

Я. П. Воклиц

Контактово-
метаморфические
месторождения
железа и меди
на Урале



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. АКАДЕМИКА А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

558.31/43

Я. П. Баклаев

Контактово-
метасоматические
месторождения
железа и меди
на Урале

(закономерности их
размещения и локализации)

837



Издательство «Наука»
Москва 1973



Контактово-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации).
Баклаев Я.П. М., "Наука", 1973 г.

На основе анализа имеющихся геолого-геофизических данных и личных многолетних полевых исследований определены основные закономерности размещения и локализации контактово-метасоматического оруденения. Выяснено, что в рудных поясах общеуральского простираения, тяготеющих к разломам глубокого заложения, разделяющим магасинклиории и мегаантиклиории, наиболее благоприятны для образования рудных полей и отдельных месторождений области пересечений разломов с поперечными к Уралу субширотными тектоническими зонами. Локализация оруденения определяется рядом структурных и литологических факторов, в частности наличием дорудных разрывных нарушений и даек. Контактово-метасоматический генезис месторождений доказывается тесной пространственной и генетической связью между оруденением, метасоматитами и интрузивными телами, зональным распределением близ последних метасоматических образований, приуроченностью оруденения к разным по возрасту осадочно-вулканогенным толщам, а также отсутствием в рудах остатков каких-либо железосодержащих соединений, указывающих на вулканогенно-осадочное происхождение. Важным поисковым признаком месторождений являются осветленные диопсид-альбитовые породы, окружающие скарново-рудные тела. В них по мере приближения к рудным телам наблюдается температурная метасоматическая зональность. Установленные закономерности размещения месторождений и локализации оруденения должны учитываться при поисково-разведочных работах. Табл. 23. Библ. 330 назв. Илл. 93.

Ответственный редактор
А.К. ГЛАДКОВСКИЙ

Б 0294-0405 506-73
042(02)-73

© Издательство "Наука", 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

В основу настоящей работы положены материалы, полученные автором в результате более чем тридцатилетнего изучения медно- и железорудных контактово-метасоматических месторождений восточного склона Урала между 62 и 50° с.ш., включая месторождения Главной железорудной полосы Тургайского прогиба. Автором критически проанализированы и обобщены фактические данные большого коллектива уральских и казахстанских геологов, занимающихся изучением и разведкой этих уникальных природных образований.

Главной задачей исследований являлось выяснение структурно-тектонических закономерностей размещения и локализации контактово-метасоматического оруденения в целях научного прогнозирования и поисков. Поскольку один структурный фактор еще не определяет собой образования того или иного месторождения, в работе кратко проанализирована роль и других факторов, в частности влияния литологического и магматического контроля.

Объектами исследований автора являлись почти все описанные в книге рудные поля и месторождения. В них были осмотрены и задокументированы имеющиеся горные выработки, просмотрены и задокументированы сотни километров керна буровых скважин, исследованы многие сотни шлифов, проанализировано около двух тысяч проб на различные элементы-примеси в породах и рудах.

В сборе и частично в обработке материалов автору оказывали помощь старший геолог Уральского геологического управления М.В. Баклаева, научные сотрудники Института геологии и геохимии УФ АН СССР А.А. Беляев, Ю.А. Полтавец, З.И. Полтавец, В.С. Каюрина, Г.А. Гревцов и И.С. Латышева. Большое количество спектральных анализов было выполнено в спектральной лаборатории того же института кандидатом геолого-минералогических наук Н.А. Ярош. Химические анализы горных пород, руд и отдельных минералов были произведены аналитиками Л.И. Меттих, В.А. Рудницкой, Т.П. Медведевой, а чертежные работы А.С. Меньшениной. Всем этим лицам автор приносит свою искреннюю благодарность. Автор глубоко признателен также члену-корреспонденту АН СССР профессору Л.Н. Овчинникову, весьма ценными советами и указаниями которого он пользовался на протяжении всего периода исследований.

Решение задачи по созданию прочной сырьевой базы черной металлургии на Урале тесно связано с прогнозированием и поисками контактово-метасоматических месторождений, поскольку они являются основными источниками добычи богатых железных руд. Большое значение имеют и меднорудные контактово-метасоматические месторождения, которые, к сожалению, пока малочисленны. За последние три десятилетия территория восточного склона Урала и Зауралья, где располагаются эти месторождения, была подвергнута детальному изучению. Наряду с геологической съемкой и независимо от нее в указанный период проводились интенсивные геофизические и буровые геолого-разведочные работы, которые привели к открытию новых крупных месторождений (Каچارское, Соколовское, Сарбайское, Алешинское, Северо-Песчанское, Ново-Песчанское, Ново-Масловское, Большереченское, Комбайхские, Давыдовское, Куттукское, Бенкалинское, Круглогорское и др.), а также и к значительному увеличению промышленных запасов на известных месторождениях. Опыт этих работ показал, что эффективность поисков в настоящее время во многом зависит от учета структурно-тектонических и литологических факторов.

Как объекты крупного промышленного значения контактово-метасоматические месторождения железа и меди на Урале издавна привлекали многочисленных исследователей. За период более чем двухвековой истории накопилась обширная литература, освещающая отдельные вопросы геологии, минералогии, геохимии и генезиса этих интереснейших образований в земной коре. Особенно интенсивно месторождения изучаются в современный период, который начинается работами А.Н. Заварицкого.

А.Н. Заварицкий (1922-1927, 1927-1929) изложил результаты детальных исследований горы Магнитной и дал обстоятельную сводку по медным месторождениям Урала. Он впервые указал на стадийность скарново-рудного процесса с образованием вначале безводных известково-железистых силикатов (скарнов) с отложением магнетита, гематита и частично пирротина, а затем - сульфидного оруденения с разложением первичных железистых силикатов и превращением их в амфибол, эпидот и другие гидросиликатные образования. Эта стадийность в настоящее время фиксируется во всех месторождениях контактово-метасоматического типа.

Несколько позднее появились работы А.К. Болдырева (1927а,б, 1930) и В.И. Станкевича (1934) по месторождениям Тагильского железорудного района; В.М. Дервиз (1924, 1933, 1934, 1936, 1937, 1938), В.П. Карманова (1939) и И.А. Зимина (1947) по месторождениям Гороблагодатского рудного поля; Е.П. МолдавANCEVA (1934, 1944 а,б, 1947), Е.П. МолдавANCEVA и В.М. Сергиевского (1937), В.А. Ершова и М.И. Алешина (1947), К.Е. Кожевникова (1951) по железорудным месторождениям Серовско-Ивдельского района; Л.С. Либровича (1936, 1939), Н.К. Высоцкого (1932 г.) и Н.И. Дингельштедта (1932, 1934) по району железорудных месторождений горы Магнитной. В этих работах была дана общая геологическая характеристика месторождений на фоне имеющихся в то время данных о строении Уральского региона, приведено описание вещественного состава руд и оценка их запасов, изложены некоторые соображения о генезисе месторождений. Хотя последующие исследования внесли весьма существенные дополнения к указанным работам, фактическая их основа не потеряла своего значения до настоящего времени.

На современном уровне вопросы, касающиеся геологического строения месторождений, условий их образования и закономерностей размещения в пределах Северного и Среднего Урала довольно подробно освещены в работах Л.Н. Овчинникова (1957, 1960), Я.П. Баклаева (1958, 1959, 1960а, 1963), Я.П. Баклаева и Л.Н. Овчинникова (1964), Л.Н. Овчинникова и Я.П. Баклаева (1960, 1962), Л.Н. Овчинникова и В.Г. Максенкова (1959), Н.Д. Знаменского (1966), В.А. Дунаева (1959б), В.А. Жарикова (1966), Д.С. Штейнберга (1953, 1955, 1957, 1958, 1960, 1963) и Л.В. Малаховой (1966). Аналогичные вопросы, касающиеся железорудных месторождений Южного Урала, с различной степенью подробности и в разных аспектах разбираются в работах В.М. Сергиевского (1953, 1958), В.Б. Потапова (1958), Е.И. Каминской (1956, 1960, 1966), К.П. Плюснина (1958, 1962а, 1963), М.А. Карасика (1959а, 1963), М.А. Карасика и В.А. Бугайло (1957), Г.Б. Ферштатера (1966), Я.П. Баклаева и Л.Н. Овчинникова (1964) и др. Указанным исследователям впервые удалось подметить некоторые общие закономерности в размещении железорудных контактово-метасоматических месторождений, установить их связи с определенными магматическими комплексами, метаморфическими изменениями и литологическим составом вмещающих пород.

По меднорудным месторождениям контактово-метасоматического типа после работ А.Н. Заварицкого исследований обобщающего характера не производилось. Изучались лишь отдельные месторождения, в частности Турьинская группа месторождений, сведения о которой содержатся в работах Д.С. Коржинского (1943, 1948, 1954), Л.Н. Овчинникова (1948б), Я.П. Баклаева (1959 а,б, 1960 а,б), Л.Н. Овчинникова и Я.П. Баклаева (1958, 1962), В.Ф. Чернышева (1960, 1961, 1962), М.З. Кантора (1966) и Г.С. Норштейна (1961, 1962, 1967а, б). Из работ по другим медным месторождениям необходимо отметить статьи С.Н. Иванова (1940, 1941), Р.Н. Кирьянова (1941, 1953) и И.Н. Бугаева (1968) по Гумешевскому месторождению, В.С. Домарева (1930, 1931) и К.П. Мазурина (1961) по месторождениям Тагильского района. Если месторождения Турьинской группы во всех отношениях в настоящее время изучены весьма детально, то этого нельзя сказать про другие месторождения. Несмотря на обширные поисково-разведочные работы на Урале, пока не найдено аналогов Турьинским месторождениям по запасам и качеству медных руд.

Большое количество работ в современный период было посвящено изучению минералогии железорудных и меднорудных месторождений и нахождению в них элементов-примесей. Сюда относятся работы А.К. Бруштейна (1932), Г.М. Мазаева (1934), К.Е. Кожевникова и Г.М. Мазаева (1934), И.В. Демьяна (1934), А.Е. Малахова (1938, 1941), Н.Г. Сумина (1951, 1953), Н.Г. Сумина и Н.К. Лашевой (1952), В.Вакара и Н.Г. Сумина (1946), Д.С. Коржинского (1944), М.А. Карасика (1947, 1948, 1949, 1953, 1954, 1955, 1957, 1959), Л.Н. Овчинникова (1948 а,б, 1949, 1953 а,б, 1959, 1960, 1964), Л.Н. Овчинникова, А.С. Шура (1951, 1952), Л.Н. Овчинникова, А.С. Шура и Н.Т. Елькиной (1953), Л.Н. Овчинникова, Н.А. Ярош и А.В. Мельникова (1960), Я.П. Баклаева и М.В. Баклаевой (1959), В.А. Дунаева (1959, 1960, 1963), К.С. Соловьева (1953), Н.В. Свяжина (1951), Е.С. Петровой (1955, 1956, 1957), С.В. Малинко (1963, 1966) и др. В результате этих исследований в месторождениях были установлены новые минералы: молибденит, кобальтин, линнеит, маггемит, самородный висмут, самородное золото, палыгорскит, ильваит, везувит, скаполит, феррогортоналит, гриналит, шпинель, кордиерит, тыннит, шорломит, шефферит, ферроавгит, таумасит, фроловит, коржинскит, кальциборит. Были установлены основные закономерности распределения кобальта, никеля, мышьяка, меди и других элементов-примесей в сульфидах и силикатах, показана зависимость ультра- и микропористости отдельных минералов (гранат, магнетит) от условий их образования.

Условия образования контактово-метасоматических месторождений Урала во многом нашли свое отражение в работах Д.С. Коржинского (1941, 1943, 1945, 1948, 1953, 1969). В развитие его теории применительно к отдельным объектам значительные исследования были выполнены Л.Н. Овчинниковым (1955, 1960, 1965, 1966, 1967) и Д.С. Штейнбергом (1953, 1955, 1958, 1963), отчасти Я.П. Баклаевым (1960, 1963), М.З. Кантором (1966) и В.А. Жариковым (1960, 1963, 1966). В них нашли свое дальнейшее решение вопросы метасоматической зональности, парагенезисов скарных и околосокарных образований, общие особенности минерального состава скарнов, околосокарных пород и руд.

В 1950-1953 гг. в Тургайском прогибе был открыт крупный пояс контактово-метасоматических месторождений. В результате напряженного труда большого коллектива геологов и геофизиков Уральского и Североказахстанского геологических управлений (С.Д. Батишев-Тарасов, Д.Д. Топорков, И.А. Кочергин, В.К. Пятунин, Н.М. Беляшов, Е.М. Ананьева, В.А. Бугайло, З.Я. Сегаль, В.М. Щербак, Н.Г. Пиунов, С.И. Кандауров, Г.М. Тетерев, Н.К. Овечкин, С.Н. Гайс, А.И. Москаленко и др.) удалось выявить и разведать крупнейшие не только на Урале, но и в мировой практике, месторождения железных руд.

А.Е. Бекмухаметов (1965, 1966, 1967, 1970), Н.М. Беляшов (Беляшов, Фаина, 1958; Беляшов, Постнова, 1960; Беляшов, 1963, 1965), В.А. Бугайло (Бугайло, 1962), А.М. Дымкин (1956, 1962; Дымкин и др., 1964; Дымкин, 1966; Дымкин, Могилева, Тетерев, 1967; Дымкин, Новожилов, Фатхутдинов, 1967), В.А. Завадрицкий (1960, 1963), Н.В. Иванов (Иванов и др., 1967), В.М. Изойтко (1964, 1966), В.М. Изойтко и Г.С. Порогов (1964), П.Н. Кобзарь (1960; Кобзарь, Беляшов, 1959; Кобзарь и др., 1962, 1966, 1968), И.А. Кочергин (1961, 1962, 1963, 1971), И.А. Кочергин и В.К. Пятунин (1958, Кочергин и др., 1962), Е.А. Мазина и О.К. Ксенофонтов (1961а,б), Н.К. Овечкин и Д.Д. Топорков (1958), Д.О. Онтоев (1956, 1958 а,б), Г.А. Соколов (1953, 1967), Г.М. Тетерев (1953, 1965), В.М. Щербак (1966), Ю.Н. Яковлев (1962а) и ряд других исследователей показали, что контактово-метасоматические месторождения Тургайского прогиба по геологическому строению, вещественному составу руд, закономерностям размещения оруденения мало чем отличаются от месторождений более западной части территории восточного склона Урала. При этом было обращено внимание на следующие их особенности.

1. Значительное развитие в некоторых рудных полях (Каچارском, Давыдовском, Соколовско-Сарбайском) скаполитовых метасоматитов и апоскарновых эпидот-актинолитовых пород (Куржункульское, Елтайское, Шагыркульское месторождения), тесно ассоциирующих с магнетитовым оруденением и образующихся с ним одновременно.

2. Рудные поля большинства месторождений Тургайского прогиба находятся на значительном удалении от центров формирования рудоносных интрузий, причем связь между наблюдаемыми здесь интрузивными телами и оруденением часто только парагенетическая.

3. Масштабы метасоматических процессов в Тургайском прогибе значительно больше, чем на Урале; магнетитовые руды замешают здесь не только осадочные — карбонатные, но очень часто (чаще, чем в других районах Урала) и вулканогенные породы, с одновременным их скарнированием и гидротермальными изменениями (альбитизация, скаполитизация, пироксенизация и др.).

4. Возраст магнетитового оруденения более молодой, чем в западной части восточного склона Урала ($C_1 - C_2$ против $D_3 - C_1$).

5. Одновременно с альбитизацией (осветлением) вулканогенных пород, которая сопровождается разложением темноцветных минералов и выносом из пород железа, в находящихся среди них прослоях известняков происходит перекристаллизация кальцита и удаление силикатных примесей, т.е. происходит мраморизация известняков за счет тепла и химического воздействия гидротермальных растворов.

Упомянутые исследователи Тургайского прогиба и Урала в целом уделили большое внимание изучению химизма метасоматических процессов, установлению вещественного состава руд, общей геологической характеристике региона и отдельных месторождений.

С 1957 г. Уральское, а затем и Североказахстанское геологические управления проводят большие работы по составлению комплекса общеуральских карт, в том числе прогнозно-металлогенических карт по железорудным и меднорудным месторождениям контактово-метасоматического типа. На этих картах обобщен огромный фактический материал по общей геологии, тектонике, стратиграфии, магматизму, геофизике и т.д., выделены зоны распространения указанных месторождений, а в объяснительных записках к картам приведено их краткое описание по общей разработанной схеме. Однако во всех материалах по прогнозированию, на базе которых в настоящее время проектируются и осуществляются поисково-разведочные работы, на наш взгляд, имеется один существенный недостаток, снижающий эффективность этих работ. Суть его сводится к тому, что еще не в должной мере анализируется и учитывается роль структурно-тектонического и литологического факторов локализации оруденения и размещении эндогенных месторождений. Основываясь на детальных геологических и геохимических исследованиях и принимая во внимание имеющиеся геофизические данные автор стремился несколько заполнить этот пробел. Он выяснил следующее.

1. По совокупности геологических и геохимических признаков в рудных полях контактово-метасоматического типа вполне однозначно могут быть выделены разрывные нарушения, контролирующие распределение рудных тел и отдельных месторождений. Образование этих нарушений зависит от общей структуры рудного поля, происходит одновременно с формированием интрузивных тел и находится в непосредственной связи с дифференцированными подвижками земной коры в пределах зон формирования глубинных разломов.

2. Рудные пояса контактово-метасоматических месторождений отчетливо приурочены к местам сочленений пликативных структур II и отчасти III порядков, которые характеризуются как достаточно мобильные зоны. На размещение месторождений и масштабы оруденения существенное влияние, по-видимому, оказали также широтные и субширотные пликативно-разрывные структуры, в областях пересечений которых с меридиональными общеуральскими структурами главным образом и локализуются рудные поля промышленных месторождений.

3. Все многообразие структур рудных полей контактово-метасоматических месторождений укладывается в четыре типа, причем наиболее распространенными являются рудные поля, приуроченные к сводовым частям брахиантиклинальных складок. Перспективными для рудоотложения признаются также рудные поля, тяготеющие к брахисинклинальным структурам и флексурным зонам, в связи с образованием здесь крутопадающих разрывных нарушений, открывающихся по направлению к местам формирования рудоносных растворов и располагающихся нередко симметрично относительно материнских интрузивных массивов.

4. Влияние дизъюнктивной тектоники на локализацию оруденения усиливается по мере удаления месторождений от центров формирования рудоносных интрузий. Установлено, что месторождения скаполитового подтипа, стлечающиеся мощным развитием метасоматических процессов и концентрацией оруденения при значительном

удалении их от интрузивов, образуются всегда в зонах крупных разрывных нарушений, среди рудных полей, приуроченных к брахисинклинальным структурам или флексурным зонам. Роль разрывных нарушений значительно повышается и в меднорудных месторождениях, удаленных по сравнению с железорудными на большее расстояние от центров формирования рудоносных интрузивов.

5. Одним из указателей на разрывные нарушения в рудных полях контактово-метасоматического типа являются дайки магматических пород, которые имеют как дорудный, так и послерудный возраст. Установлено, что критериями для распознавания дорудных даек могут служить: химический состав находящегося в них магнетита и характер метасоматических изменений пород в зальбандах.

6. Рудные тела и скарновые зоны в железорудных контактово-метасоматических месторождениях сопровождаются обычно мощными зонами осветления — альбитизацией, диопсидизацией и скаполитизацией вулканогенных пород, происходящими относительно в разное время. Автором произведена классификация осветленных пород и выявлены критерии отличия соскарновых — дорудных осветленных пород (которые являются поисковым признаком на магнетитовое оруденение) от послемагнетитовых альбитизированных пород, образующихся в низкотемпературную гидротермальную стадию.

7. В пределах изученных рудных полей и отдельных месторождений имеется определенная метасоматическая зональность, которая выражается в смене более высокотемпературных образований низкотемпературными в направлении от главных путей циркуляции гидротермальных растворов — зон дорудных разрывных нарушений. Образование месторождений в пределах рудных поясов и рудных полей зависит от благоприятного сочетания структурных, литологических и магматических факторов, причем первые имеют наиболее важное значение.

8. Анализ структурных особенностей локализации оруденения и изучение связей между разрывной тектоникой, метасоматическими изменениями и оруденением позволяет предложить некоторые новые поисковые критерии для месторождений контактово-метасоматического типа. Приятно сознавать, что применение этих критериев на практике уже привело в отдельных рудных полях к открытию новых месторождений (Нэвофроловское, Новоникитинское, Северо-Песчанское месторождения в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле, Куттукское месторождение в Давыдовском рудном поле и др.).

РУДНЫЕ ПОЯСА КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И СВЯЗЬ ИХ СО СТРУКТУРОЙ УРАЛА

На Урале известно более сотни контактно-метасоматических месторождений, имеющих промышленное значение. Они распределяются на его обширной территории весьма неравномерно. Подавляющее большинство месторождений находится в пределах средней и северной частей восточного склона Урала (севернее Уфимского плато), а также в Тургайском прогибе. В южной половине основной части восточного склона наличие месторождений пока крайне ограничено (Магнитогорское, Богдановское, Сарыобинское и некоторые другие), что наряду с несколько специфической литологической обстановкой, как будет видно из дальнейшего, объясняется еще и недостаточной изученностью этой территории.

На западном склоне Урала геологическая обстановка (миогеосинклинальные условия, отсутствие крупных дорудных дизъюнктивных нарушений и продуктивных интрузий) не способствовала образованию контактно-метасоматических месторождений. Поэтому здесь пока известно только одно – Троицко-Осамское месторождение в Кизеловском районе. Оруденение представлено вкрапленниками магнетита в роговиках, образовавшихся в результате метаморфического изменения глин и мергелей в контактовой зоне небольшого массива порфириовидного сиенита (Штейнберг, 1944).

В размещении контактно-метасоматических месторождений Урала в первую очередь находит свое отражение его линейно-полосчатое строение, обусловленное чередованием крупных структурных элементов. Л.Н. Овчинников (1960, стр. 428) впервые подметил, что все месторождения этого типа на Среднем и Северном Урале "...располагаются в виде узких меридиональных поясов, причем подавляющее большинство из них, включая все наиболее крупные и все эксплуатирующиеся, укладываются в два пояса, вытянутых на 600 км и ограничивающих с востока и запада Зеленокаменный синклинорий"¹. Последующие работы большого коллектива уральских геологов подтвердили это положение. Выявленные в ходе проведения геолого-поисковых работ новые месторождения – Ново-Масловское, Сосьвинское, Ново-Песчанское, Северо-Песчанское, Круглогорское, Большереченское, Комбаихинское, Романовское и др. – оказались приуроченными к выделенным поясам, причем не только к двум главным, но и к поясам более мелкого значения (Третий и Четвертый восточные пояса). Очень перспективным на железное оруденение оказался Зауральский пояс, где к крупнейшим месторождениям – Качарскому, Соколовскому, Сарбайскому – добавились, приуроченные к той же Валерьяновской структурной зоне, Куржункульское, Сорское, Талкульское, Давыдовское, Южно-Сарбайское, Шагьркульское, Бенкалинское, Кулькульское, Куттукское и некоторые другие, также довольно крупные, месторождения.

После того как было произведено тектоническое расчленение Урала по схеме, составленной под редакцией И.Д. Соболева (1963), оказалось, что пояса контактно-

¹ Зеленокаменный синклинорий сейчас именуется Тагильско-Магнитогорским погружением (Пронин, 1959; Соболев, 1963).

метасоматических месторождений находятся главным образом среди погружений, приурочиваясь к зонам сочленений тектонических структур II и отчасти III порядка (рис. 1). Эти зоны сочленений, по данным многочисленных геофизических и геологических работ (Кузнецов, Фролова, 1955; Кузнецов, Таврин, 1958; Пронин, 1959; Огарин, Гаррис, 1960; Плюснин, 1962а,б; Халевин, 1962; Ананьева, Дорофеев, 1963; Минкин, 1963а, Соболев, 1963; и др.) характеризуются следующими особенностями: 1) развитием интенсивных зон расслабления и милонитизации с изгибами и последовательным срезанием вдоль них пликвативных структур более высокого порядка; 2) наличием резких переходов от антиклинорий к синклинориям, что выражается в несоответствии мощностей, состава и возраста соприкасающихся осадочно-вулканогенных толщ, а также четкими гравитационными ступенями по их границам; 3) наличием узких, линейно вытянутых (жилообразных) тел ультраосновных и основных пород, а также гранитоидов, что свидетельствует о возникновении вдоль границ соприкосновения крупных разрывных структур — разломов глубокого заложения.

Приведенные данные, подтверждаемые нашими наблюдениями, показывают, что по границам сопряжения пликвативных структур II, как и I, порядка происходили крупные дифференцированные подвижки земной коры и возникали разрывные нарушения, которые А.В. Пейве (1945, 1947, 1956) предложил называть глубинными разломами.

Поскольку погружения на восточном склоне Урала представляют собой синусоидальные прогибы, вполне естественным будет рассматривать разломы, образовавшиеся в их краевых частях, как следствие разрешения срезающих напряжений, возникших в упругую стадию деформации Земли, а разломы внутри погружений — как трещины растяжения, возникшие в ту же стадию вследствие разрешения изгибающих напряжений (Асланян, 1960).

Первые из упомянутых разломов характеризуются большой протяженностью (сотни и тысячи километров), большой глубиной и значительным (6–10 км) смещением толщ горных пород. Почти на всем протяжении они сопровождаются линейно вытянутыми интрузивными и эффузивными образованиями ультраосновного и основного состава. В последнее время такие разломы I порядка называют сверхглубинными (Хаин, 1960; Пейве, 1960) или линеаментами (Муди, Хилл, 1960). Разломы внутри погружений, наблюдающиеся чаще всего по границам структур II порядка, характеризуются меньшим протяжением по простиранию (до 300–400 км) и по падению (до 10 км), значительно меньшими амплитудами смещений по вертикали (сотни метров и первые километры) и развитием вдоль них габброидов и гранитоидных интрузий преимущественно кислого или среднего состава, а также жилообразных и пластообразных тел серпентинитов, диабазов и диабазовых порфиритов.

Геофизические (в том числе сейсмические) и геологические наблюдения в зонах развития глубинных разломов указывают на крутое падение разрывных швов (70–90°), причем разломы II порядка, или второй группы, по Е.В. Хаину (1960), ориентированы обычно более круто. Они примыкают к разломам I порядка только в местах их сближения по простиранию. На всех других участках разломы следуют почти параллельно друг другу и состоят иногда из нескольких близко расположенных тектонических зон. Ширина зон глубинных разломов обычно достигает нескольких километров, иногда даже нескольких десятков километров.

Для суждения о характере движений блоков вдоль глубинных разломов на Урале данных пока недостаточно. К.П. Плюснин (1962а), развивая взгляды А.В. Пейве (1960), пришел к выводу, что все глубинные разломы на восточном склоне Южного Урала являются сдвигами. Однако отсутствие значительных горизонтальных смещений литофаций, мощных, выдержанных по простиранию зон дробления и ориентированных складок волочения, что характерно для сдвигов на территории Северной Америки и других районов земного шара (Муди и Хилл, 1960), а также других признаков, не подтверждает этого вывода. Поскольку перемещение блоков происходит главным образом в вертикальном направлении, при подчиненном горизонтальном смещении, глубинные разломы II порядка на восточном склоне Урала, вероятнее всего, имеют характер региональных сбросов или сбросо-сдвигов. Судить о характере разломов II порядка из-за недостаточности фактического материала пока невозможно.

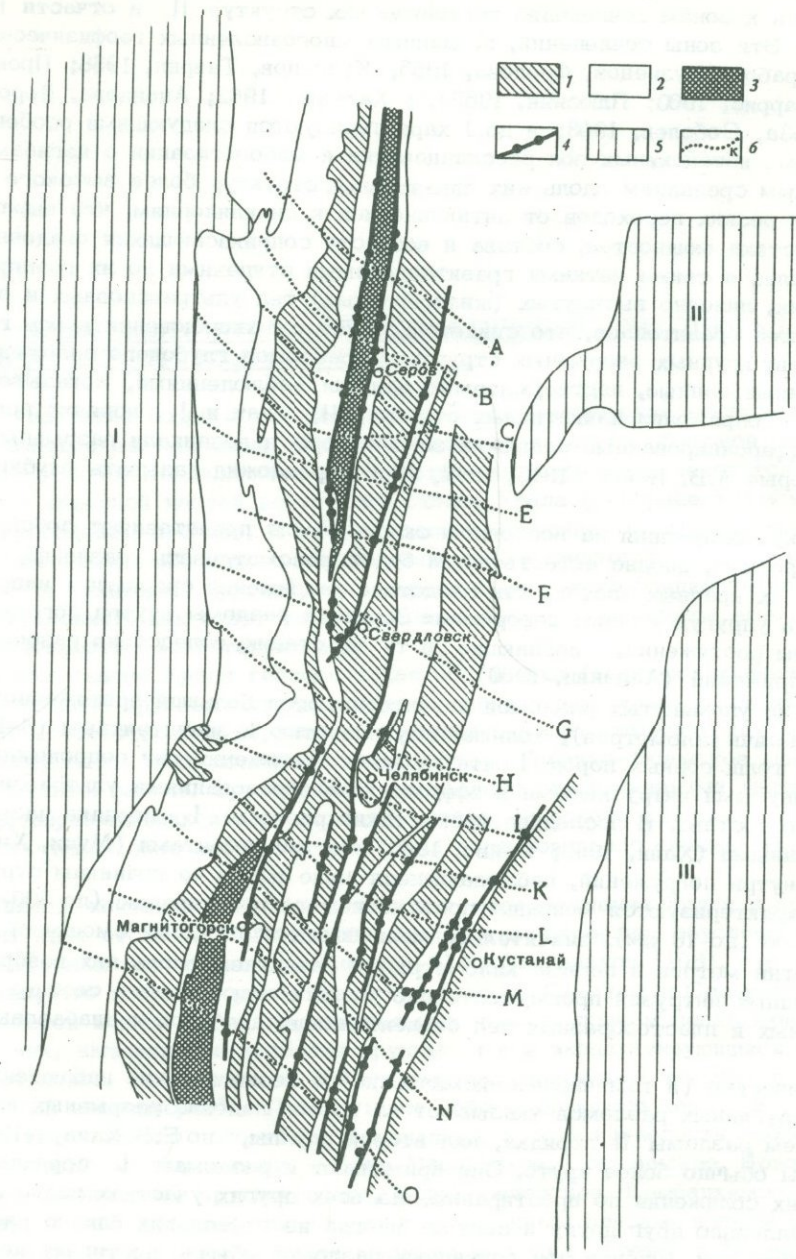


Рис. 1. Пояса контактно-метасоматических месторождений Урала. По Л.Н.Овчинникову и Я.П.Баклаеву

1 - антиклинории; 2 - синклинории; 3 - мегасинклинории в погружениях; 4 - рудные пояса; 5 - крупные структуры, примыкающие к Уралу: I - Русская платформа, II - Уват-Тавдинский выступ, III - Казахская складчатая страна; 6 - оси поперечных древних структур, намечающихся по геофизическим данным

Связь между глубинными разломами и эндогенными месторождениями является не только пространственной, но и генетической. Установлено, что: 1) рудоносные интрузивные массивы и вулканические комплексы располагаются непосредственно в зонах развития глубинных разломов; 2) в зонах развития глубинных разломов можно наблюдать месторождения различного возраста и генезиса — магматические, контакто-метасоматические, гидротермальные, причем отмечаются взаимные переходы между ними и наложение одного типа минерализации на другой (Покровское, Баяновское, Третье Северное и Тарньерское месторождения на Северном Урале, Высокогорское, имени III Интернационала и Кировградское рудные поля на Среднем Урале и др.). Это, как мы полагаем, является следствием, длительного существования глубинных разломов; 3) разрывные нарушения, контролирующие распределение продуктивных интрузивных массивов и оруденения в пределах отдельных районов и рудных полей, нередко являются опережающими по отношению к глубинным разломам.

Трудно переоценить важное прогнозное значение закономерной приуроченности поясов эндогенных месторождений к определенным регионально-структурным элементам. "Принадлежность рудного пояса в целом, отдельных продуктивных интрузивных массивов и собственно месторождений, в частности, к тому или иному пограничному глубинному разлому должна рассматриваться как первая — меридиональная координата локализации месторождений и их рудных полей" (Овчинников, Баклаев, 1962, стр. 82).

В настоящее время на основе структурно-тектонического принципа могут быть выделены следующие пояса рудных полей контакто-метасоматических месторождений Урала: Главный западный, Главный (Первый) восточный, Второй восточный, Третий восточный, Четвертый восточный, Пятый восточный, Шестой восточный, Тургайский (Зауральский).

ГЛАВНЫЙ ЗАПАДНЫЙ ПОЯС

Общая характеристика Главного западного пояса и входящих в него месторождений (Второе Северное, Третье Северное, Воскресенское, Покровское, Алексеевско-Кормильцевское, Гороблагодатское, Валуевское, Осокино-Александровское, Высокогорское, Лебяжинское, Евстюнинское, Карабашское, Сугурское и некоторые другие) дана Л.Н. Овчинниковым (1960) и не нуждается в особых дополнениях. В соответствии с его взглядами, к этому же поясу в пределах Южного Урала относятся месторождения Магнитогорского рудного поля, а также Богдановское и Круглогорское месторождения.

По схеме тектонического расчленения Урала, предложенной Уральским геологическим управлением (редактор И.Д. Соболев), западный пояс в его северной половине совпадает с зоной сочленения Лозьвинско-Ревдинской моноклиальной структуры с Ивдельским синклиномом на севере и Дегтярско-Уфалейским на юге (рис. 2, 3, 4)². На границе структур происходит резкая смена пород по возрасту и условиям залегания, изменяются мощности пород и направления осей складок. Кроме того, здесь же фиксируются крупные (длиной до 150 км по простиранию) меридиональные разломы, залеченные иногда линейно-вытянутыми интрузивными телами диоритов, диабазов и крупными дайками диоритовых и диабазовых порфиритов. Это — разломы Третьего Северного рудника, Северо-Уральских бокситовых рудников,

¹ Как показали работы ряда исследователей в Алтае-Саянской складчатой области (Поспелов, 1957б, 1958; Курцерайте, 1964; Гревцов, 1968; Поляков, 1971), Южной Сибири (Богачкий, 1959 а, б; 1962) и на Дальнем Востоке (Радкевич, 1959), указанная закономерность характерна и для других регионов Советского Союза.

² Здесь, как и во всех других местах, наименование структур дано по схеме тектонического расчленения Урала, предложенной Уральским геологическим управлением (редактор И.Д. Соболев).

Туринский разлом в пределах Исовского, Кушвинского, Тагильского, Кировоградского районов и др. В мезозойское время на границе структур развивались узкие меридиональные впадины, выполненные угленосными триасово-юрскими отложениями (Туринская, Веселовская, Волчанская и Люльинская депрессии).

Все приведенные факты заставляют согласиться с Л.Н. Овчинниковым (1957, 1960), что западный пояс контактово-метасоматических месторождений располагается в зоне разлома глубокого заложения, который был выделен А.В. Пейве (1947) и Н.А. Штрейсом (1951) и назван Покровско-Качканарско-Баранчинским. Развитие этого разлома началось, по-видимому, в ордовике и продолжалось в течение не только ордовикско-раннедевонского этапа (Соболев, 1963), но и позднее. Об этом свидетельствует наличие в пределах Главного западного пояса последевонских интрузий.

В южной части Тагильско-Магнитогорского погружения продолжение Главного западного пояса, названное Л.Н. Овчинниковым (1960) Магнитогорским поясом, располагается на границе Магнитогорского синклиория с Ахуновско-Кацбахским антиклинорием. На геологической карте любого масштаба видно насколько сложной в тектоническом отношении является эта граница. Если в пределах Кизильского синклиория прослеживаются узкие линейно-вытянутые в меридиональном направлении складки с соответствующей ориентировкой массивов рудоносных гранитоидов и дорудных тектонических нарушений (рис. 5,6), то в пределах Ахуновско-Кацбахского антиклинория характер структур резко меняется. Здесь развиты широкие складки северо-восточного и северо-западного простираний с соответствующей переориентировкой осей интрузивных массивов и появлением дополнительных разрывных нарушений субмеридионального простирания. Детальное геологическое картирование, проведенное в пределах Магнитогорского рудного поля и его окрестностей (см. рис. 6), показывает, что по границе синклиория и антиклинория проходит разлом глубокого заложения, по отношению к которому субмеридиональные нарушения являются оперяющими. Возраст интрузивных тел, связанных с этими нарушениями, определяется, по данным различных авторов (см. табл. 3), как начало или середина карбона.

ГЛАВНЫЙ (ПЕРВЫЙ) ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Главный восточный пояс контактово-метасоматических месторождений наиболее четко выражен в северной половине восточного склона Урала, где он в близком к меридиональному направлении протягивается вдоль границы Ивдельского и Актайского синклиориев. Только в Первоуральском районе, где ширина Тагильско-Магнитогорского погружения минимальная, месторождения располагаются непосредственно на границе погружения с Верх-Исетским антиклинорием, относящимся к Восточно-Уральскому поднятию (см. рис. 2,3).

Центральное место в Главном восточном поясе занимает Ауэрбахо-Турьинское рудное поле, включающее в себя около двух десятков промышленных месторождений железа и меди. Здесь вдоль западного и северо-восточного контактов сравнительно небольшого Ауэрбаховского гранодиоритового интрузива располагаются широко известные в литературе Ауэрбаховское, Троицкое, Воронцовское, Владыкинское, Гаревское месторождения и открытые совсем недавно крупные по запасам Северо-, Ново- и Южно-Песчанские месторождения. К северу от них, около сателлитов Ауэрбаховского массива, находятся знаменитые медные месторождения: Фроловское, Никитгинское, Богословское, Башмаковское, Вадимо-Александровское, Ново-Фроловское, Васильевское и др. Рудное поле интенсивно разведывается и изучается более двухсот лет. В последнее время здесь получены интересные данные о роли крутопадающих разрывных нарушений в размещении оруденения, о зональности рудотложения, составе скарновых зон и т.д. Главным образом на базе изучения этих месторождений Д.С. Коржинский (1948, 1953) разработал и обосновал реакционно-метасоматическую теорию скарнообразования.

Севернее Ауэрбахо-Турьинского находится Масловское рудное поле, где за последние годы также были открыты новые месторождения: Ново-Масловское, Сосьвинское, Восточно-Сосьвинское. В отличие от многих других уральских контактово-метасоматических месторождений, здесь обращает на себя внимание приуроченность

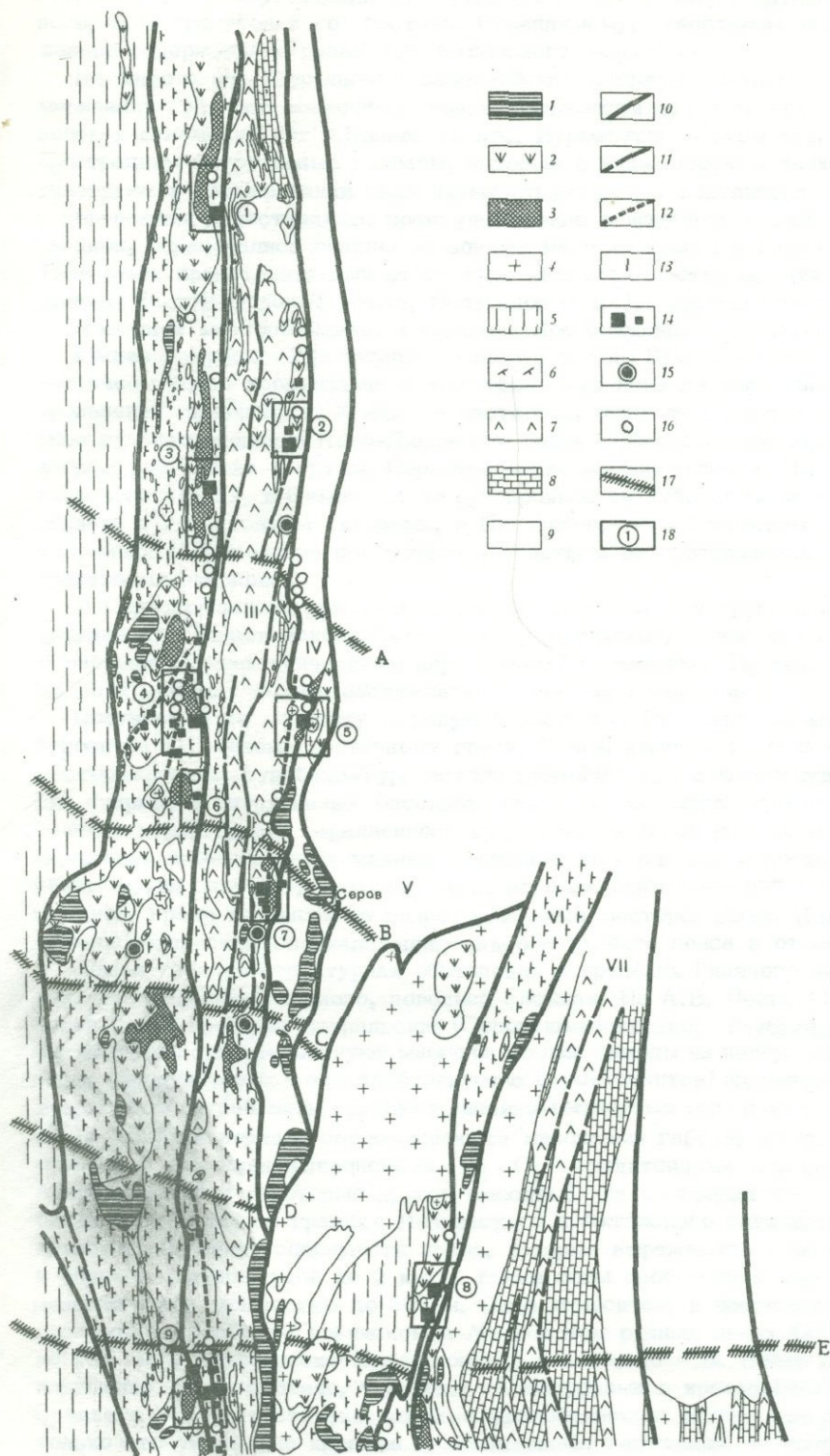


Рис. 2. Геолого-структурная схема северной части восточного склона Урала. По материалам Уральского геологического управления с некоторыми дополнениями автора

1 - средне- и верхнепалеозойские перидотитовые интрузивные формации; 2 - основные интрузии базальтоидных формаций; 3 - кислые интрузии базальтоидных формаций; 4 - гранитные формации; 5-9 - отложения: 5 - рифея, 6 - нижнего палеозоя и силура, 7 - девона, 8 - карбона, 9 - мезозоя и кайнозоя; 10, 11 - разломы глубокого заложения: 10 - II порядка, 11 - III порядка; 12 - рудоконтролирующие локальные разломы; 13 - главные структуры: I - Центрально-Уральское поднятие, II - Лозьвинско-Ревдинская моноклиальная структура, III - Ивдельский мегасинклиорий, IV - Актайский синклиорий, V - Салдинский антиклиорий, VI - Свердловский синклиорий, VII - Алапаевско-Теченский мегасинклиорий; 14 - контактово-метасоматические месторождения; 15 - рудопроявления; 16 - перспективные магнитные аномалии; 17 - оси поперечных древних структур: А, В, С, D, E; 18 - рудные поля (цифры на карте): 1 - Второе Северное, 2 - Первое Северное, 3 - Третье Северное, 4 - Покровско-Высотинское, 5 - Масловское, 6 - Алексеевско-Кормильцевское, 7 - Ауэрбахо-Турьинское, 8 - Пийское, 9 - Горблагодатское

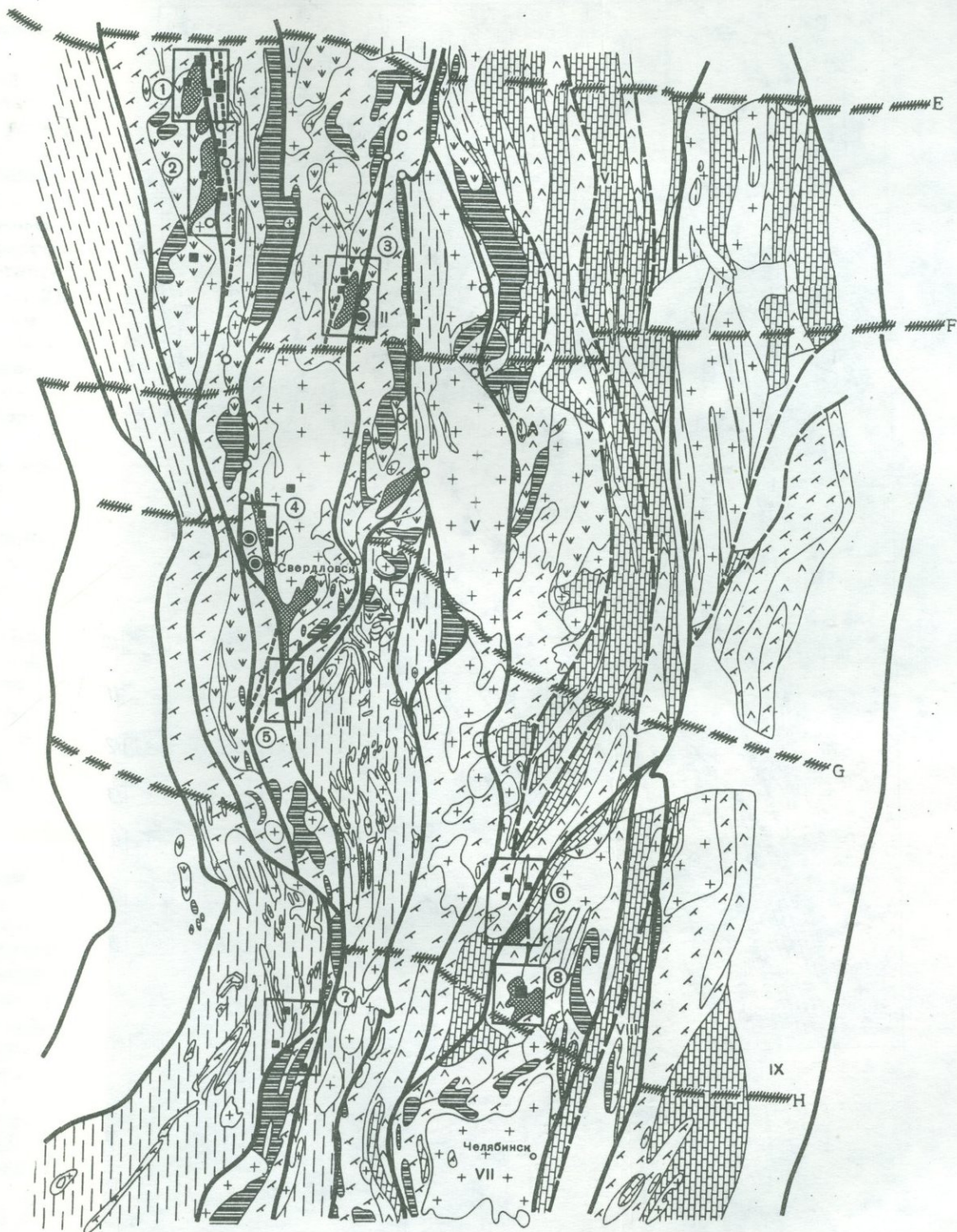


Рис. 3. Геолого-структурная схема средней части восточного склона Урала. По материалам Уральского геологического управления

Условные обозначения см. рис. 2. Главные структуры: I – Верхисетский антиклинорий, II – Свердловский синклинорий, III – Сысертско-Ильменогорский мегаантиклинорий, IV – Арамилский синклинорий, V – Мурзинско-Суундукский мегаантиклинорий, VI – Алапаевско-Теченский мегасинклинорий, VII – Челябинский мегаантиклинорий, VIII – Копейско-Домбаровский мегасинклинорий, IX – Мариновский мегаантиклинорий. Оси поперечных древних структур: E, F, J, H. Рудные поля (цифры на карте): 1 – Гороблагодатское, 2 – Высокогорское, 3 – Петрокаменское, 4 – Первоуральское, 5 – Гумешевское, 6 – Зырянкульско-Кульмяковское, 7 – Теплогорско-Уфимско-Сугурское, 8 – Теченское

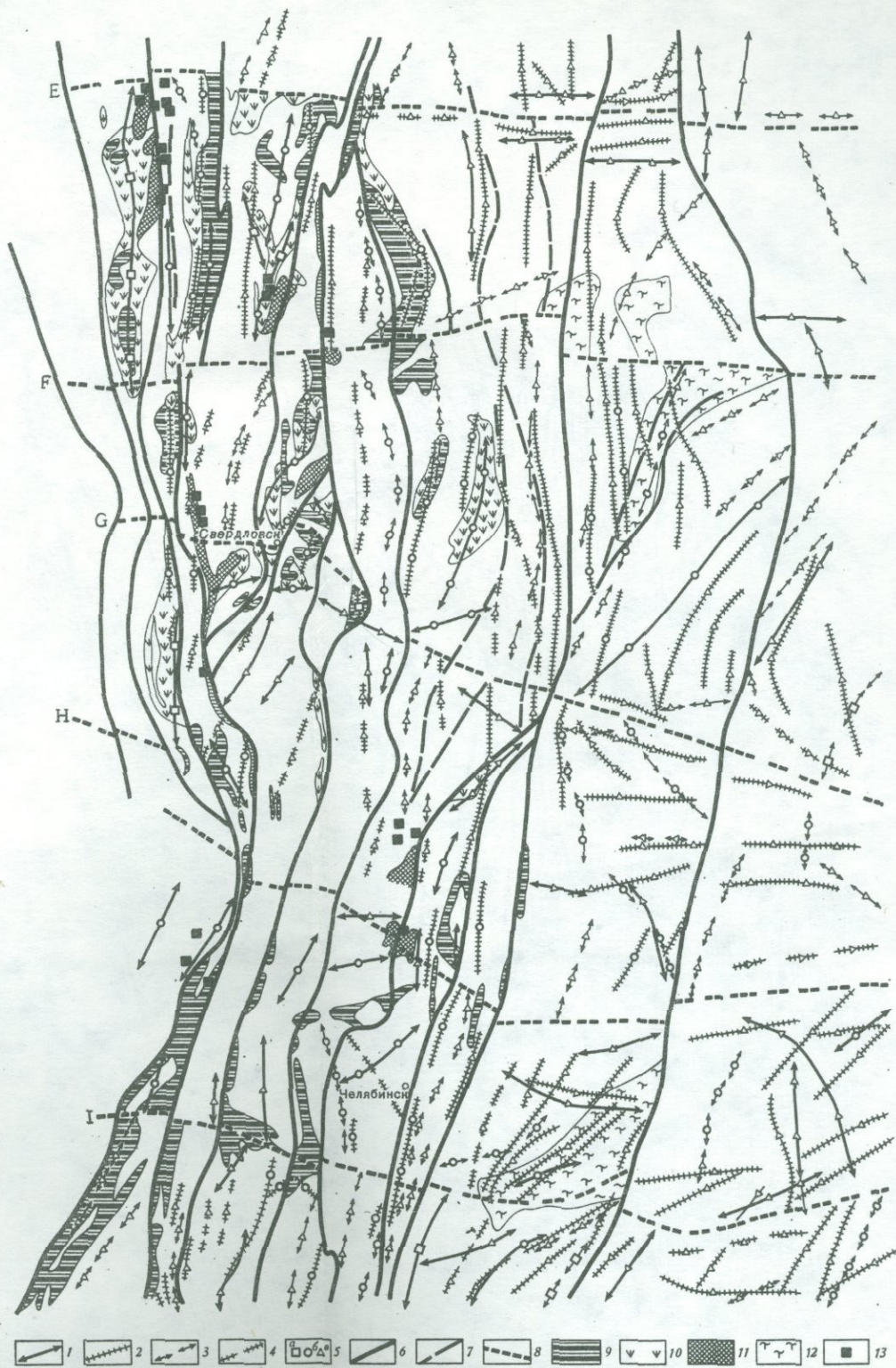


Рис. 4. Схема некоторых элементов геофизических полей в пределах Среднего Урала. По материалам Е.М.Ананьевой, Б.В.Дорофеева, Н.П.Ермаковой, З.И.Дудкиной и др.

1 - оси положительных гравитационных аномалий; 2 - то же, магнитных; 3 - оси отрицательных гравитационных аномалий; 4 - то же, магнитных; 5 - гравитационные и магнитные аномалии: а - весьма интенсивные, б - интенсивные, в - слабые; 6 - разломы глубокого заложения общеуральского направления I и II порядков; 7 - разломы глубокого заложения III порядка, в том числе рудоконтролирующие; 8 - оси поперечных древних структур (главным образом дизъюнктивных), намечающихся по геофизическим данным: E, F, G, H, J; 9 - перидотитовые интрузивные формации; 10 - основные интрузии базальтоидных формаций; 11 - средние и кислые интрузии базальтоидных формаций, продуктивные в отношении контакто-метасоматического оруденения; 12 - трапловые формации; 13 - контакто-метасоматические месторождения

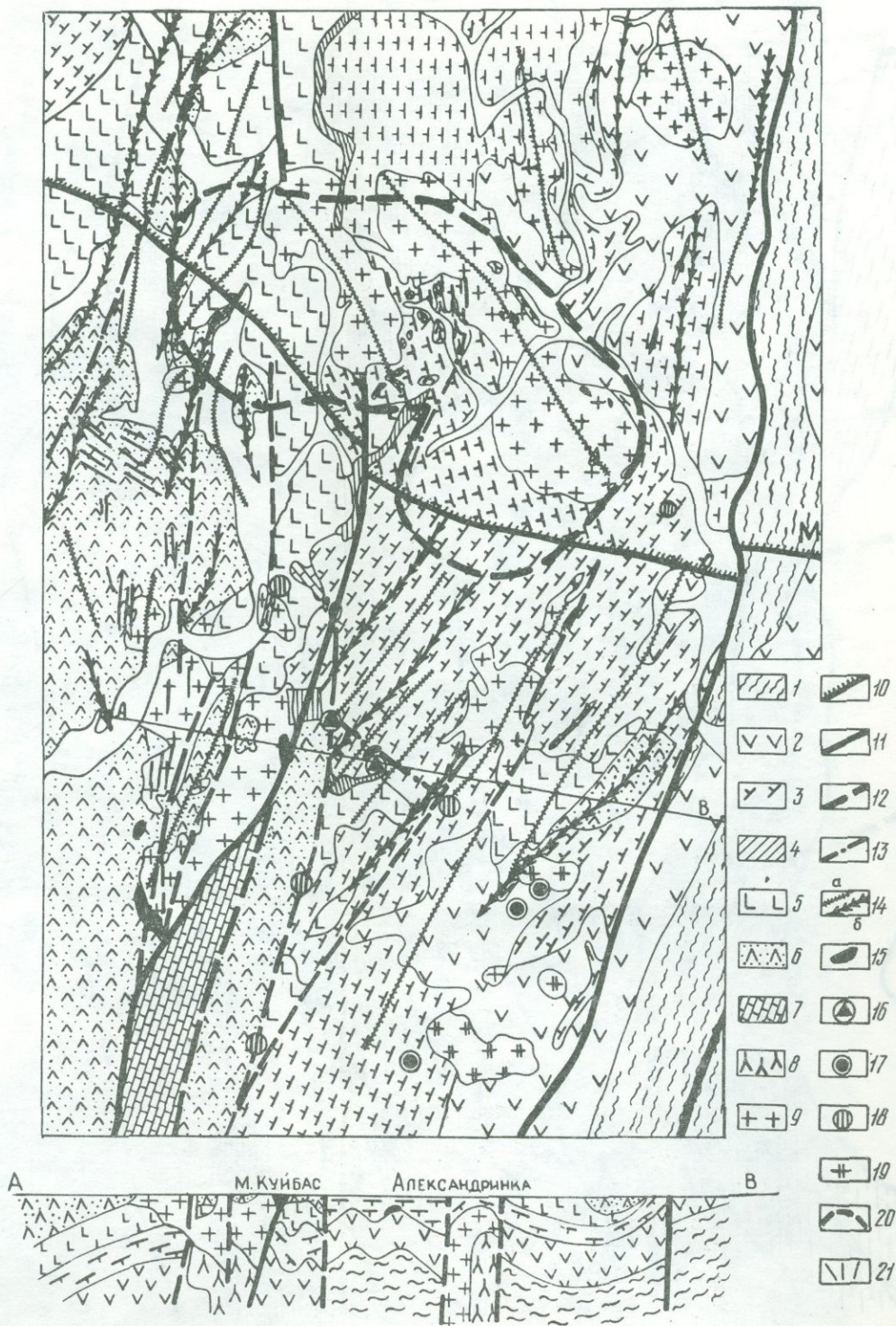


Рис. 6. Схема размещения интрузивных тел и эндогенных рудных месторождений в Магнитогорском районе

1 - отложения рифея; 2 - вулканогенно-осадочная толща нижнего силура; 3 - то же, верхнего силура - среднего девона; 4 - мукасовский горизонт среднего - верхнего девона; 5 - вулканогенная толща верхнего девона; 6 - вулканогенно-осадочная толща нижнего карбона; 7 - известняки нижнего карбона; 8 - габбро; 9 - гранитоиды Магнитогорского комплекса; 10 - предполагаемая осевая зона древней субширотной структуры (М), 11 - разломы глубокого заложения I и II порядков; 12 - рудоконтролирующие, сининтрузивные и послейнтрузивные разломы III и IV порядков; 13 - послерудные разломы; 14 - оси складчатых структур (а - антиклиналей, б - синклиналей); 15 - месторождения контакто-метасоматического типа; 16 - гидротермальные месторождения и рудопроявления; 17 - скарновые редкометалльные месторождения; 18 - перспективные геофизические аномалии; 19 - верхнепалеозойские синорогенные гранитоиды; 20 - повышенное гравитационное поле, обусловленное глубинными плотными массами; 21 - крупные дайки

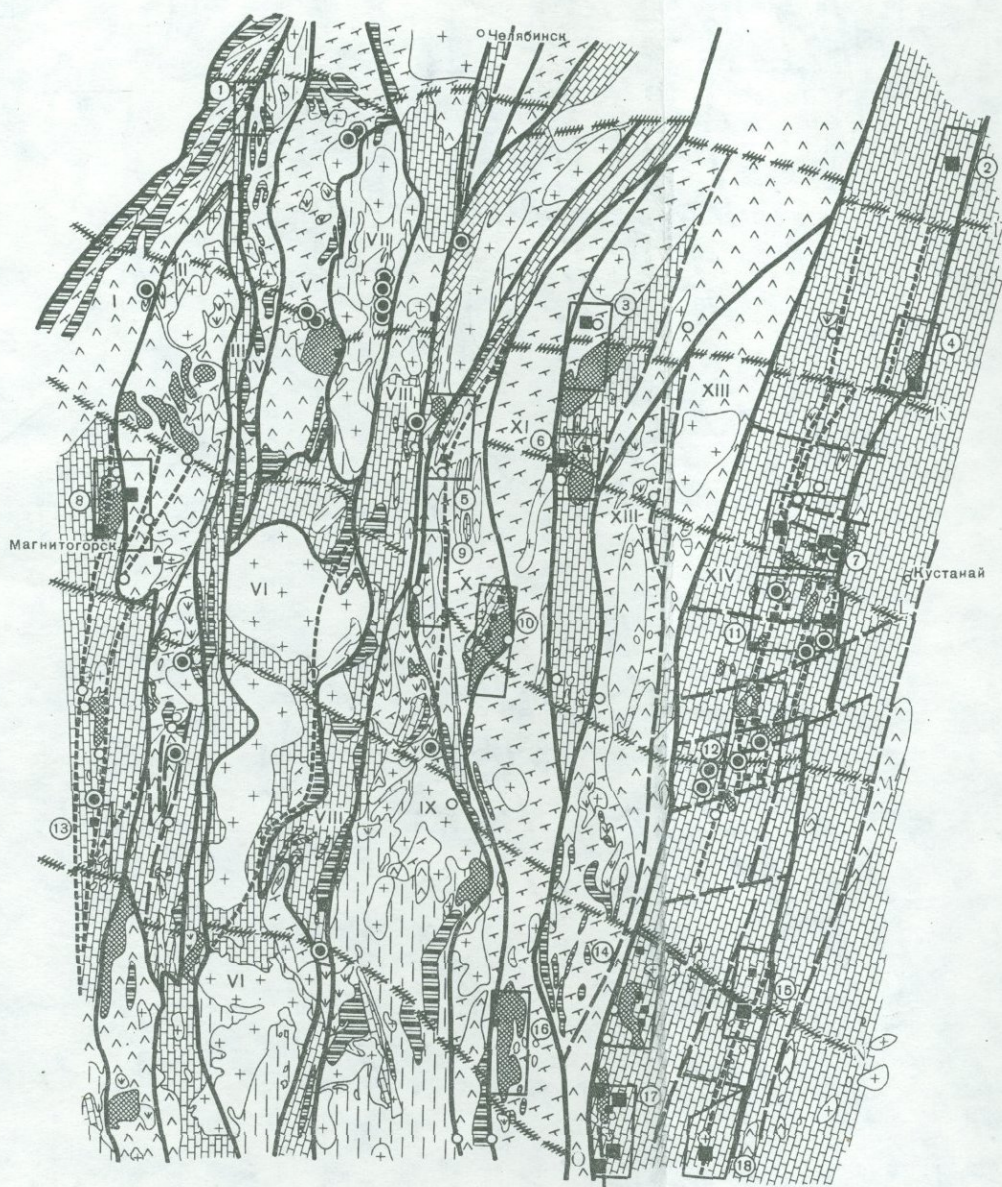


Рис. 5. Геолого-структурная схема южной части восточного склона Урала. По материалам Уральского и Североказахстанского геологических управлений с дополнениями автора

Условные обозначения см. рис. 2. Главные структуры: I - Магнитогорский (Кизильский) синклиниорий, II - Ахуновско-Кацбахский антиклинорий, III - Арсинско-Амурский синклиниорий, IV - Уйский антиклинорий, V - Сухтелинский синклиниорий, VI - Джабык-Карагайский, Суундукский и Адамовский антиклинории, VII - Кочкарский антиклинорий, VIII - Копейско-Домбаровский мегасинклиниорий, IX-XI - Мариновский мегаантиклинорий, XII - Александровский синклиниорий, XIII - Денисовский антиклинорий, XIV - Валерьяновский мегасинклиниорий. Рудные поля (цифры на карте): 1 - Круглогорское, 2 - Глубоченское, 3 - Ключевское, 4 - Алешинско-Введенское, 5 - Победо-Октябрьское, 6 - Терентьевско-Сардыкское, 7 - Качарско-Давыдовский узел, 8 - Магнитогорское, 9 - Новониколаевское, 10 - Карталы-Аятское, 11 - Соколовско-Сарбайско-Ломоносовский узел, 12 - Елтайско-Куржункульский узел, 13 - Богдановское, 14 - Адаевское, 15 - Шагыркульское, 16 - Сарыобинское, 17 - Бенкалинское, 18 - Сорское

скарноворудных образований непосредственно к контакту с интрузивом габброидного, а не гранитоидного состава. По-видимому, следствием этого является повышенное содержание в рудах кобальтоносного пирротина.

