгушин С.С. Морфология железорудных месторождений как критерий их генезиса // Генезис и перспективная оценка главных типов железорудных месторождений Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. - С. 10-16.
- Долгушин С.С., Зубков Ю.Д. Структурно-морфологический анализ как основа локального прогноза скарново-магнетитового оруденения // Скарны и руды. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 33-40.
- Долгушин С.С., Микубаев В.М. Структура и перспективы Тейско-Абагасского рудного поля // Геология и геофизика. - 1976. - № 12. - С. 79-86.
- Долгушин С.С., Микубаев В.М., Алабин Л.В. Эксплозивные брекчии Тейско-Абагасского рудного поля и связь с ними оруденения // Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - С. 66-79.
- Долгушин С.С., Павлов А.Л. Роль магматических процессов в формировании железорудных месторождений // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982. - С. 10-20.
- Долгушин С.С., Павлов А.Л. Дифференциация рудного вещества на Ярьшкольском магнетитовом месторождении // Миграция химических элементов в процессе петро- и рудогенеза. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - С. 64-73.
- Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1966. - 168 с.
- Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 188 с.
- Дымкин А.М., Павлов А.Л., Калугин И.А., Долгушин С.С. О ликвации рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве //

- Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. – С. 4–11.
- Дымкин А.М., Пермьяков А.А. Онтогенез магнетита. – Свердловск, 1984. – 179 с.
- Есин О.А. О применении статистической термодинамики к расплавленным силикатам // Геохимия. – 1976. – № 7. – С. 77–87.
- Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. – М.: Металлургия, 1966. – Ч. II. – 703 с.
- Жариков В.А. Условия скарнообразования по данным экспериментальных исследований // Эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1985. – С. 134–142.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области / Под ред. Бардина И.П.: В 2 т. – М.: Изд-во АН СССР. Т. 1, Кн. 1. – 1958. – 331 с.; Кн. 2. – 1959. – 602 с.
- Железорудные месторождения Сибири / Калугин А.С., Иванов В.И., Калугина Т.С. и др. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – 238 с.
- Желобов П.П., Куликов А.П., Абрамов Б.А. Исследования кристаллизации ультраосновного расплава // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. – С. 83–86.
- Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. – М., 1922. – 280 с.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 384 с.
- Загробян С.А. Конгломератовидные инъекционные дайки Кафанского рудного поля // Изв. АН АрмССР. – 1975. – № 3. – С. 35–40.
- Займских Н.В. Изучение физико-химических свойств расплавов, имеющих значение для металлургии: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. – Свердловск, – 1951. – 18 с.
- Зубков Ю.Д. Морфологические особенности скарново-магнетитового месторождения Темиртау // Геолого-геофизические и морфологические особенности магматогенных рудных месторождений Алтае-Саянской области. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1968. – С. 26–32.
- Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роль при формировании рудных месторождений // Геология и геофизика. – 1965. – № 10. – С. 23–33.
- Иванкин П.Ф. Морфология глубокозакрываемых магматогенных рудных полей. – М.: Недра, 1970. – 287 с.
- Иванкин П.Ф., Зубков Ю.Д. О морфогенезе скарново-магнетитовых месторождений, ассоциируемых с Тельбесским плутоном // Вулкано-плутонический магматизм и железорудение. – М.: Наука, 1969. – С. 42–50.
- Иванкин П.Ф., Нурбаев З.М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая // Сов. геология. – 1961. – № 3. – С. 39–45.
- Иванкин П.Ф., Соколова Н.И. О морфологии и зональности Тейской рудно-магматической системы // Геолого-геохимические и морфологические особенности магматогенных рудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1969. – С. 14–25.
- Кадик А.А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. – М., 1973. – 61 с.
- Калинин Д.В., Каныгин Л.И., Удуг Б.С. Апатито-пироксеновые жильные пегматоидные образования Таятского железорудного месторождения // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1962. – С. 163–174.
- Калугин И.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. – 140 с.
- Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. – 248 с.
- Карпов И.К., Кашик С.А., Пампура В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. – М.: Наука, 1968. – 143 с.
- Кассандров Э.Г. О рудных эффузивах и туфах железорудных месторождений Алтая // Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. – С. 25–36.

- Князев Г.Б. Морфология, состав и условия образования пироксеновых жильных скарнов и околорудных пород Табратского магнетитового месторождения (Восточный Саян) // *Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым.* - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. - С. 71-79.
- Князев Г.Б., Хохлов В.Е. Генезис руд Хабальского магнетитового месторождения (Восточный Саян) // *Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым.* - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. - С. 98-107.
- Князев Г.Б., Хохлов В.Е., Парубин А.А. Волковское месторождение - новый генетический тип железуруднения в Западном Саяне // *Геологические формации Сибири и их рудоносность.* - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1981. - С. 187-188.
- Коляго С.С. Петрология, минералогия и генезис Инского железурудного месторождения (Горный Алтай): Автореф... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1967. - 20 с.
- Корель В.Г. О месте скарно-промышленного железуруднения Алтае-Саянской складчатой области в развитии гранитоидных комплексов // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири.* - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - С. 45-55.
- Корель В.Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Недра, 1972. - 152 с.
- Корель В.Г. Магматизм и магнетитовое оруднение кольцевых вулканоплутонотектонических структур Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Недра, 1979. - 104 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.* - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - С. 332-552.
- Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования. - Недра, 1973. - 327 с.
- Коробов Л.Н., Хасикова Н.Д., Цылев Л.М. Гидродинамика взаимодействия струи водорода с расплавом и влияние ее на скорость восстановления окислов железа // *Восстановление и рафинирование железа.* - М.: Наука, 1968. - С. 32-59.
- Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. - Ташкент: Ср. и высш. шк., 1962. - 188 с.
- Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. - М.: Недра, 1965. - 507 с.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - 271 с.
- Кузубный В.С. О проблеме девонских гранитоидов Алтая // *Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области.* - Новосибирск: СНИИГиМС, 1974. - С. 9-17.
- Кузубный В.С., Иншин П.Д., Ведерников П.Г., Шнайдер М.С. Магматогенные брекчии Рудного Алтая и некоторые вопросы их генезиса // *Геология и металлогения Рудного Алтая.* - Алма-Ата: Наука, 1970. - С. 49-62.
- Кузнецов В.А. Рудные формации // *Геология и геофизика.* - 1972. - № 6. - С. 3-14.
- Кузнецов В.А. Генетические ряды и серии рудных формаций // *Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых.* - Ташкент: ФАН, 1975. - С. 6-15.
- Кузнецов Ю.А. Железуруднение и генетические типы интрузий // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* - 1955. - № 2. - С. 12-27.
- Кутыев Ф.Ш., Шаратов В.Н. Петрогенезис под вулканами. - М.: Недра, 1979. - 186 с.
- Кэй Дж. Лэби. Таблицы физических и химических постоянных. - М.: Физматиздат, 1962. - 247 с.
- Лапин С.С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 284 с.
- Лебедев П.И. Парагенезис железурудных и петрографических комплексов // *Труды по генезису руд железа, марганца и алюминия.* - М.: Изд-во АН СССР, 1937. - С. 45-66.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Магматические месторождения железных руд // *Избранные труды: В. 3 т.* - М.: Изд-во АН СССР, 1952. - Т. 3. - С. 385-395.