На широте пос. Бурмантово палеозойский комплекс пород, соответствующий меридиану Главного восточного пояса, скрывается под покровом мезозойско-кайнозойских отложений. От г.Ивделя до пос. Бурмантово в этом комплексе широко распространены интрузивные диабазы, которые в виде силлов и дайкообразных тел участвуют в формировании складчатых структур. На контакте интрузивных диабазов с девонскими известняками, преимущественно в шарнирах мелких антиклинальных складок, образовались скарновые зоны с магнетитовыми и пирротиновыми залежами. Типичными представителями этого типа являются месторождения Первого Северного рудника (Суходойское, Главное, Восточное и др.), причем севернее их располагается Пешерное месторождение, а южнее — Преображенское рудопроявление (см. рис. 2).

Южнее Ауэрбахо-Турьинского рудного поля до Гумешевского рудника в Главном восточном поясе промышленные месторождения пока не зафиксированы, хотя рудопроявления отмечаются. К ним, в частности, относятся Семеновское и Питателевское рудопроявления в Ново-Лялинском районе, Ежовское рудопроявление в Кировоградском районе и группа Первоуральских рудопроявлений. По данным В.М. Сергиевского (1939), в Семеновском рудопроявлении небольшая залежь магнетита связана с гранатовыми скарнами, в Питателевском и Ежовском рудопроявлениях железо-медное оруденение приурочено к участкам распространения пироксеновых и гранатовых скарнов.

В Первоуральском районе пояс фиксируется большой группой железорудных рудопроявлений (Тарасковское, Севановское, Шулинское, Сиверское и др.), связанных с разрывными тектоническими нарушениями и скарнами. Промышленная ценность их пока неясна, но они заслуживают серьезного внимания.

Получившее по малахиту мировую известность Гумешевское месторождение также относится к Главному восточному поясу. В нем имеется немало черт, свойственных месторождениям Ауэрбахо-Турьинского рудного поля, в частности: сходный состав руд скарнов и интрузивных массивов, глыбовый характер строения скарновых зон, наличие характерного вкрапленного оруденения в зонах разрывных нарушений и т.д. Появление промышленных медных месторождений в Главном восточном поясе, по-видимому, не случайно, поскольку около него сосредоточены почти все известные на Среднем Урале колчеданные гидротермальные месторождения. Намечается явная металлогеническая специализация данного рудного пояса в отношении меди.

Общая геолого-структурная обстановка в пределах Главного восточного пояса, как и в пределах Западного, довольно сложная. По А.В. Пейве (1947), в восточной части пояса проходит Зауральский (Серовско-Маукский) глубинный разлом, о наличии которого свидетельствуют многочисленные выходы на поверхность ультрасосновых пород (аподунитовых и алогардбургитовых серпентинитов) ордовикско-раннесилурийского возраста. Ультрабазиты образуют линейно-вытянутые тела длиной до 100 км и шириной 10-15 км. Они нередко сопровождаются массивами габбро, ассоциирующими в свою очередь с послесреднедевонскими (D_3-C_1) гранитоидами (Масловский, Ларьковский, Ауэрбаховский и некоторые другие массивы). На периферии зоны Зауральского глубинного разлома, по границе Ивдельского и Актайского синклинориев, фиксируются крупные нарушения сплошности пород, которые выражаются в образовании надвигов и сбросов с амплитудой до 2 км, а также зоны дробления и метасоматического изменения пород, мощностью до 500 м. Сюда относятся, в частности, меридиональные разломы в Ауэрбахо-Турьинском и Масловском рудных полях (длина зон нарушений до 100 км), Крутоловско-Коноваловский разлом, по А.В. Пейве (1947), и другие нарушения. Не исключено, что зоны метаморфизма в колчеданных месторождениях Среднего Урала, часто фиксируемые жильобразными телами гранитоидов, трассируют только что указанные крупные дизъюнктивные нарушения, являющиеся опережающими по отношению к Зауральскому глубинному разлому.

На границах Ивдельского, Актайского и Турьинско-Верхнетагильского синклинориев происходит резкая смена состава соприкасающихся толщ горных пород: прибрежно-морские карбонатные и кластические терригенные отложения сменяются мощными свитами вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. При этом углы падения пород увеличиваются от 20-30 до 45-60° и появляются мощные дайки интрузивных диабазов.

ВТОРОЙ ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Второй восточный пояс контактово-метасоматических месторождений протягивается в 35-75 км к востоку от Главного восточного. Судя по схеме тектонического расчленения Урала, он приурочен к границе Свердловского синклинория с Верх-Исетско-Салдинским антиклинорием, которая имеет большей частью субмеридиональное (северо-северо-восточное) простирание (см. рис. 2,3). Работами ряда исследователей (Соболев, 1963; Черменинова, 1969) установлено, что граница сочленения указанных структур характеризуется значительными тектоническими осложнениями и изменениями состава, мощностей и элементов залегания соприкасающихся толщ горных пород. По И.В. Чермениновой (1969), в докембрийское и кембрийское время здесь существовала глубокая рифтовая долина, заполненная затем мощной толщей терригенных и вулканогенных отложений.

На границах Свердловского синклинория наблюдается резкая смена геофизических полей с появлением гравитационных ступеней (Ананьева, Дорофеев, Калабурдина и др., 1968; Ананьева, Дорофеев, Ермакова и др., 1968; Беллавин, 1971). Характерны также положительные магнитные аномалии, вызванные широким развитием линейно-вытянутых массивов габбро и серпентинитов, сопровождающихся массивами гранитоидов. Интрузивные породы представляют собой третью зону габбровой формации Урала, по возрасту относящуюся к $D_3 - C_{1t}$.

В результате успешно проведенных поисковых и геологоразведочных работ в северной части Среднего Урала, второй восточный пояс выделяется в настоящее время довольно четко. К нему относятся: месторождение Романовской магнитной аномалии в Серовском районе, Большереченское, Северо-Комбаихинское, Восточно-Комбаихинское и Комбаихинское месторождения в Пийском рудном поле (Нижне-Салдинский район Свердловской области), группа Петрокаменских месторождений (Ивановское, Филатовское, Желтоглинское, Шумихинское и др.) и, наконец, небольшая группа мелких месторождений и рудопроявлений в Свердловско-Невьянском районе (Рудноболотное, Шиловское, Согринское, Викторовское, Баронское, Палкинское и др.).

Романовское месторождение лежит под покровом мезозойско-кайнозойских отложений и еще не закончено разведкой. По данным нескольких буровых скважин, оно представлено серией пластообразных магнетитовых залежей, окруженных оторочками гранатовых скарнов и залегающих среди альбитизированных вулканогенных пород. Размеры залежей невелики и определяются по простиранию и падению первыми десятками метров, а по мощности - первыми метрами.

В месторождениях Пийского рудного поля (Большереченском, Камбаихинском и др.) рудные залежи находятся среди пород гнейсового метаморфического комплекса (амфиболиты, гнейсы, микрогнейсы, плагиогнейсы, частично мраморы и кварциты). Горизонты, в которых образуются рудные тела, представлены обычно пачкой чередующихся мраморизованных известняков, содержащих примесь силикатных минералов, и амфибол-биотитовых гнейсов или плагиогнейсов. Выделяются три рудоносные полосы юго-западного простирания: Большереченская, Комбаихинская и Восточно-Комбаихинская, приуроченные к зонам интенсивного расщепления и дробления. В пределах рудоносных зон рудомещающие породы несут в себе следы интенсивной метасоматической переработки с образованием осветленных диопсид-альбитовых пород и гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов. Источник рудоносных - метаморфизирующих растворов в рудном поле пока не выявлен.

Группа Петрокаменских месторождений находится в контактовой зоне Петрокаменского гипабиссального гранодиоритового массива среди порфирито-туфовой толщи верхнего силура, содержащей небольшие прослои известняков, и в ее отторженцах среди габбро. Магнетитовые залежи, согласно с вмещающей толщей, падают на восток под углами 20-45° и отличаются широким развитием типичных скарнов, в которых преобладают гранатовые разности. Выделяются два ряда месторождений: железорудные (Ивановское, Филатовское, Песочинское, Путиловское, Желтоглинское, Мирановское Первое и Второе, Шумихинское, Верх-Бродовское), располагающиеся на западном контакте интрузива, и железо-меднорудные (Федьковское, Старо-Саловское, Мингалевское), находящиеся на его восточном контакте. По запасам руд пока это очень мелкие месторождения (по существу рудопроявления), однако значительная

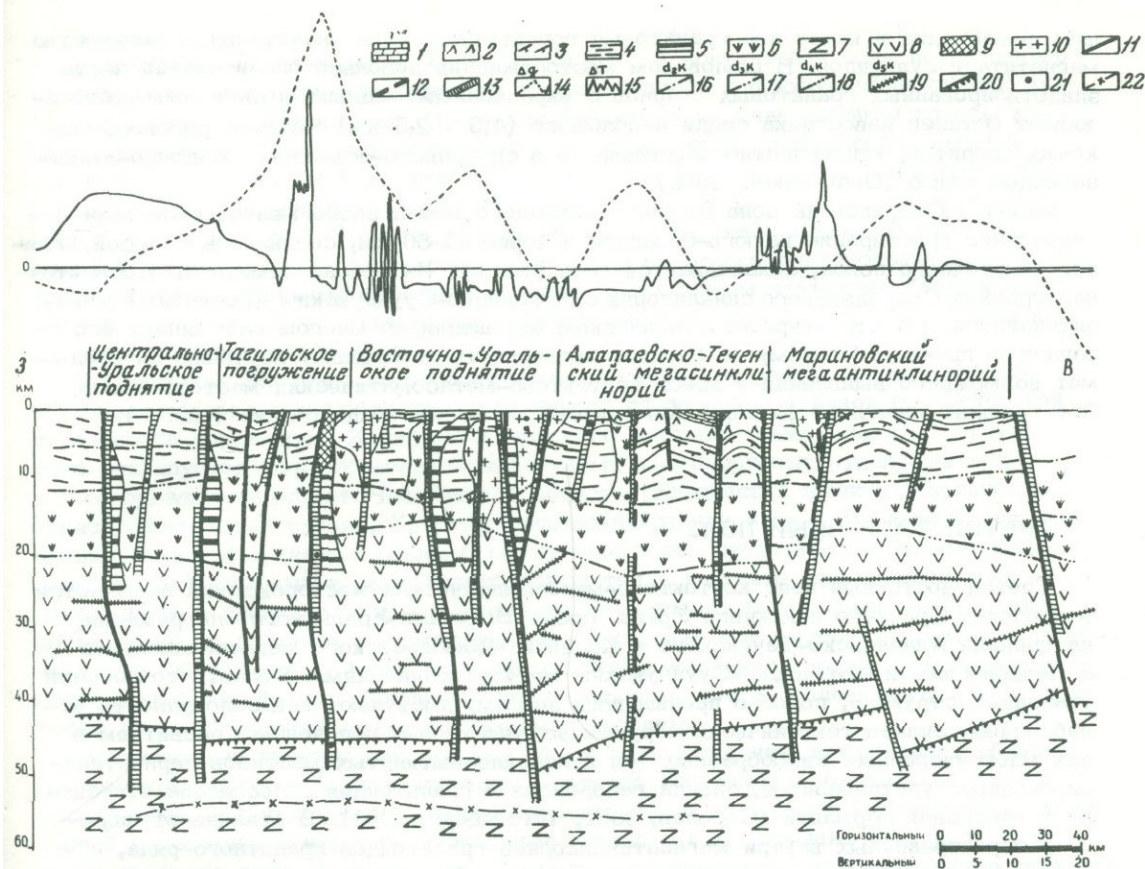


Рис. 7. Геолого-геофизический разрез земной коры в пределах Среднего Урала учетом данных сейсмического зондирования (Дружинин и др., 1968)

1 - осадочные породы карбона; 2 - эффузивно-осадочная толща девона; 3 - преимущественно вулканогенные отложения силура; 4 - метаморфические породы рифея; 5 - серпентинизированные ультраосновные породы; 6 - основные породы - габбро, габбро-амфиболиты, габбро-пироксениты; 7 - эклогиты, перидотиты, жадеиты; 8 - глубинные ультраосновные породы; 9 - гранитоиды базальтоидного происхождения, продуктивные в отношении контактово-метасоматического оруденения; 10 - гранитоиды гранитного ряда; 11 - глубинные разломы I и II порядков, по геологическим данным; 12 - то же, III порядка; 13 - глубинные разломы, по геофизическим данным; 14 - кривая силы тяжести; 15 - то же, магнитной восприимчивости; 16 - поверхность "гранито-гнейсового" слоя; 17 - подошва "гранито-гнейсового" слоя; 18 - граница Конрада поверхность "базальтового" слоя; 19 - сейсмические границы в "базальтовом" слое; 20 - поверхность Моховичича; 21 - точки дифракции; 22 - сейсмические границы внутри подкорового слоя

протяженность рудоносных зон по простиранию (более 12 км) и обилие рудных точек заставляют присмотреться к ним более внимательно. Есть предположение, базирующееся на геофизических данных (Овчинников, 1960), что западная цепь рудопроявлений связана с секущей вмещающую толщу крупной дорудной тектонической зоной.

Месторождения и рудопроявления Свердловско-Невьянского района несут также черты типичных контактово-метасоматических образований. Известно, например, что в месторождении Рудное болото (Овчинников, 1960) еще в давнее время добывалась мармитовая и магнетитовая руда, залегающая среди гранатового скарна. В Согринском месторождении, по данным В.В. Никитина (1907), приуроченные к ксено-

литу известняка в интрузиве гранатовые породы содержали значительные количества магнетита и сульфидов. В Шилковском месторождении довольно значительная часть эпидотизированных гранатовых скарнов с вкрапленным медным оруденением обволакивает останец известняка среди небольшого (4,5 × 2,5 км) массива роговообманковых диоритов, конкордантно залегающего в силурийско-девонской осадочно-вулканогенной толще (Овчинников, 1960).

Южнее г.Свердловска зона Второго восточного пояса резко меняет свое меридиональное простираие на юго-западное и через 45-50 км, соединяясь с зоной Главного восточного пояса, заканчивается (см. рис. 3). Интересно отметить, что восточная граница Свердловского синклинория с Мурзинско-Суундукским (Гаевским) мегаантиклинорием в структурно-тектоническом отношении во многом напоминает его западную границу. Поэтому ее следует подвергнуть детальному изучению на предмет возможного выявления и здесь контактово-метасоматических месторождений. Обе границы отчетливо фиксируются при сейсмическом зондировании (рис. 7).

ТРЕТИЙ ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Третий восточный пояс контактово-метасоматических месторождений намечается в пределах Среднего и Южного Урала, среди Восточно-Уральского погружения, на границе Алапаевско-Теченского и Копейско-Домбаровского мегасинклинориев с Челябинским и Мурзинско-Суундукским мегаантиклинориями. Области сочленений указанных структур, подобно предыдущим поясам, выступают как совокупность ослабленных, сильно тектонически нарушенных участков с цепочечным развитием в них многочисленных жилообразных тел и линейно-вытянутых массивов серпентинизированных ультрабазитов, иногда габброидов и гранитоидов¹. Последние относятся к габбровой формации (Соболев, 1961; Штейнберг, 1963). В отличие от широко распространенных внутри мегаантиклинориев гранитоидов гранитного ряда, образующих обычно крупные однородные массивы, гранитоиды габбровой формации отличаются более древним возрастом (330-380 против 240-300 млн лет), меньшими размерами интрузивных тел и их пестрым составом, повышенным количеством темноцветных минералов, наличием обильного титаномагнетита в составе акцессориев и рядом других признаков, характерных для интрузивов, продуктивных в отношении контактово-метасоматического оруденения (Знаменский, 1966).

Наиболее крупным представителем контактово-метасоматических образований в Третьем восточном поясе является Теченское месторождение. Оно находится в 50 км к северо-северу-западу от г.Челябинска, на границе Алапаевско-Теченского мегасинклинория с Челябинским антиклинорием (см. рис. 3). Здесь в среднедевонской вулканогенно-осадочной толще выявлено несколько крутопадающих (под углами 75-80°) скарново-рудных залежей, которые в ряде случаев по внутреннему строению сильно напоминают трубчатые тела Ангаро-Илимских месторождений Восточной Сибири. Залежи преимущественно сложены брекчиевидными магнетитовыми рудами, дающими широкую гамму замещения магнетитом гранатовых скарнов, известняков и вулканогенных пород. В непосредственной близости от Теченского - на Малотаскинском месторождении встречены уже обычные крутопадающие линзообразные залежи магнетитовых руд, приуроченные к той же зоне разрывных нарушений, к участку пересечения ее с горизонтом туфогенных и осадочных пород (туффитов, туфоалевролитов, известняков).

¹Наличие линейно-вытянутых массивов серпентинитов, следующих друг за другом почти непрерывно на расстоянии более 500 км, резкая гравитационная ступень на границе соприкосновения указанных пликативных структур, наличие ярко выраженной зоны дизъюнктивных нарушений в виде Могутовско-Стрелецкого разлома, которая прослежена на 300 км и, наконец, сейсмические данные (Дружинин и др., 1968) свидетельствуют, что данный восточный пояс находится в зоне глубинного разлома.

В 35 км к северу от Теченского месторождения находятся Зырянкульское и Кульмяковское месторождения. Они расположены в контактовой зоне интрузивного массива, сложенного гранит-порфирами и осложненного жилообразными телами роговообманковых гранодиоритов. Вдоль интрузивного массива развиты полосы гранатовых скарнов, эпидозитов и эпидотизированных пород со штокообразными и линзообразными телами магнетитовых руд. В составе руд, кроме магнетита, отмечаются гематит, пирит, халькопирит, борнит, куприт (содержание меди в штуфных образцах до 0,6%). Помимо указанных месторождений, нуждающихся в детальной разведке, здесь заслуживают внимания некоторые рудопроявления, в частности участки магнитных аномалий в южном и восточном контактах Караболского массива гранодиоритов и кварцевых диоритов, находящиеся среди гидротермально измененных вулканогенных пород.

Продолжение Третьего восточного пояса к северу от района Зырянкульского и Кульмяковского месторождений пока неясно из-за недостаточной геологической изученности территории. К югу от Теченского месторождения (см. рис. 5) этот пояс фиксируется полосой железо-меднорудных и меднорудных рудопроявлений в Нижнеуевельском районе Челябинской области (Еленинский прииск, Мариинский прииск, Покровский рудник, Крестовоздвиженский рудник и др.). По имеющимся весьма скудным архивным данным, оруденение здесь представлено бурыми железняками, залегающими в виде жилообразных тел в контакте мраморизованных известняков и гранитов. Жилы имеют западное падение под углами $60-65^{\circ}$, мощность их до 20 м, длина по простиранию - несколько сот метров. Содержание железа в руде 25-47%, меди 1-6%. С глубиной бурый железняк переходит в магнетит, обогащенный сульфидами (пиритом, халькопиритом, иногда галенитом), или в пиритовые руды с гематитом, халькопиритом и кварцем.

Значительный интерес для поисков новых месторождений представляет область пересечения геолого-структурной зоны Третьего восточного пояса с Тогузакским седловидным погружением - широтной структурой, осложняющей Восточно-Уральский прогиб и соседние с ним меридиональные структуры II порядка (см. рис. 5). Как будет показано ниже, пересечение различно ориентированных в пространстве структур является благоприятным фактором для размещения месторождений.

ЧЕТВЕРТЫЙ ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Четвертый восточный пояс протягивается в 20 км к востоку от Третьего восточного пояса и следует параллельно ему в зонах сочленения Копейско-Домбаровского (Полтаво-Брединского) мегасинклиория с Мариновским мегаантиклинорием. По данным геологосъемочных работ (Булыкин, 1962; Соболев, 1963), на всем четырехсоткилометровом протяжении зона сочленения представляет собой область развития глубинного разлома, названного в южной части Наследнино-Бородиновским, а в северной - Челябинским. Смятые в узкие линейные складки породы докембрия, силура и девона, находящиеся в восточной части района, по системе крутопадающих на восток ($70-80^{\circ}$) разрывных нарушений надвинуты здесь на породы карбона (C_{1t-v_1}).

Вертикальная амплитуда перемещений до 1-2 км. К разлому приурочены многочисленные, почти непрерывно следующие друг за другом, узкие, линейно-вытянутые интрузивные массивы раннекаменноугольного и более древнего возраста, сложенные серпентинитами, габброидами и гранитоидами (Карталинский, Княжинский, Красногвардейский, Еткульский и др.). Установлено, что восточные контакты интрузивных массивов имеют крутое, близкое к вертикальному, падение, а западные - пологое, согласное со структурой вмещающих осадочно-вулканогенных толщ.

В районе г. Челябинска и южнее с Наследнино-Бородиновским - Челябинским разломом связан ряд депрессий сбросового характера (с амплитудами до 1 км), выполненных угленосными мезозойскими отложениями. Примыкающие к разлому нижнепалеозойские граниты, силурийско-девонские эффузивы и габброиды, по данным А. М. Булыкина (1962), расланцованы и превращены соответственно в катабластические гранито-гнейсы или зеленые апогаббровые сланцы. Все это говорит о многократных под-



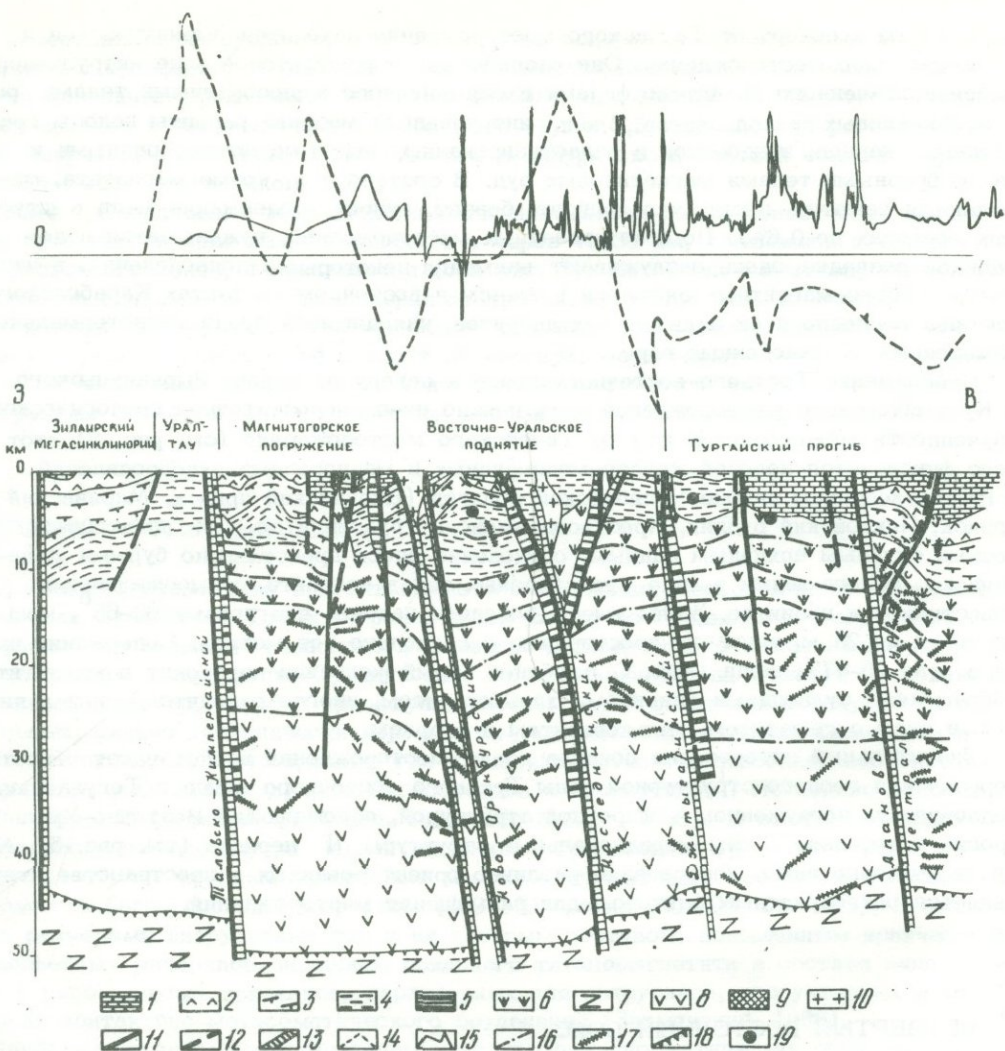


Рис. 8. Геолого-геофизический разрез земной коры в пределах восточного склона Южного Урала. Составлен с учетом данных сейсморазведки, полученных Казахским геофизическим трестом по профилю Темиртау - Куйбышев

1-15 - обозначения см. на рис. 7; 16 - отражающие горизонты; 17 - отражающие площадки; 18 - поверхность Мохоровичича; 19 - точки дифракции

вижках по разлому и указывает на его длительное существование (от ордовика до триаса).

В пределах Четвертого восточного пояса в настоящее время известно несколько месторождений, имеющих промышленное значение: Победо-Октябрьское в Варненском районе, Ново-Николаевское и Брянское в Карталинском районе, Казанское в Южно-уральском районе и Поперечное в Брединском районе (см. рис. 5). Кроме того, известны многочисленные рудопоявления, располагающиеся в контактовых зонах гранитоидов (Сабитовское, Брединское, Турутинское, Северо-Атаманское, Синый Шихан и др.). Общая длина рудного пояса достигает 400 км, при расстояниях между месторождениями и рудопоявлениями от 20 до 80 км.

Обращает на себя внимание довольно тесное сосуществование в пределах рудного пояса железного и медного оруденения. Известно, например, что Ново-Николаевское

месторождение представлено крутопадающими (60–80°) залежами массивных и вкрапленных халькопирит-пирит-магнетитовых руд, ассоциирующихся с гранатовыми и эпидот-гранатовыми скарнами и залегающих в контакте плагиоклазовых андезит-базальтовых порфиритов с кварц-хлорит-серицитовыми сланцами или непосредственно среди сланцев. Породы зачастую перемяты и пересечены густой сетью кварц-карбонатных прожилков, ориентированных в различных направлениях. На Победо-Октябрьском месторождении вкрапленные и частично сплошные магнетитовые, халькопирит-магнетитовые и халькопирит-пиритовые руды в скарнах, в виде многочисленных жиллообразных и линзовидно-гнездообразных залежей мощностью 1–12 м, выполняют крутопадающую (50–60°) зону разрывных нарушений в контакте диоритового массива с известняками. Известняки находятся в виде прослоя среди базальтовых порфиритов и их туфов.

Необходимо обратить внимание на то, что, по данным сейсмического зондирования (Хрычев и др., 1968), к востоку от Четвертого восточного пояса резко возрастает мощность базальтового слоя и он приближается к поверхности Земли значительно ближе, чем в Магнитогорском погружении и на Восточно-Уральском поднятии. На 4–6 км подымается здесь и граница Мохоровичича (рис. 8). Все это создает благоприятные условия для образования магнетитовых и сульфидно-магнетитовых месторождений.

ПЯТЫЙ ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Пятый восточный пояс приурочен к восточной границе Варненско-Новогеоргиевского синклиория. Последний представляет собой узкую, несколько расширяющуюся в центральной части впадину длиной более 300 км и шириной от 5 до 35 км. В пограничных частях мегасинклиория фиксируются две ветви Джетыгаринского глубинного разлома; к которым приурочены линейно-вытянутые массивы серпентинитов, габброидов и гранитоидов позднедевонского и каменноугольного возраста. Продуктивные в отношении контактово-метасоматического оруденения Городищенский, Владимирско-Кулевчинский и Барамбаевский массивы гранитоидов располагаются вдоль восточной ветви Джетыгаринского разлома и обуславливают в их контактовых зонах цепочки месторождений (см. рис. 5).

Всего в настоящее время здесь насчитывается около десятка месторождений и рудопроявлений, входящих в состав Карталы-Аятского и Сарыобинского рудных полей (расстояние между ними 160 км). По данным И.В. Евлентьева (1960), рудовмещающими всюду являются породы валерьяновской серии нижнего карбона, представленные андезит-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами и туффитами, с прослоями кварцевых и полимиктовых песчаников, известняков, кремнистых сланцев, а также пластовыми интрузиями диабазовых и диоритовых порфиритов.

В Карталы-Аятском рудном поле известно четыре месторождения – Кулевчинское, Карталы-Аятское, Трикольское, Ромашкинское и несколько магнитных аномалий. Рудные тела, располагаясь среди слоистой вулканогенно-осадочной толщи и замещая в ней благоприятные горизонты песчаников, сланцев и частично известняков, сопровождаются ореолом скарнов пироксенового, пироксен-гранатового и гранатового состава. Мощность скарновых зон до 100 м, рудных тел – до 50 м. Широко представлены зоны брекчирования и мilonитизации, в которых развиваются актинолитовые и актинолит-эпидот-хлоритовые породы.

Сарыобинское рудное поле представляют Сарыобинское и Даулкольское месторождения. Известен также ряд мелких рудопроявлений медистых магнетитов в 3–4 км южнее пос. Сарыобинска. По данным Г.М. Тетерева (1965), все они составляют единую рудную зону, вытянутую на несколько километров в меридиональном направлении параллельно контакту Барамбаевского гранодиоритового массива. Рудные тела, согласно с вмещающими породами падают на запад (под углами от 30 до 80°) и сопровождаются скарновыми зонами мощностью до 200 м, сложенными эпидотизированными гранатовыми, отчасти пироксеновыми и пироксен-амфиболовыми скарнами. Скарновые породы нередко развиваются по туфам андезитовых порфиритов, о чем свиде-

тельствуют многочисленные реликты последних. В 1966 г. несколькими скважинами удалось проследить продолжение рудных тел на глубину более 300 м, при мощности их до 100 м. Благоприятные структурно-тектонические и литологические условия в пределах Пятого восточного пояса позволяют рассчитывать на то, что здесь могут быть найдены новые месторождения как в промежутках между известными рудными полями, так и на продолжении пояса в южном направлении. Открытие в последние годы месторождений в Иргизском синклинии со всей убедительностью доказывает это положение.

ШЕСТОЙ ВОСТОЧНЫЙ ПОЯС

Начало Шестого восточного пояса намечается в Троицком районе Челябинской области, где в 1971 г. открыто новое Ключевское месторождение. Южнее, в Карабалыкском районе Кустанайской области, пояс представлен Терентьевско-Сардыкским рудным полем в составе известных месторождений: Терентьевского, Михайловского, Сардыкского и ряда магнитных аномалий, в основном выявленных работами последних лет. Все месторождения и магнитные аномалии располагаются вдоль Тобольского глубинного разлома¹, ограничивающего с запада Александровский синклинический блок, сложенный преимущественно породами валерьяновской серии (C_{1v-n}).

С востока этот блок ограничен Бурлинским разломом, представляющим крупную оперяющую ветвь Тобольского разлома (см. рис. 5).

Геологическая позиция месторождений Терентьевско-Сардыкского рудного поля детально не изучена и остается неясной. По данным И.В. Евлентьева (1960), на участке Терентьевского и Михайловского месторождений метаморфические породы (кварциты, мраморы, доломиты, роговики с прослоями пироксеновых скарнов), сопровождаемые пластовыми телами диоритовых порфиритов, зажаты между двумя крупными интрузивными массивами кварцевых диоритов и падают на северо-запад под углом 80° . Среди скарновых зон зафиксированы три рудных тела мощностью до 30 м, образовавшиеся в контактах диоритовых порфиритов с доломитами и известняками. Скарны представлены диопсид-андрадитовыми и геденбергитовыми разностями. Оруденение — магнетитовое, прожилково-вкрапленного типа, с наложенной сульфидной минерализацией.

На Сардыкском месторождении, по данным Г.М. Тетерева (1965), рудное тело мощностью до 20 м залегает в зоне брекчированных кварцевых диоритов и согласно с вмещающими породами падает на восток под углом 45° . Руды месторождения состоят из мелкокристаллического магнетита, среди которого встречаются гематит, гранат, кварц, хлорит, кальцит, пирит и халькопирит.

Многочисленные магнитные аномалии, зафиксированные в Шестом восточном поясе, пока не проверены буровыми работами. Учитывая благоприятную геолого-структурную обстановку, нам представляется, что обе пограничные области Александровского синклинического блока представляют интерес в отношении поисков контактово-метасоматических месторождений.

ТУРГАЙСКИЙ (ЗАУРАЛЬСКИЙ) ПОЯС

Тургайский прогиб располагается в самой восточной части Уральского горного сооружения, на сопряжении герцинид Урала с каледонидами Центрального Казахстана. По мнению большинства исследователей, изучавших этот регион (П.С. Галкин, П.А. Литвин, Г.М. Тетерев, А.П. Сигов, И.К. Овечкин и др.), он представляет собой единую

¹Тобольский разлом на протяжении свыше 600 км весьма четко фиксируется гравитационной ступенью и линейными магнитными аномалиями, связанными с ультрабазитами, габброидами и гранодиоритами.

отрицательную структуру, развивающуюся в качестве восточного краевого прогиба на раздробленных каледонидах Центрального Казахстана. Границы его довольно четко обозначаются древними горными сооружениями Казахской складчатой страны, с их субширотным простиранием, и складчатыми сооружениями восточного склона Южного Урала, имеющими меридиональное и северо-восточное простирание.

Границы прогиба, который на западе начинается от Тобольского разлома, как и границы его внутренних пликативных структур II порядка, нередко фиксируются гравитационными и магнитными ступенями в геофизическом поле, а также крупными разрывными нарушениями с живообразными телами серпентинитов и значительными (2-4 км) перемещениями соприкасающихся серий горных пород. По данным региональных геофизических исследований (Андреев и др., 1964; Хрычев и др., 1968), поверхность Мохововичича в пределах Тургайского прогиба (см. рис. 8) расположена примерно на глубине 45 км, а верхняя граница "базальтового" слоя находится на глубине всего лишь 15-20 км, при мощности его около 25 км. К западу и востоку от прогиба кровля "базальтового" слоя погружается на глубину 25-30 км. Воздымание "базальтового" слоя, в совокупности с высокой тектонической активностью, по-видимому, явилось одной из главных причин интенсивности здесь базальтоидного магматизма и связанного с ним оруденения.

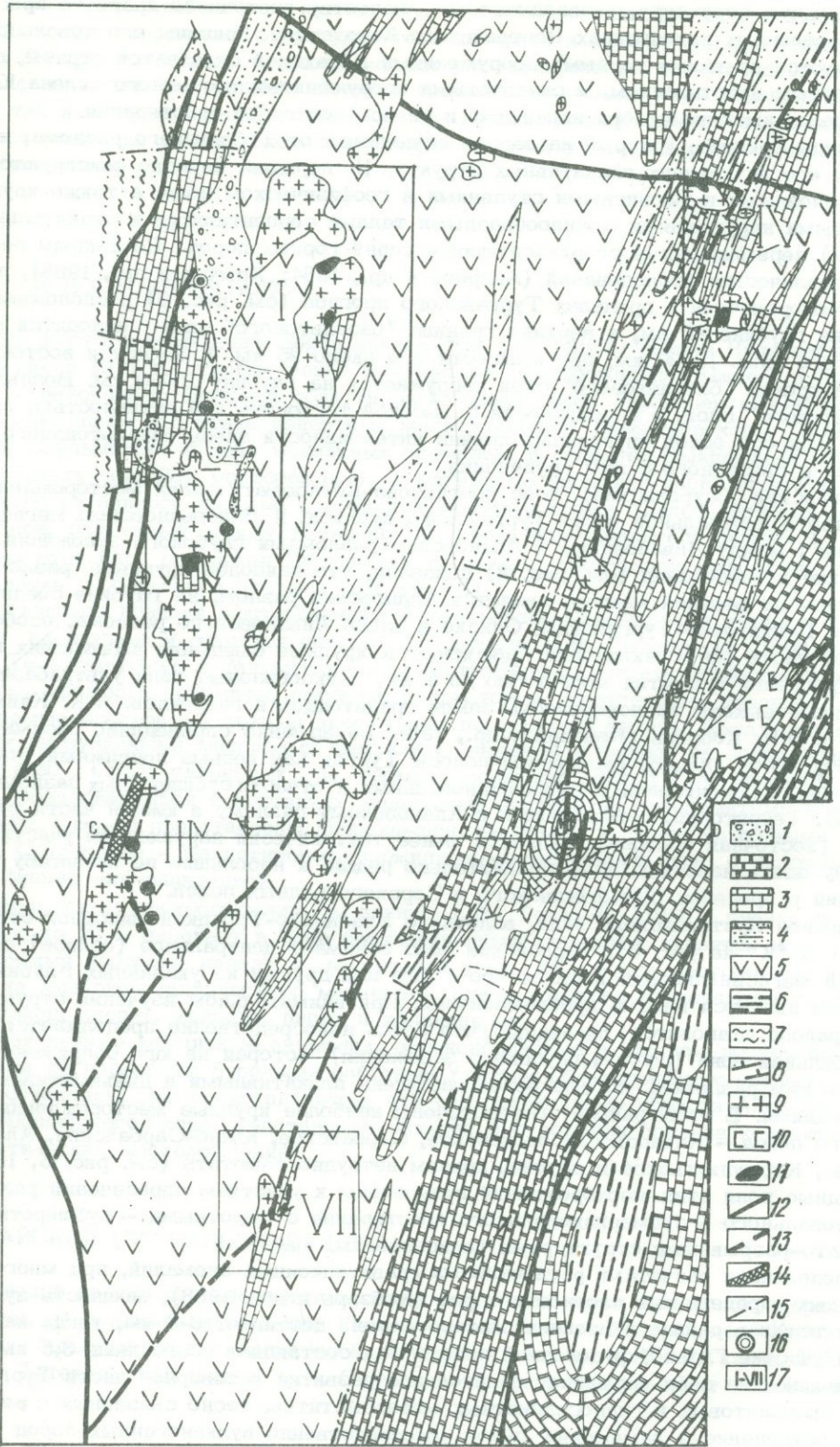
Тургайский (Зауральский) пояс контактово-метасоматических месторождений находится в центральной части Тургайского прогиба, в Валерьяновском мегасинклинории; между Ливановским и Апановским разломами глубокого заложения. Сейсмические исследования (см. рис. 8) показали, что наиболее крупным разломом, доходящим до верхней мантии, является Апановский разлом, на глубине соединяющийся с Центрально-Тургайским. Однако и вдоль Ливановского разлома, особенно в южной части мегасинклинория, фиксируются крупные смещения вмещающих пород, зоны дробления и смятия мощностью до 4 км, дайкообразные тела ультрабазитов и обильные выходы на поверхность Земли гранитоидов и габроидов. А.К. Каймаков (1970) и П.Н. Кобзарь (Кобзарь и др., 1968) совершенно справедливо рассматривают эту часть главной рудоносной полосы Тургай как весьма подвижный участок с наличием многочисленных субмеридиональных и отчасти субширотных разломов (рис. 9). Территория, примыкающая к Апановскому разлому в южной части рудного пояса (восточная подзона), является менее тектонически нарушенным участком. Поэтому здесь известны лишь сравнительно редкие и небольшие по масштабу месторождения в пределах Шагьркульского и Сорского рудных полей.

Севернее Кустанайского вала, вплоть до Учалинско-Троицкой широтной структуры (ось "К" на рис. 5), Тургайский пояс занимает центральное (осевое) положение в мегасинклинории и связь его с тем или другим из указанных глубинных разломов является весьма проблематичной. При внимательном изучении структуры этого района становится очевидным, что здесь непосредственно продолжается та же мобильная зона (разлом глубокого заложения), которая на юге сопряжена с Ливановским разломом, но еще более насыщена пликативными и дизъюнктивными дислокациями. В этом районе сосредоточены наиболее крупные месторождения Тургайского пояса - Качарское, Соколовское, Сарбайское, Южно-Сарбайское, Алешинское, Куржункульское и другие, причем нетрудно заметить (см. рис. 5, 10, 11), что рудные поля этих месторождений приурочены к участкам пересечений разломов меридионального - субмеридионального простирания с широтными - субширотными складчато-разрывными структурами (описание см. ниже).

Определенная расчетами региональных гравитационных аномалий, при многочисленных определениях плотности пород (Кобзарь и др., 1968), мощность вулканогенной толщи в районе указанных месторождений достигает 6-7 км, тогда как на южном участке Главной рудоносной полосы она составляет всего лишь 3,5 км.

Обращают на себя внимание значительное развитие в северной части Тургайского пояса скаполитовых и гидросиликатных метасоматитов, тесно связанных с магнетитовым оруденением, замещение рудой непосредственно вулканогенных пород (при незначительном развитии скарнов), присутствие в одних и тех же месторождениях

¹ В Валерьяновской троговой зоне, по А.М. Дымкину (Иванкин и др., 1970).



- 1 [Symbol: Dotted pattern]
- 2 [Symbol: Horizontal brick pattern]
- 3 [Symbol: Vertical brick pattern]
- 4 [Symbol: Diagonal brick pattern]
- 5 [Symbol: Inverted V pattern]
- 6 [Symbol: Horizontal dashed line]
- 7 [Symbol: Wavy line]
- 8 [Symbol: Diagonal dashed line]
- 9 [Symbol: Plus sign pattern]
- 10 [Symbol: Square with dot]
- 11 [Symbol: Circle with dot]
- 12 [Symbol: Diagonal line with dot]
- 13 [Symbol: Diagonal line with dot]
- 14 [Symbol: Diagonal line with dot]
- 15 [Symbol: Diagonal line with dot]
- 16 [Symbol: Circle with dot]
- 17 [Symbol: Roman numeral VII in a box]

C БЕНКАЛА

Сор

D



Рис. 9. Схема размещения месторождений контактово-метасоматического типа в южной части Тургайского пояса. С учетом данных Д.А.Венкова, А.М.Захарова, В.Ю.Нахтигая, Д.Х.Фахтудинова, В.В.Табатчикова и др.

1 - красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты (Pz_3); 2 - известняки, глинистые сланцы, песчаники (C_1^{t-v}); 3 - известняки и доломиты (C_1^{v2-n}); 4 - вулканогенно-осадочные породы (C_1^{v2-3}); 5 - андезитовые порфириды и их туфы (C_1^{v2-3}); 6 - осадочно-вулканогенная толща (D_3^{fm}); 7 - полимиктовые песчаники (D_2^c); 8 - диабазы, спилиты и их туфы ($S_1^w-S_2^{ld}$); 9 - диориты и гранодиориты; 10 - серпентиниты; 11 - контактово-метасоматические месторождения; 12 - крупные разломы; 13 - рудоконтролирующие сининтрузивные разломы; 14 - прослейнтрузивные - досульфидные разломы; 15 - послерудные разломы; 16 - перспективные магнитные аномалии; 17 - рудные поля: I - Адаевское, II - Талдыкульско-Кулькульское, III - Бенкалийское, IV - Шагыркульское, V - Сорское, VI - Каракольское, VII - Жанадзурское

резко различных по температурным условиям образования рудных тел. По-видимому, в значительной мере эти особенности также обусловлены структурным положением данного района.

Учитывая разнообразие и значительные масштабы развития оруденения в Тургайском поясе, ниже дана краткая, но более подробная, чем для других поясов, характеристика главнейших особенностей известных здесь месторождений.

Западная зона

Качарское месторождение является типичным представителем месторождений скаполитового подтипа. Мощность нацело скаполитизированных вулканогенных пород (андезитовые порфириды и их туфы) достигает здесь 1 км, при площади распространения их в плане более 6 км². В скаполитовых породах находятся крупные пластообразные залежи вкрапленных и частично сплошных магнетитовых руд. Однако богатство месторождения составляют не только эти руды, а и сплошные магнетитовые руды, образовавшиеся по прослоям метасоматически измененных карбонатных (глинистые известняки) и карбонатсодержащих туфогенных (туфопесчаники и туфоконгломераты) пород. Наличие в туфогенных породах разнообразной обломочной текстуры, а также резко различных по величине и составу обломков говорит о прибрежно-морских условиях их образования. Для Качарского месторождения характерно незначительное распространение гранатовых и пироксеновых скарнов, которые, возможно, в какой-то степени замещены магнетитом, а также наличие обильных субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений, обусловивших блоковое строение месторождения.

Талкульское и группа Ломоносовских месторождений находятся в 30-50 км к югу от Качарского месторождения. Крутопадающие (50-80°) скарнов-магнетитовые тела приурочены здесь к интенсивно скарнированному горизонту туфитов и известняков среди вулканогенных пород валерьяновской серии (C_1^{v-n}). Непосредственно рудомещающими породами являются гранатые (андрадитовые), диопсид-гранатые и частично пироксеновые (салитовые, геденбергитовые) скарны, образующие зоны общей мощностью до нескольких сотен метров. Широко распространены брекчиевидные катакластические текстуры и структуры скарнов, около-скарновых диопсид-альбитовых пород и руд, а также жилы этих преимущественно инфильтрационно-метасоматических образований, что свидетельствует о формировании месторождений в условиях развития зон разрывных нарушений. Об инфильтрационно-метасоматическом характере образовавшихся скарновых зон свидетельствуют также сравнительно постоянный состав пироксена и граната, отсутствие зональности в скарнах, обилие эпидота и некоторые другие признаки. Метасоматические изменения

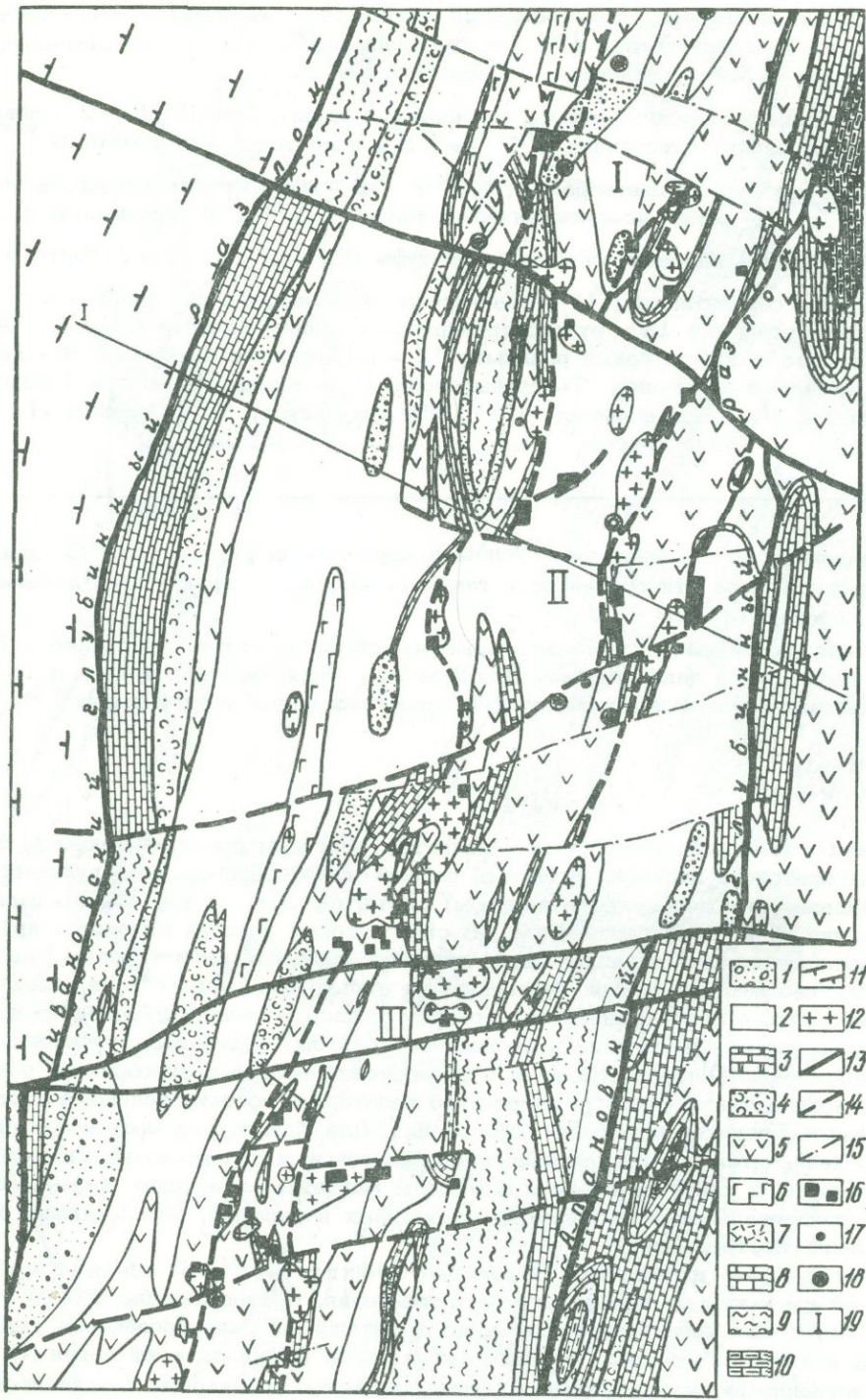


Рис. 10. Схема размещения месторождений контактно-метасоматического типа в северной части Тургайского пояса. С учетом данных А.М.Захарова, Н.Г.Пиунова, В.Н.Агафонова и др.

1 - гематитизированные полимиктовые конгломераты, песчаники и алевролиты (C_2-C_3); 2 - вулканогенно-осадочная толща ($C_1^{V3^2-n}$); 3 - известняки (C_1^{V2-3}); 4 - вулканогенно-осадочные породы (C_1^{V2-3}); 5 - андезитовые порфириты и туфы (C_1^{V2-3}); 6 - базальтовые порфириты и туфы (C_1^{V2-3}); 7 - вулканогенные породы кислого состава (C_1^{V2-n}); 8 - известняки (C_1^{t-v1}); 9 - аргиллиты, алевролиты и песчаники (C_1^{t-v}); 10 - известняки (D_3); 11 - андезитовые и дацитовые порфириты и туфы (D_3); 12 - гранитоиды и габброиды (продуктивные); 13 - глубинные разломы; 14 - дорудные рудоконтролирующие разломы; 15 - послерудные разломы; 16 - контактно-метасоматические месторождения; 17 - то же, рудопроявления; 18 - перспективные магнитные аномалии; 19 - рудные узлы: I - Качарско-Давыдовский, II - Соколовско-Сарбайско-Ломоносовский, III - Елтайско-Куржункульский

пород в рудном поле резко усиливаются с глубиной в юго-восточном направлении, где в настоящее время буровыми скважинами вскрыты габбродиориты и пироксен-плагноклазовые диоритовые порфириты (Кобзарь и др., 1968).

Елтайское рудное поле располагается в 14 км к югу от группы Ломоносовских месторождений. В его пределах имеется восемь сравнительно мелких, но еще детально не разведанных месторождений. Они группируются в восточной и юго-восточной контактных зонах массива диоритов с мраморизованными известняками. Интересно, что в самом северном из месторождений (Третьем Елтайском) вмещающие породы и скарново-магнетитовые рудные тела, как в месторождениях Ломоносовской группы, имеют восточное падение, а в 10-20 км к югу от него (в остальных Елтайских месторождениях) падение рудных тел и вмещающих пород везде северо-западное под углами 20-25°. Такие изменения наклона рудных тел, вероятно, обусловлены встречающимися в Тургайских месторождениях мульдообразными рудоносными структурами типа "структур проседания" (рис. 11).

Рудовмещающими породами здесь являются пироксен-гранатовые скарны по известковистым туффидам, окруженные ореалом осветленных (диопсид-альбитовых и частично диопсид-скаполитовых) пород, мощностью до 200 м. Некоторым исключением является Второе Елтайское месторождение, расположенное в южной части рудного поля, где околорудные метасоматиты сложены апоскарновыми минералами - актинолитом, кальцитом, хлоритом и эпидотом.

Козыревско-Лисаковские месторождения находятся в 20-25 км к юго-западу от Елтайского рудного поля. Среди них различаются Первое, Второе, Третье Козыревские, Копоткинское, Северное и Южное Лисаковские месторождения с рядом сопутствующих им рудопроявлений (Ново-Ильинское, Степное, Карасорское, Южно-Карасорское и др.). В отличие от многих других месторождений северной группы, месторождения Козыревско-Лисаковского рудного узла являются объектами, где почти нет скарнов, но развита апоскарновая минерализация и довольно широко представлены крутопадающие рудные тела, связанные с зонами разрывных нарушений среди брахисинклинальных структур. Руды в основном имеют брекчиевидную и прожилково-вкрапленную текстуры, однако среди известняков и вблизи известняков преобладают богатые магнетитовые руды с массивной текстурой.

Адаевское рудное поле расположено в 180 км к югу от Козыревско-Лисаковских месторождений. Оно лежит в южной части Западной зоны, южнее Кустанайского вала. В его пределах выявлены Северо-, Центрально-, Южно-Адаевское и Северо-Сахаровское месторождения, а также Южно-Сахаровская магнитная аномалия. Рудные тела в виде полого падающих на запад (30-60°) залежей локализируются здесь преимущественно в восточном крыле крупной синклинальной складки, в ядре которой находится интрузив диоритов. Оруденение сопровождается зонами гранатовых и пи-

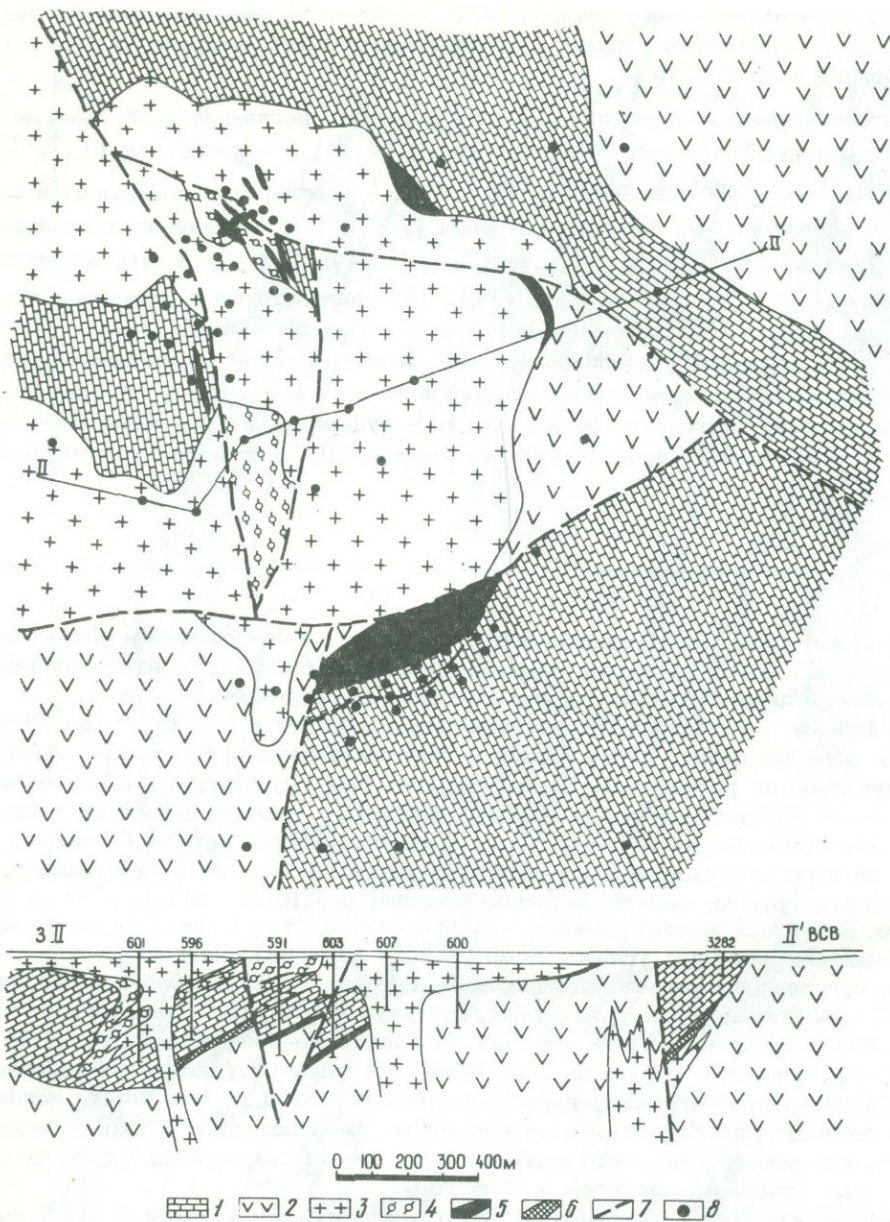


Рис. 11. Геологическая карта (палеозой) и разрез Четвертого Елтайского месторождения. С учетом данных Темирской экспедиции Североказахского геологического управления

1 - мраморизованные известняки (C_1^{v2-3}); 2 - пироксен-плаггиоклазовые андезитовые порфиры и их туфы (C_1^{v2-3}); 3 - диориты; 4 - осветленные вулканогенные породы; 5 - магнетитовая руда; 6 - то же, предполагаемая (только на разрезе); 7 - разрывные нарушения; 8 - скважины (в плане)

роксен-гранатовых скарнов мощностью от 40 до 250 м, замещающих вместе с магнетитовой рудой прослой тонкозернистых туфитов и мраморизованных известняков в слоистой вулканогенно-осадочной толще. Обращает внимание наличие скрытокристаллического и колломорфного магнетита, а также повышенное количество сульфидов

в рудах некоторых месторождений рудного поля (Северо- и Южно-Адаевское). Сульфиды нередко обладают необычно высокими содержаниями кобальта, меди, цинка, никеля и серебра.

Бенкалинское рудное поле лежит в 80 км южнее Адаевского и объединяет Бенкалинское, Шагаршинское месторождения, а также ряд вблизи них расположенных магнитных аномалий. Рудные тела здесь приурочены к сводовым частям и крыльям мелких брахискладок и характеризуются преимущественным развитием высокотемпературных метасоматитов - пироксен-гранатовых и гранатовых скарнов, сопровождающих оруденение. Руда замещает известняки, карбонатсодержащие туфогенные породы и частично альбитизированные андезитовые порфириды и их туфы. Наряду с этим в северо-западной части рудного поля в последнее время была выявлена промышленная медная минерализация, представленная новообразованиями медистого пирита и халькопирита среди сильно передробленных и метасоматически измененных альбитизированных, окварцованных и серицитизированных диоритов. По предварительным данным, выявленная зона имеет значительные размеры по простиранию, падению и мощности, вследствие чего представляет определенный интерес как в теоретическом, так и в практическом отношении.

Необходимо заметить, что на территории между Адаевским и Бенкалинским рудными полями в последние годы выявлены новые железорудные месторождения (Кулькульское, Талдыкульское, Ново-Кулькульское, Северо-Талдыкульское и др.), которые при сравнительно небольших запасах магнетитовых руд (первые десятки миллионов тонн) привлекают внимание своим частым распространением и образованием в условиях типичного контактового метасоматоза. Все они расположены в заливообразных углублениях небольших по размерам массивов диоритов и габбро-диоритов, находящихся среди известняков и карбонатсодержащих туфогенных пород (см. рис. 9). Непосредственно рудовмещающими породами являются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, сопровождаемые мощными (до 300 м) зонами осветления. В аналогичных условиях находятся и расположенные к юго-западу от Бенкалинского рудного поля месторождения Жана-Дэурского рудного поля.

Восточная зона

Границы распространения Тургайского пояса по простиранию не установлены. Восточная часть главной рудоносной полосы начинается где-то севернее г. Кургана (Окуневская магнитная аномалия) и проходит на юг и юго-запад в Мугоджары, через Глубоченское месторождение, Алешинско-Введенское рудное поле, Качарско-Давыдовский узел, Соколовско-Сарбайское, Куржункульское, Шагыркульское и Сорское рудные поля. Рудоносной во всех перечисленных участках является валерьяновская серия вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (C_{1v-n}).

Глубоченское месторождение (Целинный район Курганской области) представлено несколькими параллельными, согласными с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей, пластообразными залежами сплошных и полосчато-вкрапленных магнетитовых руд. Скарнированию и замещению рудой подвергались породы преобладающе карбонатного состава: известковистые туффиты, туфопесчаники, известняки. Для месторождения характерно широкое распространение в околорудном пространстве низкотемпературных гидросиликатных метасоматитов, которые с глубиной сменяются гранатовыми скарнами. По данным Н.Я. Фоминых, образование рудных минералов - магнетита, пластинчатого гематита, сульфидов (пирита, халькопирита) - происходило одновременно с образованием актинолита, эпидота, отчасти хлорита и кальцита и сопровождалось интенсивной пропилитизацией окружающих вулканогенных пород. Размеры околорудных в настоящее время рудных залежей составляют по простиранию 400-1300 м, по падению 300-1000 м, по мощности 40-180 м.

Алешинско-Введенское рудное поле отстоит от г. Кустаная к северу на 70-80 км. Его составляют крупное Алешинское месторождение, Введенские рудопроявления и Аральские магнитные аномалии. Структура района, по Г.М. Тетереву (1965), представляется как серия брахисинклинальных и брахиантиклинальных складок с размерами по простиранию 10-20 км и вкрест простирания 3-4 км. В ядрах некоторых складок фиксируются выходы диоритов, габбро-диоритов и габбро-диабазов.

Алешинское месторождение находится в контакте одного из массивов диоритов с толщей андезит-базальтовых порфиритов, содержащей прослой известняков. Руда (главным образом сплошная) в виде пологопадающих пластообразных скарново-магнетитовых залежей приурочена к прослоям известняков, замещающая их, или к пограничным зонам между известняками и эффузивами. Залежи сопровождаются оторочками гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов мощностью до 10 м, сменяющихся последовательно, с удалением от руды, гранатизированными, диопсидизированными, скаполитизированными и альбитизированными эффузивами, общей мощностью до 300 м. В участках, удаленных от рудных залежей, содержание андрадитовой молекулы в гранатах составляет 24-40%, тогда как внутри рудных залежей и вблизи них оно большей частью колеблется в пределах 85-100%. Четко проявляется тенденция постепенного повышения железистости скарновых минералов по мере приближения к рудным телам и отмечается частое наличие псевдоморфоз породообразующих минералов в скарнах и околоскарновых породах. Это при наличии зональности околорудных метасоматитов, несомненно, указывает на преимущественное развитие при образовании месторождения диффузионно-биметасоматических процессов.

В Введенских рудопроявлениях в трех участках отдельными буровыми скважинами были зафиксированы прожилково-вкрапленные магнетитовые руды среди вулканических пород и габбро-диоритов. Ширина оруденелых зон до 400 м, мощность рудных тел - 8-10 м. Широко развиты околорудные диопсид-альбитовые метасоматиты, образование которых находится в непосредственной связи с формированием рудных тел. Поэтому здесь, как и на Аральских аномалиях, имеются основания для продолжения поисково-разведочных работ, в ходе которых могут быть открыты новые железорудные месторождения.

Давыдовское рудное поле расположено в 70-80 км на юго-юго-запад от предыдущего. Линиями изодинам магнитного поля здесь довольно четко очерчивается брахисинклиальная структура III порядка (15 x 10 км), подтвержденная буровыми работами. По "амфитеатру" структуры, как и в Алешинско-Введенском рудном поле, обращенному выпуклостью на юг, располагаются месторождения: Давыдовское, Куттукское, Южно-Светло-Джаркульское и Майкульское (рис. 12). В центральной части структуры, окруженные мощными ореолами метасоматитов пироксен-скаполитового состава, прослеживаются линейно-вытянутые в северо-восточном направлении (по простиранию структуры) жилообразные тела диоритов и габбро-диоритов, которые раньше многими исследователями объединялись в один общий массив.

Рудные тела месторождений Давыдовского поля, сложенные преимущественно прожилково-вкрапленными скаполит-магнетитовыми рудами и отчасти сплошными магнетитовыми рудами в гранатовых скарнах (отдельные участки Южно-Светло-Джаркульского месторождения), залегают согласно с вмещающими вулканогенными и осадочными породами. В соответствии со структурой рудного поля они полого (10-20°) наклонены на юго-восток, северо-восток, север и северо-запад. И только на Куттукском и Майкульском месторождениях, где намечается связь оруденения с зонами разрывных нарушений, выявляются крутопадающие рудные тела (углы падения 60-80°). Руды отличаются повышенным содержанием титана, кобальта и отчасти меди.

Соколовско-Сарбайское рудное поле (Соколовское, Сарбайское, Южно-Сарбайское, Кунай-Жаркульское, Восточно-Кунай-Жаркульское и Алексеевское месторождения) примыкает непосредственно к Давыдовскому полю, но находится в несколько другой структурной обстановке. Месторождения здесь приурочены к крыльям антиклинали, усложненной в ряде случаев дополнительной складчатостью и вытянутой в меридиональном направлении. Размер этой структуры 32 x 12 км. Интрузивные породы в виде нескольких мелких массивов штоко-жилообразной формы и пестрого состава (гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, диоритовые порфириты) закономерно занимают внутренние части крыльев, тогда как в их внешних частях находятся иногда значительные по мощности (100-300 м) пачки мраморизованных известняков среди вулканогенных образований (см. рис. 10).

Рудные тела, рудовмещающие скарны гранатового и пироксен-гранатового состава, околоскарновые пироксен-скаполитовые и диопсид-альбитовые метасоматиты нередко имеют хорошо выраженную полосчатость, отражающую унаследованную сло-

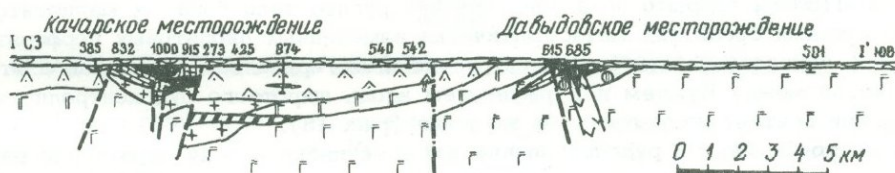
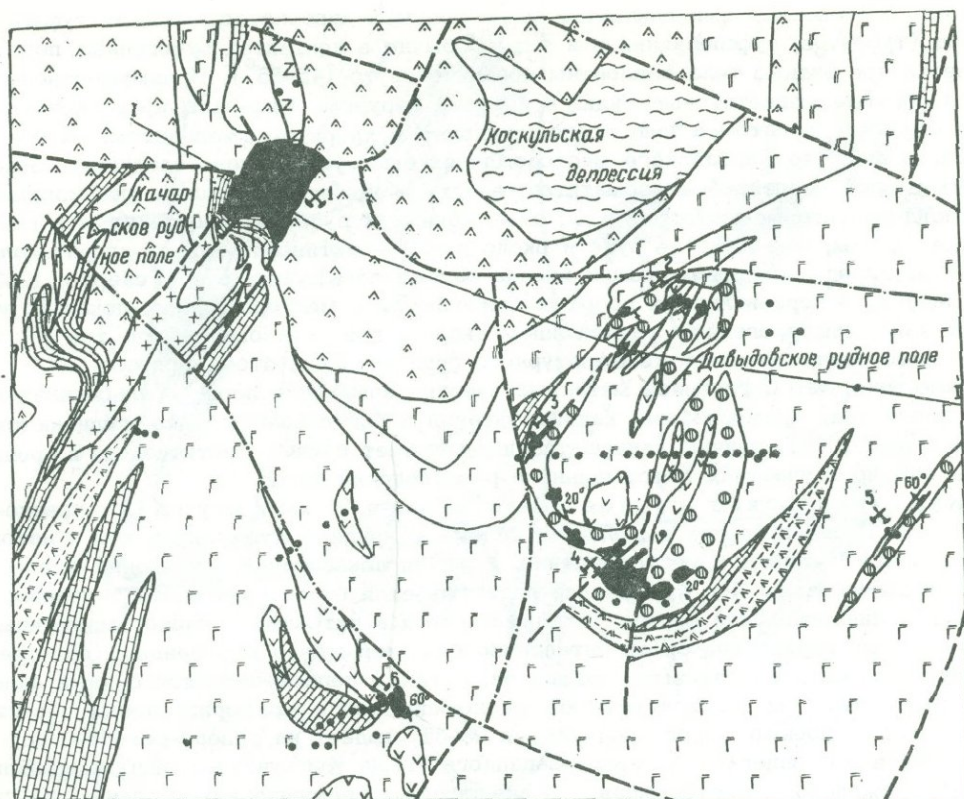


Рис. 12. Геологическая карта (палеозой) и разрез Качарско-Давыдовского рудного узла. По Н.Г. Пиуну, А.С.Кандауровой и др. с дополнениями.

1 - отложения мезозоя и кайнозоя; 2-4 - отложения среднего карбона и перми: 2 - гематитизированные туфоконгломераты и песчаники, 3 - гематитизированные диабазовые порфиры, 4 - гематитизированные пироксен-плагиоклазовые порфиры и их туфы; 5-8 - валерьяновская серия (C_1^{V1-n}): 5 - пироксен-плагиоклазовые порфиры и их туфы, 6 - известняки, 7 - туффиты, песчаники и алевролиты, 8 - кварцевые и бескварцевые порфиры; 9 - долериты; 10 - диориты и габбро-диориты; 11 - скаполитовые метасоматиты; 12 - рудные тела в разрезе; 13 - рудные тела в горизонтальной проекции; 14 - то же, предполагаемые; 15 - разрывные нарушения; 16 - то же, предполагаемые по геофизическим данным; 17 - буровые скважины (в плане); 18 - месторождения и рудопроявления (цифры на карте): 1 - Качарское, 2 - Давыдовское, 3 - Куттукское, 4 - Южно-Светло-Джаркульское, 5 - Майкульское, 6 - Кинебайкайское

истость замещенных ими глинистых известняков и карбонатсодержащих туфогенных пород (туффитов, туфопесчаников и т.д.). Обычно в контактах туфогенных пород и известняков рудные тела наклонены довольно круто ($45-85^{\circ}$). Преимущественно развигты богатые магнетитовые руды, в которых нерудные минералы представлены не пироксеном и гранатом, а чаще всего актинолитом, хлоритом и кальцитом. Для Соколовско-го и частично Сарбайского месторождений была установлена следующая зональность в распределении метасоматитов: сверху — альбитовые, затем скаполитовые и диопсид-альбитовые метасоматиты, ниже (ближе к руде) — пироксеновые и гранатовые скарны, еще ниже (в руде и около руды) — актинолит-эпидот-хлорит-кальцитовые породы, сопровождающие иногда залежи сульфидных руд (Тетерев, 1965). Последние из перечисленных пород располагаются в месторождениях локально и связаны как с гистерогенным разложением скарнов при образовании руд, так и с неравномерным распределением температурного градиента при этом процессе.

Замечено, что с глубиной метасоматические изменения пород — альбитизация, диопсидизация, мраморизация, калишпатизация и биотитизация резко усиливаются (Кобзарь и др., 1968), причем калишпатизация тяготеет к зонам биотитизации и проявляется обычно в участках максимального раздробления пород.

Куржункульское рудное поле лежит в 60 км к югу от Соколовско-Сарбайского. В его пределах выделяются довольно крупное Куржункульское и находящееся западнее Кужайское месторождения. Условия локализации оруденения здесь довольно своеобразны. На Куржункуле насчитывается более пятидесяти тел пластообразной и линзообразной формы, укладываемых в пять-шесть плохо выраженных прерывистых горизонтов среди интенсивно гидротермально измененных (осветленных) субвулканических диоритовых порфиритов, а также перемежающихся с ними андезитовых порфиритов, их пирокластических разновидностей и мраморизованных известняков. Весь этот "слоеный пирог" под углами $25-35^{\circ}$ падает на северо-северо-запад в соответствии с залеганием северо-западного крыла Куржункульской брахисинклинали. На Кужайском месторождении в аналогичных геологических условиях, на глубине 1000-1150 м, вскрыто пока одно крупное рудное тело богатых магнетитовых руд с остатками среди них метасоматически измененных диоритовых порфиритов. Его можно параллелизовать с нижним рудоносным горизонтом и в связи с этим все пространство между Кужаем и Куржункулем вдоль широтного рудоконтролирующего разлома приобретает промышленное значение (рис. 13).

Для месторождений и рудопроявлений Куржункульского поля характерно развитие пироксеновых скарнов в ущерб гранатовым. Последние не являются рудомещающими породами, хотя гранат как минерал довольно часто отмечается по трещинкам среди пород, окружающих руду. Относительно слабое скарнирование и широкое развитие более низкотемпературных минералов — хлорита, пренита, актинолита — убедительно свидетельствуют, что формирование оруденения происходило здесь при несколько других температурных условиях, чем на Соколовско-Сарбайском и Алешинско-Введенском рудных полях. Эта особенность месторождений находит отражение также в экранировании глубинных растворов эффузивными покровами (Тетерев, 1965), в отчетливом контроле многих рудных тел зонами межпластового дробления и трещиноватости, в значительном скоплении в рудах эндогенного гематита, мушкетовита, коломорфного магнетита (Яковлев, 1962 а,б), мелкочешуйчатого хлорита и в длинном списке сульфидов (пирит, нередко пластинчатый, пирротин, халькопирит, сфалерит, борнит, марказит, арсенопирит и др.). Сульфиды присутствуют далеко не всегда в больших количествах, но весьма распространены.

Шагыркульское рудное поле лежит в 90 км южнее Куржункуля. В его пределах имеются крупное Шагыркульское месторождение, слабо разведанное Ша-ракульское месторождение и окружающие их магнитные аномалии в радиусе до 30 км. Геологическая обстановка здесь несколько отличная от Куржункульского рудного поля. Под покровом мезозойских и кайнозойских отложений мощностью до 60-65 м залегают вулканогенно-осадочные породы валерьяновской свиты, представленные туффитами (с прослоями туфов), туфопесчаниками, сланцами, андезитовыми и андезит-базальтовыми порфиритами и лавобрекчиями этих порфиритов. Внутри вулканогенных отложений отмечаются прослой мраморизованных известняков, а также пластовые и штоковообразные залежи роговообманковых диоритов и диоритовых порфиритов. Первичная природа указанных пород, их состав и строение нередко затушевываются процессами

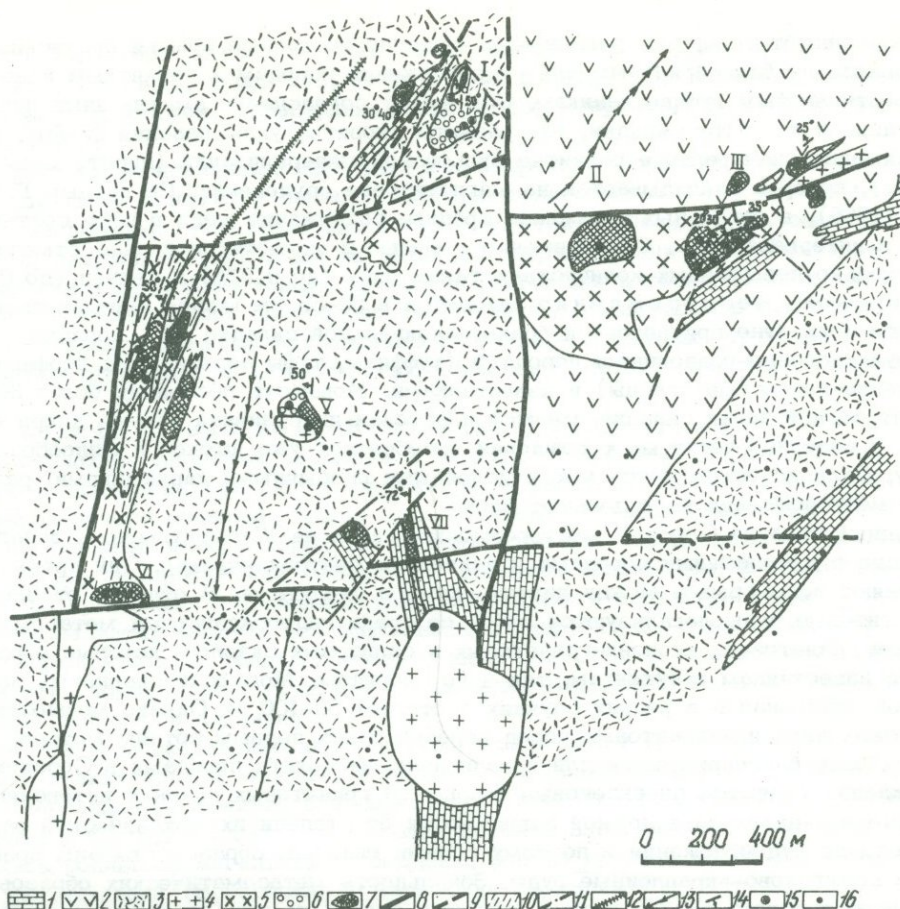


Рис. 13. Схема размещения интрузивных тел и месторождений контактно-метасоматического типа в Елтайско-Куржункульском рудном узле. По материалам Североказахстанского геологического управления

1 - известняки (C_1^{v2-n}); 2 - пироксен-плагиоклазовые андезит-базальтовые порфиры и их туфы (C_1^{v3-n}); 3 - плагиоклазовые порфиры и их туфы андезитового состава (C_1^{v2-3}); 4 - диориты; 5 - осветленные метадиориты и метадиоритовые порфиры; 6 - метасоматиты скарновые и гидросиликатные; 7 - рудные тела; 8 - рудоконтролирующие разрывные нарушения; 9 - то же, предполагаемые; 10 - дорудные зоны расщепления и дробления; 11 - послерудные нарушения; 12 - оси брахисинклиналей; 13 - оси брахисинклиналей; 14 - элементы залегания; 15 - глубокие разведочные скважины; 16 - картировочные скважины. Месторождения: I - Козыревские, II - Кужайское, III - Куржункульское, IV - Северо-Лисаковское, V - Степное, VI - Южно-Лисаковское, VII - Копотинское

актинолитизации, эпидотизации и хлоритизации, но следует заметить, что чаще всего эти процессы интенсивны только около рудных тел. Непосредственно вблизи рудных тел наблюдаются и более высокотемпературные изменения: доскарновое осветление и эпизодически - скарнирование и скаполитизация.

Структурное положение месторождений Шагыркульского рудного поля довольно четко определяется их приуроченностью к пологим, значительно нарушенным дизъюнктивами, брахисинклиналям III-IV порядка с размерами до 11×4 км. Последние более или менее закономерно располагаются на восточном крыле крупного антиклинорного блока вблизи Апановского глубинного разлома (Тетерев, 1965). Рудные

тела заполняют северные, западные и частично восточные крылья брахискладок, развиваясь по благоприятным для рудоотложения породам — глинистым известнякам и известковистым туфопесчаникам. Они имеют согласное с вмещающими породами залегание и к центру складки, где развиты диориты, углы падения 20–50°. Обращает внимание значительное развитие сульфидной минерализации (пирит, халькопирит, борнит), которая накладывается на магнетитовое оруденение. По данным Г.М. Тетерева (1965), в отдельных скважинах среднее содержание меди в руде составляло 2–3% в интервале 15 м. Одновременно с медью в магнетитовой руде отмечались в несколько повышенных количествах также цинк (до 0,70%) и свинец (до 0,15%).

Сорское месторождение находится в 50–55 км южнее Шагыркульского рудного поля. Оно приурочено к брахисинклинальной складке IV порядка, сложенной вулканогенно-осадочными породами (туффиты, туфы андезитовых порфиритов, туфогенно-глинистые сланцы) и известняками. Мощность последних более 300 м. В центральной части складки имеется пластовая интрузивная залежь диоритов, которая в северной части месторождения приобретает уже штоко- и жиллообразную форму. Складка осложняется многочисленными разрывными нарушениями, разбивающими месторождение на отдельные блоки.

Рудные тела на Сорском месторождении, как и на Шагыркульском, залегают согласно с вмещающими породами и наклонены центроклинально. Они преимущественно заполняют зоны срывов между известняками и диоритами. В отличие от Шагыркуля, магнетитовые руды локализуются здесь не среди гидросиликатных метасоматитов, а среди гранатовых, диопсид-гранатовых и салитовых скарнов, которые образуются как по известнякам и туффитам, так и по диоритам. Мощность скарновых зон обычно незначительная и в редких случаях достигает 50–100 м. Однако мощность около-скарновых диопсид-альбитовых пород нередко равна первым сотням метров.

Наиболее благоприятными для локализации магнетита породами в Сорском месторождении являются пироксеновые скарны. В гранатовых скарнах интенсивность оруденения находится в прямой зависимости от степени их механической раздробленности до рудоотложения и поэтому с ними главным образом связаны брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды. Зональность метасоматических образований проявляется в том, что по мере удаления с севера на юг (от канала внедрения диоритов) уменьшается мощность скарновых зон, снижается количество гранатовых скарнов, а в рудах появляется все большее количество сульфидов (пирротина, пирита, халькопирита, марказита).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ШИРОТНЫЕ И СУБШИРОТНЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При общей меридиональной и субмеридиональной ориентировке рудных поясов контактно-метасоматических месторождений Урала нетрудно заметить некоторую группировку их рудных полей в широтном и субширотном направлениях. Так, например, в пределах Южного Урала (см. рис. 5) видно закономерное расположение месторождений, относящихся к различным рудным поясам, почти на одной и той же широте. Это не является случайностью, поскольку здесь же фиксируются повороты меридиональных пликативных структур, изменение ориентировки интрузивных массивов, характера вулканизма и ряда других особенностей, связанных, как мы полагаем, с наличием поперечных складчато-разрывных структур.

Отдельные исследователи уже давно обращали внимание на наличие широтных и субширотных структурных элементов, которые в той или иной степени проявляются на общем фоне меридиональных и субмеридиональных структур Урала, а за его пределами увязываются со структурами Русской платформы. В качестве примеров в этом отношении обычно приводились Уфимский выступ и тиманские структуры (Горский, 1958; Малахов, 1940; Малахов, Желобов, 1962; Шатский, 1945; и др.). В последнее время, в результате региональных геофизических и геологических исследований, материалы по этому вопросу были значительно дополнены и уточнены, хотя в печати пока освещена лишь незначительная часть полученных данных, главным образом гео-

физического характера (Халевин, 1960, 1962; Ананьева, Дорофеев, 1963; Бакиров, 1963; Минкин, 1963 а,б; Никольский, Тюрин, 1963; Олли, 1966; Червяковский и др., 1966; Ананьева, Дорофеев, Калабурдина и др., 1968; Огаинов, 1968, 1970; Червяковский, 1972).

Классификации региональных широтных и субширотных геологических структур пока не существует и поэтому нередко исследователи относят в эту группу различные по масштабам, происхождению и характеру тектонические образования, что, естественно, затрудняет выяснение их истинной природы и значения. Тщательный анализ имеющихся в настоящее время геофизических и геологических материалов позволяет с наибольшей достоверностью наметить четырнадцать региональных поперечных к общеуральскому направлению складчато-разрывных структур, которые наложили свой отпечаток на металлогению контактово-метасоматических месторождений.

Ивдельская (Лозьвинско-Кондинская) структура ("А" на рис. 2) выделяется полосой широтных аномалий ΔT_a и Δg ¹ в пределах Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского погружения, а также (особенно) в пределах Восточно-Уральского поднятия. Длина этих аномалий нередко достигает 50-100 км. Кривые электропроводимости пород также делают резкие завороты вдоль простиранья структуры на протяжении нескольких десятков километров. В геологическом отношении по сравнению с соседними участками область структуры представляет собой место развития мощных тел эффузивных и интрузивных пород основного состава, что фиксируется не только геофизическими данными, но и непосредственно выходами этих пород вдоль структуры (в пределах Ивдельского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия).

В Ивдельском мегасинклинории структура ограничивает распространение на юг Помурского гранитоидного массива, который здесь резко вытянут на глубине в широтном направлении. Наличие благоприятного сочетания (пересечения) различно ориентированных структур заставляет более внимательно присмотреться к имеющимся здесь обильным магнитным аномалиям, рудная природа которых в некоторых случаях уже доказана (Бобровские и Чашевские аномалии).

Серовская субширотная структура ("В" на рис. 2) хорошо прослеживается по гравитационной ступени в пределах всего восточного склона Урала. В Тагильско-Магнитогорском погружении и на Восточно-Уральском поднятии (Карпинский и Серовский районы Свердловской области) вдоль структуры наблюдается резкое замыкание палеозойских плектиновых структур III и IV порядков и поворот простиранья пород в широтном направлении.

Павдинско-Сосъвинская широтная (?) структура ("С" на рис. 2), как и предыдущая, хорошо прослеживается по гравитационной ступени на всем протяжении восточного склона Урала. В Зауралье она разделяет Усть-Тавдинский и Верхотурско-Махневский гравитационные максимумы. В пределах Тагильско-Магнитогорского погружения между структурами "В" и "С" мощность вулканогенных толщ увеличивается на 3-4 км и широкое распространение получают широтно ориентированные гранитоиды и интрузивные породы основного состава. Вероятно, следствием этого является наличие здесь крупных контактово-метасоматических месторождений (Ауэрбах-Турьинское и Романовское рудные поля).

Исовская широтная структура ("D" на рис. 2) впервые выделена и описана Г.Ф. Червяковским (Червяковский, 1972). По его данным, в Предуралье, Тагильско-Магнитогорском погружении и в Зауралье эта структура устанавливается по широтным магнитным аномалиям. Кроме того, в пределах погружения она представлена широтным Исовским прогибом, заполненным верхнелудловско-среднедевонскими отложениями. В структуре Восточно-Уральского поднятия Исовский прогиб отделяет резко линейно-вытянутые структуры южной части Среднего Урала,

¹ Здесь и ниже учтены геофизические данные Н.П. Ермаковой, Е.М. Ананьевой, Б.В. Дорофеева и З.И. Дудкиной. Схематично результаты их исследований отражены на рис. 4 и, кроме того, в самом общем виде опубликованы (Ананьева, Дорофеев, 1963; Ананьева, Дорофеев, Калабурдина и др., 1968; Ананьева, Дорофеев, Ермакова и др., 1968).

сопровождающиеся развитием различных метаморфических сланцев, от пологих структур более северной части, где сланцы практически не получили развития. В Восточно-Уральском погружении на продолжении Исовского прогиба отмечаются широкие аномалии с низкими значениями Δg , вытянутые нередко в широтном направлении на расстояние до 100 км (район дер. Пальшино). Изодинамы сопротивления пород (изоомы), по данным Б.В. Дорофеева, ведут себя здесь так же, как и на Ивдельской и Павдинско-Сосьвинской структурах, т.е. они на значительном протяжении (до 100 км) вытягиваются в широтном или субширотном направлении.

Вблизи пересечений Исовской широтной структуры с глубинными разломами, ограничивающими меридиональные пликативные структуры II порядка, располагаются месторождения Пийского рудного поля и рудопроявления Елкинского участка.

Кушвинско-Тавдинская широтная структура ("Е" на рис. 3, 4) в пределах Центрально-Уральского поднятия совпадает с изгибами к западу границ зоны нижнепалеозойской складчатости. В Тагильско-Магнитогорском погружении и к востоку от него она фиксируется четко выраженной гравитационной ступенью, в том числе по северной границе распространения интрузивных пород тагило-кушвинского сиенитового комплекса и колчеданосных пород Красноуральской зоны. Среди Восточно-Уральского поднятия вдоль структуры необычно широкое распространение имеют ультраосновные и основные породы, а также гранитоиды, переходящие в краевых частях в инъекционные гнейсы и амфиболиты. Наиболее мощные образования основных интрузивных пород отмечаются вблизи пересечений описываемой структуры с глубинными разломами общеуральского плана, ограничивающими пликативные структуры II порядка. Восточнее Восточно-Уральского поднятия на протяжении 100 км структура трассируется магнитными аномалиями широтного простирания интенсивностью до 1000 гамм и узкой зоной широтно выраженного гравитационного минимума. Эти факты свидетельствуют о наличии здесь широтного развития гранитоидов, что подтверждается геологической съемкой. Широкое развитие основных и ультраосновных пород, а также гранитоидов и сиенитов, в местах пересечения Кушвинско-Тавдинской структуры с глубинными разломами, ограничивающими Туринско-Верхне-Тагильский синклиниорий, очевидно, благоприятствовало образованию контактово-метасоматических месторождений. Об этом свидетельствует наличие здесь крупного Тагило-Кушвинского рудного узла. Отметим кстати, что по геофизическим данным (Тимофеев, Беллавин, 1959), мощность вулканогенных пород основного и среднего состава достигает в узле 6-8 км, причем наибольшие мощности отмечаются в его северной части, примыкающей к оси Кушвинско-Тавдинской широтной структуры. Для узла характерны локальные рудо локализирующие флексурные складки.

Невьянско-Тюменская широтная структура (F на рис. 3,4) проходит через районы городов Невьянска, Режа, Артемовского и затем направляется к Тюмени. Она выделена А.И. Олли (1966) и Г.Ф. Червяковским (Червяковский, 1972), как зона широтного пояса, которая совпадает с западным уступом южной части Уват-Тавдинского выступа, северным окончанием Верх-Исетского и Суундукского гранитных массивов, южной границей Кировградского и Черноисточинского массивов основных и ультраосновных пород. В пределах Восточно-Уральского погружения вдоль простирания структуры заметно увеличение мощности основных вулканитов, что фиксируется вытянутостью гравитационного поля в широтном направлении и гравитационными максимумами. Судя по материалам геологической съемки в пределах Тагильско-Магнитогорского погружения, Восточно-Уральского поднятия и значительной части Восточно-Уральского прогиба, зона Невьянско-Тюменской структуры представляет широтный прогиб, заполненный отложениями ордовика, силура и девона. К востоку от Восточно-Уральского погружения среди прогиба появляются ориентированные в широтном направлении покровы базальтов. Магнитное поле в пределах прогиба довольно однообразное; широтных магнитных аномалий здесь не зафиксировано. В промышленном отношении представляют интерес места пересечений Невьянско-Тюменской структуры с глубинными разломами, ограничивающими внутренние меридиональные структуры Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского погружений, в частности районы Петрокаменских месторождений, Маюровского рудопроявления и другие участки.

Свердловско-Шадринская субширотная структура (G на рис. 3,4), испытывая ряд перемещений в меридиональном направлении, проходит через районы

городов Первоуральска, Свердловска, Каменск-Уральского и Шадринска. Западнее Свердловска она имеет почти широтное направление, а к востоку от него резко поворачивает на юго-восток и приобретает юго-восточное простирание (110-130°). В пределах Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского погружения эта структура четко фиксируется зоной резкого изменения направления и интенсивности гравитационного и магнитного полей, что объясняется изменениями в элементах залегания и мощности интрузивных образований, в том числе ультрабазитов, а также появлением в Мариновском мегаантиклинории вытянутого в широтном направлении поля кайнотипных эффузивов-базальтов. На западном склоне Урала, в пределах миегосинклинали, рассматриваемая структура также устанавливается по субширотным ориентированным гравитационным и магнитным аномалиям, причем здесь она совпадает с северным ограничением Уфимского выступа Русской платформы. Следствием описываемой структуры является наличие в отложениях ордовика, силура и девона, окаймляющих выступ верхнепротерозойских пород Центрально-Уральского поднятия, широтных простираний. Простирания вулканогенно-осадочных толщ изменяются в пределах следующих к востоку общеуральских пикативных структур II порядка.

Нетрудно заметить (см. рис. 3), что структуры общеуральского типа сокращаются по ширине в пределах Уфимского выступа, а в пересечениях ограничивающих их разломов глубокого заложения с рассматриваемой субширотной структурой находятся Первоуральские магнетитовые и хромитовые месторождения, Пышминские медные рудники и некоторые другие рудные объекты.

Кыштымско-Шумихинская субширотная структура ("Н" на рис. 3, 4) является продолжением осевой части Уфимского выступа. Она характеризуется наличием магнитных и гравитационных аномалий, оси которых вытягиваются в широтном и субширотном направлениях, соответственно подтверждая такую же ориентировку интрузивных массивов и участков распространения базальтоидного вулканизма. В пределах Восточно-Уральского погружения рассматриваемая структура резко выделяется в гравитационном поле, где ей соответствуют широкие максимумы, вытянутые вдоль ее оси. Центры этих максимумов весьма разбросаны и расположение их не соответствует общеуральскому меридиональному простиранию, что, по-видимому, свидетельствует о миграции магматических очагов. В пределах простирания Кыштымско-Шумихинской структуры наблюдается такое же сокращение мощностей структурно-фациальных зон общеуральского плана, какое наблюдалось в свердловско-шадринском направлении, причем иногда оно даже более сильно выражено. Вероятно, этим в значительной мере обусловлено появление здесь в пересечении различно ориентированных зон весьма оригинальных трубчатых структур контактово-метасоматических месторождений, которые были зафиксированы в Теченском рудном поле.

Миасско-Еткульская субширотная структура ("J" на рис. 5) вполне обоснованно, на наш взгляд, выделяется А.И. Олли (1966), Е.М. Ананьевой и ее соавторами (Ананьева, Дорофеев, Ермакова и др., 1968), Г.Ф. Червяковским и его соавторами (Червяковский и др., 1966). Г.Ф. Червяковский проводил ее на востоке только до Мариновского мегаантиклинория, однако анализ имеющихся данных показывает, что она, судя по широтным магнитным и гравитационным аномалиям, продолжается и далее на восток - вплоть до района г.Кургана. По комплексу геофизических и геологических данных, эта структура четко выступает и в пределах осевой части Урала, а также в Восточно-Уральском поднятии. Она совпадает с южной границей Уфимского выступа, где обуславливает поворот геоструктурных зон, ориентированных широтно, в субмеридиональном направлении. Ей соответствуют: южная граница Челябинского гранитного массива, имеющего в плане почти квадратную форму, и широтно-ориентированные магнитные аномалии, связанные с телами серпентинитов и кайнотипных эффузивов (базальтов). В областях пересечений описываемой структуры с глубинными разломами общеуральского направления известны рудные поля: Круглогорское в Тагильско-Магнитогорском погружении и Глубоченское в Тургайском прогибе.

Учалинско-Троицкая субширотная структура ("К" на рис. 5) по комплексу геофизических и геологических признаков хорошо выделяется в пределах почти всех геоструктурных зон общеуральского плана. Так, в пределах Уралтауского мегаантиклинория, по данным Г.Ф. Червяковского (1972), она хорошо прослеживается по гравитационным ступеням и с ней совпадают крутые изгибы к западу и ши-

ротные' простираия в отложениях протерозоя и ордовика у г.Верхне-Аршинского и к северу от него. В западной части Магнитогорского погружения с ее простираием совпадает северное окончание Зилаирской структурно-фациальной зоны, широтное смещение' зоны андезито-базальтового вулканизма и развитие к северу полосы более древних - лландовери-нижнелудловских вулканогенно-осадочных пород, сменяющих по простираию верхнедевонско-нижнекаменноугольные породы зилаирской свиты.

Восточнее с этой структурой связаны северное окончание Ахуновского и Степнинского гранитоидных массивов, а также южное окончание Уйского и Верхнесанарского массивов. В пограничных зонах этих массивов, вытянутых вдоль структуры, иногда развиты жлообразные тела серпентинитов. На Зауральском поднятии и в Тургайском прогибе рассматриваемая структура вновь прослеживается по наличию совершенно четко выраженной гравитационной ступени и по широтным магнитным аномалиям, протягивающимся в восточно-северо-восточном направлении вдоль течения р.Уй. К месту пересечения ее с зоной Апановского глубинного разлома приурочено Алешинско-Введенское рудное поле контактово-метасоматических месторождений. На пересечениях с другими крупными разрывными структурами общеуральского плана известны многочисленные рудопроявления, заслуживающие внимания (см. рис.5). Уместно отметить, что в 1971 г. на пересечении описываемой структуры с Тобольским глубинным разломом было открыто Ключевское скарново-магнетитовое месторождение.

Бускульско-Качарская субширотная структура ("L" на рис. 5) прослеживается только в пределах Зауральского поднятия и Тургайского прогиба, являясь, по-видимому, ответвлением от структуры "К". Как и многие предыдущие, эта структура фиксируется по резкому изменению характера гравитационного поля, которое почти на всем ее протяжении имеет субширотную ориентировку, с которой совпадает простираие магнитных аномалий. Бускульско-Качарская структура явно влияла на формирование интрузивных массивов, нередко ориентированных вдоль ее простираия. В узлах пересечений описываемой структуры с глубинными разломами общеуральского направления (Джетыгаринским, Тобольским и Межливановско-Апановским) находятся массивы продуктивных гранитоидов, с которыми связано образование контактово-метасоматических месторождений (Победо-Октябрьское, Терентьевско-Сардыкское, Качарское, Давыдовское, Ломоносовское и Соколовско-Сарбайское рудные поля). Как и в ряде других районов (Тагило-Кушвинском, Алешинско-Введенском, Ивдельском), наличие древней региональной субширотной структуры способствовало образованию локальных флексурообразных рудоконтролирующих структур.

Ишимбаевско-Куржункульская субширотная структура ("M" на рис. 5) по сумме геологических и геофизических данных была достаточно обоснованно выделена А.И.Олли (1966) и Г.Ф. Червяковским (Червяковский, 1972) в пределах Предуралья и осевой части Урала. В частности, по данным Г.Ф. Червяковского, в Зилаирском синклиории ей соответствует широтная зона магнитного поля, наблюдаемая по северной границе серпентинитового массива Южный Крака. В Магнитогорском погружении эта структура фиксируется четко выраженным гравитационным максимумом, который отвечает резкому изменению простираия интрузивных массивов магнитогорского комплекса вместе с вмещающими их вулканогенными породами (см. рис. 5 и 6). Здесь же происходит выклинивание известняковой толши карбона. В Восточно-Уральском поднятии рассматриваемая структура фиксируется Тогузакским седловинным погружением (Соболев, 1961), краевые зоны которого трассируются линейно-вытянутыми интрузивными залежами серпентинитов. По гравитационной ступени и линейным магнитным аномалиям юго-восточного направления эта структура прослеживается далее на юго-восток до Елтайско-Куржункульского рудного узла, где довольно уверенно намечается по данным детальных геофизических и геологосъемочных работ. В отличие от соседних участков Главной железорудной полосы Тургая, локальные пликативные структуры, интрузивные образования и связанные с ними рудные тела приобретают здесь широтную - субширотную ориентировку, соответствующую простираию описываемой структуры. Для данного рудного узла характерны многочисленные сравнительно мелкие месторождения, а также большое количество субширотных разрывных нарушений различного возраста (см. рис. 5 и 9). Помимо месторождений Елтайско-Куржункульского рудного узла, вблизи Ишимбаевско-Куржункульской субширотной

структуры в пределах Пятого и Шестого восточных поясов расположены месторождения Ново-Николаевского и Карталы-Айтского рудных полей.

Кацбахско-Шагыркульская субширотная структура ("N" на рис. 5) по геологическим и геофизическим данным во многом сходна с предыдущей структурой. В пределах Зилаирского синклинали и Уралтауского антиклинали она выделяется по широтной ориентировке изолиний ΔT_a и резкому смещению изоаномал силы тяжести (Червяковский, 1972). В пределах Магнитогорского погружения ей отвечает четкая гравитационная ступень, вдоль которой на поверхности нередко наблюдаются выходы гранитоидов. С этой структурой совпадают изгибы к западу границ Иреньдской структурно-фациальной зоны, северная граница Сибайской структуры, южная граница Бакр-Узякской структуры, севернее тупое окончание Карабулакской и Кацбахской интрузий, а также южное окончание Джабык-Карагайской интрузий (Червяковский и др., 1966). На Восточно-Уральском поднятии в пределах рассматриваемой структуры располагается Неплюевская седловинная синклинали (Соболев, 1961), по составу выполняющих ее отложений сходная с Тогузакским погружением. К юго-востоку от Неплюевской синклинали, вплоть до Валерьяновского мегасинклинали (в Тургайском прогибе), к описываемой структуре явно приурочены жильобразные тела серпентинитов, располагающиеся вдоль ее простирания. В Валерьяновском мегасинклинали с этой структурой совпадают:

1) южное ограничение Кустанайского вала, который Е.А. Мазина, О.Е. Ксенофонов, Н.К. Овечкин (1961), Г.М. Тетерев (1965) и другие исследователи считают поперечным поднятием палеозойского фундамента¹; 2) массивы гранитоидов, протягивающиеся в субширотном направлении; 3) северное окончание южной группы Тургайских контактно-метасоматических месторождений (Адаевское и Шагыркульское рудные поля). В этой группе более резко, чем в северной, обособляются западная и восточная подзоны Тургайского рудного пояса.

Богдановско-Бенкалинская субширотная структура ("O" на рис. 5) наиболее отчетливо проявляется в Магнитогорском погружении, где фиксируется крупной гравитационной ступенью, субширотно ориентированными выходами интрузивных пород и изменением состава осадочно-вулканогенных фаций нижнего карбона. В восточной половине погружения структура резко ограничивает распространение на юг диабазов нижнего карбона и место их в стратиграфическом разрезе занимают туфогенные и карбонатные образования. В Зилаирском синклинали и Уралтауском антиклинали рассматриваемой структуре отвечает гравитационная ступень и резкое выклинивание (со смещением) магнитных аномалий, связанных с массивами гипербазитов (Червяковский, 1972). В Восточно-Уральском погружении и в Зауралье указанные геолого-геофизические особенности рассматриваемой структуры сохраняются. Вблизи ее пересечений с глубинными разломами общепуральского направления прослеживаются крупные массивы гранитоидов, габброидов и гипербазитов. С гранитоидами и габброидами связаны контактно-метасоматические месторождения Богдановского, Сарыобинского, Талдыкульско-Кулькульского и Бенкалинского рудных полей.

Хотя в разных геоструктурных и структурно-фациальных зонах указанные широтные и субширотные структуры прослеживаются с различной степенью детальности и на различном по качеству материале, всем им отвечают гравитационные ступени, вдоль которых происходит смена простираний и иногда наблюдаются тупые окончания структур общепуральского плана. Нередко широтные и субширотные структуры служили своеобразными "барьерами" для магматических образований, вследствие чего около них возрастают мощности вулканогенных толщ, а также появляются соответственно ориентированные интрузивные и жильные тела различного состава и возраста. Все это иногда очень рельефно отражается на геологических (см. рис. 2, 3, 5), геофизических (см. рис. 4) и реже на геоморфологических (Башенина, 1948) и гидрогеологических (Буданов, 1964, 1970) картах региона².

¹ Северным ограничением Кустанайского вала служит Ишимбаевско-Куржункульская структура.

² По комплексу признаков широтные и субширотные структуры Урала весьма напоминают рудоконцентрирующие структуры, выделенные И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской (1971) в других регионах.

Как следует из приведенного описания и рисунков, широтные и субширотные структуры в большинстве случаев (за исключением Тургайского прогиба) не образуют видимой связи с разрывными нарушениями, хотя характер распределения около них интрузивных массивов, вулканических аппаратов и иногда центров землетрясений (Вейс-Ксенофонта, Попов, 1940; А.Я. Левицкая, 1961; Померанцева и др., 1965; Червяковский, 1972) указывает, что при образовании или дальнейшем усложнении этих структур, несомненно, возникали разрывные нарушения. Морфологически данные структуры, возможно, являются остатками относительных поднятий (выступов) допалеозойского фундамента (блоками доуралид), сильно осложненными последовавшими в период формирования Уральской геосинклинали пликативными и дизъюнктивными дислокациями. В результате осложнений в зонах широтных структур появились узколокальные прогибы, горизонтальные флексуры, поперечные к Уралу линейные складки и разрывные нарушения, заполненные затем магматическими производными.

Изучение вулканогенных толщ Тагильско-Магнитогорского погружения (Червяковский, 1972) показало, что многие широтные и субширотные структуры служили границными при проявлениях процессов вулканизма, для пространственного размещения центров вулканизма и соответственно расчленяют вулканогенные зоны по петрохимическим ассоциациям пород. Магматические образования, отграниченные ими, имеют различный возраст. Формирование этих структур в целом лежит в широком возрастном диапазоне — от докембрия до карбона включительно — и длительность их активной жизни в разных геоструктурных зонах была различной.

При взгляде на геологическую карту Урала (см. рис. 2, 3, 5) бросается в глаза поразительная закономерность в распределении поперечных структур. Как правило, они проявляются через 60–70 км и следуют, не испытывая особо значительных перемещений, через все геоструктурные зоны общеуральского плана. Только в пределах Среднего Урала, против Уфимского выступа, интервал между ними увеличивается до 70–100 км. Причины такой закономерности неизвестны, но она, вероятно, определена влиянием подкорового вещества, которое, будучи пластичным, при сжатии обусловило более или менее равномерное распределение напряжений в твердой оболочке земной коры. При общем меридиональном — субмеридиональном направлении поясов контактово-метасоматических месторождений известные в настоящее время более или менее крупные рудные поля — Третье Северное, Ауэрбах-Турьинское, Гороблагодатское, Высокогорское, Теченское, Магнитогорское, Качарское, Давыдовское, Соколовско-Сарбайское и Адаевское — тяготеют к местам пересечений широтных и субширотных структур с зонами глубинных разломов, ограничивающих меридиональные пликативные структуры II порядка. В этих местах резко возрастает количество разрывных нарушений и магматических проявлений, причем, как следствие этого, появляются иногда крупные массивы гранитоидов габбрового ряда и габброидов, продуктивные в отношении контактово-метасоматического оруденения. Сочленение продольных и поперечных структур в Уральской геосинклинальной области в период ее длительного существования и развития привело к возникновению сложной структурно-тектонической решетки, очень напоминающей описанную Г.Л. Поспеловым (1957а) для Алтае-Саянской складчатой области.

ВЫВОДЫ

Заканчивая краткую характеристику поясов контактово-метасоматических месторождений Урала, можно отметить следующее.

1. Совершенно отчетливо устанавливается приуроченность рудных поясов контактово-метасоматических месторождений к областям сочленений пликативных структур II и отчасти III порядков, которые характеризуются как достаточно мобильные зоны с образованием разломов глубокого заложения. Протяженность поясов и их направление зависят от протяженности и ориентировки соответствующих тектонических структур и литолого-фациальных зон.

2. Контактново-метасоматические месторождения, естественно, не распространены, равномерно на всем протяжении рудных поясов, а сосредоточены в сравнительно небольшом количестве рудных полей, иногда образующих рудные узлы (Тагило-

Кушвинский, Ауэрбахо-Турьинско-Масловский, Качарско-Давыдовский, Соколовско-Сарбайско-Ломоносовский, Елтайско-Куржункульский и др.). Основным фактором, обуславливающим такую неравномерность, является расположение вблизи дневной поверхности продуктивных массивов гранитоидов и габброидов, которое определяется благоприятными структурами.

3. Контактво-метасоматические месторождения железа и меди тесно пространственно и нередко генетически связаны. В поясах Северного, Среднего и Южного Урала медные месторождения являются резко подчиненными, но во многих случаях пространственно объединяются с железорудными и располагаются в пределах тех же рудных полей или на их продолжении, обнаруживая определенную зональность в распределении скарново-магнетитовых и скарново-сульфидных залежей. Крупные промышленные медные скарново-рудные месторождения тяготеют к колчеданным гидротермальным месторождениям и находятся в пределах тех же структурных поясов. Это пространственная связь иногда суживается до размещения колчеданных и контактово-метасоматических месторождений в пределах одних и тех же или соседних рудных полей (Тарньерское в рудном поле третьего Северного рудника, имени III Интернационала в Высокогорском, Гумшевское в Дегтярском, Сугурское в Карабашском и т.д.)².

4. Наиболее благоприятными участками для образования рудных полей контактово-метасоматического типа в рудных поясах являются места пересечений меридиональных и субмеридиональных структур общеуральского плана с более ранее заложеными, а затем сильно осложненными последующими тектоническими нарушениями широтными и субширотными складчатыми и разрывными структурами. В указанных участках нередко наблюдаются повороты и изгибы геологических структур, обилие разрывных нарушений разного направления и возраста, увеличение мощности вулканогенных образований, появление крупных вулканических очагов и различных по составу и возрасту интрузивных тел³.

5. Рудные поля контактово-метасоматических месторождений располагаются, как правило, только среди отрицательных структур I и отчасти II порядка, формирование которых на различных стадиях развития тесно связано с интенсивным вулканизмом. Железное оруденение приурочено к различным по возрасту горизонтам осадочно-вулканогенных толщ, но обычно к участкам накопления основных и средних вулканогенных пород. Наличие в зонах погружений разломов глубокого заложения способствовало проникновению в верхние горизонты земной коры не только магматических расплавов, но и огромных количеств тепловой энергии. Именно это в региональном плане и определило образование здесь контактово-метасоматических месторождений.

¹Как правило, медные месторождения закономерно приурочены к периферическим частям рудных полей, наиболее удалены от центров магматической деятельности и имеют большой "разброс" (Овчинников, 1960).

²Если учесть относительный возраст колчеданных и контактово-метасоматических месторождений и возможность образования вторых за счет первых (Ярош, 1970), то возникает интересная проблема изучения генетической связи между ними, которая может иметь большое теоретическое и практическое значение.

³Проведенные в последние годы в Зауралье геофизические исследования в скважинах на участках пересечений широтных разрывных структур с разломами общеуральского направления показали резкое (на два-четыре порядка) увеличение притоков гелия с глубин Земли (Булашевич и др., 1971). Отмечаются также геотермические аномалии.

Глава II

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Структурно-геологические позиции контактово-метасоматических месторождений определяются в основном расположением массивов продуктивных гранитоидов. Однако собственно структура рудного поля создается не только этим. Она обусловлена сочетанием многих других элементов. Большое значение в этом отношении, в частности, имеют (Овчинников, Баклаев, 1962): 1) размеры и форма продуктивного интрузива, его ориентировка относительно вмещающих толщ, конфигурация поверхности контакта, количество, размеры и форма выходов сателлитов, засоренность ксенолитами и останцами кровли, форма, ориентация и размеры последних; 2) форма залегания, характер напластования и литологический состав осадочно-вулканогенных пород кровли; 3) ориентировка, масштабы и характер дорудной тектоники.

В зависимости от сочетания указанных факторов структура рудного поля может быть довольно простой, с малым числом месторождений и, с другой стороны, — весьма сложной, с десятками месторождений и разнообразными рудоконтролирующими элементами. Анализ имеющихся данных позволяет выделить следующие типы структур рудных полей контактово-метасоматических месторождений Урала: флексурные зоны; центроклинальные окончания и деформированные участки крыльев брахисинклинальных структур; своды брахантиклиналей; дислоцированные участки кровли над продуктивными интрузивами (условно).

РУДНЫЕ ПОЛЯ ВО ФЛЕКСУРНЫХ ЗОНАХ

Типичным примером размещения месторождений во флексурной зоне — месте изгиба пликативной структуры — может служить Высокогорское рудное поле. По данным детальной геологической съемки (Овчинников, Максенов, 1959) внутри Тагильского сиенитового массива установлено, что морфология и ориентировка тел известняков, туфов, метасоматических роговиков, скарнов и руд, отчасти разностей самих сиенитов, ориентировка элементов прототектоники пород сиенитового комплекса, полосчатости в роговиках, слоистости туфов и многие другие признаки однозначно показывают, что Высокогорское рудное поле размещается в широкой зоне горизонтальной флексуры (сигмоиды). Амплитуда смыкающего крыла флексуры превышает 4 км (рис. 14). Размещение месторождений в пределах рудного поля всецело подчинено указанной структуре, которая сформировалась в основном до рудоотложения. Рудоконтролирующими, по данным Л.Н. Овчинникова и В.Г. Максенова (1959), явились вызванные возникновением флексуры следующие структурные элементы.

¹ Под структурой рудного поля, вслед за В.М. Крейгером (1956), мы понимаем совокупность тектонических элементов (в исторической последовательности их развития), влияющих на возникновение, локализацию и размещение послемагматических рудных проявлений в пределах определенной рудоносной площади.

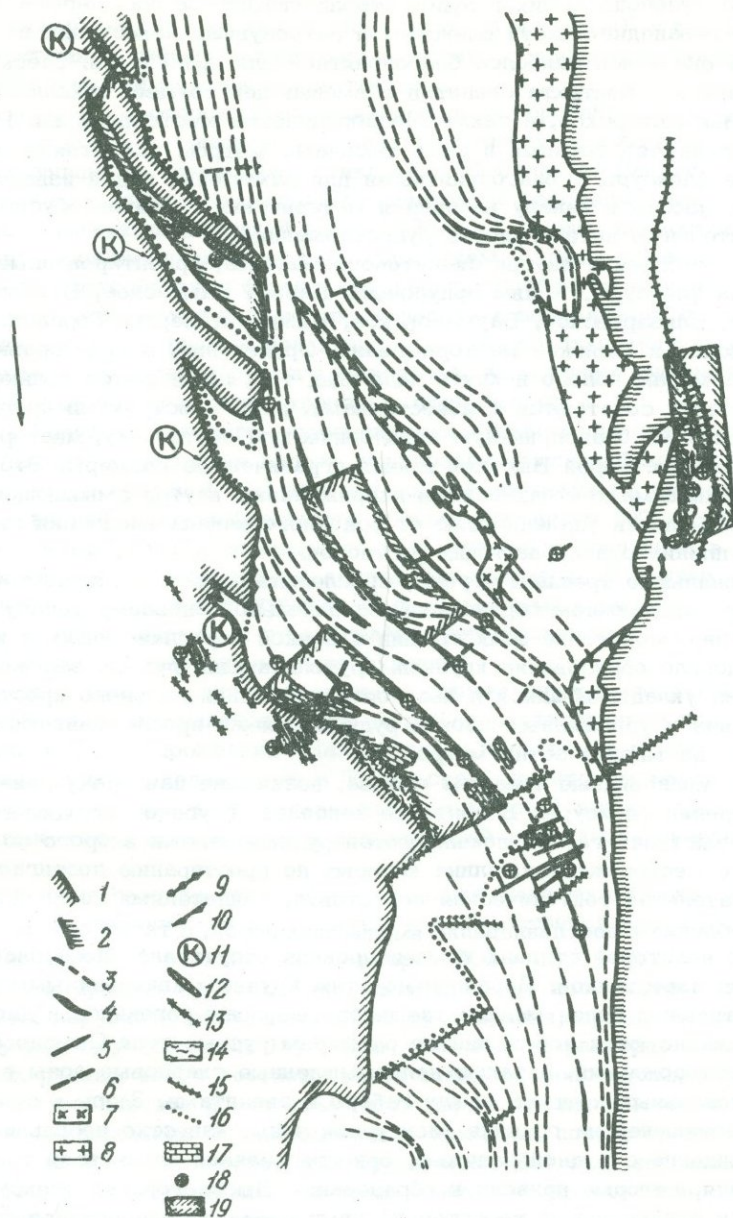


Рис. 14. Схема строения Высокогорского рудного поля. По Л.Н.Овчинникову и В.Г.Максенкову (1959) с дополнениями

1 - западное обрамление флексурной зоны; 2 - восточное обрамление флексурной зоны; 3 - флексурные изгибы и возможные трещины отслоения; 4 - возможные рудоконтролирующие трещины отслоения (для наглядности - без конкретной привязки); 5 - поперечные рудоконтролирующие трещины разрыва; 6 - они же, выполненные дайками; 7 - жильный порфиоровидный диорит; 8 - крупная зона отрыва, заполненная щелочным сиенитом (канал внедрения); 9 - меридиональные рудоконтролирующие трещины отрыва в осадочно-вулканогенной толще; 10 - рудоконтролирующие трещины скалывания; 11 - крупные клиновидные трещины отрыва в габбровом комплексе; 12 - рудные тела в клиновидных трещинах отрыва; 13 - внутренние трещины разрыва в габбровом комплексе; 14 - зона дробления и растирания на выступе габбрового обрамления флексуры; 15 - послейнтрузивные и послерудные нарушения; 16 - контур сиенитового массива; 17 - крупные останцы известняков высокогорского горизонта среди сиенитового массива; 18 - месторождения и крупные рудные залежи; 19 - площади, перспективные для поисков рудных тел и месторождений

1. Система рудоподводящих и рудоконтролирующих трещин разрыва (растяжения), развитая в юго-западной части флексуры и затронувшая известняки и туфы горы Высокой. Она оказалась наиболее благоприятной для оруденения. Здесь, на участке резкого перегиба контакта сиенитов с вмещающей толщей, локализованы наиболее крупное Высокогорское, а также Меднорудянской месторождения. Размеры рудных тел определяют сотнями и даже тысячами метров. Сочетание трещин разрыва в изгибе флексуры с благоприятными для замещения рудой известняками, и, кроме того, близость к каналу внедрения материнских сиенитов обусловили на этом участке значительную интенсивность рудоотложения.

2. Трещины отслоения внутри сиенитового массива, ориентированные вдоль смыкающего крыла флексуры. К ним приурочены Первое Каменское, Второе Каменское, Черемшанское, Елизаровское, Баумановское, Нижне- и Верхне-Гореловское, Зотовское, Андреевское и Выйское месторождения. Оруденение, в виде сравнительно небольших по размерам полого и круто падающих тел, проявляется только там, где трещины отслоения сочетаются с известняками, реже с остатками других пород кровли. Несмотря на благоприятную литологическую обстановку, месторождения этого типа по сравнению с горой Высокой имеют ограниченные размеры. Это, вероятно, обусловлено меньшими тектоническими напряжениями внутри смыкающего крыла флексуры, а также большей удаленностью от основного канала внедрения сиенитов и от области поступления рудообразующих растворов.

3. Меридиональные трещины отрыва, прослеживающиеся вдоль восточного крыла флексуры в ее неподвижном обрамлении, параллельно основному каналу внедрения сиенитов. Удачное сочетание этих трещин с пачкой переслаивающихся известняков и туфов обусловило образование крупных крутопадающих рудных залежей Лебяжинского месторождения, укладывающихся в два пояса субмеридионального простирания. В виде пластов, линз и уплощенных штоков рудные залежи прослеживаются по простиранию и падению на многие сотни метров.

4. Крупные клиновидные трещины отрыва, возникшие навстречу движению в габбровом обрамлении флексуры. В контакте наиболее глубоко заходящего в сиениты клиновидного выступа габбро локализуются рудные залежи второго по величине Евстюнинского месторождения, длина которых по простиранию достигает 1200 м. Весьма основательная тектоническая подготовка, свидетелями которой являются интенсивное дробление и расщепление вмещающих пород, а также соответствующие текстуры руд, до некоторой степени компенсировала отсутствие здесь благоприятных для замещения известняков. Параллельно этим крупным клиновидным трещинам отрыва распространены более мелкие трещиноватые зоны роговиков в диоритах и габбро. В них локализуются небольшие по размерам рудные тела Семеновского и Безымянного месторождений, а также непромышленные скарновые зоны в их районе.

5. Меридиональный контакт между габбро и сиенитами. Здесь в связи с трещиной скальвания, возникшей на границе флексурной зоны, известно небольшое Негазимовское месторождение с рудной залежью, ориентированной вдоль этой трещины.

Те движения, которые привели к образованию Высокогорской флексуры, по-видимому, имели региональный характер. С ними связана аналогичная флексура в северо-восточном участке контакта Тагильского сиенитового массива, с которой связаны месторождения Липовско-Хахинской группы. Кроме того, расположенное севернее Гороблагодатское рудное поле приурочено к сглаженному флексурному изгибу крупной брахисинклинальной складки.