- Ловеринг Т.С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Тинтик.- М.: Изд-во иностр. лит., 1951. - С. 95.
- Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 183 с.
- Мазуров М.П., Васильева А.И., Едланцев Е.С. Строение, минеральный состав и черты генезиса железных руд Яршккольского месторождения // Рудная зональность и физикохимия гидротермальных систем. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - С. 95-104.
- Маракушев А.А., Громеницкий Е.П., Коротеев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. - 1983. - № 1. - С. 3-20.
- Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии // Редкометаллы граниты и проблемы магматической дифференциации. - М.: Недра, 1972. - С. 253-285.
- Меняйлов И.А., Никитин Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгаляций Большого Трещинного Толбачинского извержения. - М.: Наука, 1980. - 236 с.
- Минцер Э.Ф. О полимеризационной природе механизма рудоотложения // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1967. - № 5. - С. 40-47.
- Нарсеев В.А. Роль полимеризации в формировании расплавов и гидротермальном переносе вещества // Вестн. АН КазССР. - 1964. - № 8. - С. 42-49.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Хоудаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971. - 240 с.
- Нурбаев З.М., Кузубный В.С., Ингин П.В. Рудоносные взрывчатые брекчии на колчеданных и полиметаллических месторождениях // Рудоносные брекчии и их поисковое значение. - Алма-Ата, 1977. - С. 158-188.
- Нурбаев З.М., Полетаев А.И. Поститрузивные рудоносные брекчиевые трубки вулканоплутонической серии пород Коунрадского медно-порфирового месторождения // Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. - Алма-Ата: Наука, 1966. - С. 55-68.
- Овчинников Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. - Свердловск: Уф АН СССР, 1960. - 495 с.
- Овчинников Л.Н. Полигенность скарновых железорудных месторождений // Геология руд. месторождений. - 1980. - № 8. - С. 58-73.
- Орлов В.П. Явления зональности на Шерегешевском месторождении // Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. - С. 66-75.
- Павлов А.Л. О некоторых особенностях формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля // Геология и геофизика. - 1964. - № 6. - С. 83-96.
- Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 233 с.
- Павлов А.Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 80 с.
- Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - 208 с.
- Павлов А.Л., Дымкин А.М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 89 с.
- Парубин А.А., Власов Г.Н. Волковское железорудное месторождение // Разведка и охрана недр. - 1972. - № 7. - С. 22-26.
- Пастухов И.П. Новое о возрасте мелко-колчеданных месторождений на Южном Урале. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - С. 45-55.
- Пермяков А.А. Типоморфные особенности магнетита Коршуновского и Тейского месторождений: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - 1979. - 18 с.
- Персиков Э.Е. Вязкость магматических расплавов. - Новосибирск. М.: Наука, 1984. - 160 с.
- Поляков Г.В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом // Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. - М.: Наука, 1967. - С. 16-47.

- Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Сибири. - М.: Наука, 1970. - 312 с.
- Поляков Г.В., Сергеева Е.С., Телешев А.Е. Рудоносный габброальбитовый комплекс района Анзасского месторождения // Основные идеи М.А. Усова в геологии. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. - С. 45-55.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизм метасоматоза. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - 356 с.
- Приходько М.В., Долгушин С.С. Рудные вулканиты западной части Кызырсукско-карбайской железорудной зоны // Геология и геофизика. - 1985. - № 11. - С. 100-104.
- Проданчук А.Д., Лапин С.С. Месторождение Темиртау // Железорудные месторождения Алтае-Саянской складчатой области: В 2 т. - М.: Наука, 1959. - Т. 1, кн. 2. - С. 137-156.
- Реддер Э. Ликвация силикатных магм // Эволюция изверженных пород. - М.: Мир, 1983. - С. 24-66.
- Рудоносные брекчии и их поисковое значение. - Алма-Ата, 1977. - 224 с.
- Рябов В.В., Павлов А.Л. Физико-химические закономерности формирования магнезиально-скарнового парагенезиса в камерах расслоения интрузий норильского типа // Геология и геофизика. - 1984. - № 13. - С. 59-65.
- Селиверстова М.И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района // Сов. геология. - 1971. - № 6. - С. 36-48.
- Селиверстова М.И. О возможном вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых месторождений Кондомского района Горной Шории // Проблемы генезиса, зональности и перспективы железорудения Алтае-Саянской складчатой области: В 2 ч. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. - Ч. II - С. 76-84.
- Синяков В.И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. - 175 с.
- Синяков В.И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 196 с.
- Синяков В.И. Температурные условия образования магнетитовых руд скарновых месторождений // Теоретическая и генетическая минералогия. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. - С. 73-83.
- Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. - 114 с.
- Смит Ф.Г. Физическая геохимия. - М.: Недра, 1968. - 476 с.
- Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. - 120 с.
- Структуры рудных полей и месторождений / Под ред. Шаталова Е.Т. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 623 с.
- Ташинина М.В., Чепрасов Б.П. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1955. - Вып. 21. - С. 14-26.
- Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. - М.: Недра, 1974. - 206 с.
- Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. - М.: Наука, 1984. - 193 с.
- Тюлюпо Б.М. Баланс вещества при образовании магнетитовых месторождений в известковых скарнах // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. - С. 14-28.
- Уикс К.Е., Блок К.Е. Термодинамические свойства 65 элементов, их окислов, галогенидов, карбидов и нитридов. - М.: Металлургия, 1965. - 240 с.
- Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных // Карбонатиты. - М.: Мир, 1969. - С. 265-300.
- Филипович В.К., Дмитриев Д.Д. Статистическая модель ликвации трехкомпонентных стекол // Стеклообразное состояние. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971. - С. 60-62.
- Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. - М.: Изд-во иностр. лит., 1954. - С. 411-458.

- Хитаров Н.И. Вопросы формирования гидротермальных растворов // Труды лаборатории вулканологии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР. - С. 30-40.
- Хитаров Н.И. Глубинные процессы и задачи экспериментального исследования // Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 240 с.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А. Ликвация в природных силикатных системах // Геохимия. - 1978. - № 6. - С. 803-820.
- Хохлов В.Е. О возможности вулканогенно-магматического происхождения некоторых магнетитовых руд в Восточном Саяне // Материалы первой конференции молодых ученых. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. - Вып. 2. - С. 109-111.
- Хохлов В.Е., Князев Г.Б., Долгушин С.С. Рудные порфиры Хабылукского месторождения // Материалы по геохимии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. - Томск, 1981. - С. 50-56.
- Чесноков С.В., Красивская И.С. Конгломерат или интрузия? О некоторых метаморфизованных породах Урала и Северного Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975. - Т. 50, № 1. - С. 150-152.
- Шарапов В.Н. О возможностях "закрытых" эксплозий в гигабиссальных условиях // Физика и физикохимия рудообразующих процессов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971. - С. 221-241.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 186 с.
- Шахов Ф.Н. О происхождении гранитоидных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - С. 142-150.
- Щека С.А., Пятков А.Г., Вржосек А.А. и др. Парагенезисы микроэлементов магнетита. - М.: Наука, 1980. - 147 с.
- Щербина В.В. Форма переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации // Вопросы геохимии и минералогии. - Наука, 1956. - С. 72-82.
- Щербина В.В. Значение форм переноса химических элементов в образовании руд // Геология руд. месторождений. - 1966. - № 5. - С. 3-11.
- Явления ликвации в стеклах / Андреев Н.С., Мазурин О.В., Порай-Кошиц Е.А. и др. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. - 220 с.
- Язева В.Г. О природе порфирировых и обломочных пород, вмещающих Александровское месторождение (Южный Урал) // Сов. геология. - 1967. - № 12. - С. 50-60.
- Яковлева Е.Б. Автомагматические брекчии Казахстана // Сов. геология. - 1963. - № 8. - С. 35-45.
- Vadham J.P.N., Morton R.D. Magnetite - apatite intrusions and calcalkaline magmatism Camsel River, N.W.T. - Canad. // J. Earth Sci. - 1977. - Vol. 13, N 2. - P. 348-354.
- Dawson Y.B. Kimberlites and their relation to the mantle // Phil. Trans. Roy. - London, 1972. - Vol. 271, N 213. - P. 279-311.
- Geijer P. Sulfidic "Ball ores and the pebble dikes // Sever. geol. unders. - 1971. - Vol. 65, N 8. - P. 29.
- Gilmour P. Mineralized intrusive breccias as guides to concealed porphyry copper systems // Econ. Geol. - 1977. - Vol. 72, N. 2. - P. 290-298.
- Haggerty S.E. The Laco magnetite lava flow, Chile // Annual. Report of the director Geophysical Laboratory Carnegie Institution, 1968-1969. - Washington, 1970. - P. 329-330.
- Lacy E.D. The Gibbs free energy of silicate melts // Internat. Geol. Congr. Rep.; 23 Ses. Chechosl, 1968, Proc. Sec. 6. - Prague, 1968. - P. 251-258.
- Matsuo S. The behavior of volatiles in magma // J. Earth. Sci. Nagoya Univ., 1961. - P. 103-108.
- Naslund H.R. Liquid Immiscibility in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$ and its application to natural magmas // Annual. Report of the director Geophysical Laboratory Carnegie Institution of Washington Year Book 75, 1976. - P. 592-597.