Гороблагодатское рудное поле находится в 35 км от Высокогорского и сходно с ним по условиям образования месторождений. Как и в Тагиле, центральная часть рудного поля здесь сложена породами ортофировой (туринской) свиты ($S_2ld_2 - D_1$), представленной в середине мощными (до 1500 м) отложениями псаммито-псефитовых туфов трахитового состава, чередующихся с витротуфами и лавами трахитовых порфиров, известняками и туфопесчаниками, а в основании и кровле - грубообломочными туфами и туфоконгломератами базальтовых порфиритов, чередующихся с лавами трахитовых порфиров и базальтовых порфиритов, а также с известковистыми туфопесчаниками и известняками. Характерна насыщенность свиты жилами и интрузивными залежами микросиенитов и сиенит-порфиров. Крылья складки сложены породами именновской свиты (S_2ld_1), представленными внизу грубообломочными и тонкозернистыми туфопесчаниками, туффитами, туфоконгломератами андезит-

базальтового состава, сменяющимися в юго-западной части Кушвинского района известняковой толщей (высокогорский и лебяжинский горизонты), и вверху — пироксеновыми порфиритами и туфами базальтового состава с прослоями туфопесчаников, туффитов, диабазовых порфиритов и известняков.

Наиболее крупные месторождения рудного поля — Гороблагодатское, Валуевское и Северо-Валуевское — размещены в нижних горизонтах ортофировой толщи, в участках перегибов западного крыла брахисинклинальной складки. Последнее на значительном протяжении занято Кушвинским сиенитовым массивом (рис. 15). Рудные тела согласно с вмещающей толщей полого ($20-40^{\circ}$) падают на восток, причем их размеры по простиранию и падению равны десяткам, сотням и тысячам метров. Для них характерна пластообразная форма, массивная, полосчатая и брекчиевидная текстуры руд и постепенное уменьшение их мощности в направлении от интрузивного массива. Полосчатость в рудных телах при наличии резких границ нередко представлена послойным чередованием рудного материала, вмещающих туфогенных пород, микросиенитов, скарновых и околоскарновых образований.

На участке Гороблагодатского месторождения экраном для скарново-рудных образований служит интрузивная залежь крупнозернистых диабазовых порфиритов. На всем протяжении (более 4 км) эта залежь брекчирована со стороны как лежачего, так и висячего боков (мощность брекчий достигает 100 м). В лежачем боку брекчированные участки замещаются гранатовыми скарнами, а в висячем боку они часто обогащены скоплениями скаполита. Из приведенных данных следует, что главными рудоконтролирующими структурными элементами в данном участке рудного поля служили трещины отрыва в стратиграфических контактах, наиболее интенсивно проявившиеся в местах перегибов крыла складки.

Со значительно более мелкими трещинами отрыва внутри сиенитового массива связаны рудные тела находящейся в юго-западной части рудного поля группы Надеждо-Комерческих месторождений (Назаровское, Ивановское и Алферовское). Как и на месторождениях расположенных в Тагильском сиенитовом массиве, здесь известны небольшие по размерам (первые десятки метров) пластообразные и линзообразные рудные тела, замещающие в значительной мере дислоцированные остатки пород кровли.

Совершенно иную геолого-структурную позицию занимают Осокинское и Александровское месторождения, расположенные в юго-восточной части рудного поля Крутопадающие ($80-90^{\circ}$) рудные тела размером $500 - 1500 \times 300 - 500 \times 10-80$ м, следуя группами друг за другом, выполняют здесь на протяжении более 4 км зону разрывных нарушений меридионального простирания, примыкающую на юге к Туринскому разлому (см. рис. 15)². Для этой зоны характерно наличие линейно расположенных рудных тел и соответственно также расположенных крутопадающих жильных тел микросиенитов и метасоматитов пироксен-скаполитового состава, рассланцевание и значительная передробленность исходных пород, брекчиевидная текстура руд, прожилково-вкрапленный тип оруденения. Все это, несомненно, указывает на то, что рудоконтролирующими здесь явились крутопадающие трещины разрыва и скальвания, связанные с формированием складки.

Таким образом, в Гороблагодатском рудном поле мы видим те же два главных рудоконтролирующих структурных элемента, что и в Высокогорском: пологие трещины отрыва в эффузивно-осадочной толще (наиболее рельефно проявляющиеся в изгибах западного крыла складки) и крутопадающие трещины разрыва и скальвания (в участках ее наибольшего растяжения параллельные основному каналу внедрения сиенитов). Удачное сочетание трещин с пачками переслаивающихся известняков, известковых туфов и туфобрекчий, наличие экрана в виде пластовой залежи диа-

¹ Нередко эти два месторождения, продолжающие друг друга и приуроченные к одной структуре, называют Осокино-Александровским месторождением.

² Образование этого разлома, как и оперяющего его Осокино-Александровского нарушения, связано с разрядкой напряжений в замковой части брахисинклинальной структуры в дорудный период.

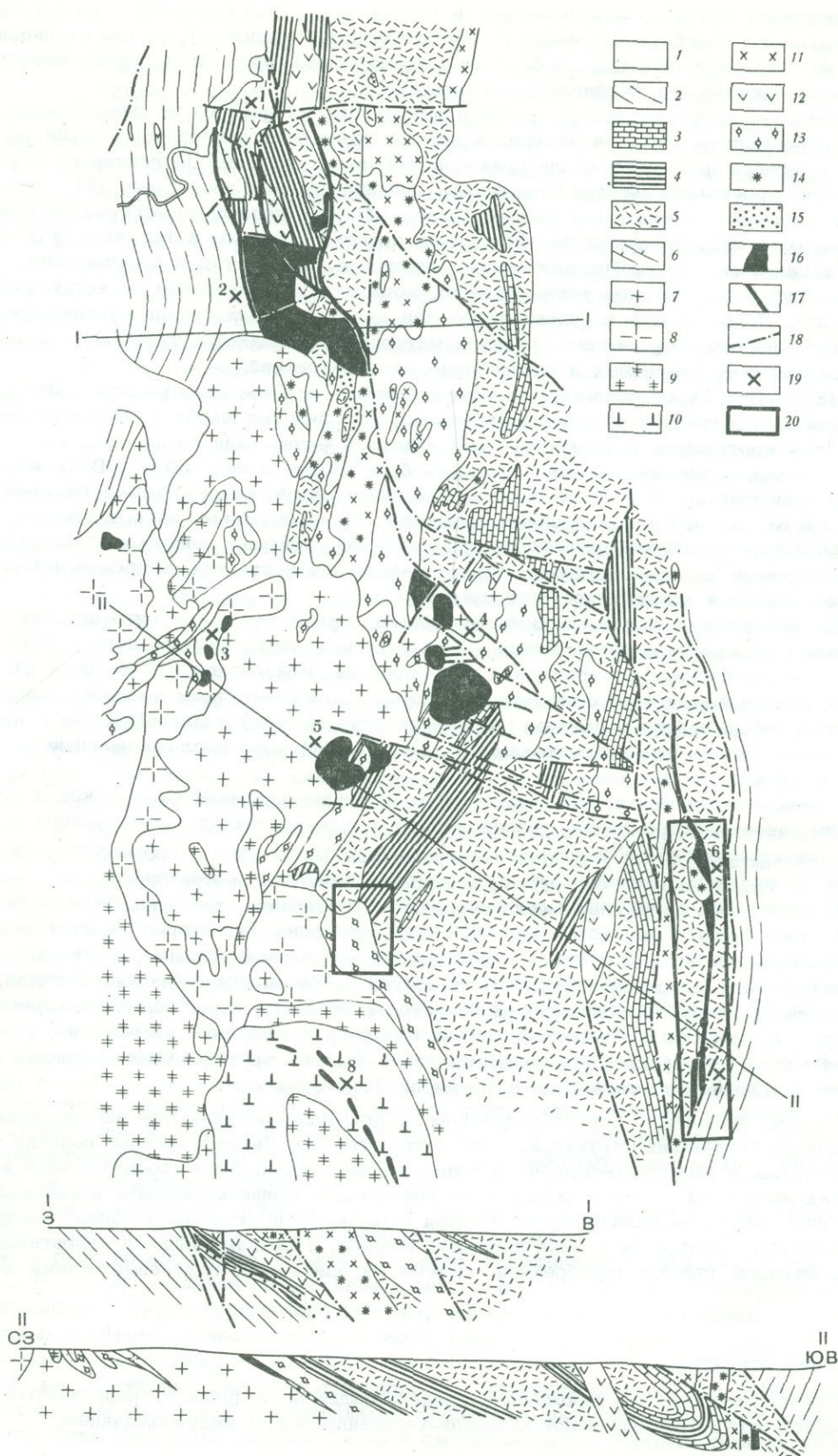


Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрезы Гороблагодатского рудного поля. По А.К.Семеруну, Н.Я.Черепанову и др. с некоторыми дополнениями

1 - современные отложения; 2 - пироксен-плаггиоклазовые порфириты и туфы порфиритов именновской свиты $S_2^{ld}_1$; 3-6 - туринская свита $S_2^{ld}_1-D_1$: 3 - известняки, 4 - туфопесчаники и туфы, 5 - трахитовые порфиры и их туфы, 6 - трахибазальтовые пироксен-плаггиоклазовые порфириты и их туфы; 7 - сиениты; 8 - сиенит-диориты; 9 - диориты; 10 - габбро и габбро-диориты; 11 - микро-сиениты и сиенит-пегматиты; 12 - диабазы и диабазовые порфириты; 13 - осветленные биотит-плаггиоклазовые, диопсид-альбитовые и хлорит-альбитовые породы; 14 - скаполитизация; 15 - скарны гранатовые, пироксен-гранатовые и др.; 16 - рудные тела (на карте в горизонтальной проекции); 17 - дорудные рудоконтролирующие разломы; 18 - послерудные разрывные нарушения; 19 - месторождения (цифры на карте): 1 - Половинкинское, 2 - Гороблагодатское, 3 - Надеждо-Коммерческое, 4 - Северо-Валуевское, 5 - Валуевское, 6 - Осокинское, 7 - Александровское, 8 - Волковское; 20 - площади, перспективные для поисков новых рудных тел и месторождений

базовых порфиритов на Гороблагодатском месторождении обусловили образование здесь крупных залежей массивных, богатых магнетитовых руд. Отсутствие такого благоприятного сочетания пород в верхних горизонтах восточной части рудного поля привело к образованию только прожилково-вкрапленных руд.

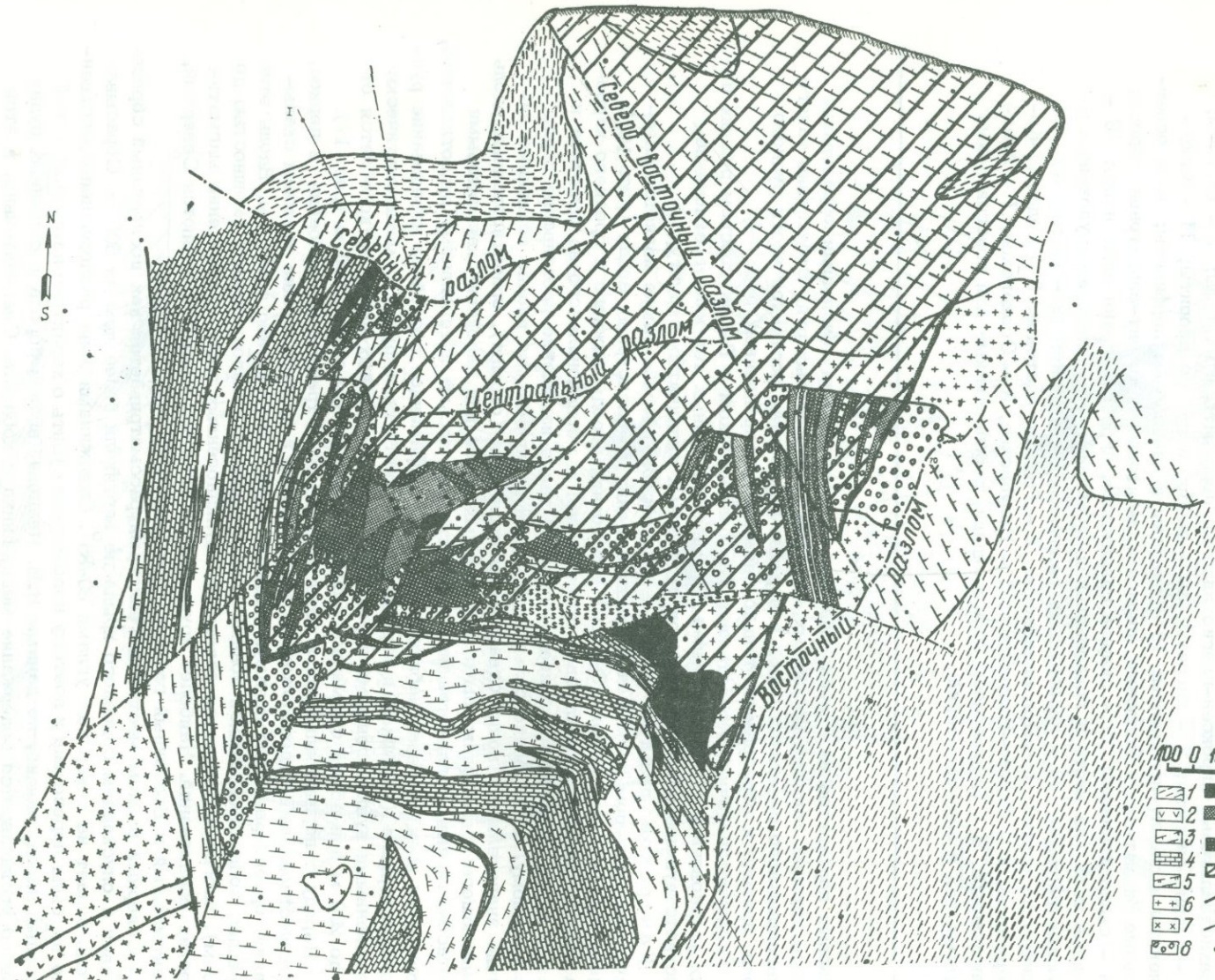
Геологоразведочными работами в Гороблагодатском и Высокогорском рудных полях установлено, что подавляющее большинство рудных тел имеют склонение, соответствующее наклону шарниров рудоносных складчатых структур.

Качарское рудное поле в Тургайском прогибе также является классическим примером размещения месторождений во флексурных зонах (рис. 16)¹. Здесь на очень небольшом (5-6 км) расстоянии породы нижнего и среднего карбона дважды резко изменяют свое простирание: с меридионального на широтное и затем вновь на меридиональное. Поскольку такое изменение простирания пород, по-видимому, обусловлено сильным боковым давлением, то вполне объяснимо наличие значительного количества трещин отслоения (отрыва), ориентированных вдоль смыкающего крыла флексуры и выполненных рудой или пироксен-скаполитовыми метасоматитами. Обилие трещин способствовало весьма интенсивному рудоотложению, причем во всех разрезах наблюдается четко выраженное послонное чередование рудного материала (сплошные и вкрапленные магнетитовые руды) с метасоматически измененными вулканогенными породами. Мощность рудных прослоев колеблется от 1 до 200 м при общей суммарной мощности оруденения свыше 700 м (рис. 17).

Наряду с горизонтальными и пологими ($10-30^\circ$) трещинами отслоения в период, предшествовавший рудоотложению, образовались и крутопадающие трещины скалывания, ориентированные преимущественно вкрест простиранию флексуры. Вдоль этих трещин, сопровождающихся зонами расланцевания и милонитизации (мощностью до 20 м), иногда наблюдается осветление вулканогенных пород и появление магматических образований. Наиболее крупными из этих дизъюнктивов являются Северный, Центральный и Восточный разломы (см. рис. 16).

Северный разлом местными геологами рассматривается как послерудный сбросо-сдвиг с опусканием северного крыла по вертикали более чем на 500 м. Сбрасыватель падает на север под углами $80-85^\circ$. Скважинами зона разлома непосредственно не была пересечена и поэтому невозможно судить о характере изменений в ней горных пород, однако, по данным Н.В. Иванова, вблизи сброса в сплошных рудах резко увеличивается содержание меди, цинка и кобальта. Следовательно, в этой зоне, по-видимому, проявились и более ранние разрывы сплошности пород.

¹ Карта составлена Н.Г. Пиуновым на основе изучения обширного фактического материала по разведке месторождения.



100 0 100 200м

- | | |
|---|----|
| 1 | 9 |
| 2 | 10 |
| 3 | 11 |
| 4 | 12 |
| 5 | 13 |
| 6 | 14 |
| 7 | 15 |
| 8 | |

Рис. 16. Схематическая геологическая карта Качарского месторождения со снятыми отложениями мезозоя и кайнозоя. По Н.Г.Пиуну, 1962 г.

1 - красноцветная толща - гематитизированные аргиллиты, песчаники, гравели-ты и конгломераты (C_{2-3}); 2 - жильные диабазовые порфириды; 3 - гематитизи-рованные плагиоклазовые порфириды и их туфы (C_{2-3}); 4 - известняки (C_1); 5 - плагиоклазовые порфириды и их туфы (C_1); 6 - кварцевые порфиры и их ту-фы; 7 - гранит-порфиры; 8 - скаполитовые метасоматиты; 9 - магнетитовая руда; 10 - то же, вкрапленная; 11 - то же, забалансовая; 12 - горизонтальная проек-ция основной части рудного тела, не выходящей на домезозойскую поверхность; 13 - послерудные нарушения; 14 - дорудные разломы; 15 - скважины

Центральный разлом проходит на участке западного перегиба флексуры и фикси-руется двумя зонами сильного дробления и рудного метасоматоза северо-восточного простирания (СВ $50-80^\circ$). Смещение по ним вдоль почти вертикальных сбрасывате-лей составляет несколько десятков метров. Непосредственно вдоль разлома распо-лагается крупное субвулканическое тело гранит-порфиров. По данным Н.В. Иванова, вблизи этого разлома резко возрастает содержание меди, цинка, кобальта и свинца в рудах.

Восточный разлом проходит вдоль восточного крыла флексуры и хорошо фик-сируется во многих буровых скважинах зоной дробленных, но слабо затронутых мета-соматическими изменениями пород, мощностью 4-16 м. Это нарушение, видимо, яв-ляется послерудным сбросом с опусканием восточного крыла до 1500-1600 м. От него в северо-западном направлении отходит северо-восточное послерудное наруше-

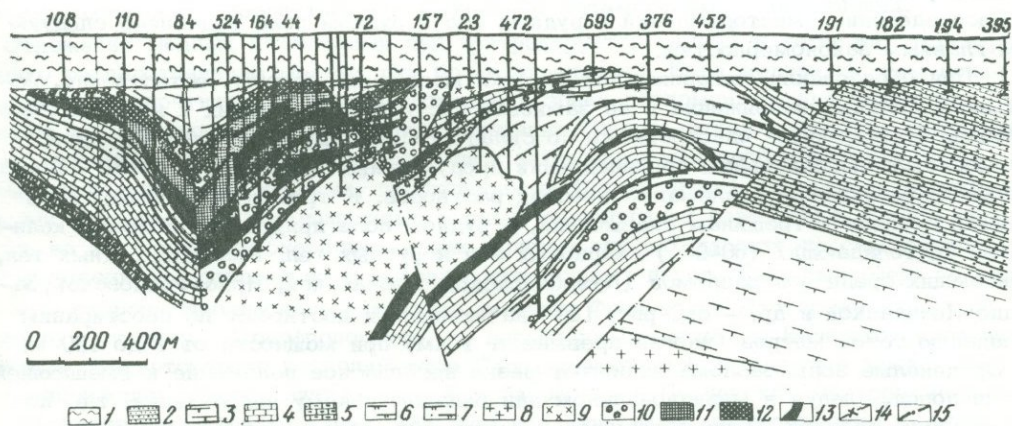


Рис. 17. Разрез Качарского месторождения. По Н.Г.Пиуну

1 - отложения мезозоя и кайнозоя; 2 - красноцветная толща (C_{2-3}); 3 - ге-матитизированные плагиоклазовые порфириды и их туфы (C_{2-3}); 4 - известняки (C_1); 5 - известковистые конгломераты и брекчии; 6 - плагиоклазовые порфири-ты и их туфы (C_1); 7 - кварцсодержащие плагиоклазовые порфириды и их туфы; 8 - кварцевые порфиры; 9 - гранит-порфиры; 10 - скаполитовые метасоматиты и скарны; 11 - вкрапленная магнетитовая руда; 12 - то же, забалансовая; 13 - сплошная магнетитовая руда; 14 - дорудные разломы; 15 - послерудные разломы. Положение разреза см. на рис. 16

ние, с амплитудой погружения северо-восточного крыла на 550–600 м. Падение сбрасывателей Восточного и Северо-Восточного нарушений западное и юго-западное под углами 60–85°.

Таким образом, в пределах рудо локализирующих участков Качара мы имеем обильные и крупные дизъюнктивные нарушения различного направления и возраста, что является весьма характерным.

РУДНЫЕ ПОЛЯ НА ЦЕНТРОКЛИНАЛЬНЫХ ОКОНЧАНИЯХ И ДЕФОРМИРОВАННЫХ УЧАСТКАХ КРЫЛЬЕВ БРАХИСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Исследования последних лет показали, что к брахисинклинальным структурам приурочен ряд рудных полей на Урале. Наиболее интересными и лучше изученными из них являются Ауэрбахо-Турьинское и Масловское в Главном восточном поясе и Давыдовское в Тургайском прогибе.

Ауэрбахо-Турьинское рудное поле лежит на северном центроклинальном окончании Турьинской брахисинклинали (рис. 18). Она выполнена силурийско-девонскими осадочными и вулканогенными отложениями, среди которых преобладают плагиоклазовые диабазовые порфириды, роговообманковые (андезитовые) и пироксеновые (андезито-базальтовые) порфириды, их туфы и лавобрекчии. В виде прослоев мощностью от 1–2 до 50 м встречаются известняки, известковистые и туфогенные сланцы и песчаники. Кроме того, выделяется стратиграфически выдержанная толща так называемых фроловско-васильевских известняков мощностью 200–1000 м, в контактах которой с интрузивными телами и локализуются рудные тела большинства месторождений.

Складка осложнена многочисленными дизъюнктивными дислокациями, которые представлены как скалывающими, так и разрывными нарушениями, возникшими в результате растяжения и сжатия. Среди них различаются доинтрузивные, послеинтрузивные – доскарновые, послескарновые – дорудные и послерудные нарушения, причем смещения по ранее образовавшимся дизъюнктивам нередко возобновлялись (Баклаев, 1959а).

Распределение месторождений и рудных тел в рудном поле подчинено следующим главным закономерностям.

1. При образовании синклинальной складки массивные породы, естественно, испытывали сильные напряжения в ее замковой части и прилегающих к ней участках крыльев. Возникающие одновременно со складчатостью крутопадающие трещины разрыва были использованы при внедрении продуктивных интрузий, а затем служили путями проникновения послемагматических растворов. К трещинам разрыва, но в большей степени к трещинам скалывания, в рудном поле приурочено большое количество крутопадающих (60–90°) скарновых зон и рудных тел. Размеры рудных тел, залегающих среди зон разломов (Ауэрбаховской, Песчанской, Ново-Фроловской, Западно-Песчанской и др. – см. рис. 18) значительны и достигают по простиранию и падению сотен метров (иногда превышают 1 км) при мощности от 1 до 150 м.

Оруденелые зоны разлома занимают резко несогласное положение к вмещающей толще пород, следуя в меридиональном или близком к нему направлении, т.е. по простиранию складки. Рудные минералы – магнетит, пирит, халькопирит и др. – замещают передробленные, а в случае медного оруденения также нередко гидротермально разложенные, гранатовые и пироксен-гранатовые скарны. За счет рудных вкрапленников (особенно сульфидов) мощность рудных тел иногда увеличивается в 1,5 – 2 раза.

2. При образовании синклинальной складки возникали также трещины отслоения в эффузивно-осадочной толще кровли интрузивного массива. Поэтому наряду с крутопадающими телами, сопровождающими разломы, здесь распространены пологие рудные тела, приуроченные к стратиграфическим контактам пород, различных по физическим свойствам, а также к прослоям известняков и известковистых туфопесчаников, которые активно замещаются рудой. Размеры таких рудных тел достигают по простиранию 20–400 м, по падению 50–700 м, по мощности 0,1–30 м. Руды очень часто имеют полосчатую или брекчиевидную текстуры с обломками скарновых минералов: граната, пироксена, эпидота. Залежи нередко сопровождаются весьма

характерной тонкой полосчатостью в известняках и скарнах, причем полосы представляют собой параллельные контакту трещины, залеченные прожилками хлорита с интенсивной вкрапленностью мелких зерен пирита или магнетита.

3. Наибольшее количество рудных тел связано с непосредственным контактом интрузива с известняками. Контакт этих пород как рудоконтролирующий структурный элемент наиболее ярко проявляется именно в этом рудном поле. Здесь существенное значение в распределении оруденения имеет мелкая дорудная трещиноватость, которая возникла на выпуклостях вмещающих пород (особенно известняков) в сторону интрузива. Давно известно, что подавляющая масса рудных тел сплошных халькопиритовых руд Турьинских медных месторождений приурочена именно к таким выпуклостям. Наряду с трещиноватостью, рудоотложению в этих случаях благоприятствовал и особый состав замещаемых скарновых зон, как это было показано еще Д.С. Коржинским (1948).

Размеры рудных тел этого типа сравнительно невелики (5-100 × 2-200 × 0,2-20 м), но количество их значительно. Данные обширных горных работ показывают, что рудные скопления нередко образуют прерывистые столбообразные залежи, поскольку выпуклости контакта закономерно повторяются на различных горизонтах.

Рудоконтролирующие контакты интрузива с известняками в пространстве могут быть ориентированы различным образом. Во Фроловско-Никитинской группе месторождений, например, не остается почти ни одного контакта известняков, независимо от его ориентировки, на котором бы не развивались процессы метасоматизма, и крупные блоки известняков часто оказываются окруженными, как рубашкой, со всех сторон скарново-рудной оторочкой.

Таким образом, в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле довольно отчетливо выделяются три типа рудоконтролирующих структурных элементов, которые определяют соответствующие типы залежей: 1) крутые контакты интрузивов с известняками; 2) пологие стратиграфические контакты известняков и вулканогенных пород; 3) крутопадающие зоны разлома большого протяжения и глубины. Наиболее интересны и важны в промышленном отношении зоны разлома. Они являются не только рудовмещающими для одного типа залежей и месторождений, но одновременно и рудоподводящими для других, собственно контактовых, залежей. Содержание меди и железа в приконтактных рудных телах вблизи крупных крутопадающих зон разлома увеличивается, причем также резко возрастает интенсивность метаморфизма и оруденения.

Отложение медных и железных руд контролируется одними и теми же структурами. Однако распространение медных руд более ограничено. Если железные руды локализируются предпочтительно непосредственно в зонах разломов, то для отложения медных руд необходимо обязательное сочетание благоприятной структуры (включая те же разломы) с наиболее поддающимися замещению железосодержащими породами: андрадитовыми скарнами, пироксеновыми (салитовыми) скарнами и пироксеновыми эпидозитами. Промышленные рудные концентрации известны в рудном поле почти во всех крупных скарновых зонах, причем для них характерна симметричность рудоотложения по отношению к выходам интрузивных пород. Так, например, по восточную сторону Фроловского интрузива имеется Фроловское месторождение, а по западную сторону - Новофроловское, на периферии Богословско-Башмаковского интрузива соответственно располагаются Башмаковское и Богословское месторождения, а на периферии Южного интрузива - Ауэрбаховское и Песчанские месторождения.

Нетрудно заметить (см. рис. 18), что все известные месторождения в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле сосредотачиваются преимущественно в его восточной половине, которая, как показывает детальное изучение микротектоники, является наиболее деформированной.

Масловское рудное поле находится в 40 км к северо-востоку от Ауэрбахо-Турьинского поля и во многом сходно с ним в геолого-структурном отношении. Оно также приурочено к восточному крылу меридионально вытянутой брахисинклинальной складки размером 30 × 10 км. При детальной геологической съемке, выполненной Н.И. Дерябиным, А.Е. Шарыповым и другими, было выяснено, что в строении рудного поля участвуют верхнесилурийско-нижнедевонские и среднедевонские отложения, представленные известняками, туфогенными песчаниками и сланцами, пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми порфиритами и туфами андезитового, андезит-базальтового и базальтового состава (эффузивные породы преобладают).

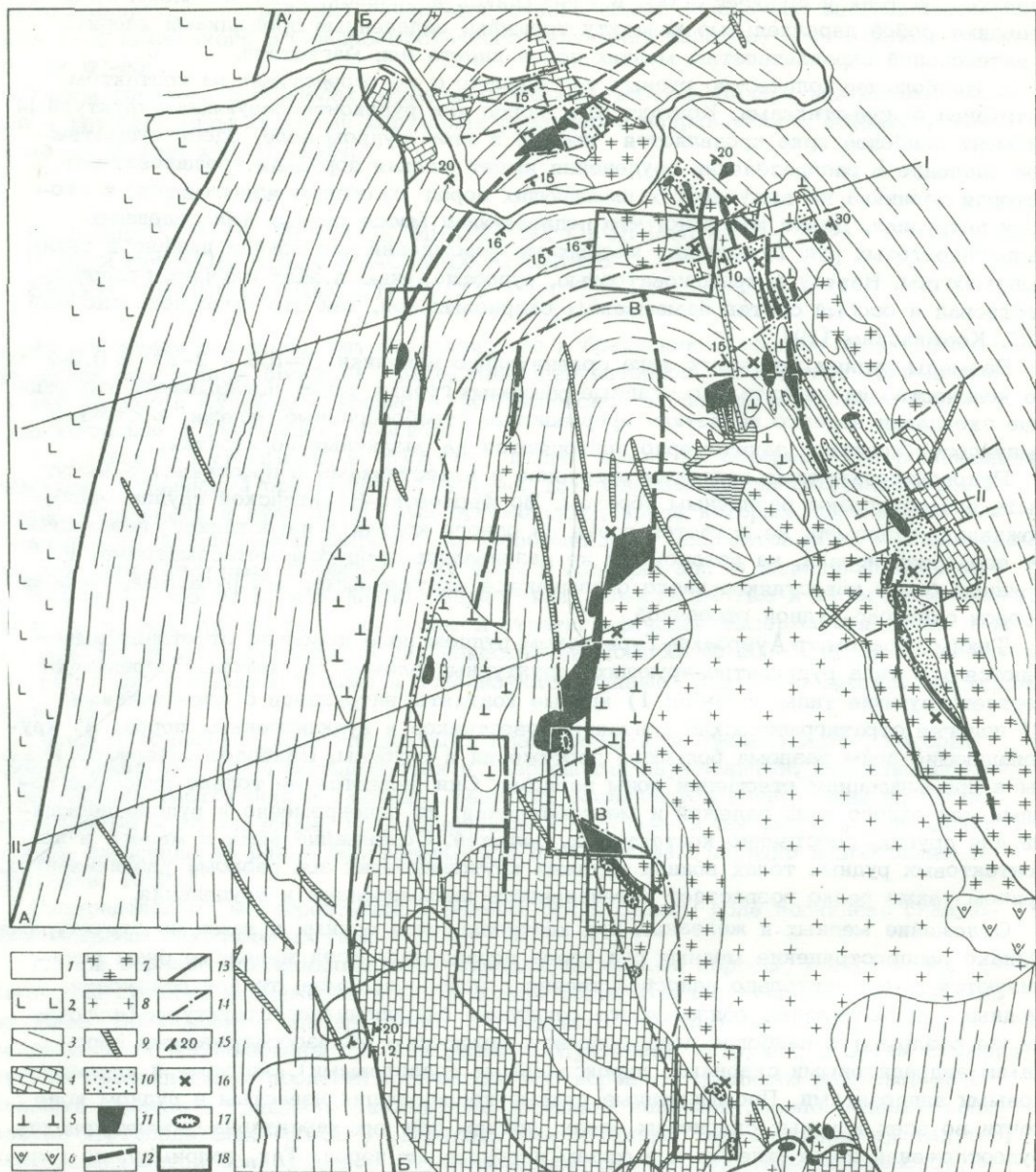


Рис. 18. Схематическая геологическая карта и разрезы Ауэрбахо-Турьинского рудного поля

1 - современные отложения (только на карте); 2 - эффузивные и туфогенно-осадочные породы верхнего девона; 3 - то же, среднего девона и силура; 4 - девонские известняки; 5 - габбро и габбро-диориты; 6 - серпентиниты; 7 - диориты и кварцевые диориты; 8 - граниты и гранодиориты; 9 - жильные породы (аплиты, диоритовые порфиры, лампрофиры); 10 - скарны и рудоносные эпидозиты; 11 - рудные тела (на карте в горизонтальной проекции); 12 - зоны разлома, контролирующие оруденение и оруденелые; 13 - доинтрузивные нарушения; 14 - послерудные нарушения; 15 - элементы залегания пород; 16 - месторождения; 17 - рудные карьеры; 18 - площади, перспективные для поисков новых рудных тел и месторождений

Все известные промышленные рудные месторождения группируются около выступа Масловского интрузива габбро и габбро-диоритов в сторону эффузивно-осадочной толщи (рис. 19). Пластообразные залежи магнетитовых руд замещают пропластки скарнов и известняков среди эффузивных образований. Поскольку залежи линейно вытянуты вдоль напластования рудовмещающей толщи и на ограниченной площади имеют полосчатую и полосчато-брекчиевидную текстуры, вряд ли можно сомневаться в том, что их образованию способствовали межпластовые трещины отслоения. Соответствующая ориентировка рудных тел вдоль напластования сохраняется, при ограниченных размерах, и внутри интрузивного массива - в южном фланге Ново-Масловского месторождения.

В последние годы в рудном поле были установлены и субмеридиональные крутопадающие дорудные разломы, связанные с образованием трещин разрыва при формировании брахисинклинальной структуры. К ним, в частности, относятся Марсятско-Масловский, Дегтярский, Вогульско-Рудничный и Западный меридиональный разлом, представленные иногда несколькими трещинными зонами (см. рис. 19). Дегтярский, Вогульско-Рудничный и Западный разломы сопровождаются зонами пропилитизации с повышенными концентрациями в породах меди, кобальта, мышьяка и некоторых других рудных элементов-примесей, а также некими кварцевых диоритов и дайками габбро-диабазов и диоритовых порфиритов.

В связи с этим имеются основания для отнесения указанных нарушений к рудоконтролирующим и для поисков в них или около них рудных тел. Вполне вероятно, что рудные тела могут быть обнаружены и в непосредственном контакте интрузива с известняками, более или менее мощный горизонт которых (200-300 м) фиксируется на протяжении всего восточного крыла складки. Таким образом, в Масловском рудном поле намечаются те же типы рудоконтролирующих структурных элементов, что и в Ауэрбахо-Турьинском.

Давыдовское рудное поле находится в 10-20 км к востоку-юго-востоку от Качарского. По данным детальных геологосъемочных и геологоразведочных работ, довольно четко устанавливается брахисинклинальная структура этого поля с пологим (10-20°) падением пород в крыльях (см. рис. 12). Главную часть структуры составляют породы сарбайской свиты валерьяновской серии ($C_1 v_2 - v_3$), представленные андезитовыми плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами, отчасти диабазовыми порфиритами, с прослоями туффитов, песчаников, алевролитов и известняков. В западной части поля, за предполагаемым тектоническим нарушением, на поверхность палеозойского фундамента выходят породы куржункульской свиты ($C_1 v_3 - p$): миндалекаменные диабазовые и андезитовые пироксен-плагиоклазовые гематитизированные порфириты и туфы, перекрытые гематитизированными туфогенными конгломератами и песчаниками верхов палеозоя ($C_2 - P$). В центральной части структуры в направлении ее простирания (СВ 0-10°) палеозойские породы рассечены жиловыми телами диоритов и габбро-диоритов, около которых развиваются зоны роговиков, скаполитовых метасоматитов и оруденение.

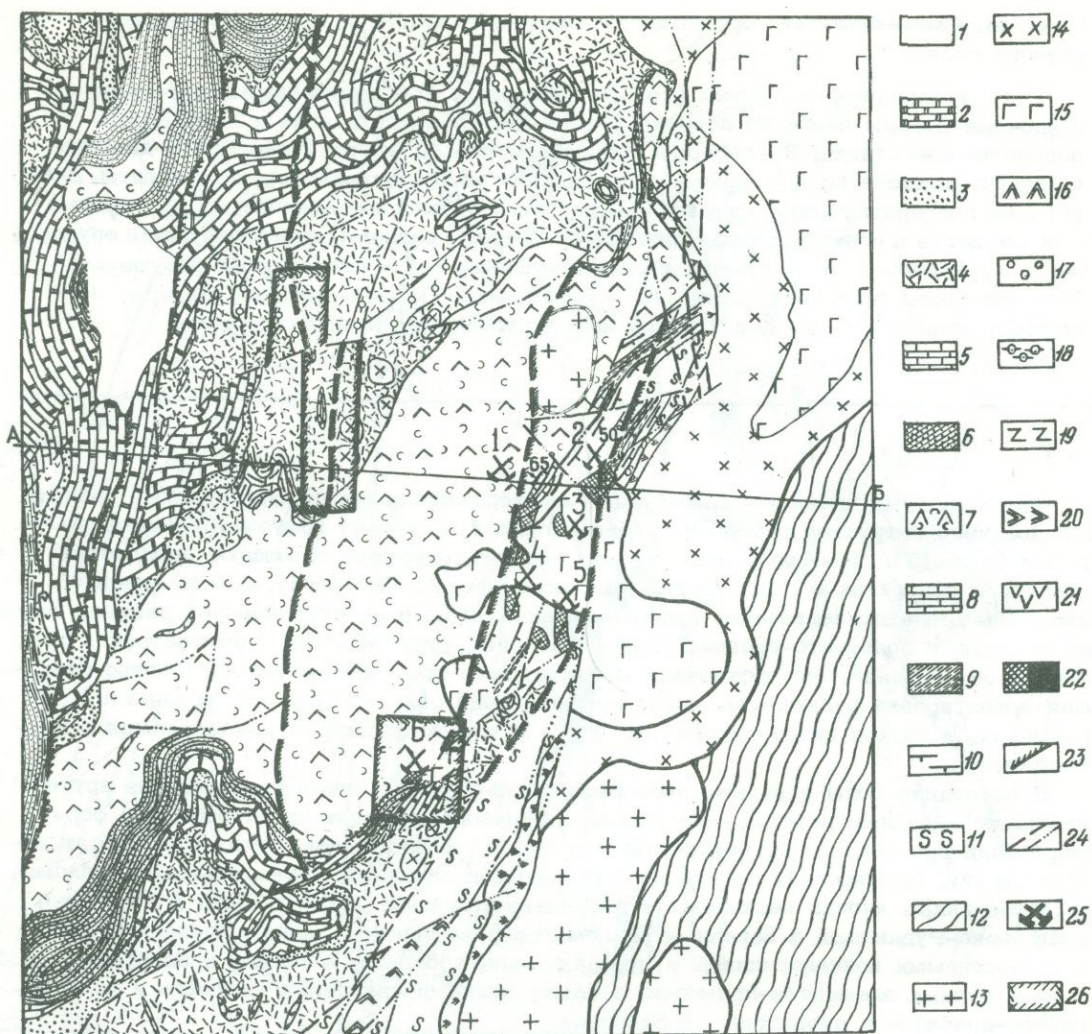


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Масловского рудного поля. По Н.И.Дерябину, 1969 г.

1 - мезозойские отложения; 2-4 - макарьевская свита (D_2^2): 2 - известняки, 3 - туфопесчаники, туффиты и туфоконгломераты, 4 - порфиры андезит-базальтового и базальтового состава и их туфы; 5-7 - взвозная свита (D_2^1): 5 - известняки, 6 - туффиты и туфопесчаники, 7 - порфиры и их туфы; 8-10 - краснотурьинская свита (D_1^2): 8 - известняки, 9 - туфопесчаники туффиты, 10 - порфиры и их туфы; 11 - туринская свита ($S_2^1-D_1$); 12 - петровская свита ($Pt-Pz_1$); 13 - граниты и гранодиориты; 14 - диориты и кварцевые диориты; 15 - габбро и габбро-диориты; 16 - серпентиниты; 17 - скарны; 18 - осветленные околоскарновые породы; 19 - роговики; 20 - амфиболиты; 21 - диабазовые жильные порфиры; 22 - рудные тела; 23 - рудоконтролирующие разрывные нарушения; 24 - послерудные разломы; 25 - рудные месторождения (цифры на карте): 1 - Масловское, 2 - Ново-Масловское, 3 - Аномалия 262, 4 и 5 - Сосьвинские, 6 - Моховское; 26 - площади, перспективные для поисков новых рудных тел и месторождений

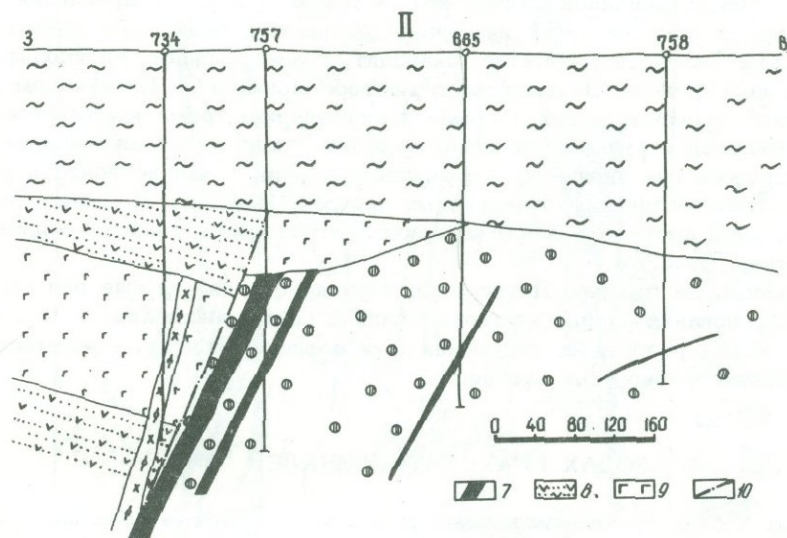
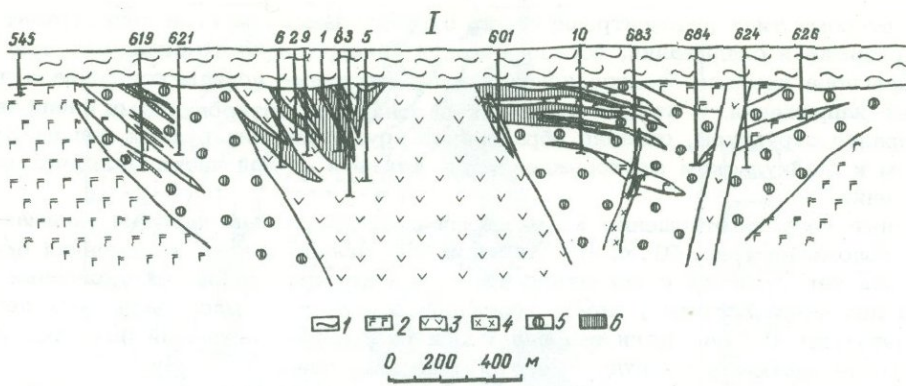


Рис. 20. Разрезы Давыдовского рудного поля: I – на участке Давыдовского месторождения, II – на участке Куттукского месторождения

1 – отложения мезозоя и кайнозоя; 2 – пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы (валерьяновская серия); 3 – диориты и габбро-диориты; 4 – жильные диоритовые порфириты; 5 – скаполитовые метасоматиты; 6 – вкрапленная магнетитовая руда; 7 – сплошная магнетитовая руда; 8 – туффы, песчаники и алевролиты; 9 – гематитизированные пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; 10 – разрывные нарушения

В рудном поле выделяются два типа рудоконтролирующих структурных элементов. К первому из них относятся трещины отслоения в скаполитизированной эффузивно-осадочной толще, с которыми связаны пластообразные залежи вкрапленных и отчасти сплошных магнетитовых руд. Руда локализуется послонно в стратифицированных контактах туфов и известняков, в зальбандах интрузивных залежей, внутри стратиморфных интрузивных и эффузивных тел. Именно такими являются рудные тела Давыдовского и Южно-Светло-Джаркульского месторождений, находящиеся соответственно в северной и южной частях рудного поля. Для них характерны полосчатая и брекчиевидная текстуры руд, расположение рудного материала параллельно напластованию вмещающих пород, пологое падение рудных залежей и соответствующее им пологое залегание зон околорудных метасоматитов. Размеры рудных тел по простиранию 400-1200 м, по падению 150-1000 м, по мощности 10-250 м.

Ко второму типу рудоконтролирующих структурных элементов принадлежат трещины разрыва и скалывания, образовавшиеся одновременно со складчатостью в местах перегибов крыльев брахисинклинали, где массивные породы испытывали наиболее сильные напряжения. С такими трещинными зонами, ориентированными в направлении простирания структуры, связано образование крутопадающих рудных тел на Куттукском и Майкульском месторождениях, а также в южной части Давыдовского месторождения.

Рудные тела по отношению к вмещающим вулканогенным породам занимают секущее положение (рис. 20, ч. II). Характерной является ярко выраженная брекчиевидная текстура руд с ориентировкой прожилков и линзовидных скоплений магнетита под очень острым углом к вертикали и наличием многочисленных пересечений этих прожилков. Если в пределы зон разрывных нарушений попадают известняки, то замещающая им руда имеет обычно массивную текстуру.

Рудные тела в зонах разрыва и скалывания сопровождаются плоскостями скольжения с круто ориентированной штриховкой, а также трещинами дробления в окружающих породах. Последние часто выполнены рудными и нерудными метасоматическими минералами (магнетит, гематит, скаполит, гранат, элидот, актинолит, пренит и др.). В южной части Давыдовского месторождения и на Куттукском месторождении в крутопадающих зонах разрыва и скалывания, кроме магнетитового оруденения, встречается и сульфидная минерализация, представленная обильной вкрапленностью и прожилками пирита и, в меньшей степени, — халькопирита в раздробленных и альбитизированных вулканогенных породах. Истинная мощность зон сульфидного оруденения достигает 30–50 м, причем встречаются участки с промышленным содержанием меди.

Таким образом, на примере Давыдовского рудного поля мы еще раз убеждаемся, что при образовании рудных месторождений в брахисинклинальных структурах роль крутопадающих разрывных нарушений в размещении контактово-метасоматического оруденения резко усиливается.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В СВОДАХ БРАХИАНТИКЛИНАЛЕЙ

В сводовых частях брахиантиклиналей размещаются рудные поля многих уральских контактово-метасоматических месторождений (Магнитогорское, Покровское, Бенкалинское, Соколовское, Сарбайское, Первый Северный рудник, Второй Северный рудник и др.). Эти поля имеют более простое строение, чем поля двух предыдущих типов, и содержат в себе значительно меньше месторождений, которые иногда единичны.

Массивы продуктивных интрузий располагаются в центральной части антиклинальных складок, а рудные месторождения — обычно в периклинальных окончаниях этих массивов, в сводовых частях складок или в участках резкого изменения элементов залегания приконтактной зоны. В первом случае могут образоваться несколько месторождений или рудных тел, вытянутых линейно и располагающихся веерообразно по отношению к массиву, что обусловлено использованием в качестве рудоконтролирующих структурных элементов тех предрудных разрывных нарушений, которые вызваны собственно образованием массива. Однако и при такой структурно-геологической позиции частыми рудоконтролирующими структурными элементами являются трещины отслоения, возникающие в замковых частях и крыльях складок, в которых локализуются пологопадающие рудные тела.

Классическим примером рудных полей данного третьего типа является Покровско-Высотинское поле на Северном Урале (рис. 21). В его пределах выявлено четыре месторождения с пологопадающими пластовыми залежами: Покровское, располагающееся на переклиналии окончания Покровского массива гранитоидов, Белореченское и Высотинские (Первое и Второе), залегающие в породах кровли среди того же массива. Пластообразные залежи имеют обычно выдержанные элементы залегания, совпадающие с элементами залегания вмещающей их эффузивно-луфогенной толщи. Однако из-за влияния предрудной тектоники простирание и соответственно падение их иногда резко изменяются. Это, например, хорошо выражено на Первом Высотинском месторождении, где при почти меридиональном

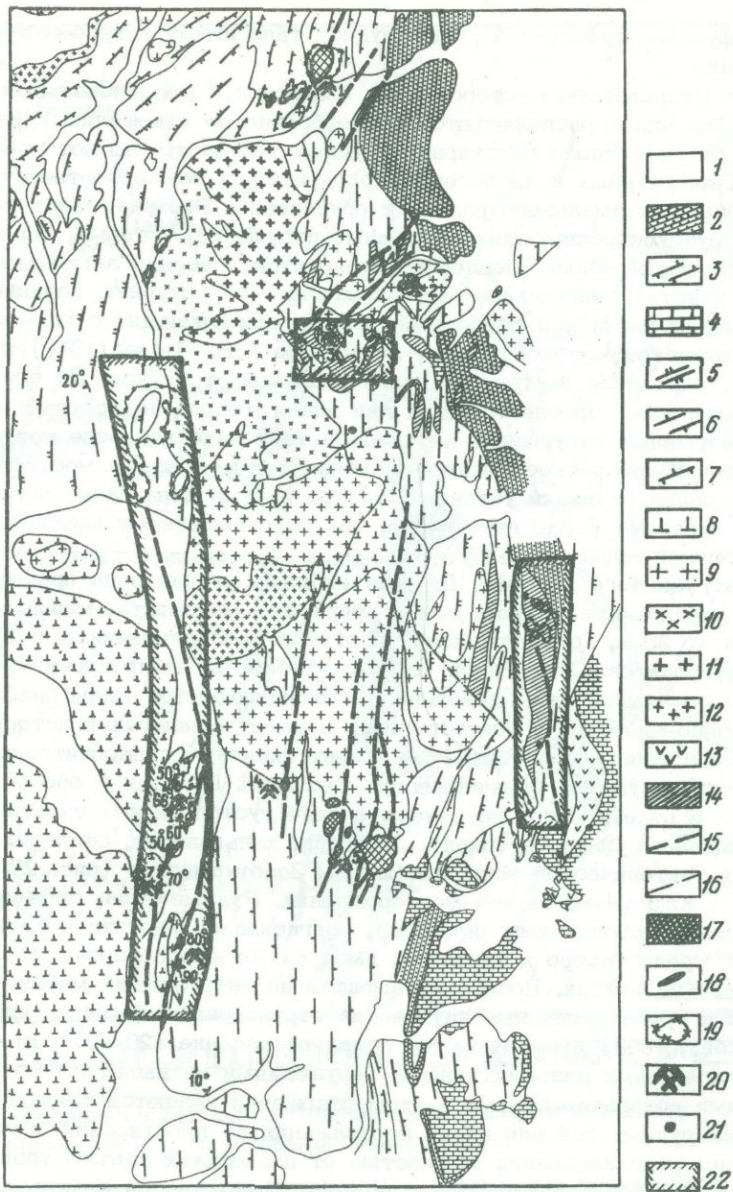


Рис. 21. Геологическая карта Покровско-Высотинского рудного поля. По данным Сосьвинской ГРП Уральского геологического управления с дополнениями Н.Д.Знаменского и автора

1 - современные отложения; 2 - туфопесчаники, туфоконгломераты и туфобрекчи; 3 - амигдалоидные пироксен-плаггиоклазовые и диабазовые порфириды; 4 - известняки; 5 - диабазы и диабазовые порфириды; 6 - пироксен-плаггиоклазовые порфириды; 7 - амфиболитизированные диабазовые порфириды и диабазы; 8 - габбро и габбро-диориты; 9 - кварцевые диориты и сиенит-диориты; 10 - кварцевые сиениты; 11 - граносиениты; 12 - плаггиограниты; 13 - интрузивные кварцевые диабазы; 14 - осветленные породы; 15 - дорудные разломы; 16 - послерудные разломы; 17 - пологопадающие рудные тела; 18 - крутопадающие жильобразные рудные тела; 19 - магнитные аномалии; 20 - рудные месторождения (цифры на карте): 1 - Кедровское, 2 - Белореченское, 3 - Первое и Второе Высотинское, 4 - Каменское, 5 - Покровское, 6 - Баяновское, 7 - Южно-Баяновское, 8 - Золотушинское; 21 - медные рудопроявления; 22 - площади, перспективные для поисков новых рудных тел и месторождений

простираении эффузивно-туфогенной толщи рудное тело имеет северо-западное ($S320^{\circ}$) простираение.

Рудные тела Покровского месторождения вытянуты в меридиональном - северо-восточном направлении и располагаются веерообразно по отношению к интрузивному массиву (рис. 22, 23). Вдоль простираения рудных тел часто бывают ориентированы дайки дорудных диоритовых и диабазовых порфиритов, а также соответственно расчленяются зоны максимального развития оруденения. Это указывает на наличие крутопадающих рудоконтролирующих разрывных нарушений, которые, однако, никогда не являются рудовмещающими. Последнее становится особенно заметным, если рядом находятся участки, занимающие другую геолого-структурную позицию.

Так, например, Кумбинский габбровый массив, примыкающий с юго-запада к Покровско-Высотинскому рудному полю, по данным А.В. Пейве (1947) и Е.В. Свешниковой (1959), находится внутри брахисинклинальной структуры. По его западному и восточному контактам прослеживаются две значительные по протяжению (более 10 км) зоны разрывных нарушений. К западной тектонической зоне приурочены Вересовское и Южно-Вересовское месторождения. На Вересовском месторождении в результате детальной разведки установлено, что рудные тела, имея отвесное падение (рис. 24), залегают резко несогласно, как по отношению к вмещающей массив осадочно-эффузивной толще, так и по отношению к внутренним структурным элементам кровли интрузивного массива. Двухсотметровая рудная зона представляет собой послойное чередование шпиров, жил и прожилков магнетита, мощностью от долей сантиметра до 35 м, с безрудными участками рассланцованных и брекчированных габбро-амфиболитов. С глубиной количество безрудных прослоев уменьшается. Среди руды и вмещающих пород довольно часто наблюдаются жилы диабазовых порфиритов, габбро-диабазов и спессартитов, элементы залегания которых близки к элементам залегания рудных тел. Руда имеет типичную сидеронитовую структуру и полосчатую, шпировую или брекчиевидную текстуры. Несколько обособленно от рудных залежей в ряде пунктов встречены в виде густой вкрапленности и тонких прожилков скопления сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит).

К восточной тектонической зоне приурочены Золотушинское (рис. 25, сравнить с рис. 23, 24) и Южно-Баяновское месторождения. Рудные тела, сложенные магнетитом с редкими включениями пироксена, плагиоклаза, биотита и сульфидов, залегают здесь среди габбро и диоритов, имея также жилообразную форму и крутое ($70-90^{\circ}$) падение на восток. Поскольку вмещающие интрузивный массив вулканогенные породы и ориентированные внутренние структурные элементы кровли массива (Свешникова, 1959) имеют пологое западное падение ($20-60^{\circ}$), связь оруденения с крутопадающими дизъюнктивными нарушениями не вызывает сомнений. Дополнительными доказательствами в этом отношении являются следующие факты: 1) в залежках рудных тел или на их продолжении по простираению и падению отмечаются зоны рассланцевания мощностью от нескольких сантиметров до 10 м, представленные амфибол-хлоритовыми и пироксен-биотитовыми сланцами, среди которых иногда отмечаются прожилки граната и эпидота; 2) руда содержит угловатые остатки вмещающих пород и имеет нередко брекчиевидную текстуру; 3) жилкообразные тела дифференциатов габбровой магмы - пироксеновых и биотит-пироксеновых диоритов, прослеживающиеся в восточной части Кумбинского массива, а также жилы диабазовых порфиритов имеют те же элементы залегания, что и рудные тела, причем по падению все они ориентированы от центра Кумбинского массива.

Таким образом, смена геолого-структурной обстановки непосредственно отражается на изменении формы рудных тел и их элементов залегания.

Магнитогорское рудное поле также служит классическим примером сочетания месторождений, занимающих несколько разную геолого-структурную позицию. Имеющиеся геологические материалы, включая данные детальной геологической съемки, выполненной в 1961 г. А.Д. Штейнбергом и Г.Б. Ферштатером, показывают, что данное рудное поле в основном приурочено к сводовой части брахиантиклинальной складки длиной 23 км и шириной до 10 км (рис. 26). Ядро складки в значительной части занято интрузивными породами Магнитогорского, Куйбасовского и других массивов. Магнетитовое оруденение, в виде пологопадающих рудных залежей (Магнитогорское и Димитровское месторождения), находится в сводовой части брахиструктуры, над массивом гранитоидов, и замещает пласт извест-

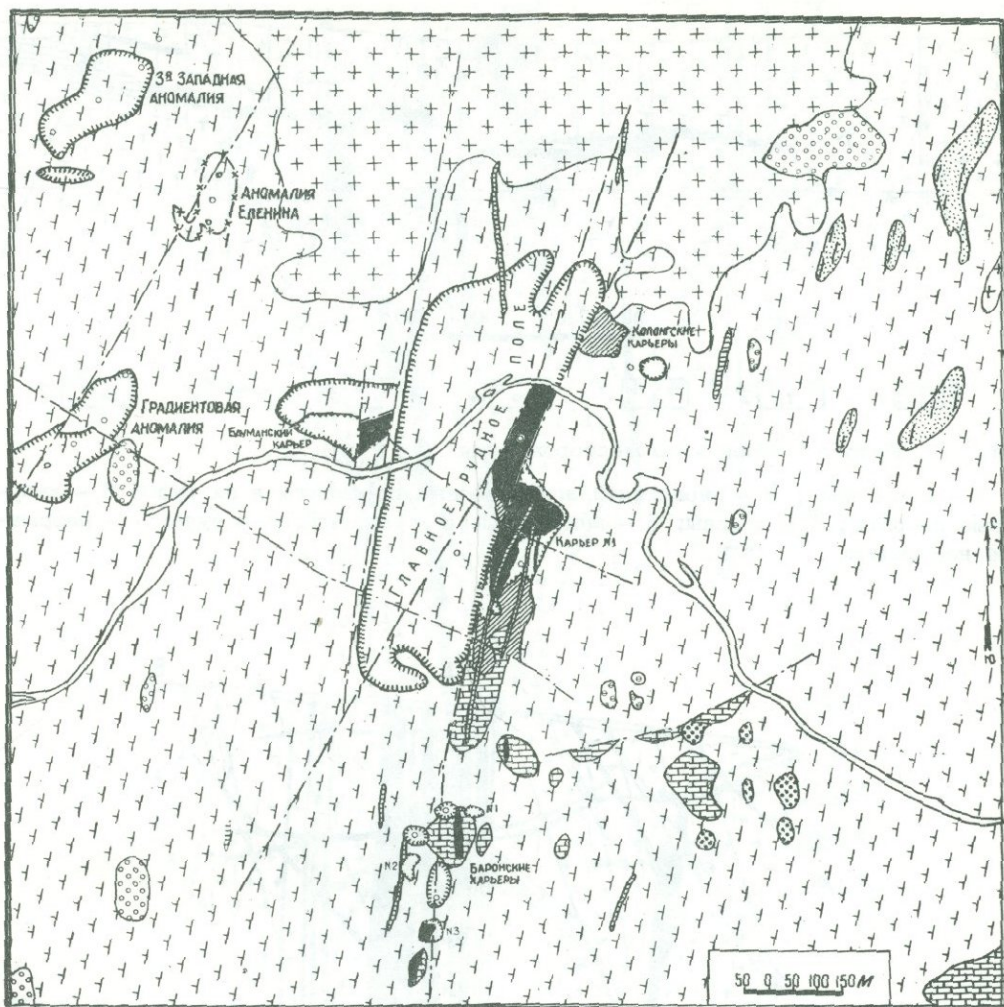


Рис. 22. Геологическая карта Покровского месторождения. По Г.А. Кордоверу и Е.С.Серебрянниковой с некоторыми дополнениями

1 - мраморизованные известняки; 2 - туфогенные песчаники и сланцы; 3 - пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы; 4 - гранодиориты и кварцевые диориты; 5 - жильные диоритовые порфириды; 6 - роговики; 7 - скарны; 8 - эпидозиты; 9 - магнетитовая руда; 10 - "валунчатая" магнетитовая руда; 11 - проекции рудных тел, не выходящих на поверхность; 12 - разрывные нарушения; 13 - опорные скважины; 14 - магнитные аномалии

няков, являющийся составной частью нижнекаменноугольной ($C_1 t-v_1$) вулканогенно-осадочной толщи (рис. 27).

Основная масса руды (99% ее запасов) содержится в Магнитогорском месторождении, которое расположено в южной периклинальной части Магнитогорского интрузивного массива. Интенсивное рудоотложение связано здесь не только с благоприятной литологической, но и со структурно-тектонической обстановкой. Свидетельством этого является значительное влияние на рудоотложение дорудных даек диабазов и габбро-диабазов, что в свое время было отмечено еще А.Н. Заварицким (1927) и М.А. Карасиком (1959а). Блоки, ограниченные дайками, обычно не обнаруживают сколько-нибудь ощутимых вертикальных перемещений относительно

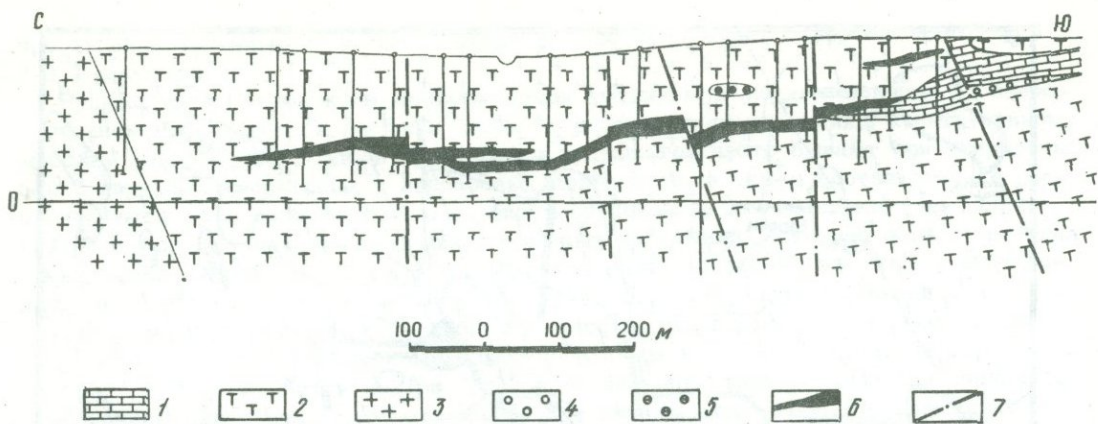


Рис. 23. Разрез Покровского месторождения

1 - известняки; 2 - пироксен-плаггиоклазовые порфиры и их туфы; 3 - кварцевые диориты; 4 - скарны; 5 - эпидозиты; 6 - магнетитовая руда; 7 - разрывные нарушения

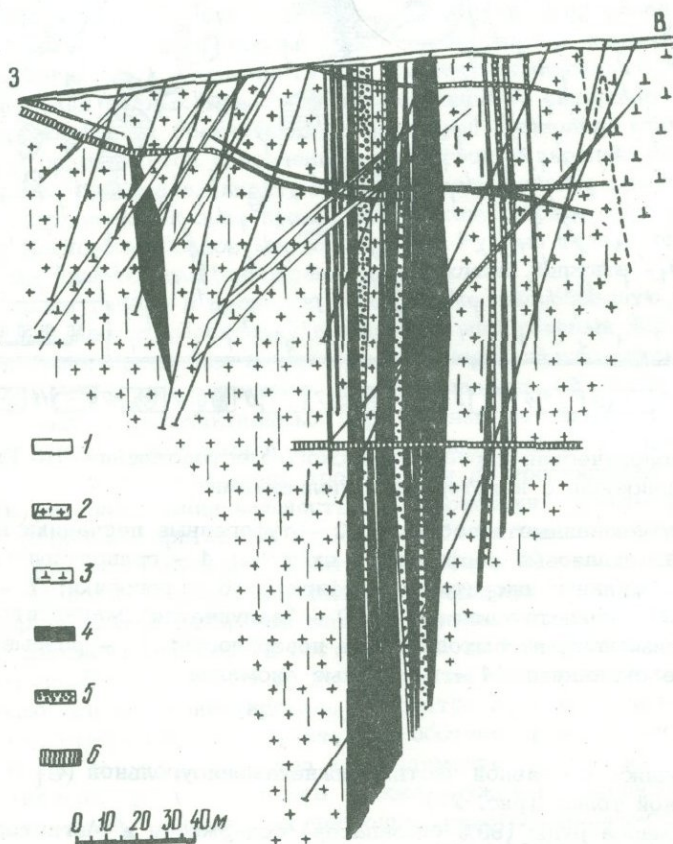


Рис. 24. Разрез Вересовского месторождения. По Н.Н.Кускову, 1955 г.

1 - делювий; 2 - габбро-амфиболиты; 3 - габбро интрузивное и жильное; 4 - магнетитовая руда; 5 - то же, вкрапленная (забалансовая); 6 - послерудные апатиты и плагиоаптиты

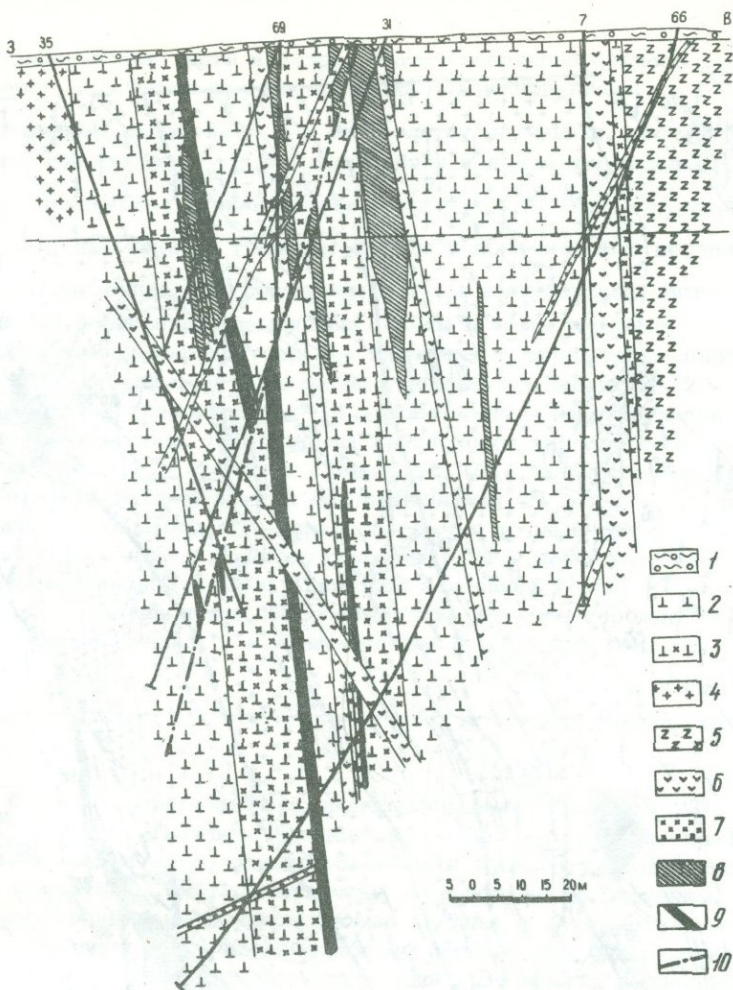


Рис. 25. Разрез Золотушинского месторождения. По С.Н.Сигаеву, 1957 г.

1 - четвертичные отложения; 2 - габбро и габбро-диориты; 3 - габбро-порфи-
риты; 4 - диориты и гранодиориты; 5 - гибридные габброидные породы; 6 - жиль-
ные диабазовые порфиры; 7 - аплиты и плагиоаплиты; 8 - амфибол-хлоритовые
и биотитовые сланцы; 9 - магнетитовая руда; 10 - разрывные нарушения

друг друга, но нередко наблюдаются случаи выкручивания и перегибания около
них пласта известняков, замещенного рудой. Это говорит о довольно напряженной
тектонической обстановке в период, предшествующий рудоотложению.

Если учесть, что с дайками диабазов и габбро-диабазов сопряжены во времени
и пространстве крупные разрывные нарушения в виде Главного, Центрального и Вос-
точного разломов, то не подлежит сомнению образование в южной части Магни-
тогорского рудного поля, в связи с формированием интрузива, крутопадающих тре-
щин разрыва, которые являлись главными рудоподводящими каналами. Однако рудо-
распределяющими и рудовмещающими структурными элементами в данном случае
были трещины отслоения, возникавшие в сводовой части брахиантклиналиной складки.

Несколько другую структурную позицию занимает месторождение Малый Куйбас,
которое находится в северо-восточной части рудного поля (см. рис. 26). Оно приу-
рочено к брахисинклиналиной складке IV порядка, осложняющей общую брахиан-
тиклинальную структуру. Поэтому здесь резко преобладают крутопадающие (70-90°)
штокообразно-линзообразные залежи скарно-магнетитовой руды, сопровождаемые
многочисленными жилами и апофизами гранитов, гранодиоритов и граносиенитов как

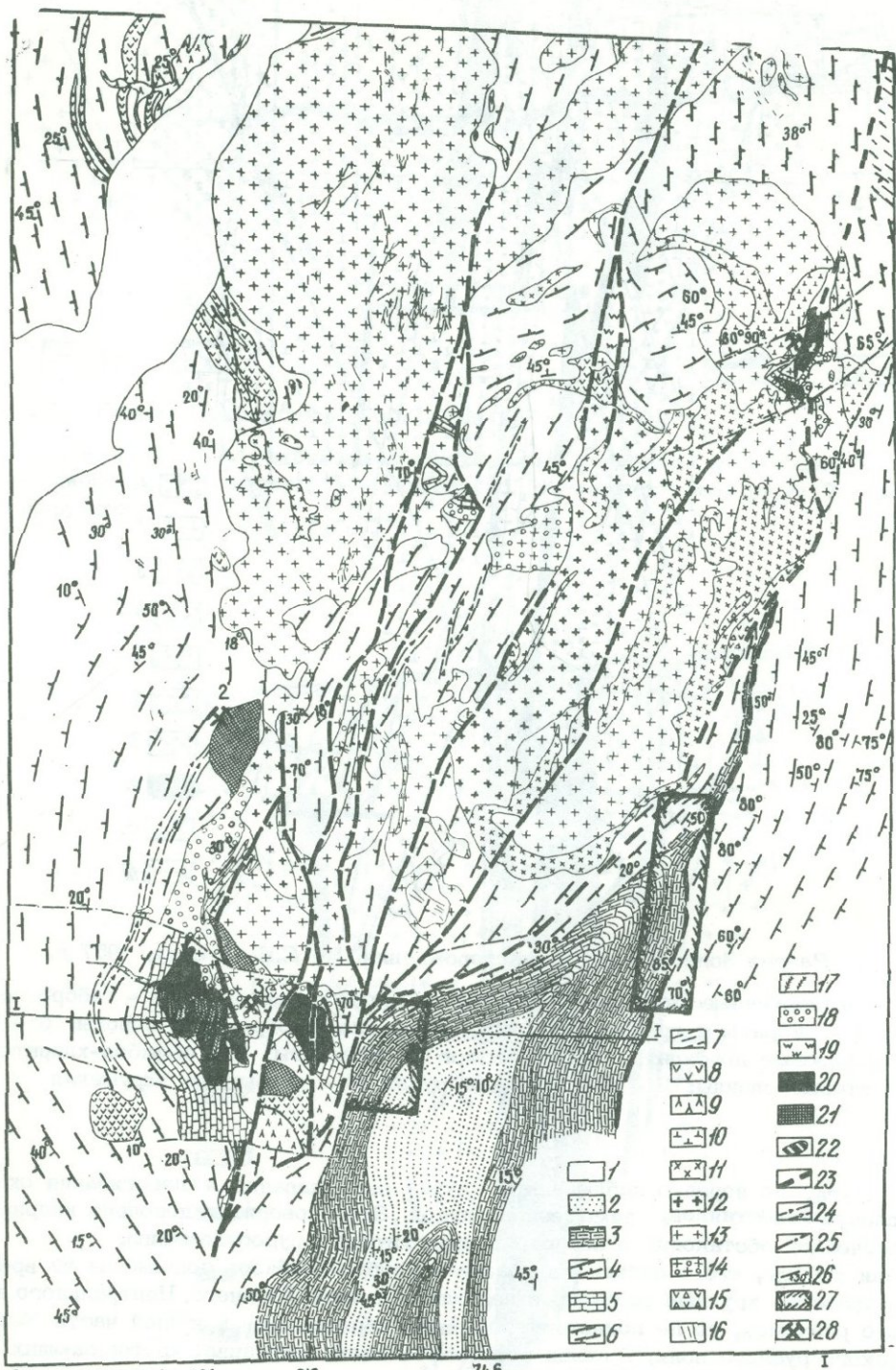


Рис. 26. Геологическая карта и разрез Магнитогорского рудного поля. По А.Д.Штейнбергу, Г.Б.Ферштатеру и др. (1961) с дополнениями

1 - современные отложения; 2 - алевролиты, песчаники, песчаные известняки уртазымской свиты (C_2); 3 - известняки и доломиты кизильской свиты (C_1^{V2-3}); 4 - надрудная вулканогенная толща (C_1^{V2-3}); 5 - рудовмещающая толща: известняки, кремнистые туффиты, сланцы и полимиктовые песчаники (C_1^{t-v1}); 6 - пироксен-плагиоклазовые порфириды и туфы колтубанской свиты (D_3^1); 7 - плагиоклазовые порфириды, кремнистые сланцы и яшмы улугауской свиты (D_2^2); 8 - силлы диабазовых порфиритов; 9 - липариты и липаритовые порфиры; 10 - габбро и габбро-диориты; 11 - диориты и кварцевые диориты; 12 - граносиениты; 13 - граниты и гранодиориты; 14 - осветленные (ороговикованные) граниты; 15 - эруптивные брекчии; 16 - жилы и дайки пород кислого состава; 17 - то же, основного состава; 18 - скарны и скарноиды; 19 - кварц-серицитовые породы; 20 - магнетитовая руда, вскрытая на поверхности; 21 - рудные тела на глубине (горизонтальная проекция); 22 - предполагаемые рудные тела; 23 - дорудные разломы (доинтрузивные и послепорфиритовые); 24 - зоны тектонических брекчий; 25 - послерудные разломы; 26 - элементы залегания пород; 27 - площади, перспективные для поисков новых месторождений; 28 - месторождения (цифры на карте): 1 - Малый Куйбас, 2 - Дмитровское, 3 - Магнитогорское

дорудного, так и одновременного с оруденением возраста (рис. 28). Руда месторождения часто имеет типичную брекчиевидную или прожилково-вкрапленную текстуру, где в обломках и круто ориентированных к горизонту прожилковидных остатков отмечаются гранитоиды, метасоматически переработанные эффузивы, известковистые туфопесчаники, гранатовые и пироксеновые скарны, а в цементе - магнетит. Очевидно, рудоотложению здесь предшествовало образование ориентированных в различных плоскостях крутопадающих трещин разрыва. Во многих геологических разрезах видно, что оруденение и скарнирование приурочено к дайкам гранитов и гранодиоритов, содержащих ксенолиты диабазов, причем около даек наблюдается поясное строение скарновых зон: по мере удаления от зальбандов гранатовые скарны сменяются диопсид-гранатовыми, а затем околоскарновыми диопсид-альбитовыми породами. Такая зональность была описана еще Е.И. Каминской (1960).

Соколовско-Сарбайское рудное поле приурочено к верхней части крыльев более или менее крупной (32 x 12 км) брахиантиклинальной складки, в пределах которой зафиксированы два линейно вытянутых жилообразных тела диоритов и кварцевых диоритов. С этими телами, являющимися, по-видимому, сателлитами более крупного интрузива, связаны многочисленные межпластовые интрузивные залежи и жилы диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиритов и сиенит-порфиритов. Ось складки имеет северо-восточное простирание. Центральная ее часть, кроме интрузивных пород, сложена нижнекаменноугольными (турне) андезитовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. На крыльях складки довольно четко прослеживается маркирующий горизонт, представленный мраморизованными известняками и известковистыми туффитами, аргиллитами, алевролитами, туфопесчаниками, песчано-глинистыми сланцами и конгломератами, относящимися к визе-намюру (Ксенофонтов и др., 1961; Пospelова, 1967).

Оруденение приурочено к висячему боку интрузивных тел и связано с замещением пород маркирующего горизонта магнетитовой рудой (через пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны или непосредственно). Рудная зона на восточном крыле антиклинали (Соколовское месторождение) длиной 7 км представляет собой серию согласно залегающих с вмещающей толщей пластообразных и линзообразных скарново-магнетитовых тел, сопровождающихся мощной (до 1 км и более) зоной метасоматически измененных (альбитизированных, скаполитизированных, диопсидизированных и гранатизированных) эффузивов. Лежачим боком месторождения служат известняки. Контакты руды с эффузивными породами обычно постепенные: через вкрапленность магнетита, сгущающуюся в сплошные скопления. Контакты руды с из-

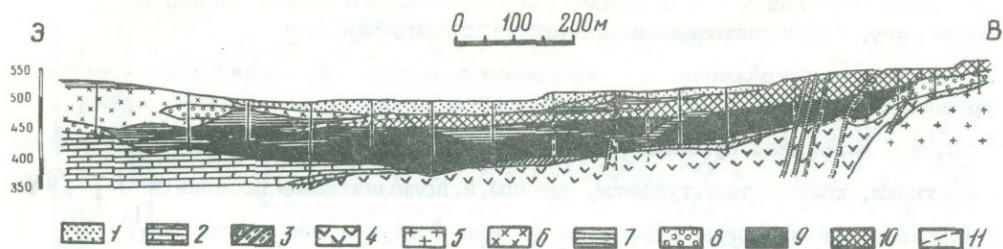


Рис. 27. Геологический разрез Восточной залежи Магнитогорского месторождения. По данным геологического отдела Магнитогорского металлургического комбината

1 - делювий; 2 - мраморизованные известняки; 3 - атациты; 4 - порфириты; 5 - граниты; 6 - липариты; 7 - осветленные вулканогенные породы; 8 - скарны; 9 - магнетитовая руда; 10 - мармитовая руда; 11 - сбросы

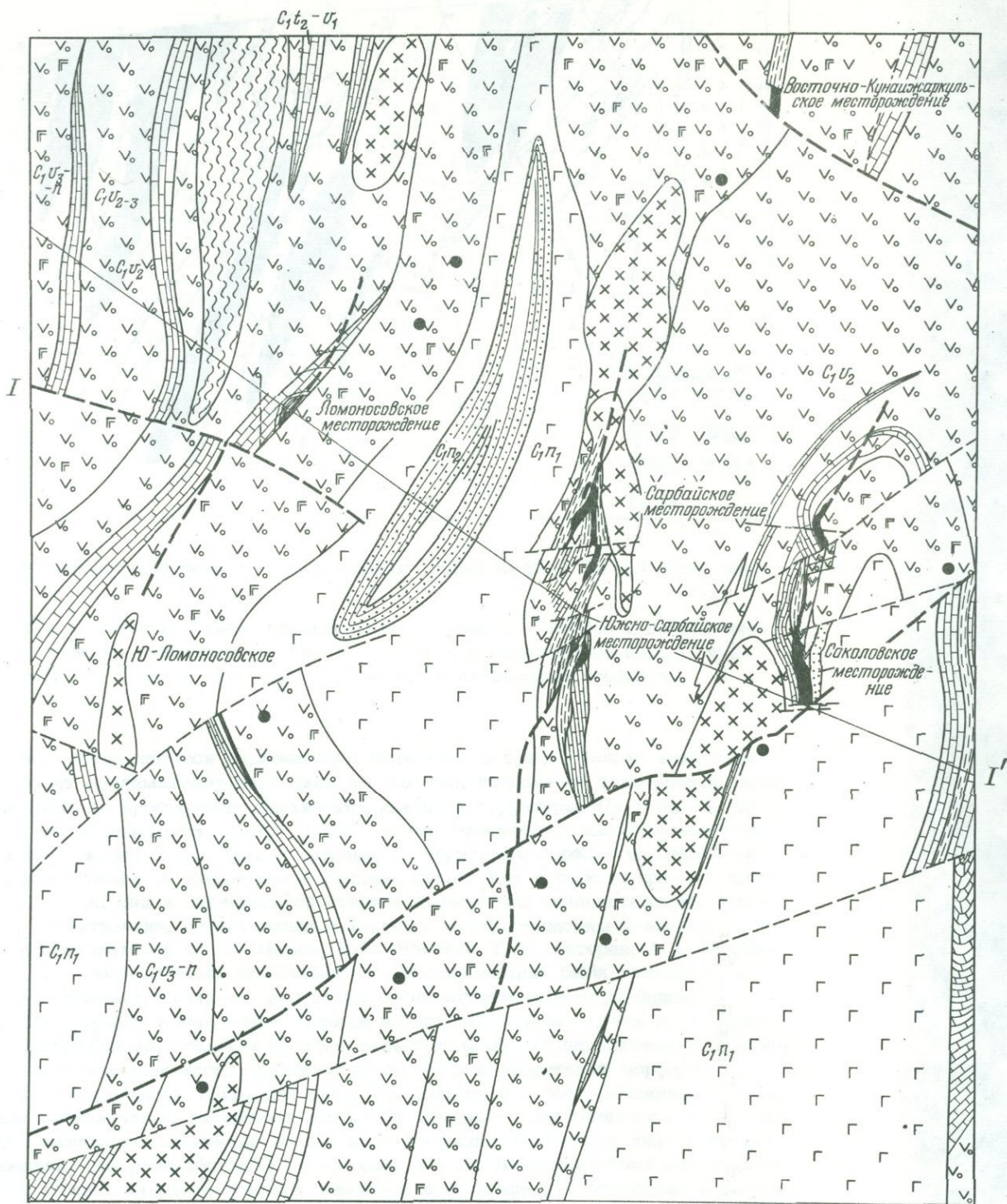
вестняками резкие и зазубренные. Отмечаются нередко оруденелые известняки брекчиевидной текстуры, где обломки кальцита сцементированы магнетитом.

Соответственно направлению склонения кровли массива диоритов рудная зона Соколовского месторождения полого погружается на север, причем наблюдается "пропеллерообразное" изменение падения рудных тел. На крайнем северном фланге (шестой эпицентр) рудные тела падают на восток под углами $75-85^{\circ}$, в центральной части месторождения - также на восток под углами $45-50^{\circ}$, а затем приобретают углы падения до $70-90^{\circ}$ и в самой южной части рудной зоны круто падают на запад. Такова их первичная форма залегания и ее нельзя объяснить наличием послерудных сбросо-сдвигов (Тетерев, 1965), поскольку, как показывают наблюдения в горных выработках, вдоль таких нарушений изменения элементов залегания рудных тел не происходит. Значительный интерес, с нашей точки зрения, представляют данные Н.И. Руденко (1964 г.), который на Соколовском месторождении выделил два крупных крутопадающих меридиональных нарушения, ограничивающих рудную зону с востока и запада на всем ее протяжении. Поскольку эти нарушения (зоны смятия) залечены отложениями сульфидов (иногда магнетита) и сопровождаются усилением метасоматических изменений¹ в примыкающих к ним участках, надо полагать, что они действительно являлись рудоконтролирующими структурными элементами.

Сарбайское месторождение, располагающееся на западном крыле Соколовско-Сарбайской брахиантиклинали, представлено, как показали детальные исследования Н.В. Иванова, Б.В. Мельникова (1967) и В.М. Изойтко (1964), одним довольно мощным (175-270 м) рудным телом, имеющим суммарную длину по простиранию около 5 км и по падению 1200-1500 м. Серией широтных и субширотных нарушений рудное тело разобщено на семь-восемь участков, из которых наиболее крупными, считавшимися раньше отдельными рудными телами, являются Западный, Восточный и Юго-Восточный блоки. В них сосредоточено 90% запасов магнетитовых руд.

Характерной особенностью рудовмещающей эффузивно-осадочной толщи на Сарбайском месторождении является ее слоистость, частая перемежаемость слоев различного состава, постепенные фациальные переходы между туффитами и известняка-

¹ В зонах разломов наиболее интенсивно проявились биотитизация, альбитизация, скаполитизация и скарнирование.



202 203

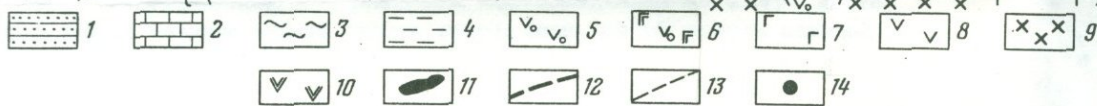


Рис. 29. Схематическая геологическая карта и разрез Ломоносовско-Соколовско-Сарбайского рудного узла. По Н.Г. Пиуну и В.Г. Макаричеву (1968 г.) с некоторыми дополнениями.

1 - гематитизированные аргиллиты, алевролиты и песчаники $C_1^n - C_2$; 2-8 - вальерьяновская серия (C_1^{t-n}): 2 - известняки, 3 - углисто-глинистые сланцы, 4 - туффиты, 5 - вулканические брекчии и туфы андезитовых порфиритов, 6 - андезит-базальтовые порфириты, их туфы и лавобрекчии, 7 - гематитизированные вулканические брекчии, туфы и туфопесчаники с подчиненными прослоями порфиритов, 8 - туфы смешанного состава; 9 - диориты и кварцевые диориты; 10 - диабазовые порфириты; 11 - магнетитовая руда; 12 - рудоконтролирующие разрывные нарушения; 13 - послерудные разломы; 14 - участки, перспективные для поисков новых месторождений

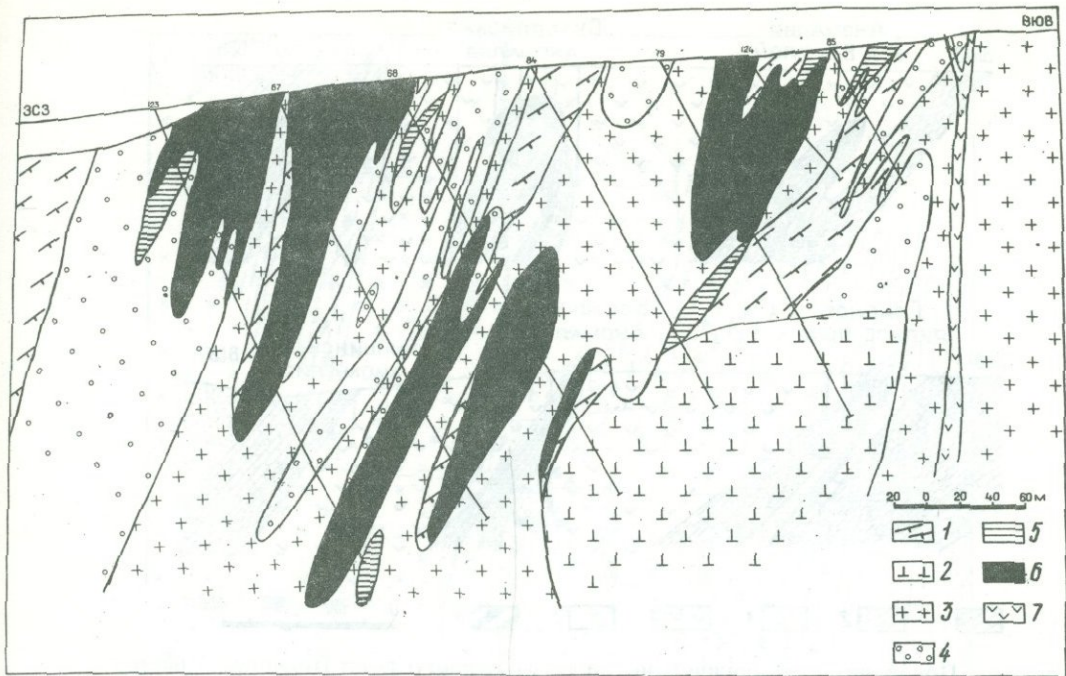


Рис. 28. Геологический разрез месторождения Малый Куйбас. По Д.И.Булатову, 1962 г.

1 – пироксен–плагиоклазовые порфириты и их туфы; 2 – габбро и габбро-диориты; 3 – граниты, гранодиориты, граносиениты; 4 – осветленные породы (метасоматиты); 5 – скарны; 6 – руда; 7 – жильные диабазовые порфириты

ми и наличие частой примеси карбонатного материала в туфах. Направление слоистости совпадает с элементами залегания рудных тел, полосчатой текстурой в рудах и ориентировано по простиранию брахантиклинальной структуры. По тому же направлению, что и слоистость, среди руды нередко отмечаются жиллообразные тела и интрузивные залежи диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, наиболее широко представленные в Восточном и Южном блоках. Как и породы краевой части интрузивного тела, они в значительной степени подвержены скаполитизации, скарнированию, альбитизации, эпидотизации и другим метасоматическим изменениям.

Рядом исследователей (Н.В. Иванов, В.М. Изюитко, Г.М. Тетерев, А.И. Москаленко и др.), а также и нами на Сарбайском месторождении были выделены доинтрузивные, послейнтрузивные – дорудные, послемагнетитово–досульфидные и послесульфидные разрывные нарушения. Первые из них представлены, как и на Соколовском месторождении, главным образом дизъюнктивными субмеридионального простирания, заполненными иногда дайками диабазовых и диоритовых порфиритов, а также апофизами главного интрузива диоритов. Дорудные и одновременные с рудоотложением складчатые разрывные нарушения оставили свои многочисленные “следы” в виде межпластовых трещин отслоения и согласно залегающих линз тектонических брекчий, где раздробленные вмещающие породы сцементированы магнетитом и скарнами. Обилие таких дислокаций сказалось в усилении рудоотложения в головной части рудных тел – в замковой части складки – и в появлении в висячем боку главного тела параллельных залежей, представленных прожилковыми рудами. Последние обычно сложены крупнозернистыми явно перетолженными агрегатами магнетита, граната, пироксена и апатита.

Следует заметить, что крутопадающие дизъюнктивные нарушения дорудного возраста проявляются на Соколовском и Сарбайском месторождениях не всегда достаточно отчетливо. Об их наличии можно судить иногда лишь по косвенным данным.

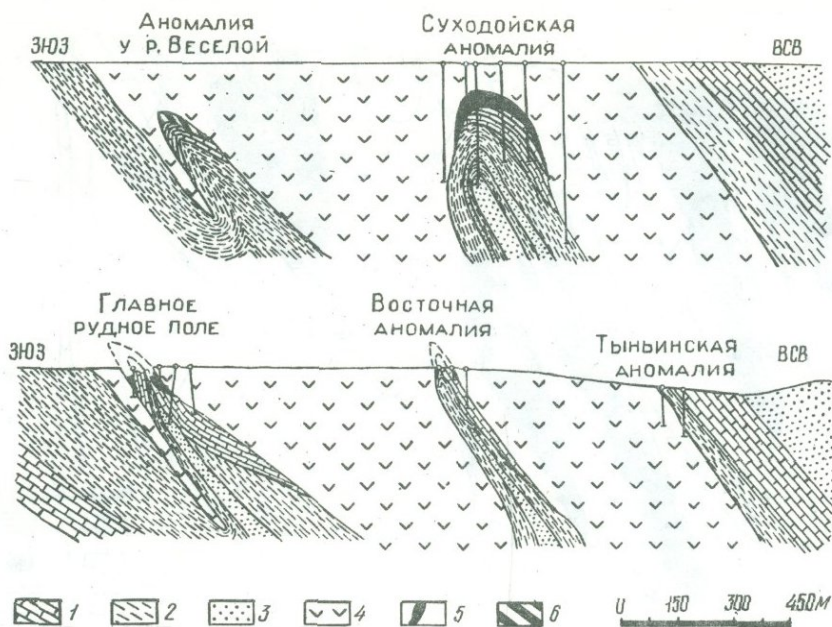


Рис. 30. Поперечные геологические разрезы рудного поля Первого Северного рудника

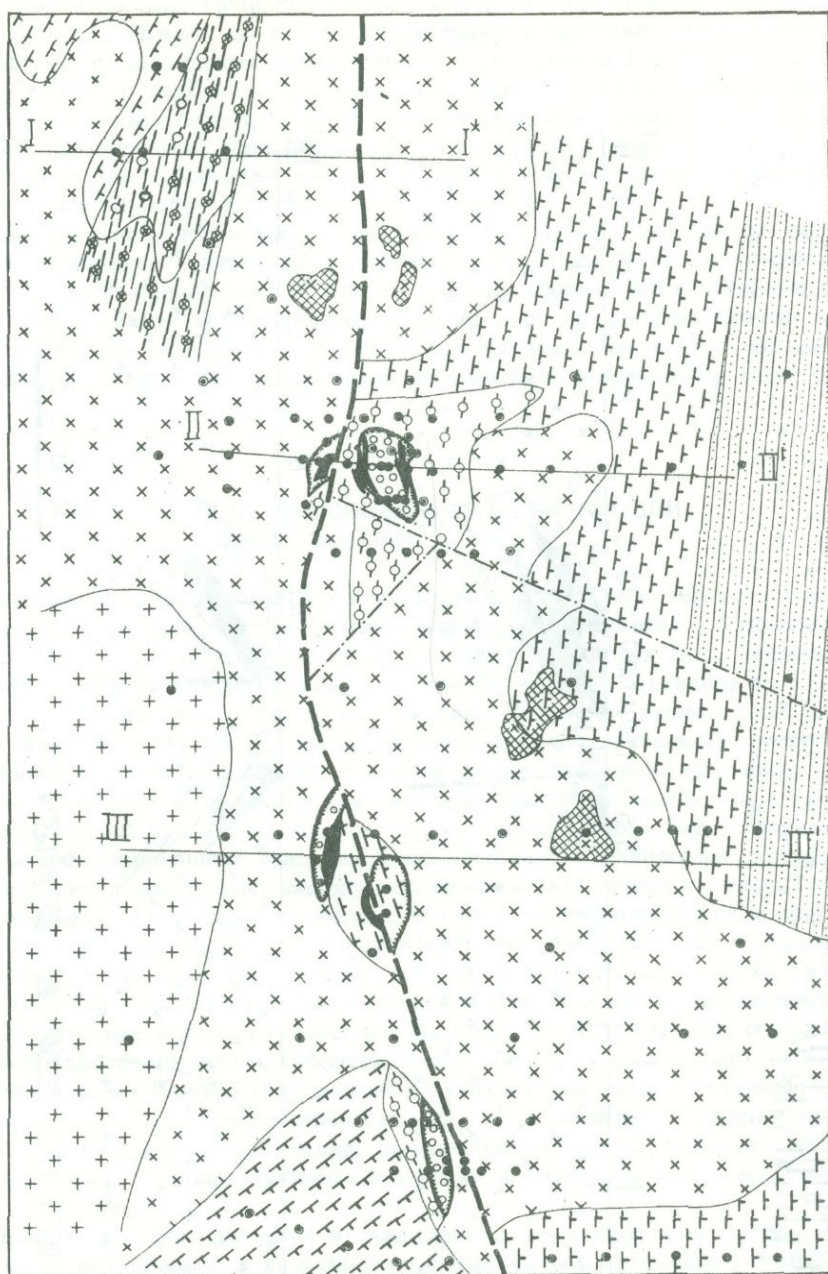
1 - известняки; 2 - известняково-глинистые сланцы; 3 - туфогенные сланцы и песчаники; 4 - интрузивные диабазы; 5 - рудные залежи; 6 - то же, предполагаемые

В частности, столбообразная форма рудных тел и их наиболее значительные мощности в южных флангах обеих месторождений (профили 2-10 и 6-18) связаны, на наш взгляд, именно с наличием таких нарушений. Образованию здесь рудоподводящих каналов, по-видимому, способствовали и субширотные разрывные нарушения, часть из которых заложилась в прерудный период (см. рис. 9 и 29).

По В.М. Изойтко (1964), на Сарбайском месторождении весьма широко распространены досульфидные - послемагнетитовые дизъюнктивы. Однако количество их значительно меньше, чем считает данный исследователь. Изучение пиритов показало, что сера привносилась из магматического очага не только в сульфидную, но и в магнетитовую стадию формирования месторождения. Поэтому по появлению в трещинах сульфидов без явного наложения их на дробленный и перемещенный в пространстве магнетит нельзя еще говорить однозначно о досульфидном - послемагнетитовом возрасте разлома.

Нередко месторождения описываемого третьего типа располагаются непосредственно в сводах мелких антиклинальных складок и рудные залежи приобретают характерную седловидную форму. Одним из интересных примеров таких рудных полей может служить поле Первого Северного рудника, где магнетитовые залежи, представляющие отдельные месторождения, приурочены к сводам наклонных куполовидных складок. Месторождения следуют друг за другом по простиранию на расстоянии от 1 до 5 км и укладываются в три меридиональные зоны (Баклаев, 1959б). Складки сложены известково-глинистыми сланцами, известняками, туфогенными песчаниками и сланцами. Руда замещает известняки и имеет наибольшую мощность в области шарнира складок. Сверху залежи согласно покрыты силами интрузивных диабазов (рис. 30).

¹ П.Ф. Иванкин, А.М. Дымкин и Н.И. Соколова (1970) эти участки месторождений рассматривают как прикорневые рудные столбы, уходящие на глубину 1,5-2,5 км.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13
 14 15 16

Рис. 31. Схематическая геологическая карта (палеозой) Бенкалинского рудного поля. По данным Таунсорской ГРП Североказахстанского геологического управления с дополнениями

1 - песчаники, алевролиты и аргиллиты ($C_1^{t-v_1}$); 2 - андезитовые порфириды и их туфы ($C_1^{t-v_1}$); 3 - диориты и габбро-диориты; 4 - граниты; 5 - осветленные породы по вулканитам; 6 - то же, по интрузивным породам; 7 - скарны; 8 - магнетитовая руда; 9 - то же, рудные тела в горизонтальной проекции; 10 - рудоконтролирующие разрывные нарушения; 11 - зона дробления с сульфидами; 12 - послерудные разрывные нарушения; 13 - магнитные аномалии; 14 - линии разрезков; 15 - картировочные буровые скважины; 16 - то же, разведочные

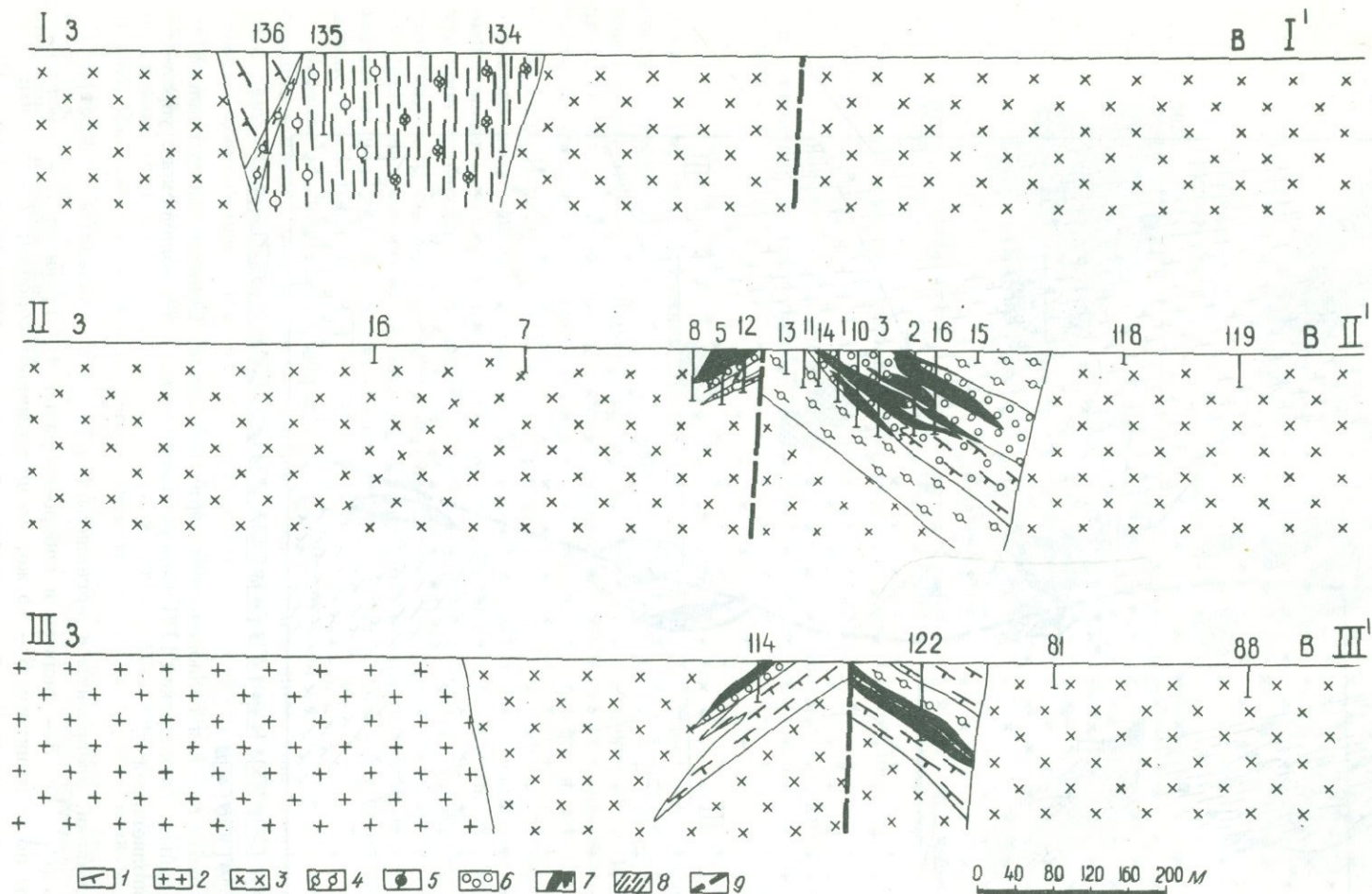


Рис. 32. Разрезы Бенкалинского рудного поля

1 - андезитовые порфириты и их туфы; 2 - граниты; 3 - диориты и габбро-диориты; 4 - осветленные породы по вулканитам; 5 - то же, по интрузивным породам; 6 - скарны; 7 - магнетитовая руда; 8 - оруденелая зона дробления с сульфидами; 9 - рудоконтролирующие разрывные нарушения. Положение разрезов см. на рис. 31

Другим примером аналогичного геолого-структурного положения может служить Бенкалинское рудное поле. Здесь месторождения также локализируются в сводовых частях брахиантиклинальных складок с размерами 1 × 1 км (рис. 31). В ядрах складок обычно находятся интрузивные породы — диориты и кварцевые диориты, которые оказывают существенное метаморфизирующее влияние на вмещающие их осадочные и вулканогенные образования. По форме рудные тела представляют собой пластообразные и линзообразные залежи с увеличенной мощностью в области шарниров складок. Размеры их 80–400 × 80–500 × 2–50 м.

Интересно отметить, что в ходе геологоразведочных работ последних лет жиллообразные тела диоритов и кварцевых диоритов были обнаружены на Бенкалинском рудном поле и среди синклинальных структур, разделяющих антиклинальные складки. В крыльях этих структур зафиксировано промышленное оруденение. Однако здесь, как и в рудных полях второго типа, залежи уже часто имеют крутое падение и непосредственно связаны с крутопадающими разрывными нарушениями (рис. 32).

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ДИСЛОЦИРОВАННЫХ УЧАСТКАХ КРОВЛИ НАД ПРОДУКТИВНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ

Представителями рудных полей и месторождений этого типа являются известные Ангаро-Илимские месторождения Восточной Сибири (Коршуновское, Рудногорское, Красноярское и др.), достаточно подробно описанные в работах П.Е. Оффмана (1957), М.А. Ивашенко, В.В. Корабельниковой, Г.В. Рослякова, Г.И. Антипова и Л.Г. Стрехова (1960). На Урале ранее к нему мы относили Теченское рудное поле (Овчинников, Баклаев, 1962), однако проведенные в его пределах детальные геологосъемочные и разведочные работы показали, что наши выводы справедливы только для Теченского месторождения и не характеризуют рудного поля в целом. На основании анализа новых данных Теченское рудное поле в целом должно быть отнесено к рудным полям в деформированных участках крыльев брахисинклинальных структур.

Месторождения и рудопроявления контактово-метасоматического типа Теченского рудного поля (Теченское, Малотаскинское, Озерное, Новокунашакское и др.) локализируются в контактовой зоне Надыромостовского массива диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов (рис. 33). Этот массив находится в центральной части брахисинклинали, получившей название Надырово-Мостовской или Теченской. Брахисинклиналь сложена андезитовыми и базальтовыми порфиритами среднего девона, с прослоями прибрежно-морских отложений — туффигов, известняков, туфоалевролитов, а также туфов андезитовых порфиритов. Главнейшими рудоконтролирующими структурными элементами, вызванными образованием складки, здесь являлись дорудные крутопадающие трещины разрыва и скалывания, пересекающиеся разрывные нарушения различного направления, а также трещины отслоения в эффузивно-осадочной толще кровли интрузивного массива.

Крутопадающие трещины разрыва и скалывания, ориентированные главным образом вдоль и отчасти диагонально к простиранию брахискладки, отчетливо фиксируются на значительном протяжении (до 10 км) полосами милонитизации и брекчирования мощностью до 100 м, линейно-трещинными корами выветривания, проникающими на значительную глубину, гидротермальными изменениями вмещающих пород (альбитизация, окварцевание, скарнирование, пиритизация), а также линейно-выраженными магнитными и геохимическими аномалиями. В ряде случаев разрывные нарушения сопровождаются дайками гранитов, альбитофигов, кварцевых альбитофигов и лампрофигов. Установлено четыре зоны развития такой дорудной трещиноватости: Кунашакская, Каракаевская, Чишминская и Муслюмсовская.

Известные в рудном поле месторождения — Теченское и Малотаскинское — приурочены к Кунашакской зоне разрывных нарушений, на участке пересечения его горизонтов прибрежно-морских отложений среднего девона в западном контакте Надырово-Мостовского интрузивного массива. Аналогичная обстановка складывается и на восточном контакте Надырово-Мостовского массива, на участке Озерного рудопроявления, где к массиву подходит Чишминская зона разрывных нарушений, и на участке Исаевского рудопроявления, где к массиву подходит Этимгановский разлом

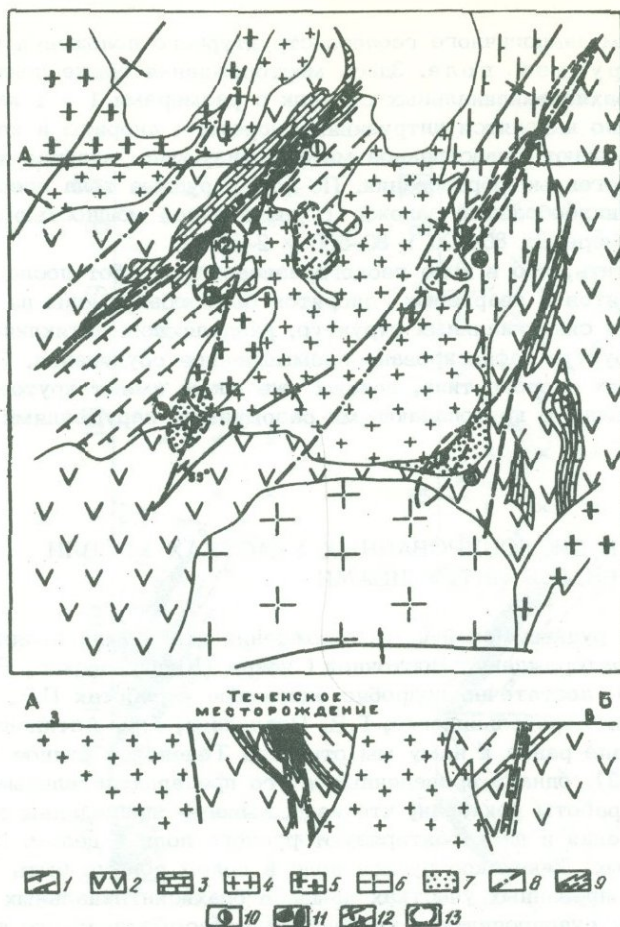


Рис. 33. Схематизированная геологическая карта Теченского рудного поля. По Ю.Н.Афанасьеву и др. (1967 г.)

1 - базальтовые порфириды и туфы D_2^2 ; 2 - андезитовые порфириды и туфы D_2^2 ; 3 - прибрежно - морские отложения среднего девона и нижнего карбона (туффиты, туфоалевролиты, известняки и известковистые туфы андезитовых порфиридов); 4 - диориты D_3-C_1 ; 5 - граудиориты и плагиограниты D_3-C_1 ; 6 - граниты верхнепалеозойские (Султаевский массив); 7 - ороговикование; 8 - крупные разрывные нарушения; 9 - зоны рассланцевания и милонитизации; 10 - рудопроявления контактово-метасоматического типа (цифры на карте): 3 - Придорожное, 4 - Озерное, 5 - Новокунашакское, 6 - Исаевское; 11 - месторождения контактово-метасоматического типа: 1 - Теченское, 2 - Малотаскинское; 12 - оси брахиструктур - антиклиналей и синклиналей; 13 - контуры магнитных аномалий

(ответвление Муслимовского). Открытие здесь промышленных месторождений, по-видимому, только вопрос времени.

Пересечение дорудных разрывных нарушений различного направления привело к образованию трубчатых структур, примером которых является Теченское месторождение. Здесь на сравнительно небольшом по размерам участке вмещающие породы локально весьма интенсивно дислоцированы и осложнены обильными крутопадающими трещинками дробления, имеющими нередко весьма причудливые очертания в плане (прямые, кольцевые и овальные трещины). Как ослабленные зоны эти трещины служили главными каналами для послемагматических растворов (Дунаев, 1959б), причем и сами рудообразующие газы выступали здесь в роли тектонического фактора, производя механическую работу разрушения пород кровли, прокладывая и расширяя свой

путь. Вероятно, не без такого механического воздействия газов была образована, в частности, Вторая залежь, имеющая отчетливую форму вертикальной трубы, заполненной внутри брекчированными породами, аналогичными "газовым брекчиям", охарактеризованным Д.Д. Рейнольдсом (Reynolds, 1954).

Влияние трещин отслоения в эффузивно-осадочной толще кровли интрузивного массива зафиксировано при разведках Теченского месторождения, где, наряду с крутопадающими, выявлено и пологопадающее рудное тело (Первая залежь), контролируемое плоскостями отслоения. Не исключено, что в связи с указанными элементами при дальнейших поисках могут быть открыты и новые месторождения, например, в юго-восточном контакте Надырово-Мостовского интрузива (см. рис. 33).

ВЫВОДЫ

Предпринятая выше типизация рудных полей позволяет сделать следующие выводы:

1. Все многообразие структур рудных полей контактово-метасоматических месторождений укладывается в четыре типа, среди которых наиболее распространенным является тип рудных полей, приуроченных к сводовым частям брахиантиклинальных складок, а на втором месте стоят рудные поля, приуроченные к брахисинклинальным структурам. Помимо благоприятного литологического состава, основным фактором, определяющим размещение рудных полей контактово-метасоматического типа в пределах рудных поясов, является сильная деформация пород в определенных участках этих поясов, обусловленная образованием здесь пликативных и дизъюнктивных нарушений, сочетающихся с формированием продуктивных интрузивных массивов.

Наблюдения показывают, что рудные поля контактово-метасоматического типа обычно располагаются там, где породы наиболее сильно деформированы, где элементы залегания рудовмещающей толщи изменяются на сравнительно небольшом расстоянии или рудовмещающая толща нарушена крупными дизъюнктивами различного направления, совпадающими по времени образования с формированием интрузивных массивов. Все эти процессы являются следствием тангенциальных и отчасти радиальных движений в зонах глубинных разломов, к которым приурочены рудные пояса контактово-метасоматических месторождений.

2. Влияние структурного фактора на размещение и локализацию оруденения в рудных полях контактово-метасоматического типа зависит от их структурно-геологической позиции. В случае образования рудных месторождений в сводах брахиантиклинальных складок (рудоносный интрузивный массив находится внутри складки) основными рудоконтролирующими (рудораспределяющими и рудовмещающими) структурными элементами являются трещины отслоения, возникающие в замковой части и крыльях складок. Крутопадающие рудовмещающие трещины разрыва и скальвания в этом случае нехарактерны, хотя наличие их способствует интенсификации рудоотложения. При образовании месторождений в брахисинклинальных структурах (рудоносный интрузив также располагается внутри складки) роль крутопадающих трещин разрыва и скальвания в локализации оруденения резко усиливается и поэтому здесь могут быть встречены не только пологопадающие рудные тела в стратиграфических горизонтах, но и крупные крутопадающие тела - оруденелые скарновые зоны, локализующиеся внутри или вблизи зон разлома.

В рудных полях, приуроченных к флексурным зонам и дислоцированным участкам кровли над продуктивными интрузивами, рудоконтролирующими и рудораспределяющими структурными элементами также нередко являются крутопадающие трещины отрыва (растяжения), которые возникают в наиболее ослабленных участках.

3. Рудные поля, приуроченные к флексурам и центроклинальным окончаниям синклиналей следует признать особо перспективными для рудоотложения. Обусловлено это, в частности, образованием здесь, в связи с разрядкой растягивающих напря-

¹ Этот вывод, по-видимому, относится не только к контактово-метасоматическим, но и ко всем другим типам эндогенных послемагматических месторождений, при образовании которых разрывные нарушения играют существенную роль.

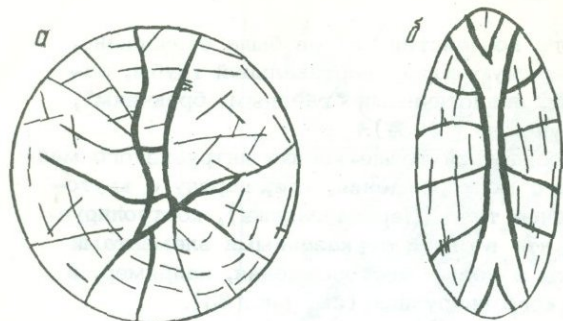


Рис. 34. Схема распределения трещин разрыва в пределах интрузивного тела. По В.В. Белоусову (1954)

а - на круглом поднятии; б - на овальном поднятии

жений в отдельных участках пликативных структур, крутопадающих трещин отрыва, открывающихся по направлению к местам формирования рудоносных растворов. Особенно важно сочетание таких трещин с благоприятными горизонтами известняков, в большом количестве поглощающих поступающие по ним растворы. Указанную особенность данных типов рудных полей всегда следует учитывать при выборе системы заложения буровых скважин, ибо очень легко пропустить крутопадающие рудные тела, связанные с зонами разлома, если бурить только вертикальные поисковые скважины, как это обычно практикуется.

4. Симметричное расположение трещин разрыва, возникающих около формирующегося рудоносного интрузивного массива, позволяет рассчитывать на симметричное расположение близ него оруденения. Действительно, в пределах многих рудных полей, приуроченных к брахискладчатым структурам, имеются месторождения, лежащие по обе противоположные стороны интрузивного массива и обладающие сходными морфологическими генетическими типами рудных залежей (месторождения Ауэрбах-Турьинского, Соколовско-Сарбайского, Бенкалинского, Покровско-Высотинского, Ломоносовского и некоторых других рудных полей).

5. В тех случаях, когда массивы продуктивных интрузий располагаются в центральной сводовой части брахантиклинальных складок, месторождения приурочены не столько к участкам резкого изменения элементов залегания их приконтактовых зон, сколько к периклинальным окончаниям массивов. При этом может образоваться несколько месторождений или рудных тел, вытянутых линейно и расположенных веерообразно по отношению к массиву, что обусловлено использованием в качестве рудоподводящих структурных элементов тех предрудных разрывных нарушений, которые вызваны собственно внедрением массива. Образование таких нарушений доказано в настоящее время как экспериментальными исследованиями (рис. 34), так и фактическими материалами, полученными в результате детальных геологических съемок в Покровско-Высотинском, Магнитогорском и Алексеевско-Кормильцевском рудных полях (Баклаев, 1959а).

6. Помимо дорудных разрывных нарушений, ориентированных вдоль простирания пликативных структур, определенное влияние на размещение магнетитового оруденения в рудных полях оказывают и поперечные - широтные и субширотные - разрывные нарушения того же возраста¹. Вдоль них иногда группируются рудные тела и месторождения, а в зонах пересечений с главными продольными разломами усиливается рудоотложение (см. рис. 9, 12, 13, 29).

¹Такие структуры существенно развиты в Тургайском рудном поясе и для него характерны.

Глава III

СТРУКТУРЫ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под структурой месторождений, вслед за В.М.Крейтером (1956), мы понимаем совокупность структурных элементов, определяющих форму месторождения и влияющих на его локализацию, на локализацию в нем рудных тел. Исходя из этого принципа, в весьма обширной группе контактово-метасоматических месторождений Урала можно выделить следующие структуры (табл. 1).