- Phillpotts A.R. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks // *Econ. Geol.* - 1967. - Vol. 62. - P. 303-315.
- Robinson D.N. Magnetite-serpentine-calcite dykes at Premier Mine and Aspects of their Relationship to kimberlite and to carbonatite of alkalic carbonatite complexes // *Physics and chemistry of the Earth*. Oxford, N.-Y., Toronto, Sidney, Paris, Braunschweig, Pergamon Press, 1975. - P. 61-70.
- Sharapov V.N., Cherepanov A.N., Aprsimova N.G. Magma crystallization in intrusive processes // *Modern Geol.* - 1985. - N 9. - P. 25-31.
- Shumazu J. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion magmas // *J. Earth Sci, Nagoya Univ.* - 1961. - Vol. 9, N 2. - P. 185-223.
- Sparks R.S. The dynamics of bubble formation and growth in magma: a review and analysis // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* - 1978. - Vol. 3, N 1-2. - P. 54-60.
- Verhooogen G. Mechanism ash formation // *Amer. J. Sci.* - 1951. - Vol. 249, N 10. - P. 45-53.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Введение	5
<u>РАЗДЕЛ I. Геологические и структурно-морфологические особенности магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области . . .</u>	<u>7</u>
Глава I. Магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области	-
Глава II. Структурно-морфологические особенности железорудных месторождений	80
Глава III. Геологические критерии интрузивного генезиса магнетитовых месторождений	93
<u>РАЗДЕЛ II. Физико-химическая эволюция рудно-магматических систем</u>	<u>118</u>
Глава I. Основные закономерности концентрирования ферритного железа на магматическом и постмагматическом этапах	-
Глава II. Вязкость и температура магматических расплавов	125
Глава III. Несмесимость жидкостей в рудно-силикатных расплавах	130
Глава IV. Взрывные явления при формировании магнетитовых месторождений	135
Глава V. Оруденение и скарны	138
Глава VI. Общие закономерности физико-химических условий и механизмов формирования магнетитовых месторождений	148
Заключение	153
Литература	156

Сергей Степанович Долгушин
Аркадий Логинович Павлов

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
на примере Алтае-Саянской складчатой области

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Л.М. Акентьева
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник К.Г. Хомченко
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры Г.И. Шведкина, Е.В. Тухтарова

ИБ № 30199

Сдано в набор 20.05.87. Подписано к печати 18.09.87. МН-02275.
Формат 70x100 1/16 Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 13,7. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 650 экз. Заказ № 865. Цена 2 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука".
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077, Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.