Таблица 1

Типы структур контактово-метасоматических месторождений

Структуры			
складчатые	трещинные	трубчатые	комбинированные
Месторождения			
В благоприятных горизонтах на крыльях складок (внутрипластовые)	В зонах скальвания и сбросах небольших амплитуд	В простых трубчатых структурах	В непосредственных секущих контактах интрузива с известняками
В крыльях складок и флексур (межпластовые)	В крупных трещинах разрыва		Связанные с ксенолитами и останцами известняков в интрузиве
В шарнирных частях антиклинальных складок и куполов	В мелких трещинах разрыва и скальвания В зонах расщепления и кливажа		В сложных комбинированных структурах

Поскольку на формирование месторождений в природе влияют различные структурные факторы, а кроме того, во многом и литологический состав вмещающих толщ, естественно, что во многих рудных полях наблюдается сочетание различных структур месторождений, т.е. обычно преобладают комбинированные структуры. Однако каждая структура в приведенной выше классификации имеет свои специфические особенности и свое прогнозно-поисковое значение. Поэтому ниже приведена краткая характеристика каждого типа структуры месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БЛАГОПРИЯТНЫХ ГОРИЗОНТАХ НА КРЫЛЬЯХ СКЛАДОВ (внутрипластовые)

Данный структурный тип контактово-метасоматических месторождений является наиболее распространенным на Урале. Располагаясь вблизи продуктивных массивов гранитоидов, габброидов или сиенитов, рудные залежи залегают согласно с вмещаю-

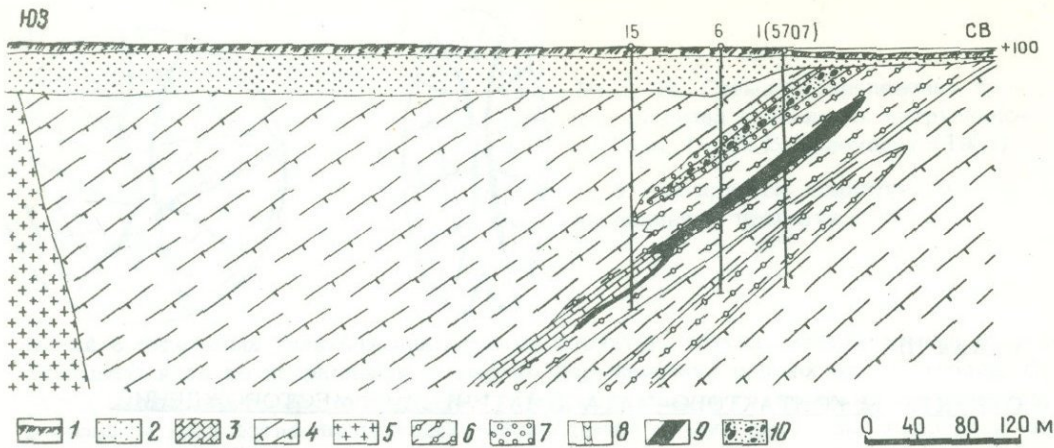


Рис. 35. Геологический разрез Сосвинского месторождения

1 - современные отложения; 2 - мезозойские отложения; 3 - известняки краснотурьинской свиты (D_1^C); 4 - пироксен-плагиоклазовые порфиры D_1^C ; 5 - габбро-диориты D_2 - D_3 ; 6 - осветленные вулканогенные породы; 7 - скарны; 8 - жильные диабазовые порфиры; 9 - сплошная магнетитовая руда; 10 - вкрапленная магнетитовая руда

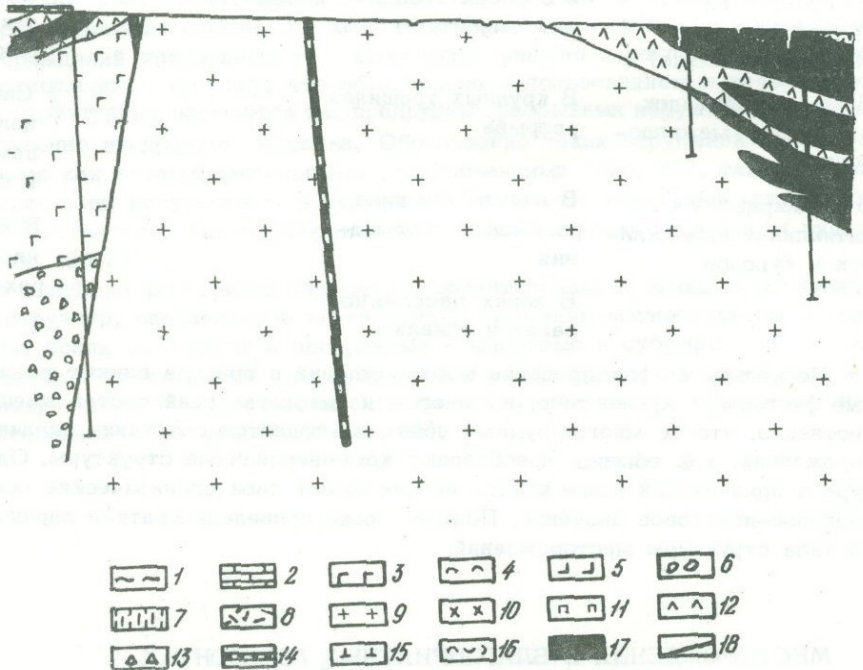
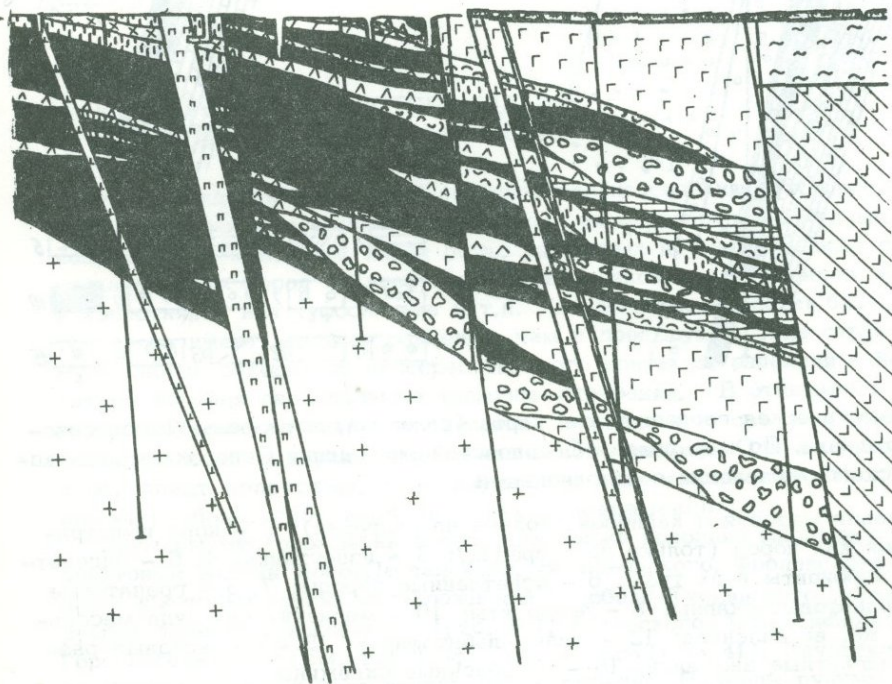
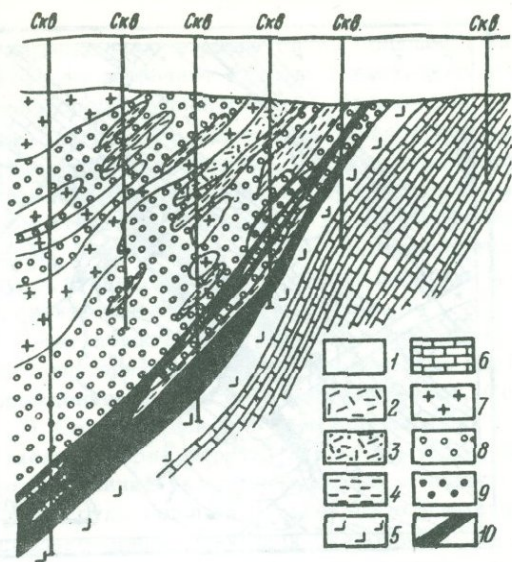


Рис. 36. Разрез северной части Второго Северного рудника. По Л.Н.Овчинникову (1960)

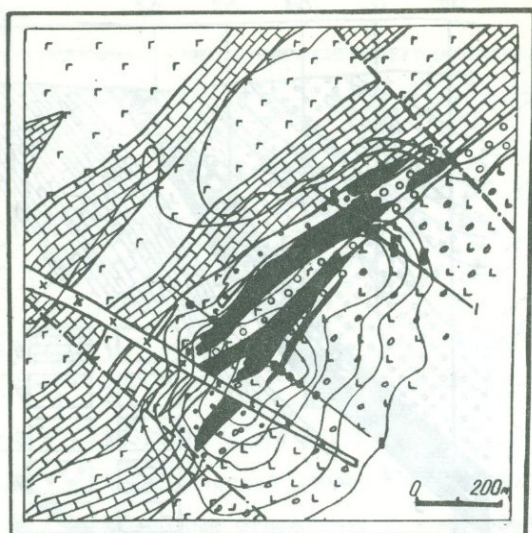
1 - кора выветривания вулканогенных пород; 2 - известняки S_2^1 ; 3, 4 - плагиоклазовые порфиры и туфы андезитового состава; 5 - порфиритоиды; 6 -

Рис. 37. Разрез Южно-Адаевского месторождения. По А.М.Дымкину (1962)

1 - отложения мезозоя и кайнозоя; 2 - андезитовые порфириды; 3 - туфы; 4 - слоистые туфы; 5 - дацитовые порфириды; 6 - известняки; 7 - диориты; 8 - гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 9 - скаполитовые породы; 10 - магнетитовая руда



метасоматические брекчии; 7,8 - осветленные породы по порфиридам и туфам; 9,10 - кварцевые диориты и диориты; 11 - гранодиорит-порфиры; 12,13 - диоритовые порфириды; 14,15 - жильные диабазы и диабазовые порфириды; 16 - скарны и апоскарны; 17 - магнетитовая руда; 18 - разрывные нарушения



линия Н

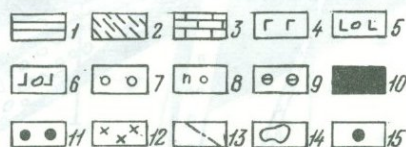
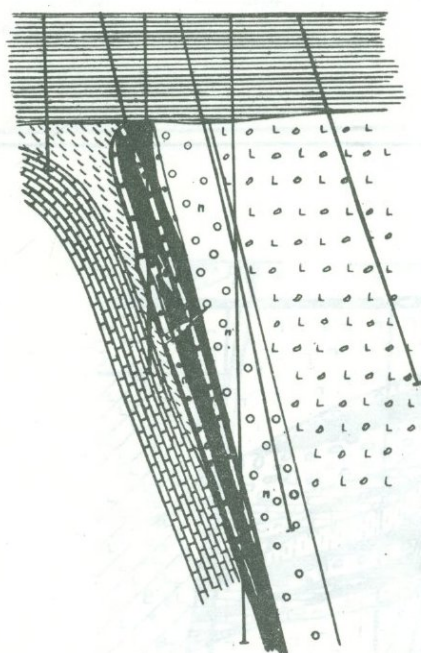
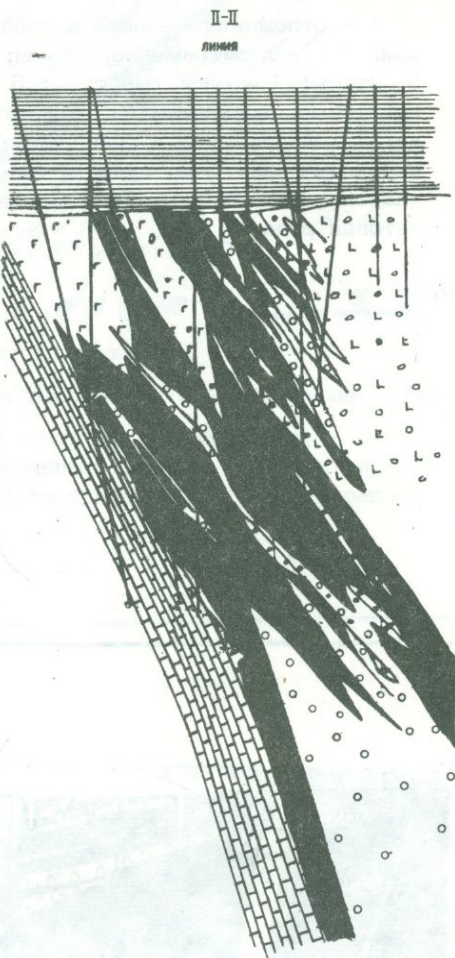


Рис. 38. Схематическая геологическая карта (палеозой) и разрезы Ломоносовского месторождения. По материалам Соколовской экспедиции Североказахстанского геологического управления с дополнениями.

1 - отложения мезозоя и кайнозоя (только на разрезах); 2 - кора выветривания палеозойских пород (только на разрезах); 3 - известняки; 4, 5 - андезит-базальтовые порфириты и их туфы; 6 - осветленные породы; 7, 8 - гранатые и пироксен-гранатые скарны; 9 - эпидозиты; 10 - магнетитовая руда массивная; 11 - то же, вкрапленная; 12 - жилы альбитофиров; 13 - послерудные разломы; 14 - магнитные аномалии; 15 - разведочные скважины

шими эффузивно-осадочными толщами и нередко прослеживаются на большое расстояние (десятки и сотни метров). Руда избирательно замещает пласты известняков обычно небольшой мощности, подчиненно развитые среди вулканогенных образований.

Помимо известняков, благоприятными для рудного замещения являются горизонты известковистых туфопесчаников, известковистых туфобрекчий, агломератных туфов грубообломочных вулканогенных пород и горизонты образующихся по этим породам метасоматитов. Замечено, что массивные магнетитовые руды очень часто возникают по известнякам и в меньшей мере по скарнам (Овчинников, 1960). По скарнируемым и гидротермально измененным вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам преимущественно образуются вкрапленные магнетитовые и сульфидные руды.

Руда в пластовых залежах нередко имеет полосчатую текстуру и сопровождается в залежах зонами мелкой трещиноватости, ориентированной параллельно распределению рудообразующих минералов (месторождения Покровское, Белореченское, Сосьвинское, Масловское, Магнитогорское и др.). Сопровождающие трещинки обычно залечены прожилками хлорита с вкрапленностью мелких зерен пирита, а иногда также прожилками граната, эпидота, магнетита и кварца. Наличие указанных трещин и полосчатое распределение рудных и нерудных минералов в руде говорят о явлениях отслаивания в эффузивно-осадочной толще в период, несколько предшествующий рудоотложению, хотя рудообразующие растворы обычно распространяются по падению и восстанию пластов известняков или других благоприятных пород от секущих рудоподводящих каналов, замещающая эти пласты рудой по всей их мощности.

Характерными примерами описываемого типа, кроме уже упомянутых (см. рис. 19, 23, 26, 27) являются месторождения: Сосьвинское (рис. 35), Второго и Третьего Северного рудников (рис. 36), Соколовское, Сарбайское (см. рис. 29), Сары-Обинское, Первое-Третье Елтайские, Адаевские (рис. 37), Козыревские, Ломоносовское (рис. 38), Богословское, Башмаковское, Суворовское (Ауэрбахо-Турьинская группа; Баклаев, 1959а) и многие другие. Немало примеров аналогичных по структурному положению контактово-метасоматических месторождений имеется и за пределами Урала. Достаточно хотя бы указать на месторождения Абаканское, Тейское, Абагасское, Тельбесское в Кузнецком Алатау, Ирбинское, Мульгинское в Красноярском крае, Белоречное в Горном Алтае и т.д.

МЕЖПЛАСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРЫЛЬЯХ СКЛАДОВ И ФЛЕКСУР

Месторождения этого типа непосредственно связаны с трещинами отрыва (отслоения), возникшими в крыльях складок при их образовании¹. Рудные залежи залегают чаще всего в контактах пород резко различных по механическим свойствам, например, вулканогенных пород и известняков, известняков и туфосланцев интрузивных залежей и известняков или туфосланцев и т.д. Литологический состав благоприятных горизонтов здесь имеет меньшее значение, чем в предыдущем типе структур месторождений. Руда иногда отходит от непосредственного контакта, заполняя в более плотных силикатных породах параллельные трещины отслоения. В отличие от предыдущего типа, рудообразующие растворы по трещинам отслоения сразу приходили в соприкосновение со всей поверхностью замещаемого пласта. Однако руды обычно не замещают пласт полностью, а образуются в виде каймы либо со стороны висячего или лежащего бока, либо в обоих боках одновременно.

Примеры месторождений этого типа также довольно многочисленны. Сюда относятся пластовые залежи Ново-Песчанского, Васильевского, Фроловского, Воронцовского (рис. 39) и некоторых других месторождений Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (см. рис. 18), рудные тела Высокогорского (рис. 40), Хяхинского, Ново-Лебяжинского, Валуевского, Гороблагодатского (см. рис. 15), Алешинского (рис. 41), Качарского (см. рис. 17), Ново-Николаевского и ряда других месторождений. Размеры рудных тел здесь не уступа-

¹ Подобные трещины отрыва, благоприятные для рудоотложения, особенно характерны для рудных полей, находящихся среди брахисинклинальных структур и флексурных зон.

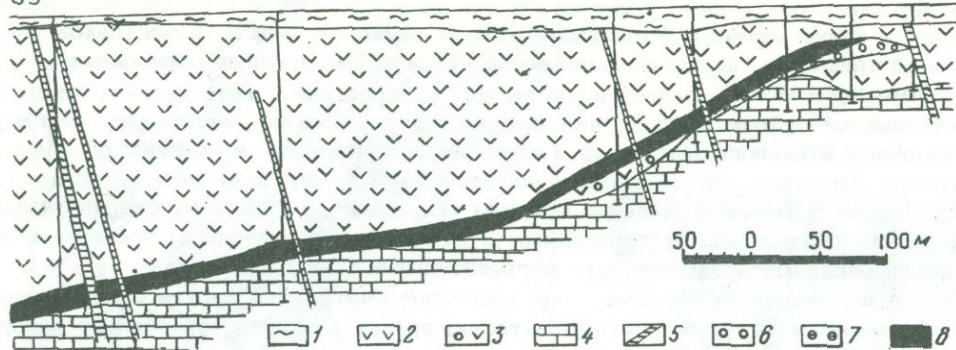


Рис. 39. Геологический разрез Воронцовского месторождения. Составлен по данным Воронцовской ГРП Уральского геологического управления

1 - делювий и аллювий; 2 - пироксен-плагиоклазовые порфириты; 3 - то же, метаморфизованные; 4 - известняки фроловско-васильевской свиты D_2^1 ; 5 - лампрофиры; 6 - скарны; 7 - эпидозиты; 8 - магнетитовая руда

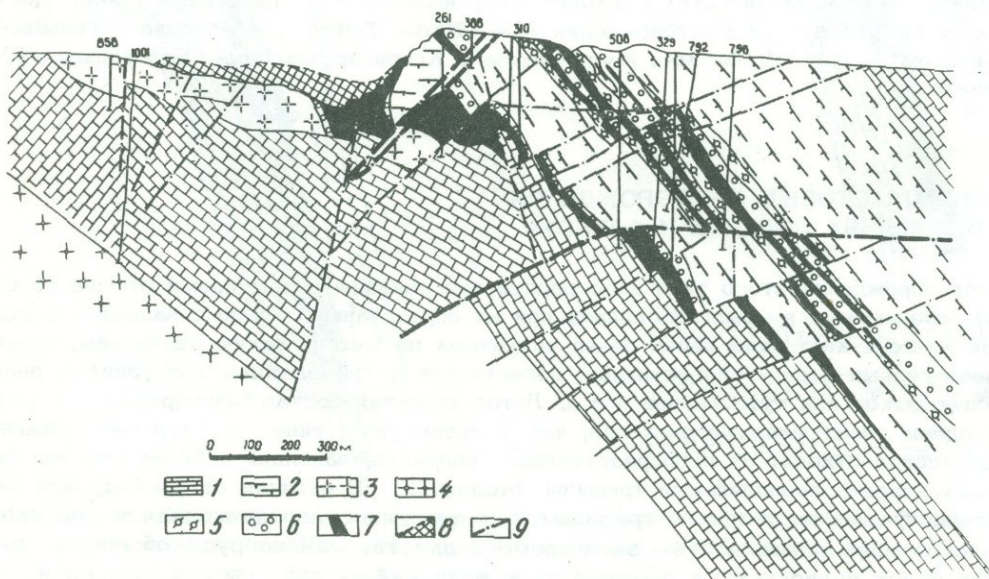


Рис. 40. Геологический разрез Высокогорского месторождения. Составлен по данным Высокогорской ГРП Уральского геологического управления

1 - известняки S_2^1 ; 2 - пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы S_2^1 ; 3 - щелочные сиениты; 4 - известково-щелочные сиениты; 5 - осветленные окоскарновые породы; 6 - скарны; 7 - магнетитовая руда; 8 - то же отработанная карьером; 9 - разрывные нарушения (более крупные показаны утолщенными линиями)

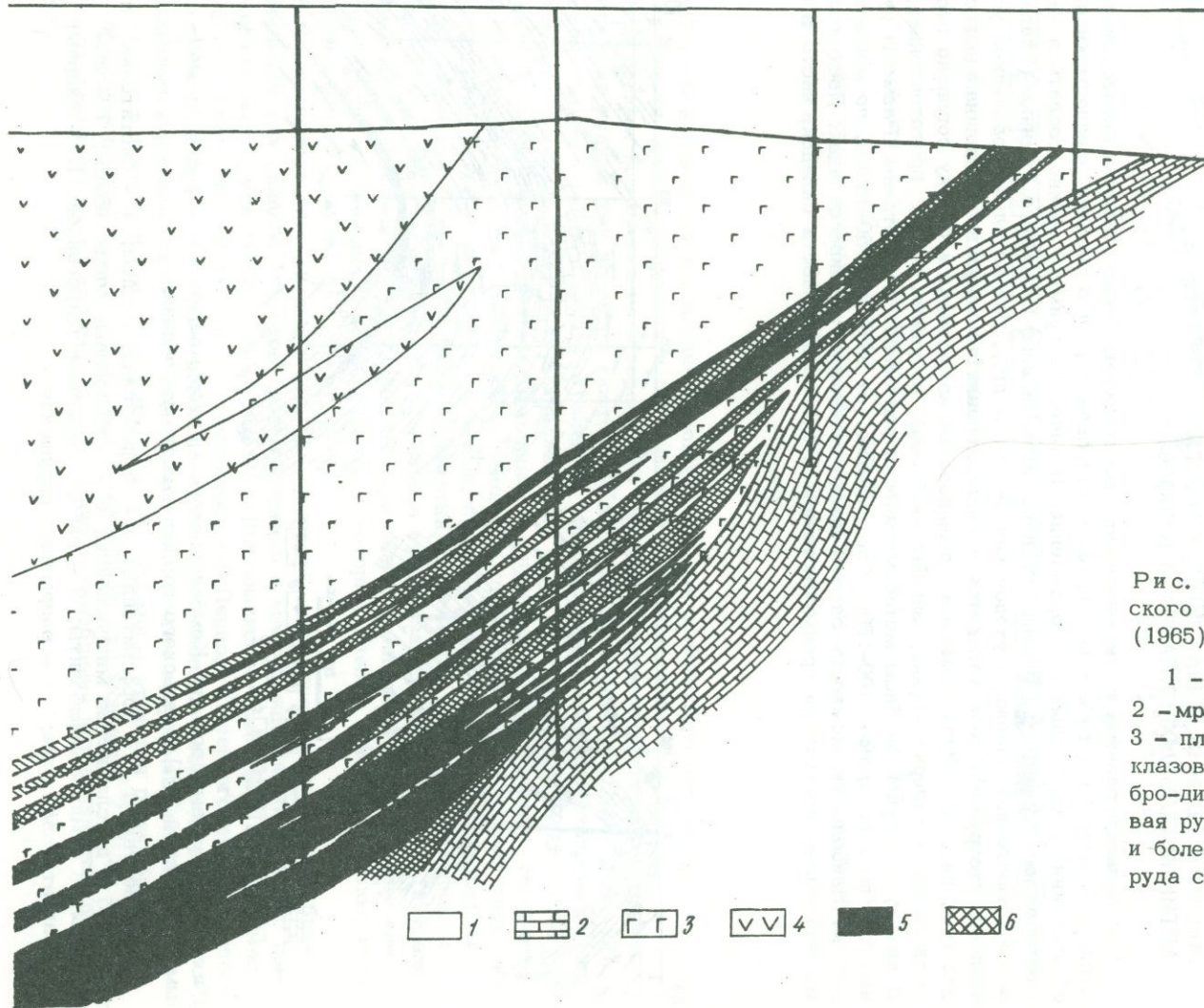


Рис. 41. Геологический разрез Алешинского месторождения. По Г.М.Тетереву (1965)

1 - отложения мезозоя и кайнозоя;
 2 - мраморизованные известняки (C_1^{V2-V3});
 3 - плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты; 4 - диориты и габбро-диориты; 5 - сплошная магнетитовая руда с содержанием железа 30-50% и более; 6 - вкрапленная магнетитовая руда с содержанием железа 20-30%

ют размерам рудных тел первого типа и даже нередко превосходят их, отличаясь, однако, довольно значительно изменчивой мощностью (от единиц до нескольких сотен метров). Нередко наблюдаются пережимы рудных залежей или резкое выклинивание, что, очевидно, обусловлено характером приоткрывания трещин в различных участках контакта.

Для рудных тел межпластовых месторождений особенно показательна полосчатая текстура руд и согласно ориентированная с рудными телами мелкая предрудная трещиноватость в боковых породах, о которой мы упоминали при описании месторождений первого типа.

За пределами Урала примерами месторождений второго типа могут являться: Сивагалинское в Якутской АССР, Шерегешевское и Шальымское в Горной Шории (Вахрушев, 1965) и ряд других.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ШАРНИРНЫХ ЧАСТЯХ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДОВ И КУПолов

При большой разнице в механических свойствах отдельных пластов интесивные отслоения имеют место и в шарнирной части складов, что создает предпосылки для образования здесь рудных месторождений. В качестве примера можно сослаться на месторождения упомянутого выше рудного поля Первого Северного Рудника (Главная залежь, Восточная залежь, Суходойская залежь и др.), где детальной разведкой установлено, что рудные тела находятся в седлах сравнительно узких антиклинальных складов (см. рис. 30). Руда замещает трещиноватые известняки и сверху согласно перекрыта силлами долеритов (интрузивных диабазов), несущими следы прототектоники. В контакте с рудой диабазы метасоматически разложены и осветлены. Размеры рудных тел по простиранию 100–150 м, по падению (от шарнира) 50–150 м, по мощности 5–80 м. Наибольшую мощность залежи имеют в области шарнира складов. Поскольку мы наблюдаем известняки преимущественно в седловидной части складов, часто в ви-

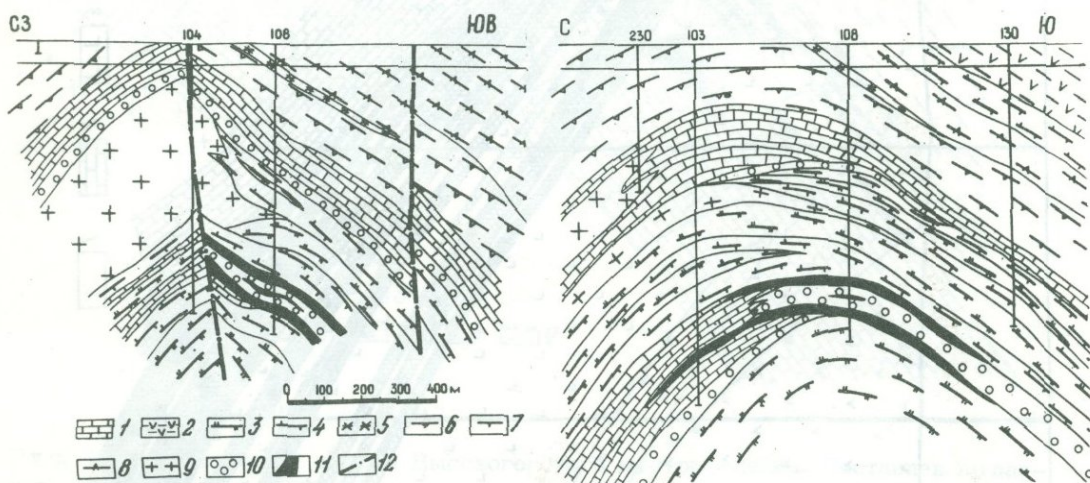


Рис. 42. Разрезы Восточно-Комбаихинского месторождения. Составлены по данным Махневской ГРП Уральского геологического управления

1 - известняки; 2 - порфиритоиды; 3 - амфиболовые гнейсы; 4 - биотитовые гнейсы; 5 - двуслюдные микрогнейсы; 6 - амфиболовые микрогнейсы; 7 - амфиболиты; 8 - микроамфиболиты; 9 - габбро амфиболитизированное; 10 - скарны; 11 - магнетитовая руда; 12 - разрывные нарушения

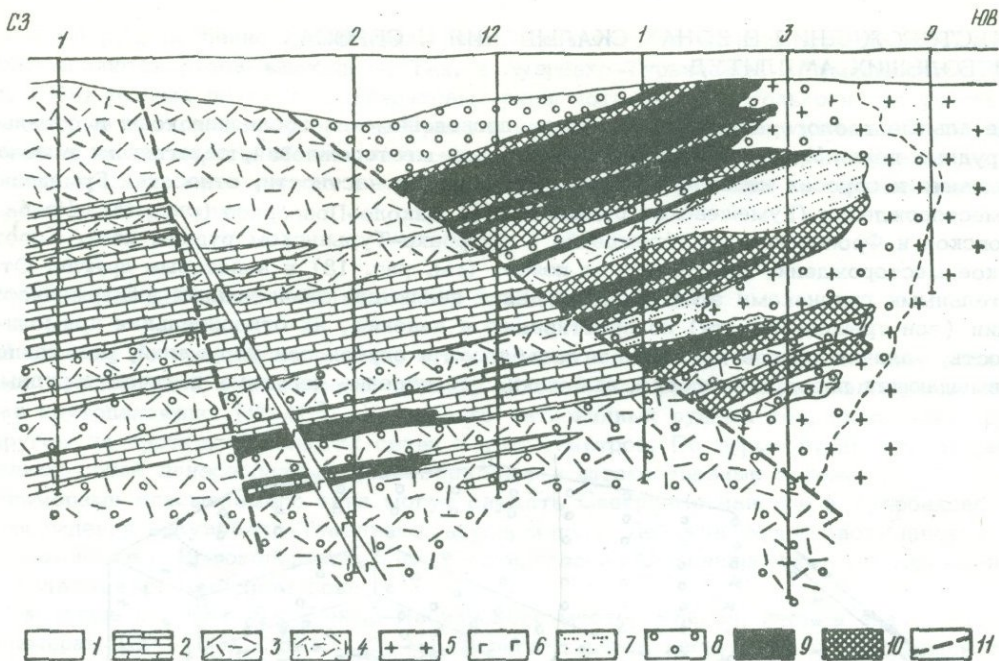


Рис. 43. Геологический разрез Шагаршинского месторождения. По А.М. Дымкину (1962)

1 - отложения мезозоя и кайнозоя; 2 - известняки C_1^{v2-v3} ; 3 - андезитовые порфириты; 4 - туфы; 5 - диориты; 6 - дайка диабазовых порфиритов; 7 - роговики; 8 - гранатовые скарны; 9 - массивная магнетитовая руда; 10 - вкрапленная магнетитовая руда; 11 - разрывные нарушения

де глыб неправильной формы, вполне вероятно, что при складкообразовании происходила их пластическая деформация и перемещение в более верхние участки.

Почти полным повторением месторождений Первого Северного рудника по условиям залегания рудных тел является Восточно-Комбаихинское месторождение (рис. 42) в Пийском рудном поле на Среднем Урале. По результатам разведочного бурения здесь прослеживается куполовидная брахантиклинальная структура размером 1200×1000 м, сложенная преимущественно биотит-амфиболовыми гнейсами и известняками. В замковой части складки на глубинах 600-950 м находятся два параллельных рудных тела размером $500-1000 \times 500-600 \times 5-30$ м, которые, сопровождаясь пироксен-гранатовыми скарнами, замешают мраморизованные известняки. Отмечается увеличение мощности рудных тел в шарнире складки и их склонение в северо-западном направлении с увеличением угла падения от 40° до $70-85^\circ$. В ядре складки вскрывается небольшое интрузивное тело габбро-диоритов, в контакте с которым гнейсы альбитизированы, гранатизированы и эпидотизированы.

Примером приуроченности рудных тел к шарнирной - сводовой части мелких брахантиклинальных складок (куполов) могут служить и месторождения упомянутого выше Бенкалинского рудного поля: Бенкалинское, Шагаршинское (рис. 43), а также месторождение Жапа-Дэур. В отличие от месторождений Первого Северного рудника, здесь наблюдается не одно, а несколько параллельных тел, связанных с образованием полос отслоения и метасоматическими процессами в контактах эффузивных порфиритов с туфосланцами и известняками (см. рис. 32 и 43). Размеры этих тел разнообразны, но не превышают 400-500 м по падению и простиранию, при мощности 2-50 м. С удалением от шарнира складок отмечается постепенное ослабление интенсивности рудотложения.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗОНАХ СКАЛЫВАНИЯ И СБРОСАХ НЕБОЛЬШИХ АМПЛИТУД

Детальные геологоразведочные работы, проведенные за последние годы в отдельных рудных полях Урала, позволили выявить ряд месторождений, залегающих в зонах скалывания и сбросах небольших амплитуд. К ним, в частности, относятся Гумешевское месторождение (Гумешевское рудное поле), Николо-Подгорное (рис. 44), Новофроловское и Фроловское месторождения в Ауэрбах-Турьинском рудном поле, Копоткинское месторождение в Тургайском поясе (см. рис. 13) и некоторые другие. Отличительными признаками этих месторождений являются: значительная выдержанность трещин (зон трещиноватости) по простиранию и падению, их относительная прямолинейность, наличие следов движения в зальбандах и внутри зон нарушений, рассланцевание вмещающих пород, штриховка, выбоинки, перетиранье нерудных и отчасти рудных

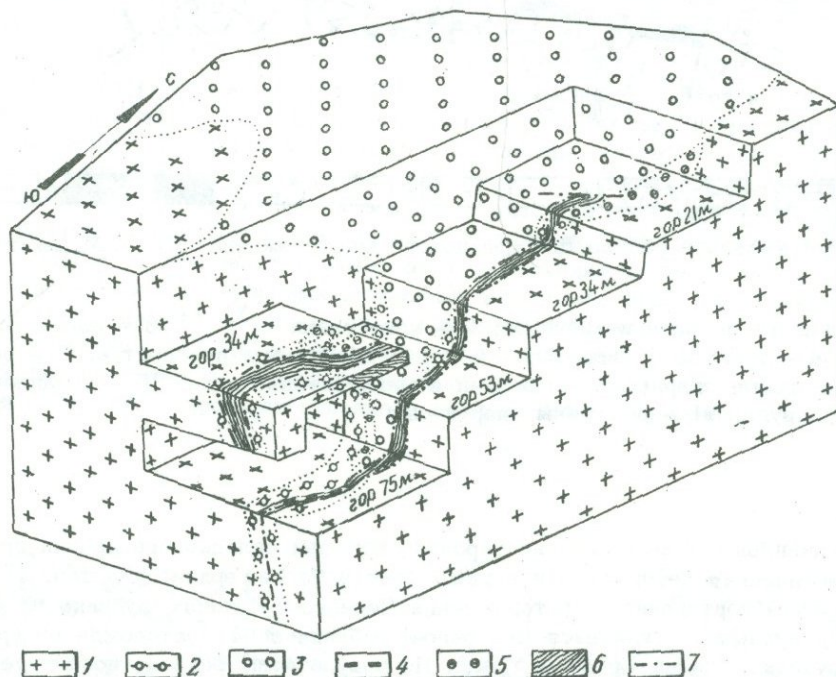


Рис. 44. Блок-диаграмма Николо-Подгорного рудника. По В.Ф.Чернышеву (1962)

1 - кварцевые диориты; 2 - диопсидизированные (осветленные) кварцевые диориты; 3 - скарны; 4 - скопления магнетита; 5 - эпидозиты; 6 - пирит-халькопиритовая руда зоны скалывания; 7 - послерудные разрывные нарушения

минералов, очень небольшие (сантиметры и единицы метров) амплитуды смещения по трещинам. Рудоносные зоны скалывания имеют обычно крутое ($60-90^\circ$) падение и отличаются значительными размерами по простиранию и падению (многие сотни метров), при мощности от десятых долей метра до 60 м.

При прямолинейности и выдержанности по простиранию и падению зоны скалывания не всегда сохраняют одно и то же направление. Например, в пределах Фроловского и Новофроловского месторождений известно несколько резких поворотов (под углами 90°) зон скалывания при обходе выступов интрузивных пород, при переходе из известняков в скарны и т.д. (Баклаев, 1959а). Характер вмещающих пород существенно влияет на образование зон скалывания. Преимущественно они развиты на контакте интрузивных пород со скарнами, однако нередко и отходят от этого контакта, следуя через наиболее ослабленные участки скарнов, гранитоидов, известняков и других пород. Замечено,

что состав руд, особенно сульфидных, резко изменяется в зависимости от того, какие породы являются рудовмещающими. Так, в Ауэрбахо-Турьинском и Гумешевском (Бугаев, 1968) рудных полях халькопиритовые руды локализируются только в тех участках зон, которые проходят по скарнам. Среди известняков, туфов, интрузивных пород и т.п. отложения халькопирита обычно ничтожны; здесь отмечается лишь интенсивная вкрапленность мелких зерен пирита и карбонатно-хлоритовые прожилки по многочисленным параллельным трещинам.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КРУПНЫХ ТРЕЩИНАХ РАЗРЫВА

В отличие от предыдущего типа, эти месторождения характеризуются отсутствием следов перемещений в зальбандах трещин, заполненных рудным материалом, и наличием также крутопадающих ($60-90^\circ$), но нередко четковидных рудных тел, следующих друг за другом на протяжении многих сотен и тысяч метров. По форме рудные тела представляют собой линзообразные, жилообразные и штокообразные залежи.

Примерами описываемого типа могут служить Северо-Песчанское и Ауэрбаховское месторождения в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле, Лебяжинское и Евстунинское месторождения в Высокогорском поле, Осокинское и Александровское месторождения в Гороблагодатском рудном поле.

Некоторые рудные тела Северо-Песчанского месторождения, весьма значительные по размерам ($500-1000 \times 600 \times 150$ м), залегают резко несогласно с вмещающей толщей эффузивно-туфогенных и осадочных пород (рис. 45). Они находятся среди гранатовых скарнов в почти отвесной ($85-90^\circ$) зоне разлома субмеридионального простирания. Помимо секущего положения к вмещающей толще, прямыми доказательствами приуроченности оруденения к тектонической зоне являются: строгая линейная вытянутость рудных тел по простиранию и падению, брекчиевидная текстура руд, а также наличие тонких оруденелых трещин разрыва во вмещающих породах, которые сопутствуют рудным телам и ориентированы в направлении простирания зоны. Последние особенно заметны в местах выклинивания руды, а также в висячем боку, где среди осветленных околоскарновых пород, параллельно рудным телам, нередко развиваются тонкие трещинки, залеченные прожилками граната, магнетита и сульфидов (рис. 46). Интересно отметить, что дайки жильных пород (диабазовых порфиритов и спессартитов), сопровождающие оруденение на Северо-Песчанском месторождении, также имеют субмеридиональное простирание ($SZ 340-360^\circ$) и крутое, почти отвесное, падение. Распределение рудных тел среди зоны - цепочечное; следуя друг за другом, они отделены безрудными или слабо оруденелыми скарновыми перемычками длиной до нескольких десятков метров, причем нередко отмечаются комбинации крутопадающих тел с пологопадающими, приуроченными к стратиграфическому контакту между эффузивно-туфогенной толщей и фроловско-васильевскими известняками (см. рис. 18).

На Ауэрбаховском месторождении (см. рис. 18) рудные тела целиком располагаются среди крутопадающей скарновой зоны, ориентированной почти параллельно Северо-Песчанской зоне (простирание $SSZ 330-340^\circ$, падение на восток $85-90^\circ$), и также занимают резко секущее положение по отношению к вмещающим породам. В виде сравнительно узкой ($50-300$ м) жилообразной залежи скарновая зона прослеживается вдоль контакта кварцевых диоритов с известняками и эффузивно-туфогенными породами, а также и среди кварцевых диоритов, на протяжении более 4 км. По форме рудные тела представляют собой плоские четковидные гнездообразные и линзообразные залежи с элементами залегания, аналогичными скарновой зоне. Для месторождения характерны прямолинейность цепочки рудных тел, нанизанных, как на вертел, и брекчиевидная текстура руд (наличие обломков граната, диоксида и других скарновых минералов среди магнетита). Внешняя граница между рудой и вмещающими скарнами обычно резкая. Безрудные промежутки составляют до 50% рудной зоны при количестве рудных тел около двух десятков (рис. 47).

При детальном картировании горных выработок Ауэрбаховского рудника нами было установлено, что между рудными телами во вмещающих породах наблюдаются, как и в Северо-Песчанском месторождении, тонкие трещинки разрыва, ориентированные согласно элементам залегания скарновой зоны и залеченные прожилками граната и магнетита (рис. 48). Все это показывает, что процессы оруденения осуществлялись вскоре после скарнообразования и шли вдоль заложенного ранее тектонического шва. Образование

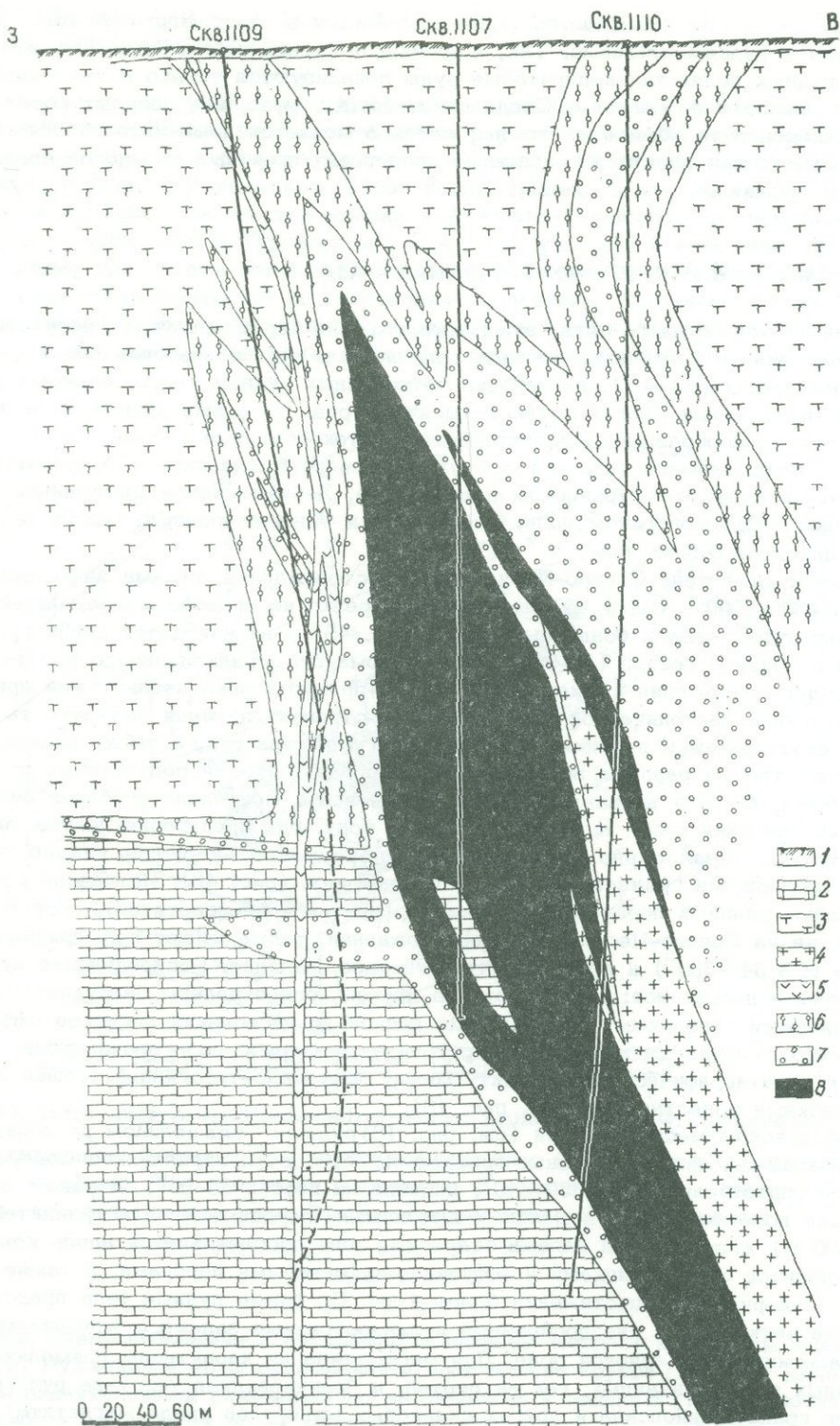


Рис. 45. Геологический разрез Северо-Песчанского месторождения

1 - аллювиально-делювиальные отложения; 2 - мраморизованные известняки D_2^1 ; 3 - пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы; 4 - диоритовые порфириды; 5 - лампрофиры; 6 - осветленные вулканогенные породы; 7 - скарны; 8 - магнетитовая руда

Рис. 46. Зарисовка северной стенки карьера (этаж 160 - 170 м) Северо-Песчанского месторождения

1 - осветленные околоскарновые породы; 2 - гранатовый скарн; 3 - магнетитовая руда; 4 - сорудная трещиноватость; 5 - трещины отдельности; 6 - прожилки кальцита; 7 - осыпь

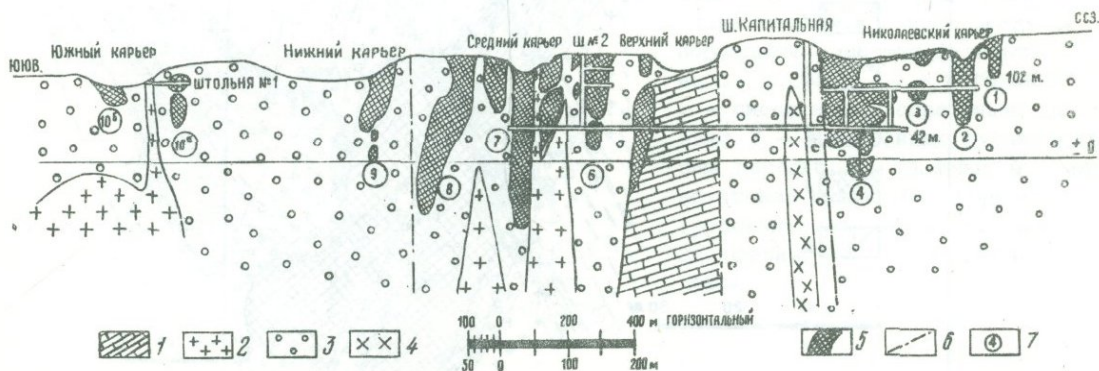
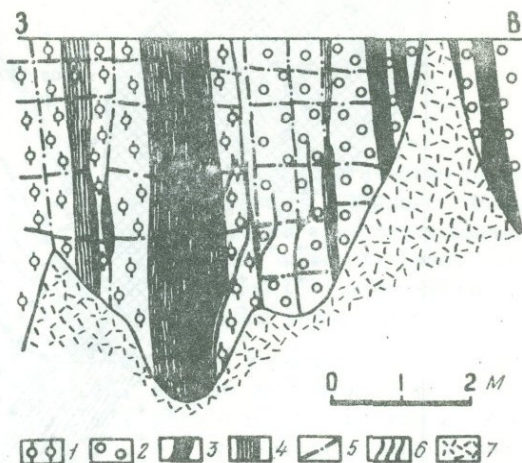


Рис. 47. Схематический продольный геологический разрез Ауэрбаховского месторождения

1 - известняки; 2 - диориты и диоритовые порфиры; 3 - скарны; 4 - жильные осветленные диоритовые порфиры; 5 - магнетитовая руда; 6 - разрывные нарушения; 7 - номера рудных тел

как Песчанской, так и Ауэрбаховской зон, несомненно, тесно связано с формированием Турьинской брахисинклинали, ибо при растягивающих усилиях в плотных породах всегда создаются условия для возникновения трещин разрыва.

Осокинско-Александровская зона, внутри которой локализуются Осокинское и Александровское месторождения (см. рис. 15), по условиям образования является почти точной копией Песчанской и Ауэрбаховской тектонических зон, но, в отличие от них, здесь нет скарнов. Ранее уже упоминалось (см. главу I), что крутопадающие (80-90°) рудные тела этих месторождений, размером 500 - 1500 × 300 - 500 × 10 - 80 м, следуя друг за другом в меридиональном направлении, группами рассекают вмещающую ортофировую толщу на протяжении нескольких километров.

Характерными особенностями Осокинского и Александровского месторождений являются: 1) значительная передробленность вмещающих пород в пределах рудной зоны и их интенсивная метасоматическая переработка с образованием ореола почти нацело альбитизированных пироксен-скаполитовых метасоматитов мощностью до 400 м; 2) брекчиевидная и прожилково-вкрапленная текстуры руд; 3) наличие линейно вытянутых вдоль рудной зоны (зоны разлома) жильных тел микросиенитов; 4) наличие тонкой полосчатости в эффузивах вблизи руды, связанной с развитием вторичных минералов - альбита, диопсида, магнетита, кальцита, эпидота - по сети тонких обильных трещин, ориентированных параллельно элементам залегания рудных тел; 5) возрастание интен-

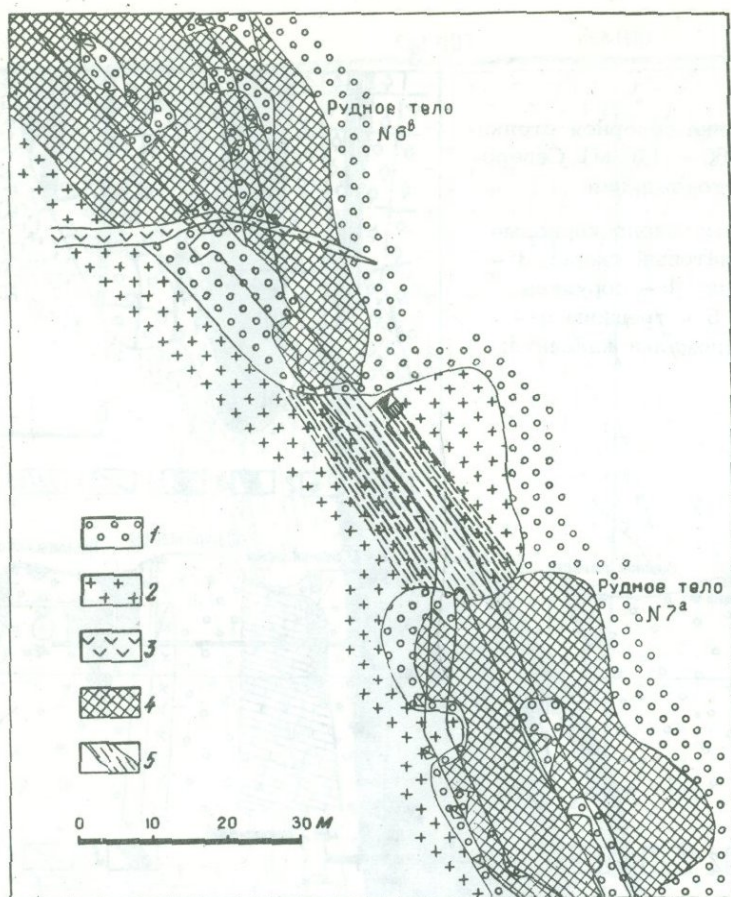


Рис. 48. План горизонта +42 м между рудными телами 6 в и 7 а Ауэрбаховского месторождения

1 - скарны; 2 - кварцевые диориты; 3 - лампрофиры; 4 - магнетитовая руда; 5 - тонкая трещиноватость в диоритах, залеченная прожилками граната и магнетита

сивности магнетитового оруденения с увеличением степени метаморфизма, при этом для руд характерно повышенное содержание фосфора и титана, что связано с дополнительным привнесом этих элементов в процессе рудообразования.

Лебяжинское месторождение (рис. 49) приурочено к трещинной зоне разрыва, образовавшейся вдоль восточного крыла горизонтальной флексуры. Крутопадающие на восток ($60-70^\circ$) рудные залежи в виде линз, пластин и уплощенных штоков, следуя друг за другом с перерывами в 50-120 м, укладываются здесь в два пояса субмеридионального простирания. Размеры рудных тел от $20 \times 50 \times 10$ м до $580 \times 650 \times 50$ м, количество их более 50. Как правило, с увеличением длины рудных тел по падению увеличивается и их мощность. Наблюдается четкое склонение рудных тел на север под углами $55-80^\circ$ на верхних горизонтах и $30-40^\circ$ на нижних. Как и для месторождений Осокино-Александровской зоны, для Лебяжинского месторождения характерно повышенное содержание в рудах фосфора (апатит иногда составляет до 50% рудной массы) и титана, наличие жил известково-щелочных сиенитов и сиенит-порфиров, тесно ассоциирующих с оруденением, и широкое развитие околорудных метасоматических изменений. На периферии рудных тел и особенно на их продолжении по простиранию и падению в породах довольно часто наблюдается тонкая полосчатость или брекчированность, связанная с образованием серий многочисленных параллельных и разветвляющихся трещин, обычно залеченных метасоматическими нерудными и рудными минералами: альбитом, гранатом, эпидотом, магнетитом и сульфидами.

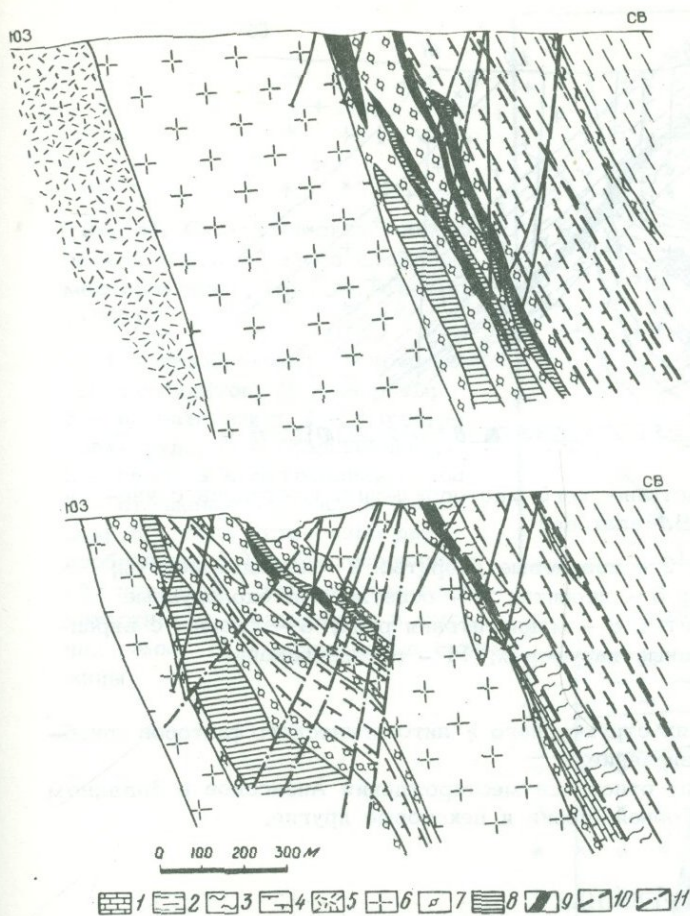


Рис. 49. Геологические разрезы центрального и южного участков Лебяжинского месторождения. Составлены с учетом данных Высокогорской ГРП Уральского геологического управления

- 1 - известняки; 2 - порфироиды по андезитовым и андезит-базальтовым порфиритам и их туфам; 3 - кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы; 4 - туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов и порфириты андезит-базальтового состава; 5 - роговики; 6 - сиениты лейкократовые, щелочные; 7 - осветленные вулканогенные породы; 8 - скарны; 9 - магнетитовая руда; 10 - дорудные (рудоконтролирующие) разрывные нарушения; 11 - послерудные разломы

Евстюнинская зона дорудных нарушений в Высокогорском рудном поле, к которой приурочено Евстюнинское месторождение (рис. 50), находится несколько в других геологических условиях. Она проходит в контакте клиновидного выступа габбро в сторону пород сиенитового комплекса в пределах Тагильского интрузивного массива. Интенсивному смятию и тонкому рассланцеванию с последующим наложением метасоматических образований подвергаются здесь на значительном протяжении (более 3 км) интрузивные породы. Детальные исследования (Кобзарь, 1960; и др.) показали, что в зоне разлома неоднократно происходили разрывы сплошности пород. Об этом свидетельствуют, в частности: 1) линейное распределение рудного материала во вмещающих существенно альбитовых и диопсид-альбитовых породах, образовавшихся за счет рассланцованных габбро и сиенитов; 2) раздробление вмещающих пород и магнетитовых руд с цементацией трещин сульфидами; 3) секущие контакты между сплошными и вкрапленными рудами; 4) расщепление жилами сиенит-диоритов, сиенит-пегматитов и сиенит-аплитов как массивных, так и вкрапленных руд.

Всего на Евстюнинском месторождении выявлено 20 рудных тел размером 80 - 1100 x 120 - 800 x 10 - 40 м. Руды характеризуются брекчиевидными и полосчатыми текстурами. Магнетит в них замещает раздробленные силикатные минералы (диопсид, альбит, отчасти гранат) и образует многочисленные прожилки по параллельным трещинкам, ассоциируя в этих случаях с апатитом и хлоритом. Сульфиды, как и скарновые минералы, отмечаются преимущественно в местах более интенсивного магнетитового оруденения - в юго-восточной части месторождения, которая наиболее сильно тектонически нарушена и значительно сильнее гидротермально переработана. Концентрация сульфидов, как и интенсивность оруденения, заметно увеличивается с глубиной.

Мы несколько более подробно остановились на характеристике месторождений в крупных трещинах разрыва, поскольку они являются, в известной мере, "новинкой" и, кро-

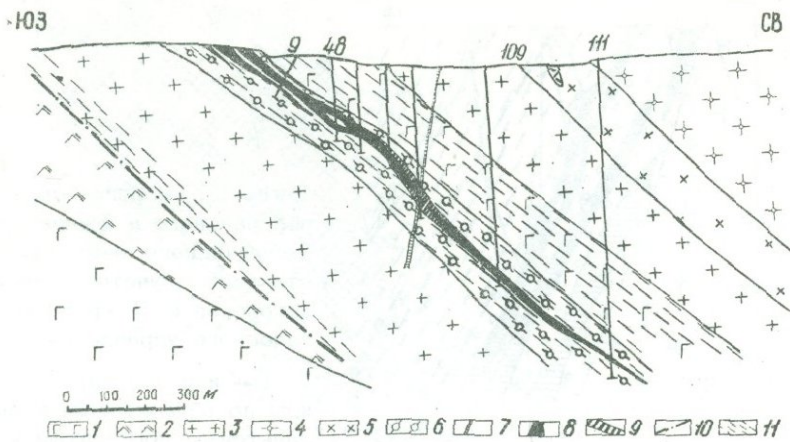


Рис. 50. Геологический разрез Евстюнинского месторождения. Составлен с учетом данных Л.Н.Овчинникова и Л.В.Малаховой

1 - габбро-биотитизированные; 2 - кварцевые диориты; 3 - сиенит-диориты; 4 - сиениты известково-щелочные; 5 - диориты; 6 - осветленные околорудные породы; 7 - жильные сиенит-диориты; 8 - магнетитовая руда; 9 - скарны с вкрапленностью магнетита; 10 - разрывные нарушения; 11 - расщепление

ме того, при благоприятных сочетаниях структурного и литологического факторов приобретают весьма важное практическое значение.

За пределами Урала к данному типу относятся месторождения Аизасское в Западном Саяне, Таятское и Гаштагольское в Горной Шории и некоторые другие.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В МЕЛКИХ ТРЕЩИНАХ РАЗРЫВА И СКАЛЫВАНИЯ

К данному типу, по-видимому, относятся мелкие медные месторождения бывшей Павдинской дачи (Симеоновское, Ключевское, Кремлевское, Мурзинское и др.). Все они залегают в одной полосе и представляют собой вкрапленное сульфидное оруденение в штокверкообразных системах кальцитовых жил в зонах брекчирования, где цементом также служит кальцит среди основных порфиритов, туфов и вулканических брекчий (Овчинников, 1960).

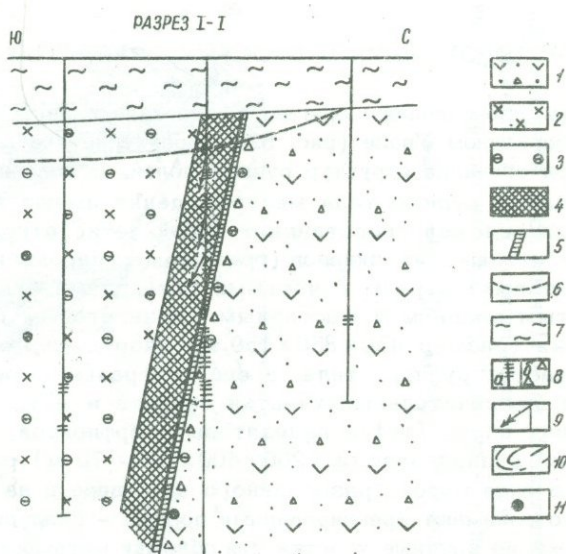
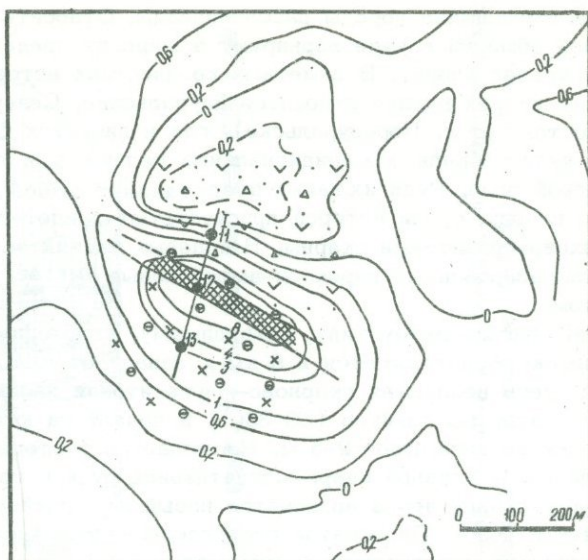
Брекчиевая рудная зона наиболее крупного Симеоновского месторождения приурочена к крутопадающему контакту интрузивных диабазовых порфиритов с мраморизованными известняками, причем порфириты сильно окварцованы и хлоритизированы. Рудная минерализация выражена вкрапленностью, реже прожилками и мелкими гнездами пирита, халькопирита, сфалерита и вторичных сульфидов.

Сходное по характеру оруденение зафиксировано также в Степном и Лисаковском месторождениях Главной рудоносной полосы Тургайского прогиба (Тетерев, 1965). В первом из них (рис. 51) крутопадающее тело магнетитовых руд выполняет зону дробления среди сильно хлоритизированных и альбитизированных плагиоклазовых андезитовых порфиритов и их туфобрекчий. Руда имеет тонкополосчатую и брекчиевидную текстуры. Полосчатость ориентирована круто ($80-85^\circ$) и согласно с элементами залегания рудного тела. Брекчиевидные руды представляют собой брекчию хлорит-карбонатной породы, сцементированной магнетитом, иногда также раздробленным.

В Лисаковском месторождении сравнительно мелкие рудные тела ($50-300 \times 100-500 \times 10-80$ м) локализируются среди трещинных зон разрыва, выполненных диоритовыми порфиритами. Магнетитовая руда, имеющая прожилковидную, брекчиевидную и довольно редко массивную текстуры, находится среди раздробленных жильных пород. Околорудные изменения, как и в Степном месторождении, представлены значительной альбитизацией и хлоритизацией. Руды отличаются повышенным содержанием апатита; специфическими минералами в них являются также хлорит, мушкетовит и эпидот.

Рис. 51. Схематическая геологическая карта и разрез Степного месторождения. По Г.М.Тетереву (1965)

1 - туфобрекчии плагиоклазовых порфиров; 2 - диориты; 3 - альбитизация; 4 - магнетитовая руда; 5 - оталькование; 6 - граница выветривания пород; 7 - отложения мезозоя и кайнозоя; 8 - зона интенсивно раздробленных (а) и брекчированных (б) пород; 9 - направление полосчатости; 10 - изодинамы в тысячах гамм; 11 - разведочные скважины



Приведенные факты показывают, что для месторождений, связанных с мелкими трещинами разрыва и скалывания, характерны небольшие по размерам, плоские, четковидные рудные тела, которые обычно довольно многочисленны и обладают в ряде случаев высоким содержанием полезных компонентов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЗОНАХ РАССЛАНЦЕВАНИЯ И КЛИВАЖА

Ввиду малых мощностей рудных тел и невысокого содержания в руде железа и меди этот тип месторождений до сих пор не привлекал большого внимания геологов и поэтому очень слабо изучен. По имеющимся данным (Овчинников, 1960), к нему в первую очередь относятся две группы мелких магнетитовых месторождений в восточной части Первоуральского района Свердловской области, находящихся в пределах Главного восточного пояса. Первая группа включает старые заброшенные рудники Тарасковский и Севанский, где горными выработками на значительном протяжении (2 км) была вскрыта узкая (2-3 м) крутопадающая на запад (85-90°) зона тонкополосчатых магнетит-роговообманковых сланцев, проходящая среди порфировидных диоритов, амфиболизированных пироксеновых порфиров и роговиков. В боковых частях рудной

зоны вмещающие породы рассланцованы. Относительные количества магнетита и роговой обманки в руде варьируют в широких пределах. Кроме этого, значительно распространены хлорит. В заметных количествах встречаются также гранат и эпидот.

Ко второй группе относятся Зауральские, Северские и Шулинские рудники (12 км к востоку от г. Первоуральска), где в диоритах близ контакта с известняками вскрыт ряд кулисообразных меридиональных рудных зон, во многом подобных Тарасковско-Севанской зоне. Руда их также представляет собой рассланцованную магнетит-амфиболовую породу, среди которой присутствуют эпидот-гранатовые, гранатовые и роговообманково-гранатовые скарны. В краевых частях зон диориты местами превращены в катаклазированные пироксен-амфиболовые метасоматиты со сфеном, альбитом и эпидотом.

К описываемому типу, по-видимому, необходимо отнести также месторождение оз. Уфимского, находящееся в 6 км к западу от г. Карабаша (Овчинников, 1960). Вскрытая здесь небольшая скарново-магнетитовая залежь имеет простирание, согласное с полосчатостью гнейсов ($S3\ 330^{\circ}$) и падает на юго-запад под углом 60° . Мощность залежи не превышает 2-5 м. Наблюдается постепенный переход от нормального гранито-гнейса к массивной кварц-магнетитовой руде с гранатом и к роговообманково-гранатовому скарну через полосчатое насыщение гнейса магнетитом и кварцем в виде просечек и полос. Полосчатое распределение минералов, согласное со сланцеватостью, характерно и для самой рудной залежи.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПРОСТЫХ ТРУБЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

Примером данного оригинального типа является Теченское железорудное месторождение на Южном Урале (рис. 52), характеристика которого уже частично была дана выше при описании структур рудных полей. В дополнение к сказанному отметим, что трубчатые рудные тела месторождения имеют в плане округлые очертания и каждая из залежей представляет собой четко отграниченное от вмещающих пород тело, состоящее из скарнов (Гранатовых, пироксен-гранатовых, пироксен-эпидот-гранатовых) и руды с частыми переходами от совершенно безрудных скарнов к богатым скарнам и массивным магнетитовым рудам. В наиболее крупной Третьей залежи (размер $450 \times 850 \times 150$ м) неоруденелые скарны находятся в периферических частях рудного тела, а его центральная часть занята рудами, содержащими очень незначительные участки скарнов и метаморфизованных брекчированных вмещающих пород (туфов андезитовых порфиритов, лавобрекчий, известняков). Во Второй рудной залежи ($200 \times 400 \times 20 - 70$ м) руда располагается по периферии тела в виде широко разорванного на севере и на юге кольца, центральную часть которого занимают брекчированные породы - безрудные или слабо оруденелые скарны, содержащие крупные участки или обломки метаморфизованных вулканогенных пород. Четвертая залежь, находящаяся в 130 м к западу от Третьей, почти аналогична ей по внутреннему строению, но отличается меньшими размерами ($350 \times 400 \times 40$ м) и значительно меньшей интенсивностью оруденения: руда здесь преимущественно вкрапленная с прожилково-вкрапленной и брекчиевидной текстурами. Самая маленькая по величине ($200 \times 160 \times 20$ м) - Первая скарново-рудная залежь представляет собой обособленное тело с широтным (в отличие от меридионального других залежей) простиранием, связанное с отложением руды в боковой полости отслоения или трещинной зоне оперения - ответвлении от главной рудоконтролирующей структуры. Руда здесь только вкрапленная.

Нетрудно заметить, что с уменьшением величины залежи уменьшается и степень насыщения пород магнетитом. Обращают на себя внимание также крутое ($70-80^{\circ}$) падение главных рудных тел, широкое развитие разнообразных обломочных вулканогенных пород только непосредственно в районе залежей, выдержанное по падению залегание и значительная протяженность рудных тел на глубину. Все это, несомненно, указывает на своеобразный тип оруденения и позволяет сравнить его с известными железорудными месторождениями Ангаро-Илимского района.

ТЕЧЕНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
 БЛОК-ДИАГРАММА РУДНОГО ПОЛЯ, ВКЛЮЧАЮЩАЯ 1,2,3,4 ЗАЛЕЖИ

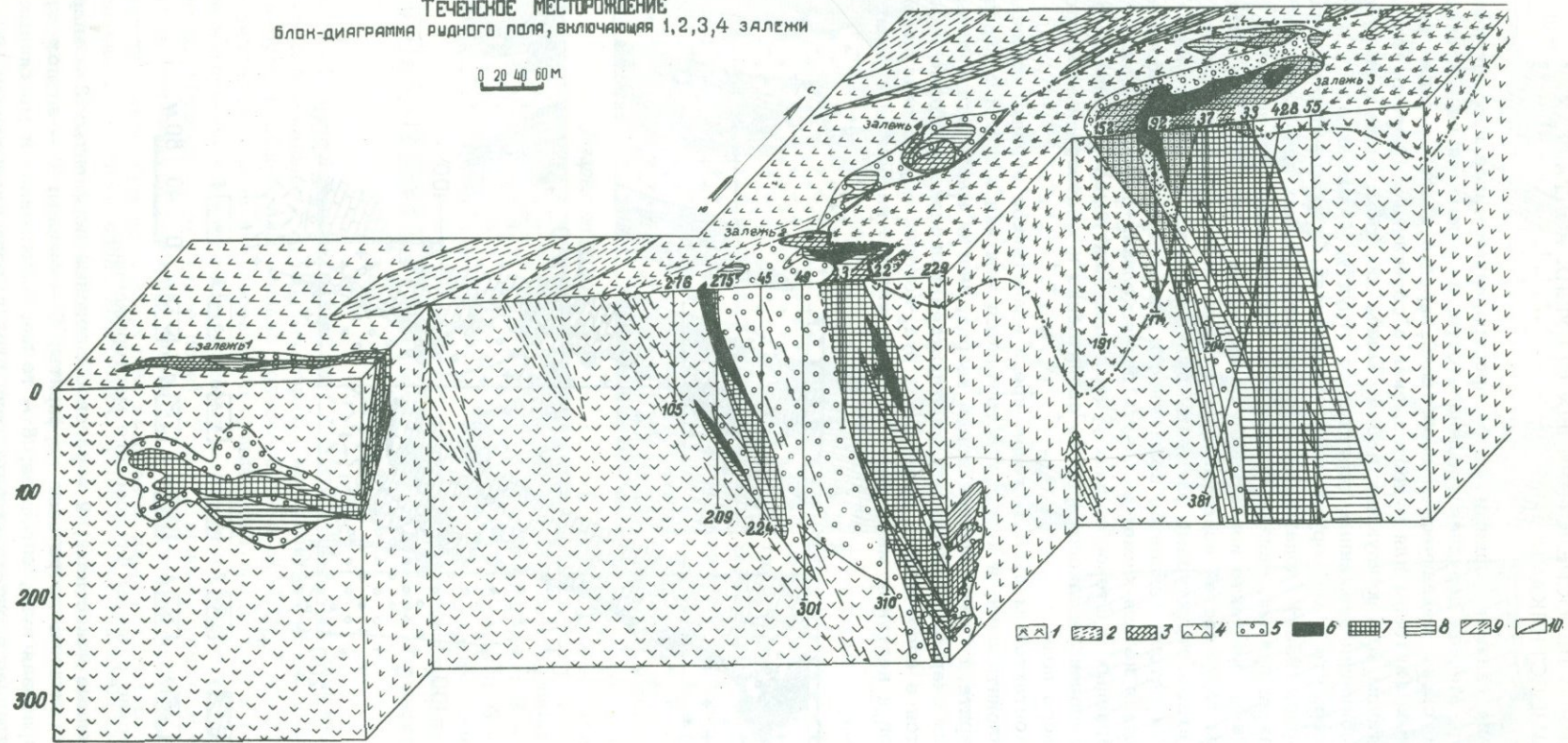


Рис. 52. Блок-диаграмма Теченского месторождения. По В.А.Дунаеву (1959)

1 - рыхлые (выветрелые) породы палеозоя; 2 - сланцы; 3 - известняки; 4 - вулканогенные породы; 5 - скарны; 6 - сплошная магнетитовая руда с содержанием железа свыше 50%; 7 - вкрапленная магнетитовая руда с содержанием железа 30-50%; 8 - то же, с содержанием железа 20-30%; 9 - зоны рассланцевания; 10 - граница зоны выветривания

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НЕПОСРЕДСТВЕННЫХ СЕКУЩИХ КОНТАКТАХ ИНТРУЗИВА С ИЗВЕСТНЯКАМИ

Эти месторождения являются одними из распространенных типов простых комбинированных структур. Мелкая дорудная трещиноватость, возникающая на контактах пород, различных по своим механическим свойствам, нередко является также благоприятным структурным фактором для рудоотложения в сочетании с благоприятным литологическим составом контактирующих пород. Таким образом, возникает рудоуправляющая комбинация трещинных структур со структурой контакта.

Известно, например, что в меднорудных месторождениях Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (Баклаев, 1959а) подавляющее большинство рудных тел, сложенных сплошными сульфидными рудами, связано с наиболее тектонически нарушенными (трещиноватыми) участками контакта известняков со скарнами (рис. 53). Эти участки приурочены к местам выпуклостей известняков в сторону интрузивных массивов. Указанные благоприятные структурные элементы выдерживаются на значительном протяжении по падению и потому создается возможность для образования столбообразных рудоносных зон. Каждая из зон может включать до нескольких десятков плоских гнездообразных, линзообразных и штокообразных рудных тел. Как показали наши последующие исследования, выявленная закономерность свойственна и железорудным месторождениям данного рудного поля.

Параллельно приконтактовым рудным телам среди известняков нередко отмечаются тончайшие зонки милонитизации, в которых встречаются чешуйки хлорита с вкрапленностью мелких зерен пирита, а также мелкие зерна кварца, иногда магнетита и халькопирита. В пироксеновых скарнах меднорудных месторождений околоконтактовые деформации отчетливо проявляются в полосчатости сульфидных руд, которая обусловлена перемежаемостью сульфидов и нерудных минералов — талька, кварца, карбоната и реликтов

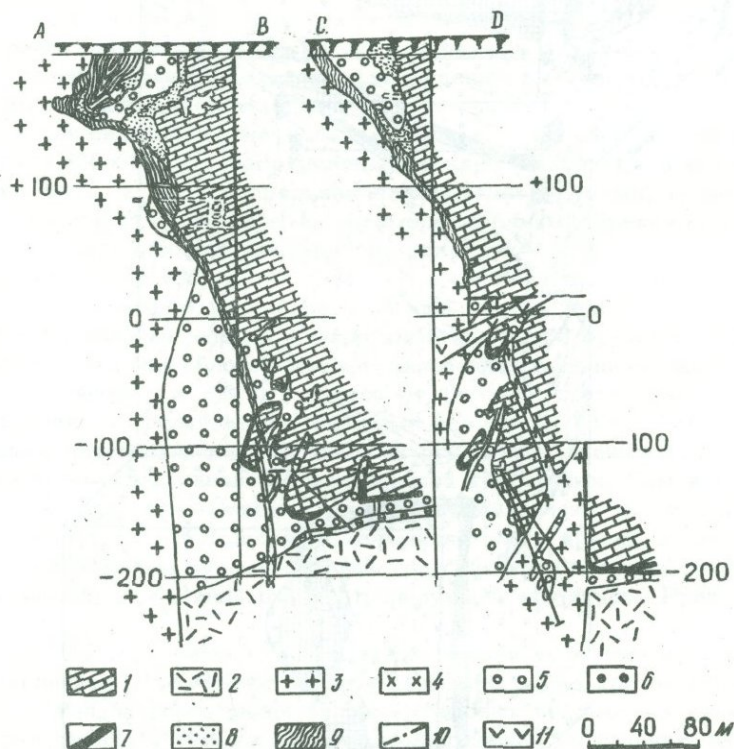


Рис. 53. Геологические разрезы Фроловского месторождения

1 — мраморизованные известняки; 2 — роговообманковые порфириты; 3 — кварцевые диориты; 4 — жильные диоритовые порфириты; 5 — скарны; 6 — эпидозиты; 7 — пирит-халькопиритовая руда, сплошная; 8 — то же, вкрапленная в массивных скарнах; 9 — вкрапленная пирит-халькопиритовая руда в зоне скалывания; 10 — послерудные сбросы; 11 — лампрофилы



Рис. 54

пироксена. В гранатowych скарнах они наблюдаются в виде редких, обычно тонких жилок кварца и кальцита с зернами пирита, халькопирита и чешуйками гематита. Полосчатость руды в общем параллельна полосчатости в скарнах и известняках.

Значительное развитие первичного сульфидного оруденения в непосредственном контакте интрузивных пород с известняками имеет место также на Гумешевском месторождении (Гумешевское рудное поле). Узкие скарново-рудные зоны (мощностью до 20 м) протягиваются здесь по западному и, частично восточному контактам линейно вытянутого жилообразного интрузива кварцевых диоритов, который прорывает нижнедевонские известняки вдоль восточного крыла брахиантиклинальной складки (рис. 54). Известняки вместе с локализующимися около них скарноворудными залежами известны и внутри интрузивного массива. Установлено, что приконтактные рудные тела, также как на меднорудных месторождениях Ауэрбахо-Турьянского поля, локализуются преимущественно на выпуклостях контакта в сторону интрузива, а также в участках, где известняки в виде клинообразных останцев - глыб оказываются зажатыми среди

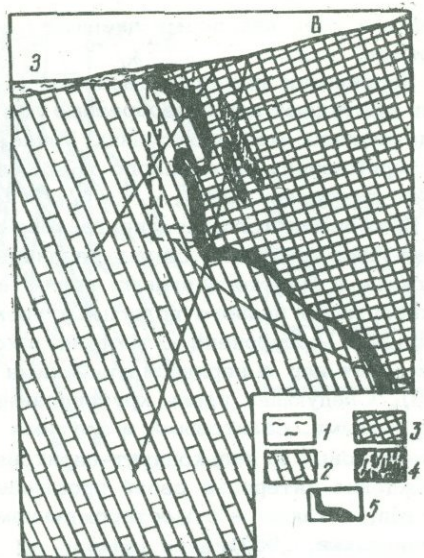


Рис. 55

Рис. 54. Геологическая карта и разрез Гумешевского рудного поля. По В.Ф.Красовскому (Овчинников, 1960)

1 - кварцевые диориты; 2 - диоритовые порфириты; 3 - хлоритовые, кварц-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы по диоритам; 4 - известняки; 5 - кварц-карбонатные породы с сульфидами; 6 - скарны; 7 - сплошная сульфидная руда

Рис. 55. Геологический разрез Сугурского месторождения. По Д.К.Суслову (Овчинников, 1960)

1 - элювиально-делювиальные отложения; 2 - мраморизованные известняки; 3 - серпентиниты; 4 - кварц-хлорит-эпидотовые сланцы; 5 - скарновая зона с магнетитом и сульфидами

апофиз и даек кварцевых диоритов, а также их жильных дериватов – диоритовых порфиритов.

Неровности непосредственного контакта между интрузивными породами и известняками выступают как своеобразные ловушки для рудных тел не только в контактово-метасоматических месторождениях Урала. Они довольно широко известны в аналогичных месторождениях Гиссарского хребта (Баратов, 1966) и Алтае-Саянской области (Пан, 1959; Вахрушев, 1965).

Примерами того, что контактово-метасоматические месторождения могут возникать в секущих контактах самых различных интрузивных пород, служат месторождения Масловского и Пийского рудных полей, а также Ново-Лебяжинское месторождение Высокогорского рудного поля и Сугурское месторождение на Южном Урале. Последнее (рис. 55) приурочено к тектоническому контакту апопироксенитовых серпентинитов Сугурских гор с верхнесилурийскими известняками зеленокаменной толщи (Овчинников, 1960). Следующая вдоль крутопадающего контакта (60–70°) скарновая зона, сложенная гранатовыми, салитовыми и другими скарнами, содержит гнезда и полосчатые участки магнетитовых и халькопирит-пиритовых руд, а также сфалеритовые скопления. Месторождение интересно своей пространственной связью с типичными колчеданными залежами, а также – с месторождением медистого золота, приуроченным к той же зоне (Овчинников, 1960).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СВЯЗИ С КСЕНОЛИТАМИ И ОСТАНЦАМИ ИЗВЕСТНЯКОВ ИЛИ ДРУГИХ ПОРОД КРОВЛИ В ИНТРУЗИВЕ

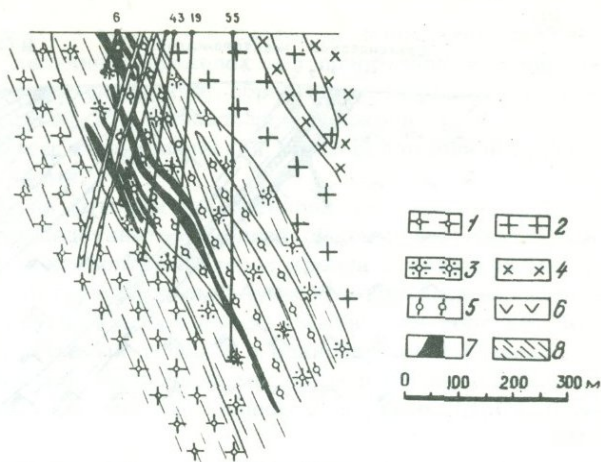
Простые комбинированные структуры этого типа распространены не менее значительно, чем структуры непосредственных секущих контактов, но к ним приурочены обычно небольшие по размерам месторождения и залежи. Строение месторождений этого типа и морфология рудных залежей часто определяются приуроченностью ксенолитов и останцев к определенным структурным направлениям с соответствующей их ориентировкой и конфигурацией поверхности. В качестве примера таких структур можно привести описание некоторых месторождений Высокогорского рудного поля, находящихся среди Тагильского сиенитового массива.

Выйское месторождение, после Евстунинского, является наиболее крупным из месторождений внутри этого сиенитового массива (рис. 56). Оно представлено несколькими десятками плоских штокообразных и линзообразных тел магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд размером от 30 x 50 x 5 м до 200 x 380 x 15–70 м, располагающихся кулисообразно среди зоны интенсивной трещиноватости. Рудные тела разобцены осветленными, брекчированными гибридными сиенитами, метасоматически разложенными и брекчированными туфами плагиоклазовых порфиритов, пироксен-гранатовыми, гранатовыми, пироксеновыми скарнами и иногда известняками. Наиболее значительное развитие скарнов и оруденения наблюдается в восточной части месторождения, к которой склоняются и рудные тела. Среди руды выделяются сплошные и вкрапленные разновидности с полосчатой, брекчиевидной, массивной и пятнисто-вкрапленной текстурами, обычно перемежающиеся между собой. В магнетитовых рудах и окружающих их скарновых образованиях нередко отмечаются вкрапленность и прожилки пирита, халькопирита, сфалерита, борнита, а также реликты граната, диопсида, новообразования эпидота, кальцита и хлорита. Скопления сульфидов, особенно в юго-восточной части месторождения, подчас бывают довольно значительными. Здесь оконтуриваются сульфидно-магнетитовые залежи и залежи вкрапленных сульфидных руд (в пироксеновых и гранатовых скарнах) с промышленным содержанием меди. Мощность зоны метаморфических пород, к которой приурочены рудные тела Выйского месторождения, достигает 400 м, длина ее по простиранию более километра, а по падению – несколько сот метров.

Андреевское месторождение находится на юго-восточном продолжении Выйского и является как бы его второй частью за 50-метровым безрудным "перешейком". Оба месторождения генетически связаны с одним и тем же останцом эффузивно-туфогенных пород, уцелевшем среди сиенитового массива и подвергшемся интенсивному расщеплению и дроблению, а затем и контактово-метасоматическим преобразованиям. Магнетитовое оруденение связано с зоной развития гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, которые сопровождаются осветленными околоскарновыми туфогенными породами, обладающими роговиковой структурой. Процессы скарно- и рудообразования здесь развиты

Рис. 56. Геологический разрез Выйского месторождения. С учетом данных Высокогорской ГРП Уральского геологического управления и Л.В.Махлаховой (1966)

1 - известково-щелочные сиениты;
2 - щелочные сиениты; 3 - метасоматиты по сиенитам; 4 - жильные диориты;
5 - осветленные породы; 6 - жильные сиенит-диориты; 7 - магнетитовая руда; 8 - рассланцевание



значительно слабее, чем на Выйском месторождении. По данным детальной разведки, всего на месторождении выявлено восемь рудных тел линзовидной формы, размерами $30 \times 70 \times 12-50 \times 1-8$ м. Руды преимущественно магнетитовые, вкрапленные. Медных руд здесь не обнаружено. Длина рудной зоны по простиранию и падению 600-700 м, а ее мощность достигает 200 м.

Елизаровское, Зотовское и Черемшанское месторождения являются по геологической характеристике сходными между собой и с Андреевским месторождением, хотя они находятся в разных зонах. Рудные тела, довольно малочисленные (три-четыре), локализованы здесь также среди гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, окруженных ореолом диопсид-альбитовых метасоматитов, имеющих полосчатую текстуру, роговиковую структуру и реликты рассланцованных туфов пироксен-плаггиоклазовых порфиритов. Размеры вскрытых тел колеблются от $30-150 \times 25-70 \times 6-11$ м до $40-200 \times 80-100 \times 5-10$ м. Количество сульфидов в руде первых двух месторождений незначительное (содержание серы до 0,12%), однако в Черемшанском месторождении их уже больше (среднее содержание серы 1,10%).

Специфической особенностью Гореловского, Баумановского и Второго Каменского месторождений является наличие среди зоны трещиноватости останцов известняков, которые в виде крупных (длина до 1 км) и более мелких ($200-500 \times 100-500 \times 100-200$ м) линзовидных тел вытянуты вдоль простирания зоны (рис. 57). В известняках отмечается грубая рассланцовка (полосчатость), ориентированная в соответствии с элементами залегания рудных тел (простирание $3СЗ 270-300^\circ$, падение на северо-северо-восток под углами $30-50^\circ$). Вблизи рудных тел и часто на контактах с сиенитами известняки замещаются гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, а также нередко и магнетитом. Скарнами и рудой замещаются также встречающиеся среди зоны реликты диопсидизированных и альбитизированных туфов пироксен-плаггиоклазовых порфиритов. В отличие от месторождений северной зоны (Выйское, Елизаровское и др.), значительное распространение здесь имеют сплошные магнетитовые руды (до 80% всех запасов) с массивной и полосчатой текстурами. Количество сульфидов ограничено (серы в среднем не больше 0,40%). Размеры рудных тел по простиранию - 20-120 м, по падению - 20-70 м, по мощности - 2-35 м. Намечается склонение рудных тел в северо-восточном направлении и в том же направлении усиливается обогащение руды железом, серой и медью.

Первое Каменское месторождение является наиболее крупным промышленным объектом в южной трещинной зоне. Оно расположено недалеко от Высокогорского, вблизи юго-восточного окончания смыкающего крыла флексуры. Рудные тела здесь залегают среди рассланцованных аплитовидных околоскарновых альбитовых и диопсид-альбитовых метасоматитов и частично - среди пироксено-гранатовых и гранатовых скарнов, образовавшихся за счет туфогенных пород основного состава и известняков. Сиениты вблизи скарново-рудных зон - крупно- или мелкозернистые, пегматоидные, в отличие от обычных - среднезернистых. Текстура их здесь полосчато-гнейсовидная, вызванная параллельным расположением темноцветных минералов, совпадающим с направлением контактов. Кон-

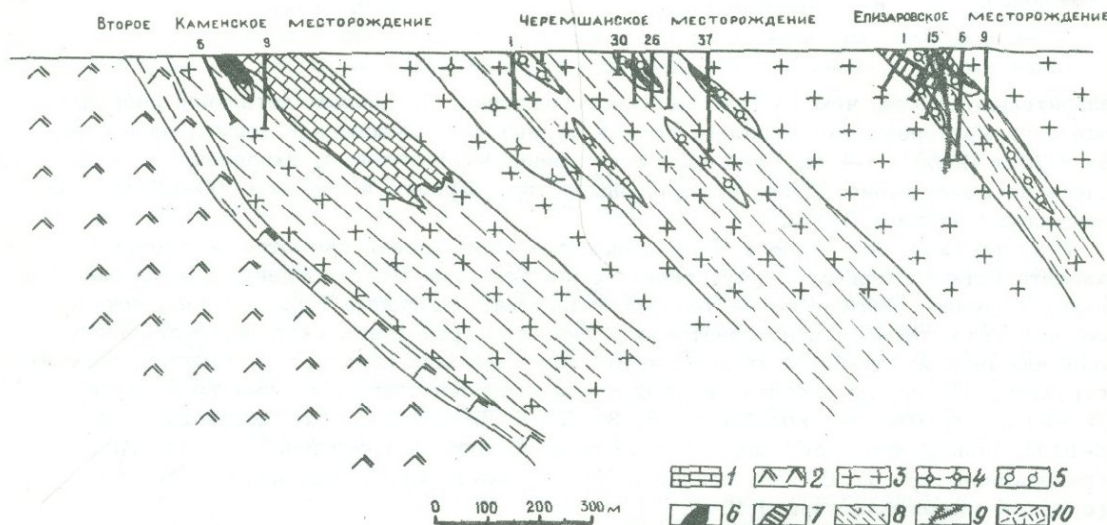
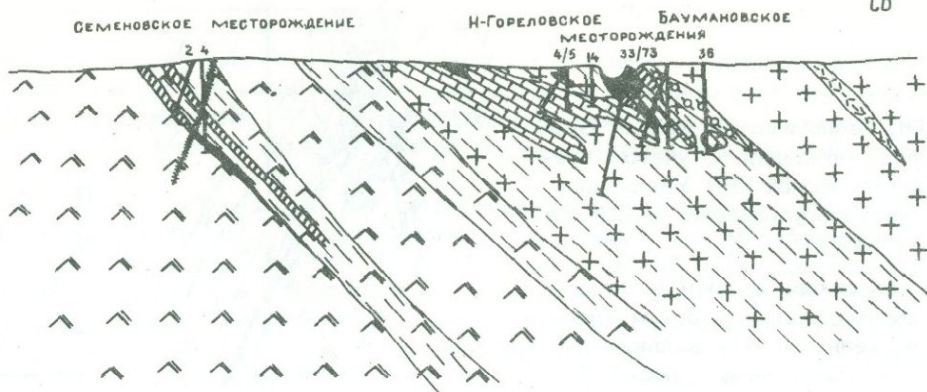


Рис. 57. Разрезы Семеновского, Нижнегореловского, Баумановского, Второго Каменского, Черемшанского и Елизаровского месторождений. Составлены по данным Высокогорской ГРП и УФ АН СССР

1 - известняки; 2 - кварцевые диориты; 3 - щелочные сиениты; 4 - известково-щелочные сиениты; 5 - осветленные породы; 6 - магнетитовая руда; 7 - скарны; 8 - рассланцевание; 9 - жильные сиенит-диориты и другие породы; 10 - эруптивные брекчи

такты рудных тел с вмещающими породами обычно резкие. Сложены тела преимущественно сплошными магнетитовыми рудами, в которых среди магнетита отмечаются реликты пироксена, граната, скопления амфибола, хлорита и сульфидов (халькопирита, пиррита, пирротина). Сульфиды распределяются в магнетите в виде вкрапленников и прожилков по трещинкам дробления, совпадающим в общем плане с направлением домагнетитовой трещиноватости. Часть сульфидов проникает во вмещающие породы, где образует мелкие тела (20 × 70 × 3-20 м) вкрапленных халькопирит-пиритовых руд, чаще всего приуроченные к висячему боку магнетитовых залежей. Размеры магнетитовых залежей составляют 170-230 × 40-130 × 13-30 м.

Как видно из приведенного фактического материала, месторождения внутри Тагильского сиенитового массива являются весьма сходными по условиям залегания и размерам обычно многочисленных рудных тел, по околорудным изменениям вмещающих пород, по текстурам и структурам руд, а также и по текстурам вмещающих пород в зонах контакта. Различие их заключается только в изменениях вещественного состава руд в некоторых участках структурно-тектонических зон. Это связано с различной интенсивностью

контактового метасоматоза в этих участках, а также — с составом ксенолитов, захватываемых метасоматозом. В частности, наличие в пределах зон прерудной трещиноватости останцов известняков в известной мере определяет образование сплошных магнетитовых руд. Повышенная концентрация сульфидов наблюдалась только в пределах Выйского месторождения, которое находится в тектонической зоне, осложненной крупными пресульфидными разрывными нарушениями.

Помимо Высокогорского рудного поля, на котором мы остановились более подробно с целью показать особенности отдельных представителей одной общей группы месторождений, мелкие месторождения, связанные с ксенолитами пород кровли в интрузивных массивах, известны в Гороблагодатском, Магнитогорском, Ауэрбахо-Турьинском, Третьем Северном, Куржункульском и некоторых других рудных полях. Обычно они сопровождают более крупные месторождения других структурных типов и в одиночку среди рудных полей встречаются редко. В качестве примеров одиночных месторождений можно лишь указать на Сласское, Березовское и Шиловское месторождения, описанные Л.Н.Овчинниковым (1960).

Необходимо отметить, что весьма многочисленные месторождения рассматриваемого типа известны в Кузнецком Алатау и Горной Шории. По работам С.С.Лапина и И.И.Никонова (1959), В.А.Вахрушева (1965) и других исследователей, к этой группе, в частности, относятся месторождения Темиртау, Амфитеатр, Бегунец, Базасское, Таштагол и др.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЛОЖНЫХ КОМБИНИРОВАННЫХ СТРУКТУРАХ

Мы уже отмечали, что во многих рудных полях контактово-метасоматического типа часто сочетаются различные структуры месторождений. В особенности это характерно для рудных полей, приуроченных к брахисинклинальным складкам, где оруденение широко использует мобильную зону между интрузивными породами и известняками, благоприятные горизонты осадочных пород в крыльях складки, межпластовые трещины отслоения, различные иные трещины (особенно в контактах разнородных пород) и иногда структуры перемещения (сбросы, сдвиги, надвиги). Типичным примером этого являются месторождения Ауэрбахо-Турьинского рудного поля — Фроловское, Ново-Фроловское, Васильевское, Северо-Песчанское, Воронцовское, Вадимо-Александровское и др. В пределах Фроловского месторождения сочетаются межпластовые рудные залежи с залежами, приуроченными к крупным зонам скалывания и мелким трещинам разрыва и скалывания в контакте мраморизованных известняков со скарнами (см. рис. 53). В Васильевском и Воронцовском месторождениях наблюдается то же сочетание, но при отсутствии зон скалывания, которые, возможно, будут вскрыты в ходе дальнейших геологоразведочных работ.

Наличие рудных тел, приуроченных к крупным трещинам разрыва в Северо-Песчанском и Вадимо-Александровском месторождениях, не исключает, а предполагает наличие структур иного типа. Это подтверждается открытием в последнее время крупных межпластовых рудных залежей на Северо-Песчанском и на соседнем с ним Ново-Песчанском месторождениях, а также новых крупных рудных тел в скарновой зоне Вадимо-Александровского месторождения, связанных с мелкими трещинами разрыва и скалывания в контактах мраморизованных известняков со скарнами.

В месторождениях Васильевском, Богословском, Башмаковском (Ауэрбахо-Турьинское рудное поле), Высокогорском и Ново-Лебяжинском (Высокогорское рудное поле), Алешинском (Алешинско-Введенское рудное поле), Качарском, Ломоносовском и некоторых других наблюдается сочетание рудных залежей, связанных с замещением благоприятных горизонтов в крыльях складок (внутрипластовые залежи) с межпластовыми залежами, связанными с трещинами отслоения на границах пород резко различных по механическим свойствам. В месторождениях Давыдовского рудного поля (Давыдовское, Куттукское) внутрипластовые залежи сочетаются с рудными телами, приуроченными к крупным трещинам разрыва. Не увеличивая больше примеров различного сочетания структурных элементов, определяющих локализацию рудных тел, отметим, что их роль более рельефно выявляется лишь при рассмотрении структур рудных полей в целом. Поэтому изучение структур отдельных месторождений предполагает, с одной стороны, детальный анализ

их геологического строения, а с другой — выяснение общих структурно-генетических закономерностей локализации рудных тел в соответствии с типом структур рудных полей. В рудных полях, естественно, может быть несколько структурных типов месторождений и их различные комбинации.

ВЫВОДЫ

1. При всем значительном многообразии контактово-метасоматических месторождений на Урале (да и не только на Урале) выявляется сравнительно небольшое количество их морфологических и структурных типов. По условиям залегания это — пологопадающие пластовые залежи в слоистой осадочно-вулканогенной толще, связанные с замещением рудой благоприятных горизонтов и трещин отслоения в деформированных участках крыльев и шарнирных частях складок, а также крутопадающие залежи в тектонических трещинных зонах вблизи рудоносных интрузивных массивов, иногда в непосредственных секущих контактах интрузивных массивов с мощными горизонтами известняков. Крутопадающими (почти отвесными) рудными залежами отличаются также месторождения в простых трубчатых структурах, сходные по условиям образования с известными месторождениями Ангаро-Илимского района Восточной Сибири.

2. Во многих рудных полях контактово-метасоматического типа сочетаются различные по структурным особенностям месторождения, однако месторождения в трещинных зонах, как правило, формируются только в брахисинклинальных структурах или флексурных зонах, в соответствии с закономерно развивающимися здесь крутопадающими разрывными нарушениями. Для этих структур рудных полей, в большей степени, чем для других, характерны и комбинированные структуры месторождений.

3. Промышленные месторождения скаполитового подтипа (Осокино-Александровское, Качарское, Давыдовское), отличающиеся мощным развитием процессов хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза и концентрацией оруденения, образуются только в зонах интенсивного развития дорудных разрывных нарушений. Пространственно они нередко располагаются значительно дальше от центров формирования рудоносных интрузий, чем типично скарновые месторождения.

4. Для скарных меднорудных месторождений, в отличие от железорудных, наиболее характерными типами структур являются трещинные, межпластовые складчатые и комбинированные, что связано с возрастанием роли дизъюнктивной тектоники при их образовании.

5. Количество рудных тел в любом из месторождений контактово-метасоматического типа может быть различным, однако обращает на себя внимание обилие тел в месторождениях комбинированных структур (что вполне естественно) и в месторождениях, связанных с мелкими трещинами разрыва и скалывания в крыльях брахисинклинальных складок. Для любого структурного типа характерным является прерывистое распределение оруденения, что всегда следует учитывать при проведении поисковоразведочных работ.

6. Скарно-магнетитовые месторождения обычно располагаются в участках несогласного (секущего) контакта интрузивного массива с вмещающей осадочно-вулканогенной толщей. При этом, естественно, наиболее благоприятным для рудоотложения будет такое положение, когда горизонты пород, наиболее "любящих" к метасоматическим изменениям, ориентированы по падению к местам зарождения или интенсивной циркуляции гидротермальных растворов. Определить такие места с известной долей вероятности можно на основе изучения температурной минералогической зональности метасоматитов и по стереогенезу известных рудных тел.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ

Наличие во многих рудных полях дизъюнктивных нарушений, по которым циркулировали гидротермальные растворы и которые по отношению к оруденению могли быть контролируемыми, заставило нас обратить серьезное внимание на некоторые разломы IV и V порядков и изучить их более обстоятельно. Сделано это было на основе детального картирования рудных полей и последующего затем минералого-геохимического анализа горных пород, затронутых нарушениями.

МАГНИТОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

В процессе детального геологического картирования этого рудного поля (А.Д.Штейнберг и Г.Б.Ферштатер, 1961 г.) было зафиксировано несколько крупных дизъюнктивных нарушений (см. рис. 26), которые, следуя вдоль простирания брахиантиклинали, рассекают Магнитогорский интрузивный массив и в его контактовой зоне входят в пределы месторождений. Наши исследования показали, что в зонах некоторых из этих дизъюнктивов (Главный, Центральный и Восточный разломы) наблюдаются интенсивные метасоматические изменения, имеющие узколокальное распространение по мощности (1-50 м), но прослеживающиеся на всем протяжении зон разрывов, независимо от состава вмещающих пород. Изменения вмещающих пород заключаются в их средне- и низкотемпературной пропилитизации, соответствующей составу околоскарновых метасоматических образований с развитием вторичных минералов - альбита, серицита, кварца, кальцита, хлорита, эпидота и лейкоксена. Иногда среди зон пропилитизации, по трещинкам дробления и расщепления, отмечаются прожилки и прожилковидные остатки диопсида, граната, магнетита и гематита. Нередко встречается также вкрапленность мелких зерен пирита. Все эти признаки позволили отнести упомянутые нарушения к дорудным разломам (Баклаев, 1966, 1969).

Альбит в зонах изменений, связанных с дорудными разломами, развивается обычно довольно интенсивно, замещая калиевый шпат и более основные плагиоклазы. Количество его не бывает ниже 20% и нередко составляет 60-80%. Замещение полевых шпатов вторичным альбитом, как правило, начинается с периферии зерен и захватывает сравнительно часто все участки породы. По замерам на Федоровском столике константы альбита оказались следующими:

$$-2V = -70^{\circ}$$

$$\left. \begin{array}{l} Ng - 15^{\circ} \\ Nm - 85^{\circ} \\ Np - 83^{\circ} \end{array} \right\} (010) = 6 \quad \left. \begin{array}{l} Ng - 75^{\circ} \\ Nm - 17^{\circ} \\ Np - 84^{\circ} \end{array} \right\} [001] = 4$$

Закон двойникования - карлсбадский.

Серицит интенсивно замещает зерна плагиоклаза, образуя в них тонкую сыпь мелких различно ориентированных зерен. Вблизи скарных зон, содержащих рудные тела, количество серицита в породах не превышает 6-10%, но в более удаленных участках количество его иногда достигает 30-40%. Довольно часто наблюдаются парагенетические ассоциации серицита с кварцем и пиритом. Под микроскопом серицит - криптотечущатый, с голубым или чуть зеленоватым оттенком, с высоким двупреломлением: $n_{Ng} = 1,580$; $n_{Nm} = 1,571$; $n_{Np} = 1,554$; $2V_{Np} = 40-45^{\circ}$.

Кальцит развивается по плагиоклазу и темноцветным минералам в виде отдельных мелких включений, которые довольно часто переходят в агрегатные скопления, замещающие основную массу породы на 10–30%. Агрегаты зерен кальцита часто несут следы динамической нагрузки, выражающиеся в дроблении крупных зерен и образовании двойников скольжения, что свидетельствует о постоянстве напряжений в областях тектонических нарушений. Кальцит образует также прожилки в участках повторных деформаций, ассоциируя иногда в этих случаях с кварцем и хлоритом.

Хлорит в основной массе развивается за счет темноцветных минералов и граната. Часто ассоциирует с пиритом и магнетитом, особенно, когда последние отлагаются по трещинкам, а также с пренитом. Количество хлорита в зонах разлома подвержено значительным колебаниям (от 0 до 25%), и в участках, удаленных от скарных зон, он обычно встречается в меньших количествах. Под микроскопом он мелкочешуйчатый, светло-зеленый, иногда с темно-синевато-серыми цветами интерференции, изотропный, оптически отрицательный. $2V_{Np} = 2-5^\circ$; $n_{Ng} = 1,573$; $n_{Np} = 1,570$; $n_{Nm} = 1,572$; $Ng-Np = 0,003$. По свойствам должен быть отнесен к пеннину.

Кварц встречается как в виде включений, так и прожилков по трещинкам. Обладает явным ксеноморфизмом по отношению к эпидоту и диопсиду, иногда отлагается в тенях давления кристаллов пирита. В отличие от хлорита, количество кварца резко повышается по мере удаления от скарных зон и составляет 10–15%, против обычных 2–5% вблизи скарнов.

Диопсид (0–60%) является типичным минералом для дорудных тектонических нарушений, если таковые находятся сравнительно недалеко (первые десятки метров) от скарных зон. Развивается он за счет первичных темноцветных минералов (роговой обманки, авгита) и частично – плагиоклаза. Мелкие пойкилобластические зерна диопсида при этом нередко сегрегируются в цепочки, образуя прожилковидные и петельчатые текстуры. В этих прожилковидных агрегатах довольно часто отмечаются вкрапленники мелких зерен пирита и иногда магнетита, переходящего в лейкоксен. Прожилки ориентированы преимущественно вдоль трещин расщепления и катаклаза. В условиях, характерных для диопсида, накладываясь на него и альбит, в зонах дорудных нарушений отмечается и гранат, который значительно в большей степени, чем диопсид, локализуется в трещинках дробления, образуя тонкие прожилки. Количество граната сравнительно невелико (1–6%).

Естественно, те вторичные изменения, которые происходили в зонах дорудных тектонических нарушений, наложили свой отпечаток на цвет, структуру пород и их химический состав. Окраска пород резко изменяется в сторону осветления, они становятся серовато-белыми или беловато-серыми. Структура становится микрогранобластовой и иногда роговиковой. В участках, примыкающих или находящихся среди скарных зон, химические анализы пород показывают привнос щелочей, марганца и вынос кальция, магния, иногда железа, т. е. здесь наряду с пропилитизацией наблюдаются и более ранние явления типичного околоскарнового метасоматоза (Баклаев, 1963).

Принимая во внимание благоприятные условия для миграции некоторых химических элементов в зонах разлома, в спектральной лаборатории Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР Н. А. Ярош было выполнено более трехсот полуквантитативных анализов пород Магнитогорского рудного поля, затронутых тектоническими нарушениями. Выяснилось, что внутри зон разлома дорудного возраста в 10–100 раз повышается содержание таких элементов-примесей, как медь, кобальт, свинец и молибден (рис. 58). Появляются обычно не обнаруживаемые за пределами дорудных нарушений мышьяк и серебро. Отобранные и проанализированные там же мономинеральные пробы пирита показали, что в нем содержится: меди – 0,03–0,6%, цинка – 0,03–0,6%, мышьяка – 0,03–0,6%, свинца – 0,03–0,6% и кобальта – 0,03–0,3%. Выделенные из той же фракции гематиты показали содержание мышьяка – 0,03–0,6%, меди – 0,03–0,06%, цинка – 0,03–0,06%. Кроме того, в пиритах и гематитах были зафиксированы примеси германия, серебра (средние линии), олова (0,0003–0,006%), никеля (0,06–0,3%) и кадмия (0,005%). Наиболее высокие содержания элементов-примесей отмечались в центральных частях тектонических зон, где степень дробления и метасоматического изменения пород была наибольшая. С удалением от этих участков содержание элементов-примесей в пиритах и гематитах падает.

Учитывая благоприятные условия для миграции рудного вещества в пределах дизъюнктивов, мы пришли к мысли о проверке их также в отношении концентрации радиоак-

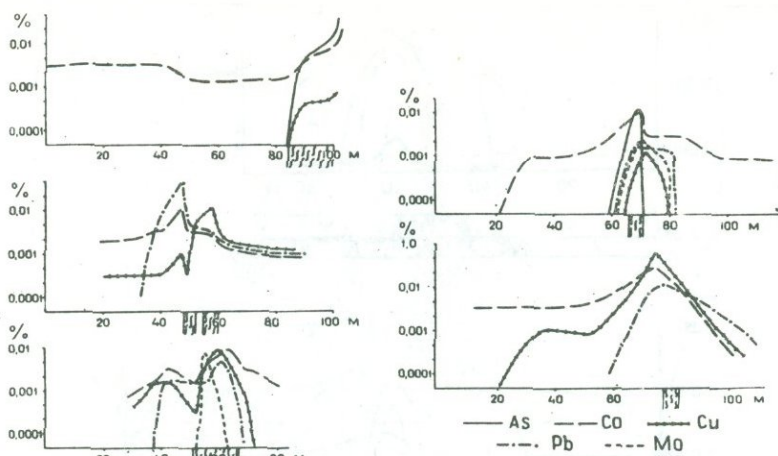


Рис. 58. Графики содержания некоторых элементов-примесей в горных породах, находящихся около и внутри зон дорудных разрывных нарушений (штриховка) в Магнитогорском рудном поле. Породы в разрезах (начиная с верхнего) соответственно представлены пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами, атачитами, скарнами, осветленными эффузивами и гранитоидами

Таблица 2

Изменение α -активности пород в зонах дорудных разломов в Магнитогорском рудном поле

Нарушение	Участок и объект исследований	Количество проб	Величина α -активности (импульсов в минуту)		Примечание
			в боковых породах	в зоне разлома	
Центральный разлом	Участок "МОС" в северной части рудного поля, керн скв. 887 в интервале 50-175 м	30	до 0,7	0,7-1,8	
Центральный, Восточный и Главный разломы	Разведочные канавы на горе Малый Куйбас, керн скв. 729 и 855, обнажения и шурфы съемки ИМГРЭ среди Магнитогорского интрузивного массива	180	1-2	2-5	α активность не зависит от состава боковых пород
Восточный разлом	Восточный карьер Магнитогорского рудника, опробование северного борта в этаже 450-490 м	35	0,3-1,0	1,5-2,5	То же

тивных элементов. Некоторым отправным моментом здесь явились исследования У.Х. Гросса (1954), который на примере девяти интрузивных массивов США показал, что штоки и батолиты изверженных пород вблизи рудных тектонических структур содержат зоны повышенной радиоактивности. Всего в пределах Магнитогорского рудного поля было проанализировано на α -активность 245 проб по шести профилям, пересекающим зоны разрывных нарушений в самых различных участках по отношению к известному оруденению и в самых разных вмещающих породах. Определения производи-

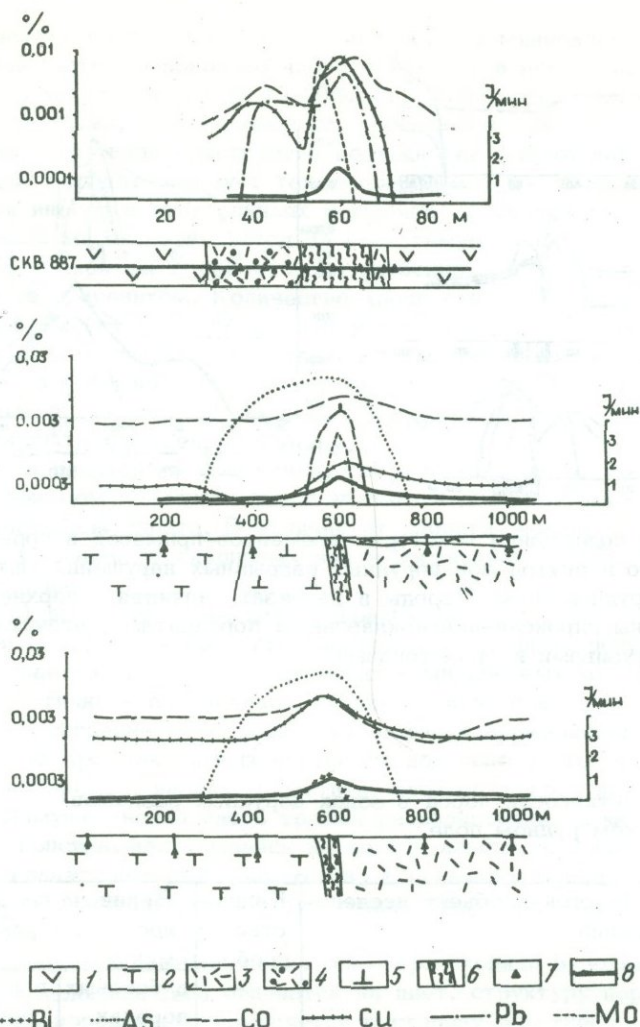


Рис. 59. Графики содержания некоторых элементов-примесей и распределения α -активности в зонах дорудных разломов. Верхний график - в зоне Центрального разлома на участке МОС (Магнитогорское рудное поле), два нижних графика - в зоне Центрального разлома на Кондуровском участке

1 - покровные диабазы; 2 - пироксен-плаггиоклазовые порфириды и туфы верхнего девона; 3 - пироксен-плаггиоклазовые порфириды среднего девона; 4 - кварцевые альбитофиры и их туфы; 5 - габбро; 6 - зоны разрывных «нарушений»; 7 - места взятия проб; 8 - кривая α -активности

лись на установке Б-2 с приставкой ПЗ49-2 в лорошковых пробах с точностью $\pm 10\%$ ¹. Поскольку при проведенных несколько раньше геохимических исследованиях зоны Центрального, Главного и Восточного разломов показали повышенное содержание ряда элементов-примесей в своих центральных частях, основной упор при изучении α -активности был сделан на измерения в этих участках. Полученные результаты свелись к следующему (табл. 2, рис. 59).

Изучение шлифов, аншлифов и рудных фракций, выделенных из пород, затронутых дорудными разрывными нарушениями, показало, что повышение содержания в них некоторых элементов-примесей связано с появлением пирита, иногда халькопирита, сфа-

¹Методика определения α -активности предложена Ю.А.Полтавцем.

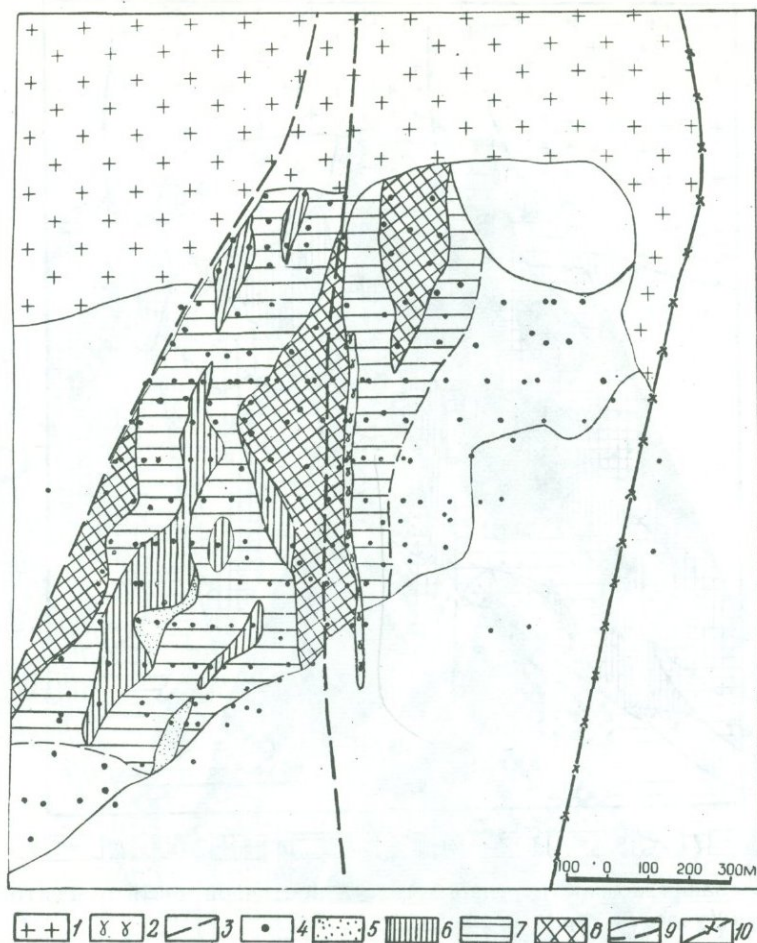


Рис.60. Распределение содержания железа в восточной части Магнитогорского месторождения (участок горы Дальней). По результатам опробования керн буровых скважин Магнитогорской ГРП Уральского геологического управления

1 - гранитоиды; 2 - жила гранит-порфира; 3 - рудоконтролирующие разломы; 4 - скважины; 5-8 - среднее содержание железа в руде (%); 5 - 30-40, 6 - 40-50, 7 - 50-55, 8 - > 55; 9 - часть рудного тела, по которой у автора нет данных о содержании железа; 10 - доинтрузивный разлом глубокого заложения

лерита, блеклых руд и молибденита, а также изоморфных примесей в некоторых других минералах. Поскольку указанные сульфиды тесно ассоциируют с магнетитом, альбитом, актинолитом и некоторыми другими метасоматическими минералами, нет сомнения в их тесной связи с рудным процессом на различных его стадиях. Наличие высокой проницаемости в зонах разрывных нарушений способствует образованию здесь различных по температурным условиям минеральных ассоциаций. Судя по текстурам и структурам руд, сульфиды довольно часто следуют теми же путями, что и магнетит. Кроме того, пирит может образовываться до магнетита и одновременно с ним. Замечено, что с увеличением содержания в рудах магнетита обычно повышается и содержание сульфидов.

Причины повышения α -активности в зонах разрывных нарушений пока неясны. Спектральные анализы пород, затронутых дизъюнктивами, показывают, что увеличение α -активности иногда сопровождается увеличением содержания фосфора и редких земель. Не исключается появление в зонах разлома радиоактивных элементов (U) и в других ассоциациях, в связи с процессами пропитализации и окварцевания.

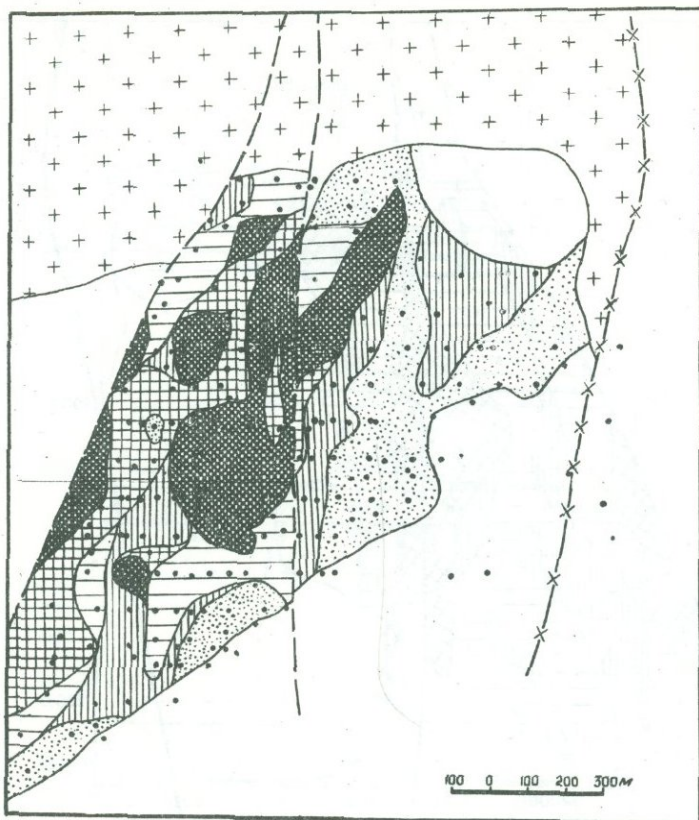


Рис. 61. Колебания мощности рудного тела в восточной части Магнитогорского месторождения (участок горы Дальней)

1-3 - см. рис. 60; 4 - 8 - мощность руды (м): 4 - 5-10, 5 - 10-20, 6 - 20-30, 7 - 30-40; 8 - > 40; 9 - доинтрузивный разлом глубокого заложения. Белое поле за контуром рудного тела - рудовмещающие вулканогенные и осадочные породы (см. рис. 26)

В пределах месторождений Магнитогорского рудного поля была выявлена еще одна интересная особенность дорудных нарушений. Оказалось, что в рудных телах вблизи этих нарушений часто наблюдаются наиболее высокие содержания железа, серы и более значительные мощности руды. В отдельных случаях, при благоприятных структурных условиях, рудные тела непосредственно локализируются в зонах разломов, что дает основание рассматривать последние как рудоконтролирующие. Указанная закономерность в распределении железа, серы и мощностей руды в Восточном и Западном карьерах Магнитогорского месторождения проявляется очень отчетливо (рис. 60-63). Оруденение в разломе наблюдалось у железнодорожной станции Карьерная на восточном фланге Магнитогорского месторождения.

В зонах крупных разрывных нарушений, связанных с формированием складчатой структуры, нередко размещаются живообразные интрузивные тела и дорудные дайки различного состава. Последние представлены габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфирами, гранит-порфирами, микро-гранитами и кварцевыми порфирами. В зальбандах дорудных даек в миниатюре наблюдаются те же изменения пород, что и около крупных разломов дорудного возраста: наличие узких зон средне- и низкотемпературной пропилитизации с вкрапленностью пирита и иногда прожилков граната, магнетита и гематита в гидротермально измененных породах. Около дорудных даек отмечается нередко увеличение мощностей руды и содержаний железа и серы (см. рис. 60-63).



⊕ 1 × 2 ∇ 3 ○ 4 ▬ 5 ↗ 6 ○ 7 ⊠ 8 ▨ 9 ▩ 10 ⊞ 11 ⊞ 12 ⊞ 13

Рис. 62. Колебания мощности рудного тела на участке Западного карьера Магнитогорского месторождения

1 - граниты; 2 - гранит-порфиры; 3 - диабазы и диабазовые порфириты; 4 - скарны; 5 - известняки; 6 - контур рудного тела; 7 - скважины; 8-13 - мощность руды (м): 8 - 5-10, 9 - 10-20, 10 - 20-30, 11 - 30-40, 12 - 40-50, 13 - >50. Белое поле за контуром рудного тела (здесь и на рис. 63) - осветленные вулканогенные породы

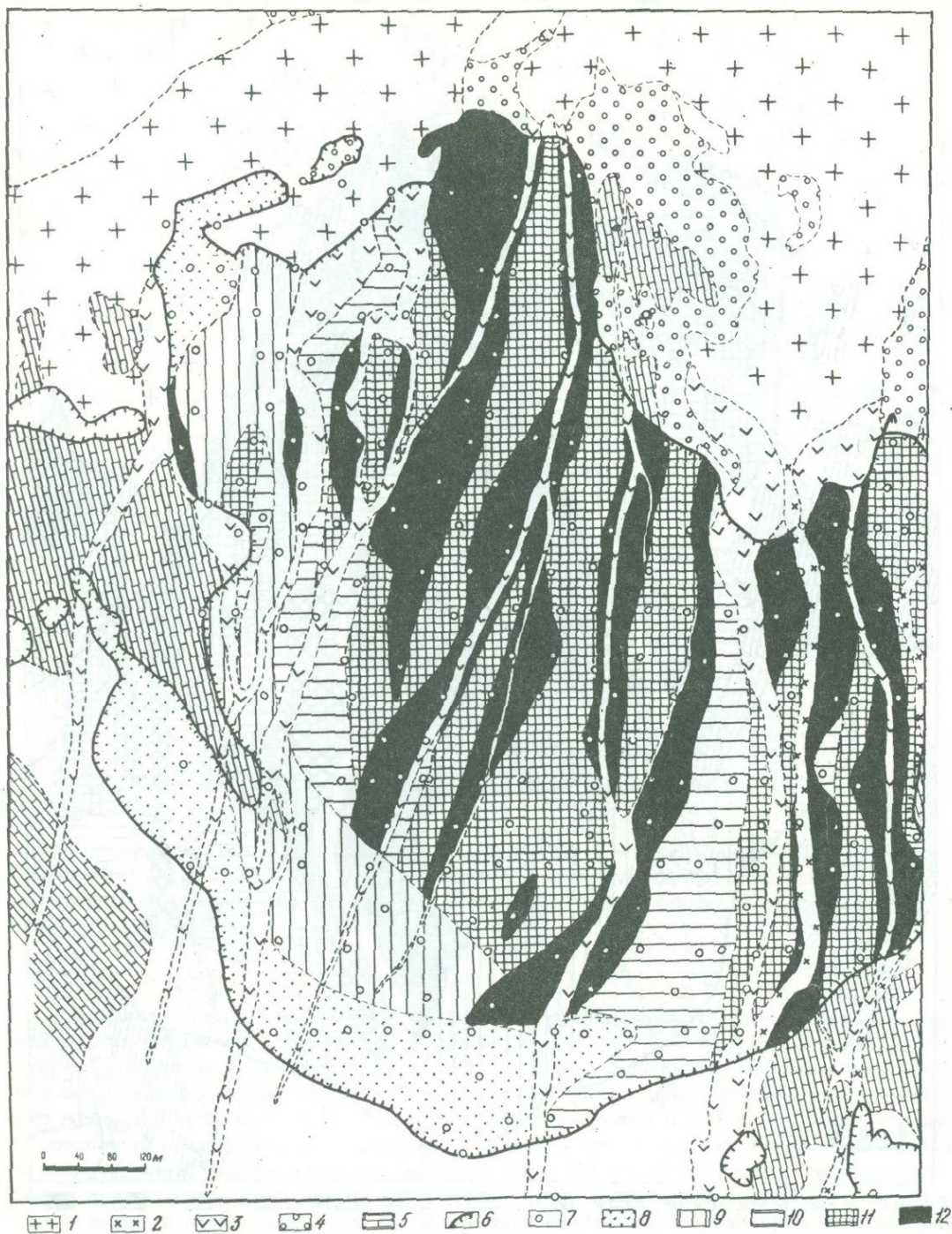


Рис. 63. Распределение содержания серы в западной части Магнитогорского месторождения. По результатам опробования керна скважин

1-7 - см. рис. 62; 8-12 - среднее содержание серы (%): 8 - $< 0,1$; 9 - 0,1-1, 10 - 1-2, 11 - 2-3, 12 - > 3

Изучению дизъюнктивной тектоники Ауэрбахо-Турьинского рудного поля посвящен ряд работ В.Ф.Чернышева (1960, 1962), Г.С.Норштейна (1962, 1967) и Я.П.Баклаева (1958, 1959, 1966). Наличие большого количества подземных горных выработок и буровых скважин позволило довольно четко разграничить и установить здесь доинтрузивные, послейнтрузивные – доскарновые, послескарновые – дорудные и послерудные разрывные нарушения. Поскольку ранее нами (Баклаев, 1959) были достаточно подробно охарактеризованы разрывные тектонические нарушения северной половины рудного поля, мы остановимся только на характеристике нарушений в его южной части, тем более, что в последние годы в генетической связи с ними здесь были открыты новые крупные железорудные месторождения.

В настоящее время в южной части рудного поля (см. рис. 18) насчитывается пять крупных разломов (Западный меридиональный, Центральный, Западно-Песчанский и Ауэрбаховский), которые являются по возрасту доинтрузивными. Наблюдения показывают, что по крайней мере четыре последние, если не все пять, могут быть отнесены к разряду рудоконтролирующих.

Западный меридиональный разлом (падение на запад под углом $70-80^\circ$) находится в западном крыле Турьинской брахисинклинали и проходит между вулканогенными толщами среднего девона и верхнего силура. Доинтрузивный возраст разлома определяется на том основании, что восточнее зоны дробления на поверхность выходит параллельная ей жилообразная залежь интрузивных альбитофиоров мощностью до 2 км. Далее к востоку за интрузивной залежью следует Центральный разлом и вновь в эрозионном срезе появляются породы среднего и нижнего девона. По отсутствию многих свит нижнего и среднего девона между двумя указанными тектоническими нарушениями амплитуда поднятия ограниченного ими блока достигает 1200–1400 м. В связи с наличием альбитофиоров и вулканогенных толщ верхнего силура, в значительной степени альбитизированных и серицитизированных, область Западного меридионального разлома давно привлекает внимание исследователей, как участок перспективный для поисков медноколчеданного оруденения, но, к сожалению, поисковые работы с применением комплекса геофизических методов и глубокого структурного бурения здесь пока не были поставлены.

Центральный (Краснотурьинский) разлом проходит в меридиональном направлении несколько западнее осевой плоскости Турьинской брахисинклинали. Он имеет восточное падение ($85-90^\circ$) и на значительном протяжении контролируется жилообразными телами габбро и габбро-диоритов. Как в габброидах (скв. 828), так и в вулканогенных породах (скв. 829, 426, 428, 475, 484 и др.) в пределах разлома наблюдаются зоны дробления и милонитизации с наложенными процессами метасоматоза в виде новообразований альбита, вторичного калиевого полевого шпата, диопсида, граната, эпидота, актинолита, хлорита, кальцита и пирита. В нескольких местах, примыкая к разлому, были зафиксированы пологопадающие на восток скарновые зоны с наличием в них пластообразных залежей магнетитовых и халькопирит-пиритовых руд, мощностью до 50 м. Они связаны с опережающими разлом трещинами отрыва. Особенно хорошо это заметно в северной части рудного поля, в горных выработках Васильевского рудника (рис. 64), где проходит Главный Васильевский сброс, являющийся непосредственным выражением одной из ветвей Центрального разлома.

Используя картировочные скважины, в 1964 г. мы провели изучение зоны Центрального разлома (южнее профиля I – I на рис. 18) на предмет распределения в породах элементов-примесей. Работы показали, что, как и в Магнитогорском рудном поле, в гидротермально измененных породах, находящихся внутри зоны нарушений, наблюдается повышение концентрации меди, мышьяка, свинца и молибдена (рис. 65). Характерно, что содержание последних трех указанных элементов в зоне разлома несколько выше, чем непосредственно в примыкающих к ней рудных телах.

Западный Песчанский разлом, по данным горных выработок и нескольких буровых скважин, проходит в 2 км к востоку от Центрального разлома, в области осевой плоскости Турьинской брахисинклинали. Простирается его меридиональное, а падение плоскости вертикальное. Вдоль нарушения (см. рис. 18) прослеживается полоса линейно-вытянутых в меридиональном направлении интрузивных массивов, сложенных габбро, габбро-диоритами и диоритами. Интрузивы прорывают и метаморфизируют толщу фро-

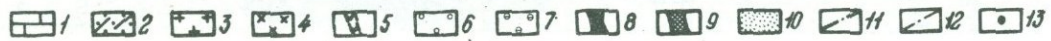
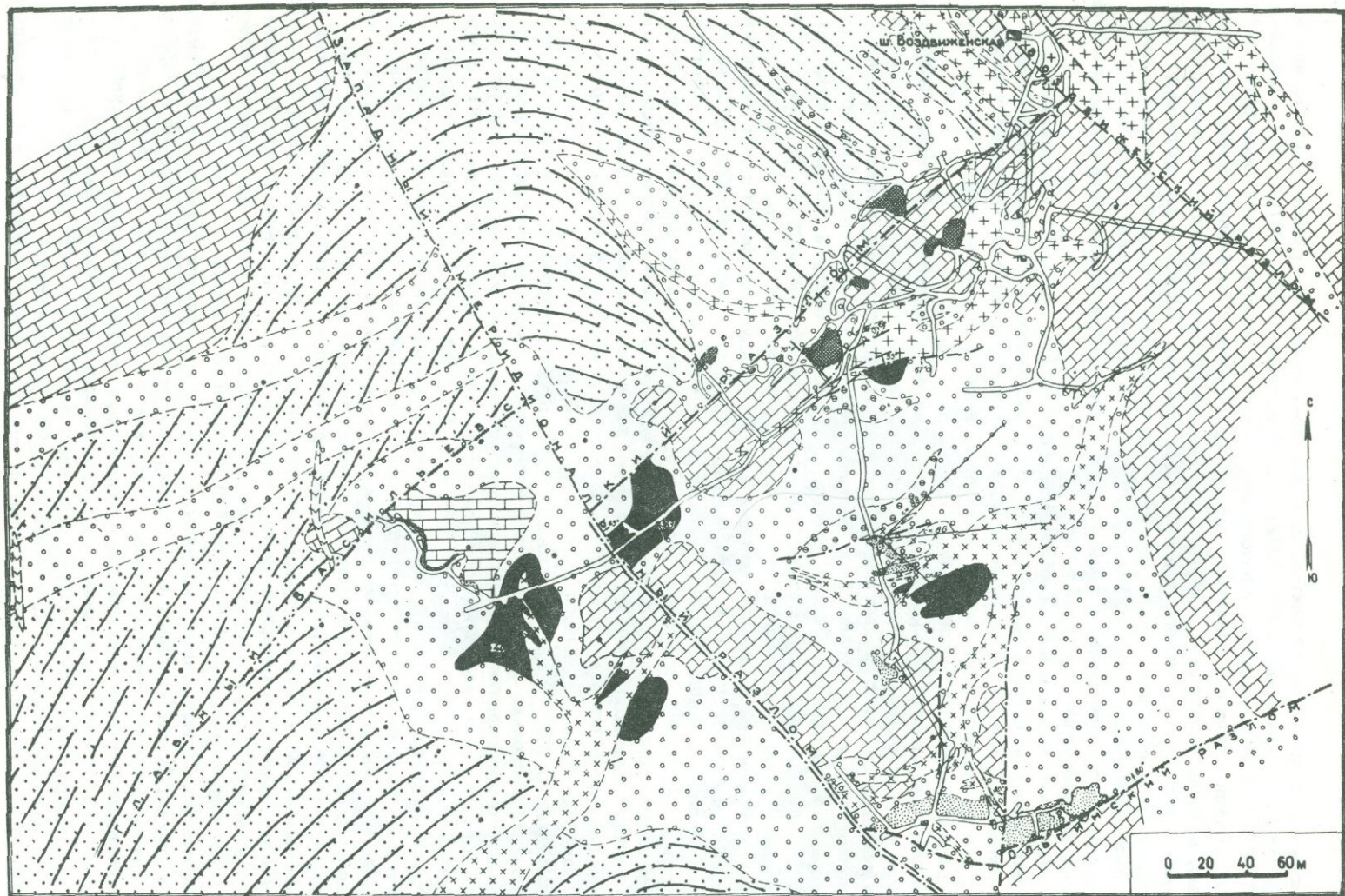


Рис. 64. План горизонта 134 м Васильевского месторождения (Ауэрбахо-Турьинское рудное поле)

1 - известняки; 2 - туфопесчаники и туфосланцы; 3 - диориты; 4 - диоритовые порфириты; 5 - жильные диабазовые порфириты; 6 - скарны; 7 - эпидозиты; 8 - магнетитовая руда; 9 - сплошная сульфидная руда; 10 - вкрапленная сульфидная руда; 11 - дорудные разломы; 12 - послерудные разломы; 13 - скважины

ловско-васильевских известняков, а также покрывающие и подстилающие ее эффузивные породы. Сами интрузивные породы тоже несут следы метасоматических преобразований, выраженные в появлении обильных вторичных минералов - альбита, серицита, актинолита, пренита. Иногда линейно вдоль нарушенной зоны, среди эффузивов, располагаются пластообразные тела гранатовых скарнов и эпидозитов.

Песчанский разлом, к которому приурочены крупные магнетитовые месторождения Ново-Песчанское, Северо-Песчанское и Южно-Песчанское, в настоящее время детально прослежен разведочными скважинами в пределах первых двух указанных месторождений и одиночными поисковыми скважинами к северу и югу от них, т.е. всего на протяжении более 5 км. Непосредственно в зоне разлома находится ряд рудных тел Северо-Песчанского и Южно-Песчанского месторождений, которые, занимая резко секущее положение к вмещающей эффузивно-осадочной толще (см. рис. 45), следуют друг за другом в меридиональном направлении. Среди метасоматически измененных пород, окружающих рудные тела, нередко отмечаются многочисленные параллельные крутопадающие зонки расщепления и дробления (см. рис. 46), в которых иногда встречаются тонкие прожилки граната и магнетита. Именно наличие таких зонков, встреченных в мелких горных выработках, позволило нам в 1955 г. высказать предположение о свя-

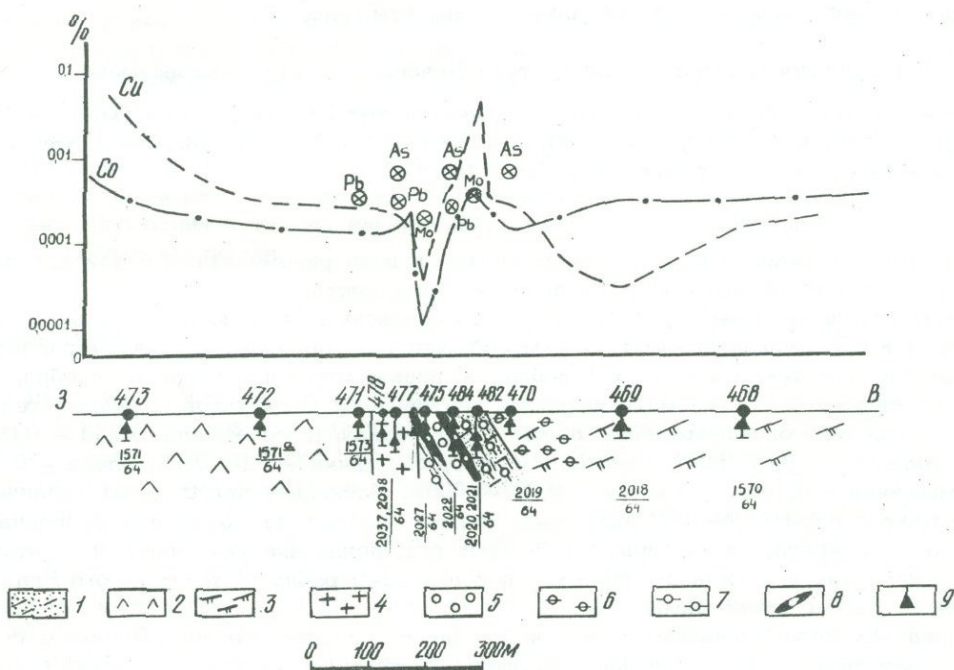


Рис. 65. Содержание некоторых элементов-примесей в зоне Центрального дорудного разлома Ауэрбахо-Турьинского рудного поля

1 - туфопесчаники и туфосланцы; 2 - спилиты и диабазовые порфириты; 3 - пироксеновые порфириты андезит-базальтового состава; 4 - диориты; 5 - скарны; 6 - эпидотизированные породы; 7 - осветленные диопсид-альбитовые породы; 8 - вкрапленная халькопирит-пиритовая руда; 9 - места взятия и номера проб

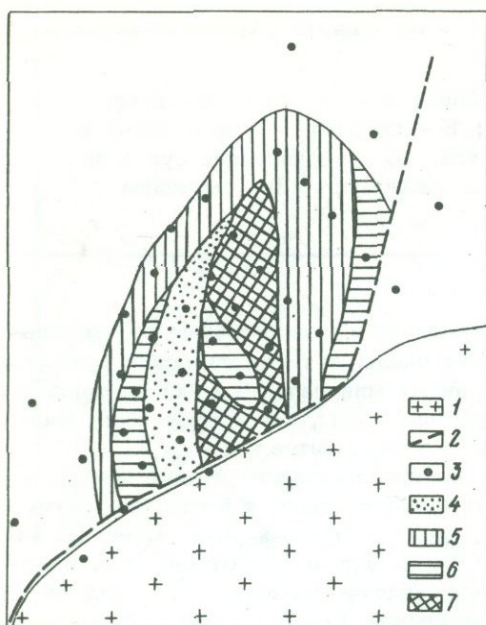


Рис. 66

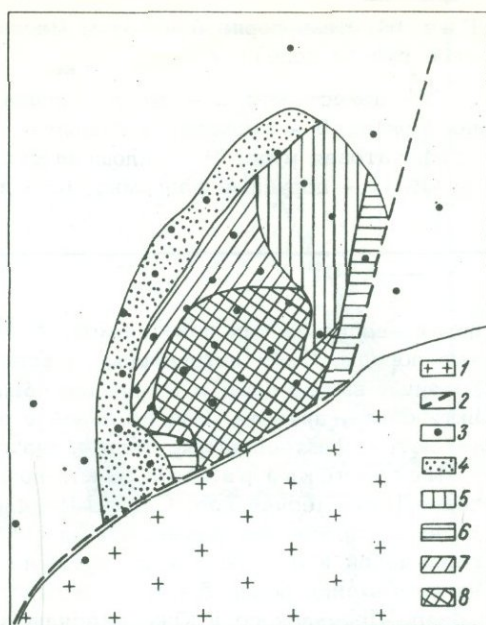


Рис. 67

Рис. 66. Распределение содержания железа в рудном теле Новопесчанского месторождения. Анализ данных опробования керна скважин Воронцовской ГРП Уральского геологического управления

1 диориты; 2 – дорудный Песчанский разлом; 3 – скважины; 4–7 – среднее содержание железа (%): 4 – 45, 5 – 45–50, 6 – 50–55, 7 – >55. Белое поле за контуром рудного тела – вулканогенные породы (см. рис. 18)

Рис. 67. Колебания мощности рудного тела Новопесчанского месторождения

1–3 – см. рис. 66; 4–8 – суммарные мощности руды по скважинам (м): 4 – <20, 5 – 20–40, 6 – 40–60, 7 – 60–80, 8 – >80. Белое поле за контуром рудного тела – вулканогенные породы (см. рис. 18)

зи вскрытого оруденения с дорудным разломом и дать рекомендацию о поисках здесь новых рудных тел, не выходящих на дневную поверхность.

Спектральные анализы пород, затронутых Песчанским разломом, показывают те же изменения в содержании элементов-примесей, что и в Центральном разломе, с некоторым увеличением также содержаний кобальта, цинка, марганца, олова и серебра, что, вероятно, связано с составом находящихся внутри зоны магнетитовых рудных тел. Отобранные здесь же мономинеральные пробы пирита показали содержание меди – 0,03–0,06%, кобальта – 0,01–0,06%, свинца – 0,03–0,06%, цинка – 0,03–0,1%, олова – 0,001–0,1%, мышьяка – 0,1–0,6%, кадмия – 0,001–0,006%. Поскольку при сильных увеличениях под микроскопом (800–1000 раз) среди пирита нередко можно заметить мельчайшие включения сфалерита, халькопирита и блеклых руд, появление указанных элементов-примесей в нем, как и в метасоматических породах зоны разлома, по-видимому, главным образом связано с сульфидами.

В пределах Ново-Песчанского месторождения и севернее его зона Песчанского разлома разветвляется на два крупных нарушения, которые в начале определялись как послерудные. Однако по скв. 1169, 1170, 1176 и 1179 в соответствующих интервалах были зафиксированы те же гидротермальные изменения раздробленных пород, что и в скважинах Северо-Песчанского месторождения. Поэтому сейчас нет сомнений в том, что восточное нарушение (во всяком случае, в пределах Ново-Песчанского месторождения) заложилось в доинтрузивное – дорудное время. Об этом же говорят и следующие факты: 1) выход на поверхность вдоль нарушения линейно-вытянутого в том же направлении Васильевско-Москалевского интрузива кварцевых диоритов (см. рис. 18);

2) усиление интенсивности рудоотложения около указанного нарушения в пределах прилегающих межформационных рудных залежей Ново-Песчанского месторождения. Последнее проявляется в увеличении здесь мощностей рудных тел и содержаний железа (рис. 66, 67)¹.

Наличие межформационных пологозалегающих рудных залежей, прилегающих к Песчанской зоне разлома, известно также в пределах Северо-Песчанского и Южно-Песчанского месторождений. Поэтому эта зона выступает, с одной стороны, как рудораспределительный канал (рудные залежи в трещинах межформационного отслоения) и, с другой стороны, как рудовмещающая структура (рудные тела непосредственно в самой зоне разлома).

Ауэрбахские разломы находятся в пределах Ауэрбахского месторождения. Здесь горными выработками достаточно точно зафиксирован один дорудный и несколько послерудных разломов. Дорудный разлом проходит через все месторождение. По характеру деформаций и элементам залегания он весьма сходен с Песчанским (простирается СЗ 330–360°, падение на восток 85–90°). Зона этого разлома отличается от Песчанской только значительно меньшими размерами находящихся в ней рудных тел и отсутствием, из-за неподходящих структурных условий, сопутствующих межформационных рудных залежей. Все остальные признаки: наличие метасоматических изменений вдоль зоны, залечивание трещинок скарновыми и рудными минералами, усиление интенсивности оруденения в центральной части зоны, обилие сульфидов, прерывистый характер распределения рудных тел – сохраняются.

Послерудные нарушения представлены на Ауэрбахском месторождении тремя крупными разломами северо-восточного простираения (СВ 50–60°), вдоль которых отмечаются смещения как скарнов, так и рудных тел. Одно из нарушений проходит севернее Николаевского карьера, второе между Николаевским и Верхним карьерами (по южной границе рудного тела № 4) и третье между Средним и Нижним карьерами (между рудными телами № 7 и 8). По своему характеру нарушения представляют собой ступенчатые сбросо-сдвиги с амплитудами горизонтальных перемещений 150–200 м. Амплитуды перемещения в вертикальном направлении равны 150–250 м. Во всех случаях опущенными являются южные блоки. Сместители (углы падения 70–90°) обычно заполнены сильно перетертым материалом соприкасающихся по разломам пород (тектонической глиной) или залечиваются прожилками хлорита и кальцита. Метасоматических изменений около сместителей не наблюдается.

При сопоставлении участков Ауэрбахского и Песчанских месторождений (см. рис. 18) видно, что зафиксированные здесь субширотные послерудные нарушения связаны единым планом деформации. Они находятся на продолжении друг друга и являются следствием разрядки одних и тех же напряжений, возникших при прогибании осевой части Турьинской брахисинклинали.

МАСЛОВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Дизъюнктивная тектоника этого рудного поля по сравнению с Магнитогорским и Ауэрбах-Турьинским изучена значительно слабее. Однако и здесь, в результате геологической съемки, выполненной недавно Н.И. Дерябиным, и наших исследований, удалось установить несколько дорудных нарушений. Для краткости изложения мы укажем отличительные особенности только двух из них – Вогульско-Рудничного (Центрального) разлома, находящегося в центральной части Масловской брахисинклинали (см. рис. 19) и Дегтярского разлома, проходящего в ее восточной части.

Вогульско-Рудничный (Центральный) разлом обладает следующими особенностями.

1. В эрозионном срезе вдоль нарушения фиксируются выходы жильобразных тел и некков интрузивных пород, представленных диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

¹ Величины этих показателей не всегда у разлома будут максимальными потому, что на локализацию и состав руды влияют также минералогический состав, характер и степень развития межпластовых деформаций в тех породах, которые замещаются рудой.

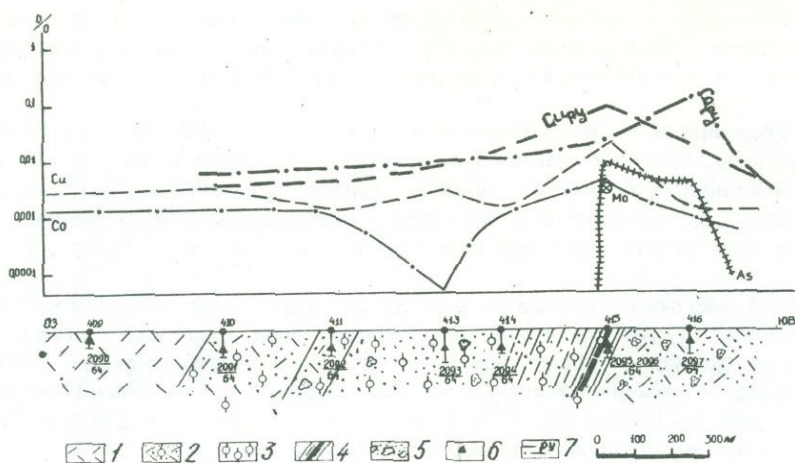


Рис. 68. Содержание некоторых элементов-примесей в зоне Вогульско-Рудничного разлома Масловского рудного поля.

1 - пироксен-плаггиоклазовые порфириды и их туфы; 2 - осветленные альбитизированные порфириды и их туфы; 3 - осветленные породы кварц-серицит-хлоритового состава; 4 - зона дорудного разлома; 5 - вкрапленность и скопления пирита; 6 - места взятия проб (около знака дан № пробы); 7 - содержания меди и кобальта в пиритах. Крестиком в кружке показаны элементы, встреченные в единичных пробах

Эти образования находятся на значительном удалении от основного поля распространения интрузивных пород (5-8 км) и вряд ли могут быть сомнения в том, что они генетически связаны с нарушением.

2. В 6-8 км к северо-западу от Масловского месторождения, вблизи пересечения данного разлома с нарушением субширотного направления, имеется поле сильно гидротермально разложившихся андезит-базальтовых порфиритов, представленных кварц-серицит-хлоритовыми, альбит-серицитовыми и альбит-хлорит-кальцитовыми породами, интенсивно пиритизированными и иногда гематитизированными. Площадь распространения этих пород превышает 10 км². Исследование их на предмет распределения элементов-примесей (рис. 68) показало, что в участках наиболее сильного дробления и метасоматического изменения (в центральной части зоны) отмечается несколько повышенное содержание меди и кобальта и появляются молибден и мышьяк, не обнаруживаемые за пределами зоны. В мономинеральных фракциях пиритов, выделенных из тех же проб (шесть определений), выявлены повышенные количества (0,01-0,06%) меди, кобальта, мышьяка, серебра и свинца. Кривые распределения меди и кобальта в пиритах (см. рис. 69) повторяют на более высоком уровне кривые распределения этих элементов в валовых пробах, что указывает на их непосредственную связь с пиритом. Мышьяк, свинец и серебро также отмечаются в основном в виде изоморфной примеси к пириту и частично - к гематиту, но, наряду с этим в рудных фракциях в очень небольших количествах (до 1%) фиксируются и самостоятельные минералы в виде галенита и теннангита.

В 20 км южнее Масловского рудного поля на так называемом Дрожном участке удалось выявить еще одно крупное дорудное нарушение, подобное Вогульско-Рудничному разлому. Раздробленные и сильно метасоматически разложившиеся (альбитизированные, серицитизированные и окварцованные) плаггиоклазовые порфириды и туфы андезито-базальтового состава обнаруживают здесь, в сравнительно узкой зоне (100-150 м), еще более резкие геохимические аномалии по меди, кобальту, мышьяку и некоторым другим элементам-примесям (рис. 69).

Дегтярский разлом, по данным Н.И. Дерябина, имеет субмеридиональное простирание и крутое (75-80°) восточное падение. Он фиксируется резким несогласием в

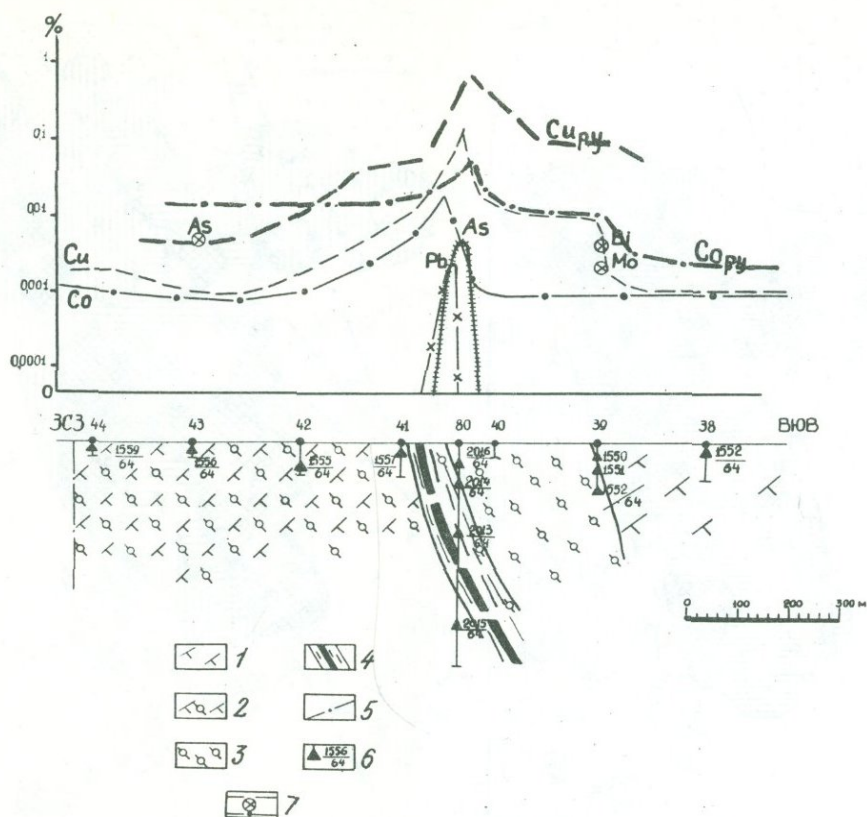


Рис. 69. Содержание некоторых элементов-примесей в зоне дорудного разлома на Дразном участке

1 - плагиоклазовые порфириты андезит-базальтового состава и их туфы; 2 - то же, осветленные; 3 - осветленные альбит-кварц-серицит-кальцитовые породы; 4 - дорудный разлом; 5 - послерудные разломы; 6 - места взятия проб (шифры указывают их номера); 7 - результаты проб на отдельные элементы

залегании соприкасающихся пород (андезит-базальтовые порфириты, кремнистые туффиты и габброиды), а также их значительным гидротермальным разложением. В пределах зоны разлома обычно наблюдаются пониженные значения магнитного поля, а обломки почти неизменных рассланцованных пород перемежаются с осветленными эффузивами, интрузивными образованиями и эпидотизированными гранатовыми скарнами. Интересные данные были получены по скв. 37, которая в интервале 208-378 м встретила плоскость разлома среди габбро. В этом случае были отмечены кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые породы с реликтами брекчированного габбро и целая серия даек микродиабазов, диабазовых порфиритов и гранодиоритов. Дайки ориентированы круто к горизонту и пересекают друг друга, что говорит об обновлении разрывов. Не исключено, что зона Дегтярского разлома раньше служила подводным каналом для магмы, в результате чего образовались Каменский, Дегтярский, Бесспорный и Усть-Чапинский интрузивные массивы. По данным Н.И. Дерябина, спектральные анализы пород, затронутых Дегтярским нарушением (скв. 37, 53, 476), как и в Вогульско-Рудничном разломе, показывают повышенное на один-два порядка содержание меди, кобальта, свинца и серебра. Следовательно, по своей характеристике дорудные разломы Масловского рудного поля мало чем отличаются от дорудных рудоконтролирующих разломов Ауэрбахо-Турьинского поля.

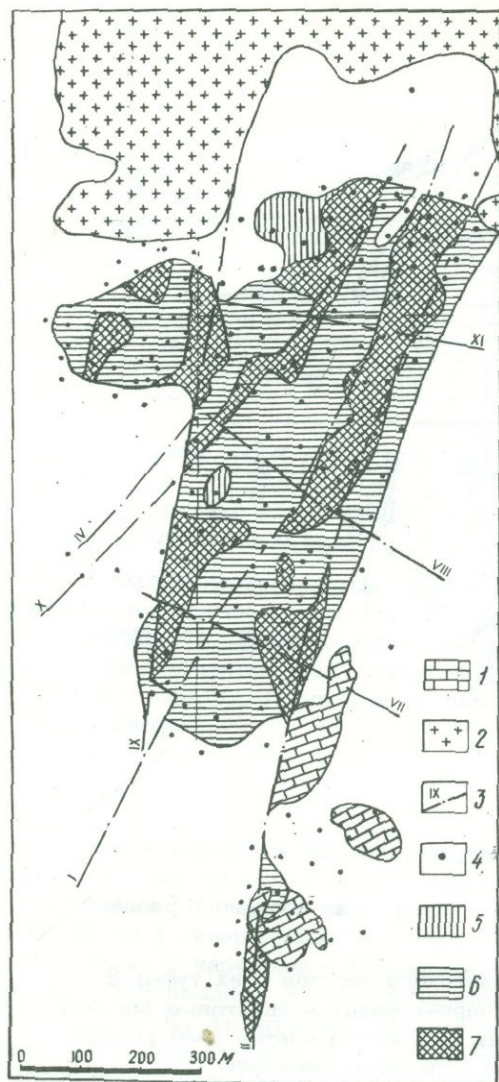


Рис. 70

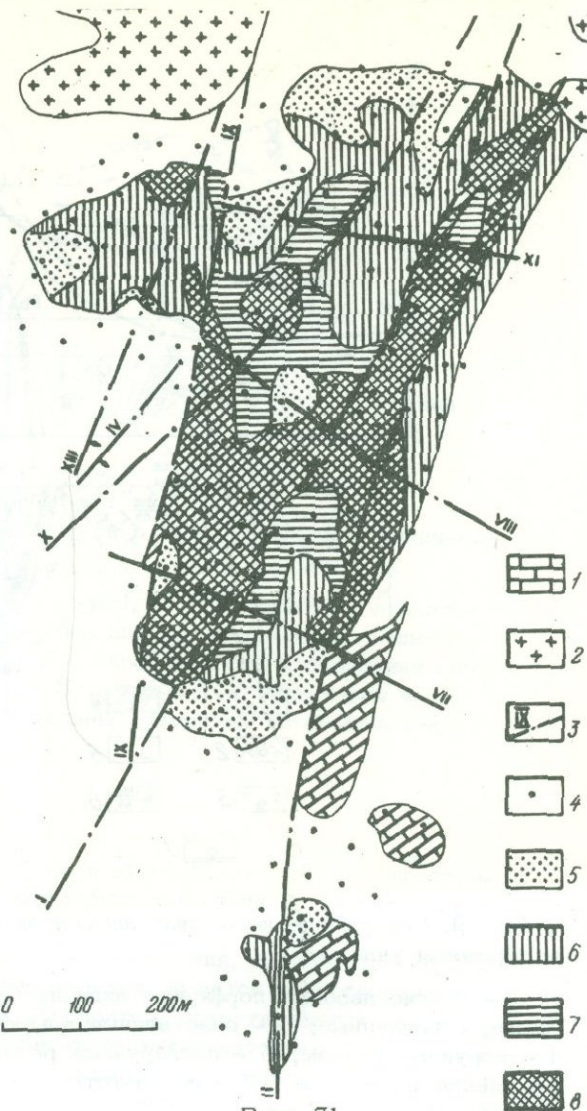


Рис. 71

Рис. 70. Распределение содержания железа в главном рудном теле Покровского месторождения

1 - известняки; 2 - гранодиориты и кварцевые диориты; 3 - разломы; 4 - скважины; 5 - 7 - среднее содержание железа в руде (%): 5 - 30-40, 6 - 40-50, 7 - >50. Белое поле за контуром рудного тела - вмещающие породы (см. рис. 22)

Рис. 71. Колебания мощности руды в главном теле Покровского месторождения

1-4 - см. рис. 70; 5-8 - мощности рудного тела (м): 5 - <5, 6 - 5-10, 7 - 10-15, 8 - >15

ПОКРОВСКО-ВЫСОТИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Структурное положение этого рудного поля во многом сходно с Магнитогорским и, как отмечалось ранее (см. III главу), здесь на южном окончании Покровского интрузивного массива известно несколько радиально расходящихся в меридиональном и субмеридиональном направлениях рудоконтролирующих дизъюнктивных нарушений, генетически связанных с формированием массива. Вдоль этих нарушений, частично выпол-

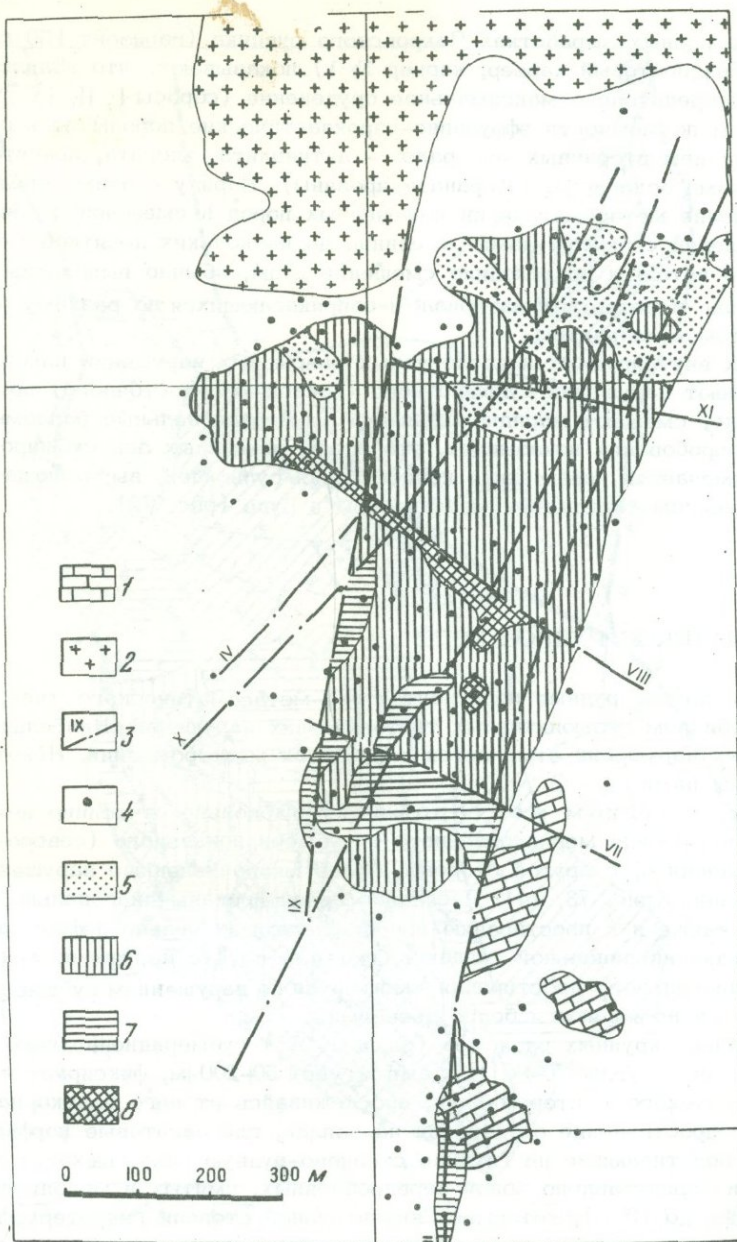


Рис. 72. Распределение содержания меди в главном рудном теле Покровского месторождения

1-4 - см. рис. 70; 5-8 - среднее содержание меди (%): 5 - $> 0,01$, 6 - $0,01-0,1$, 7 - $0,1-0,5$, 8 - $> 0,5$. Белое поле за контуром рудного тела - то же, что на рис. 70

ненных дайками диоритовых и диабазовых порфиров, линейными цепочками вытягиваются пластообразные рудные тела Покровского месторождения. Одним из доказательств влияния отмеченных нарушений на рудоотложение является также сосредоточение около них максимумов оруденения (наибольшей мощности рудных тел и наиболее высоких содержаний железа в руде). Это хорошо видно по изменениям содержания железа и колебаниям мощности руды в главном рудном теле месторождения, выявленным при анализе данных по 160 скважинам (рис. 70, 71).

Наблюдения в горных выработках Покровского рудника (горизонт 150 м шахты Первомайской, Градиентный карьер, карьер № 1) показывают, что вблизи нарушений, около которых сосредоточено максимальное оруденение (сбросы I, II, IX и др.), на протяжении 1–5 м по мощности эффузивно-пирокластические породы весьма сильно осветлены, с развитием вторичных минералов – актинолита, хлорита, пренита, эпидота, кальцита и местами оскарнованы (гранатизированы). Наряду с этим нередко видно повторное дробление метасоматически измененных пород и смещение рудных тел вдоль указанных нарушений с амплитудами от единиц до нескольких десятков метров. Трещинные зоны, по которым происходило смещение руды, обычно выполнены тектонической глиной: тонко перетертым материалом соприкасающихся по разлому пород, а иногда также хлоритом и кальцитом.

Среди мелких внутрирудных и послерудных разрывных нарушений наибольшее распространение имеют нарушения субширотного (восток-юго-восточного) простирания. Они, как правило, смещают меридиональные и субмеридиональные разломы. Обработка материалов опробования показывает, что вдоль трещинных зон субширотного направления иногда отмечается повышенная концентрация сульфидов, выражающаяся соответственно в повышенном содержании меди и серы в руде (рис. 72).

ГОРОБЛАГОДАТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Как и многие другие рудные поля контактово-метасоматического типа, это рудное поле поражает обилием дизъюнктивных тектонических нарушений. Наибольшее количество разрывных нарушений отмечается в пределах месторождений. Некоторые из них были изучены нами.

На Гороблагодатском месторождении довольно отчетливо выступают, с одной стороны, нарушения меридионального и субмеридионального (северо-северо-западного) направления и, с другой стороны, более многочисленные нарушения субширотного простирания (рис. 73, 74). Последние ориентированы диагонально или нормально к первым, а также и к простиранию пород, слагающих сильно деформированное западное крыло брахисинклинальной складки. Отмечается, что нарушения меридионального и субмеридионального простирания смещаются по нарушениям субширотного направления и следовательно являются более древними.

Один из довольно крупных разломов (разлом "А") субмеридионального простирания и восточного падения (углы $70-90^{\circ}$), с амплитудой 50–200 м, фиксируется в западной части Гороблагодатского месторождения, прослеживаясь от него далеко на север. Он ограничивает распространение оруденения на западе, где авгитовые порфириды именовской свиты, подстилающие на глубине скарново-рудную зону, выходят на поверхность. Нарушение представлено зоной передробленных, смятых и милонитизированных пород (мощностью до 10 м), которые в значительной степени гидротермально изменены. Новообразования представлены альбитом, актинолитом, диопсидом, частично серицитом, кальцитом и эпидотом. Поскольку окружающие породы затронуты этими изменениями в меньшей степени, а с удалением от разлома и руды изменения в них вообще исчезают, то не вызывает сомнений, что по разлому циркулировали гидротермальные растворы. О дорудном возрасте разлома говорят также наблюдаемые в нем зонки гранатовых скарнов, развивающиеся на месте тектонических брекчий (скв. 147, 153, 1541 и др.), а иногда и крутопадающие жильчатые магнетитовые тела.

П. И. Кутюхин наблюдал в разломе "А" дайку скаполитизированных сиенит-порфиров, которая в зальбанде была рассланцована и содержала по трещинкам прожилки граната и магнетита. На горизонте 238 м в северо-западном борту главного карьера, в той же зоне, мы встретили дайку диабазовых порфиритов, частично разложившихся, но не содержащих высокотемпературных гидротермальных минералов – граната, диопсида, альбита и магнетита. Спектральные анализы монофракций магнетита, взятых из центральных частей и зальбандов этой дайки, не показали существенных различий в содержании титана, ванадия, хрома и других элементов-примесей. Поэтому имеются основания для отнесения этой дайки к послерудным образованиям, тем более, что она резко, почти под прямым углом, рассекает рудное тело и имеет в контактах с ним корочки закалывания мощностью 2–3 мм.

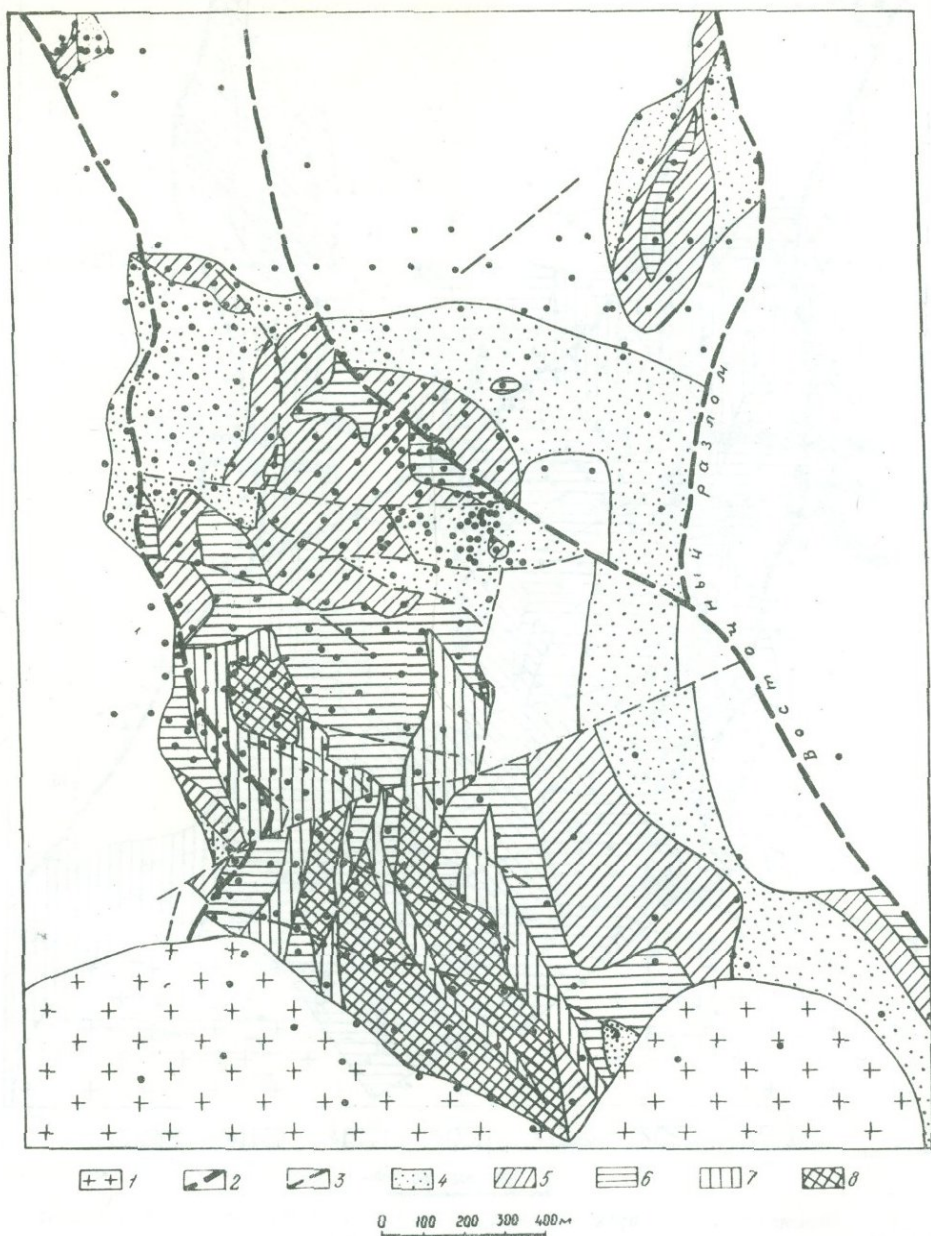


Рис. 73. Колебания мощности рудных тел Горбогодатского месторождения

1 - сиениты; 2 - крупные разрывные нарушения, предположительно дорудного возраста; 3 - послерудные разломы; 4-8 - мощность рудных тел (м); 4 - <10, 5 - 10-20, 6 - 20-50, 7 - 50-100, 8 - >100

Таким образом, для разлома "А" устанавливается длительная история развития. Образовавшись в прерудный период, он способствовал проникновению гидротермальных растворов и рудообразованию, после чего стал ареной послерудных процессов. О последних свидетельствует наличие не только послерудных даек диабазовых порфиритов, но и смещенных рудных блоков вдоль разлома, а также затащенных обломков руды в боковых частях тектонической зоны.

Спектральные анализы пород, затронутых разломом "А", показывают, как обычно, повышенное на один-два порядка содержание меди, свинца, кобальта и молибдена (рис. 75). Здесь же появляются не обнаруживаемые за пределами разлома мышьяк, цинк, висмут, олово и германий.

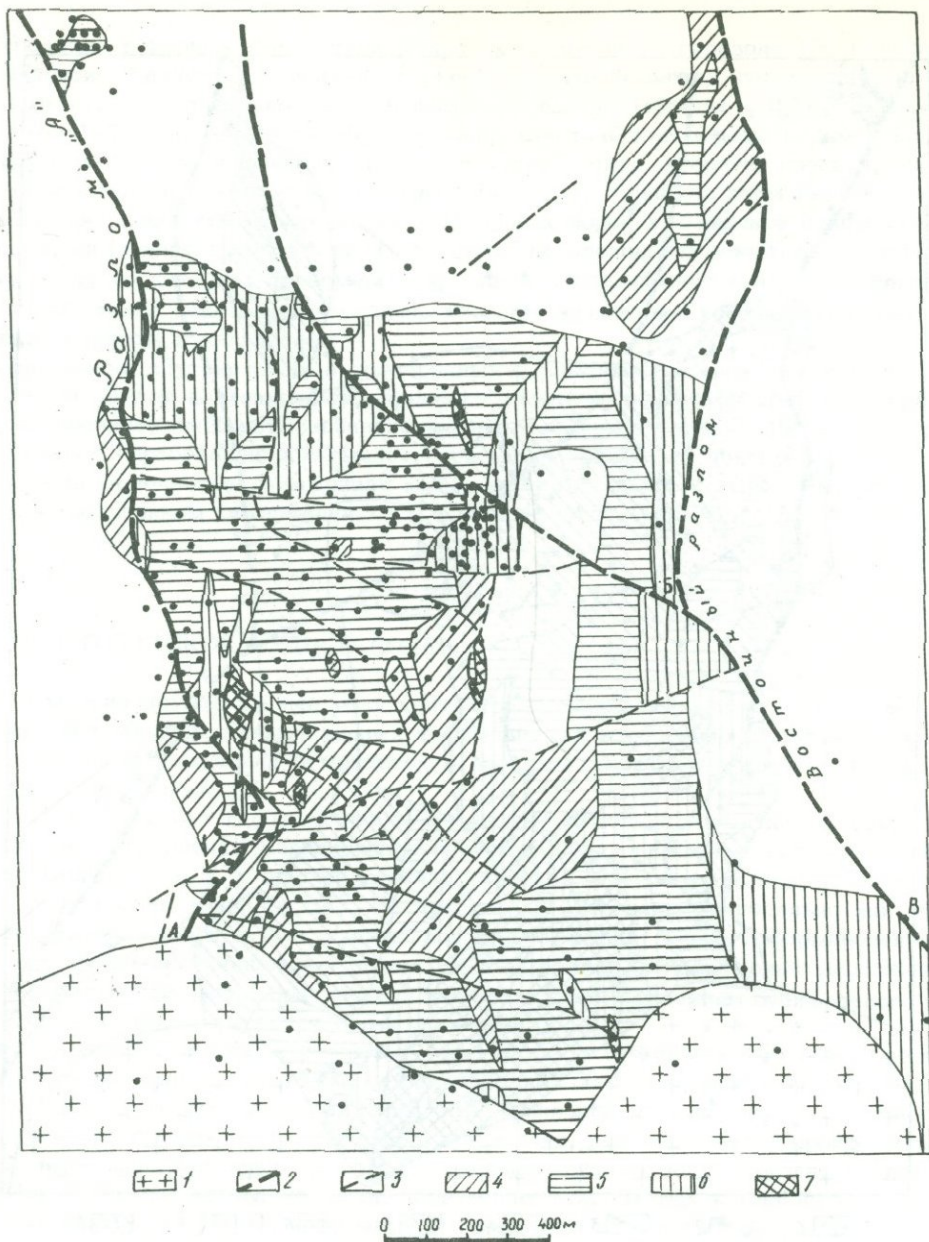


Рис. 74. Распределение содержания железа в руде Гороблагодатского месторождения

1-3 - см. рис. 73; 4-7 - среднее содержание железа (%): 4 - 20-30, 5 - 30-40, 6 - 40-50, 7 - >50

Восточной границей Гороблагодатского месторождения служит второй крупный разлом меридионального - субмеридионального простирания (так называемый Восточный разлом), почти параллельный разлому "А" и отстоящий от него на 1-1,2 км. Зона этого нарушения, представленная сильно передробленными и гидротермально разложившимися трахитовыми порфирами, изучалась нами по керну скв. 521, 530, и 550. Было установлено, что характер метасоматических изменений здесь во многом сходен с изменениями, зафиксированными в зоне разлома "А", хотя известный отпечаток на них накладывает состав тех пород, по которым проходит зона разлома. В качестве вторичных гидротермальных минералов здесь значительное развитие получили: альбит, хлорит,

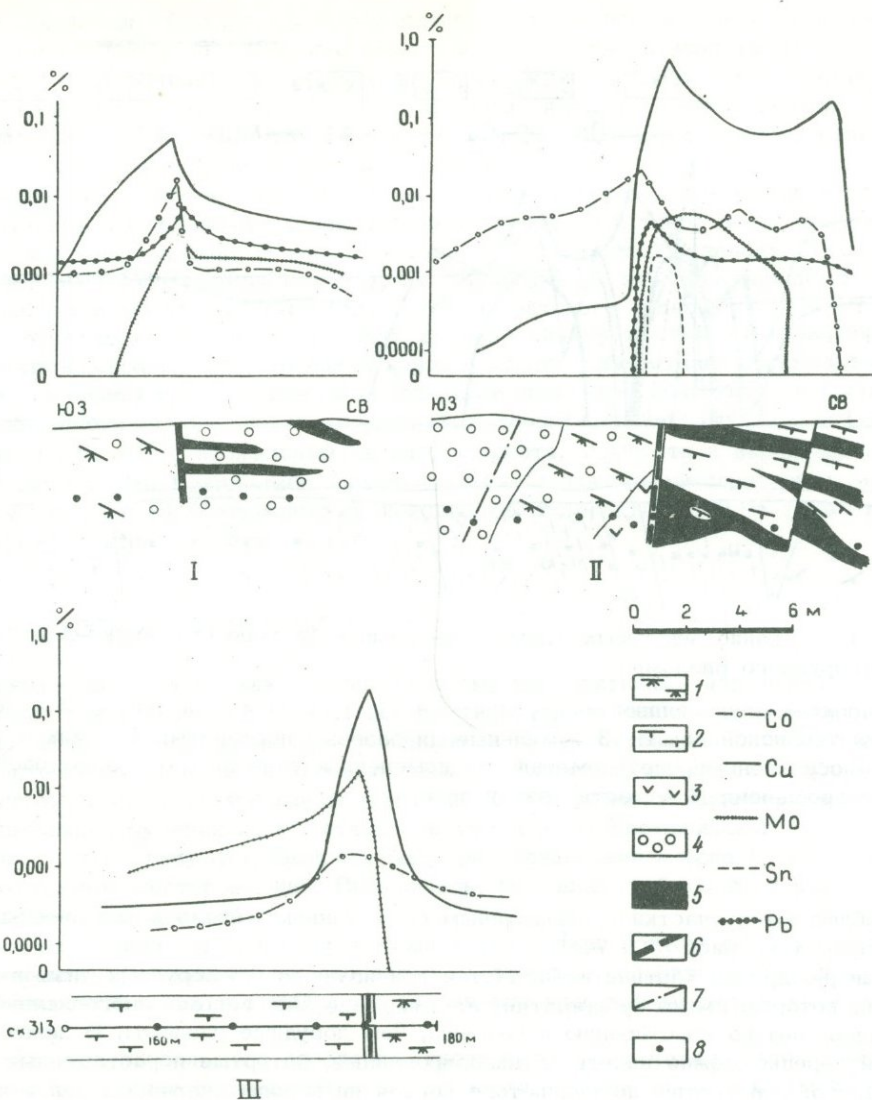


Рис. 75. Содержание некоторых элементов-примесей в зоне разлома "А" на Гороблагодатском месторождении

I - опробование северо-западного борта Главного карьера на горизонте 192 м; II - то же на горизонте 238 м; III - опробование скв. 313 в интервале 160-180 м

1 - авгитовые порфиры именованной свиты $S_2^{1d_1}$; 2 - пироксен-плагиоклазовые порфиры туринской свиты $S_2^{1d_2-D_1}$; 3 - жильные диабазовые порфиры; 4 - скарны; 5 - магнетитовая руда; 6 - разлом "А"; 7 - мелкие разрывные нарушения; 8 - пробы

частично серицит, пирит и кальцит. Пирит в виде неравномерно рассеянной вкрапленности тяготеет к серициту и хлориту, иногда находясь в парагенетической ассоциации с магнетитом. К зоне Восточного разлома непосредственно тяготеет оруденение Восточной аномалии, находящееся на значительном удалении от Кушвинского сиенитового массива (см. рис. 73, 74). Оно представлено вкрапленниками магнетита в пироксен-скаполитовых метасоматитах с размерами рудных тел $500 \times 300 \times 2-30$ м. Замечено, что вблизи меридиональных и субмеридиональных разрывных нарушений типа разлома "А"

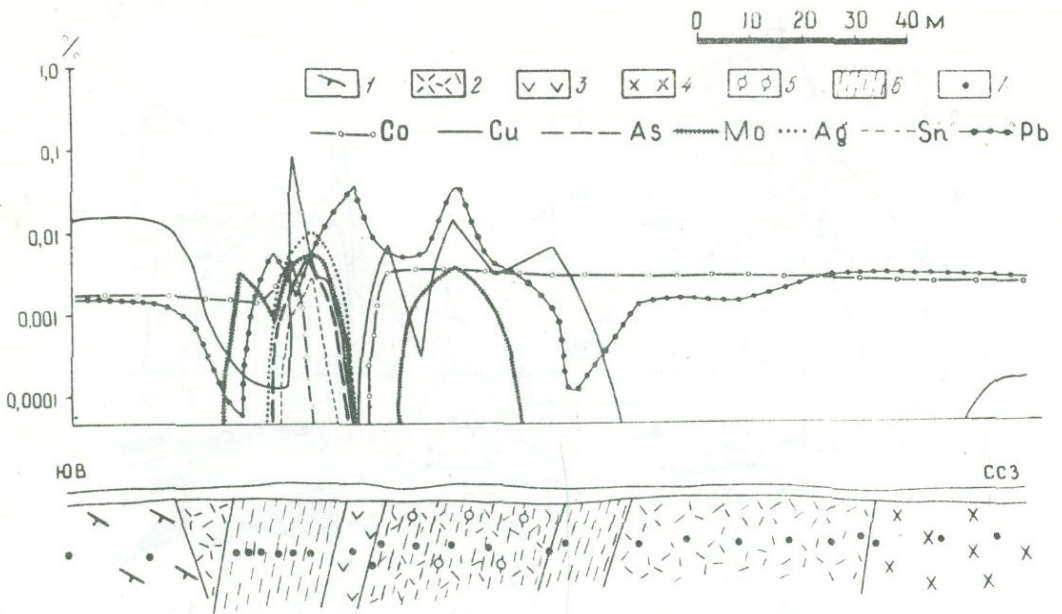


Рис. 76. Содержание некоторых элементов-примесей в зоне Осокино-Александровского дорудного разлома

1 - пироксен-плаггиоклазовые порфиры и туфы именованной свиты; 2 - порфиры и туфы турийской свиты; 3 - жильные диабазовые порфиры; 4 - микросиениты; 5 - осветленные, метасоматически измененные порфиры; 6 - зоны расщепления и дробления; 7 - места взятия проб

иногда наблюдаются участки с повышенным содержанием железа и увеличенными мощностями руды (см. рис. 73 и 74)¹.

Совершенно другая картина наблюдается при изучении послерудных дизъюнктивных нарушений, которые имеют субширотное простирание. Они весьма многочисленны, но менее выдержаны по простиранию и падению, чем дорудные разломы. В зонах таких нарушений нередко можно видеть катаклазированные, затертые и растащенные участки руды, скарнов, перетертые до глинистого состояния породы скарновых зон и жил оскарнованных и скаполитизированных микросиенитов. В тектонической глинке за пределами скарновых зон не наблюдается обломков скарновых и околоскарновых образований, соответственно не наблюдаются и следы метасоматических преобразований, характерных для дорудных разломов. В породах, затронутых послерудными нарушениями, незаметно повышения содержания рудных и радиоактивных элементов. Мощность зон дробления у послерудных разломов обычно невелика и равна 0,1-4,0 м. По характеру это преимущественно ступенчатые сбросы с опусканием восточных и северо-восточных блоков на 20-150 м.

Александровское месторождение приурочено к Осокино-Александровскому дорудному разлому. Рудные тела здесь непосредственно выполняют зону передробленных, смятых и метасоматически разложившихся трахитовых порфиров, общей мощностью до 200 м. Метасоматические изменения пород выражаются в их диопсидизации, скаполитизации, альбитизации и насыщении магнетитом по сети многочисленных, нередко взаимно пересекающихся, трещинок. Опробование этих пород в висячем боку рудных тел, а также на флангах (при отсутствии руды в зоне нарушений) показало увеличение здесь содержания меди, молибдена, свинца, олова, серебра (рис. 76), частично фосфора, мышьяка, бария и цинка.

Замеры интенсивности α - и β -излучения в породах, находящихся внутри зоны нарушений, показали несколько повышенное их значение (3-4 имп/мин против 1-2 имп/мин),

¹ Следовательно, такие разломы могут быть названы рудоконтролирующими.

причем наличие различных пород, в том числе и микросиенитов, не оказало какого-либо существенного влияния на изменение общего низкого фона активности. В целях определения источника радиоктивности было проведено выщелачивание проб в различных кислотах, разделены и отдельно проанализированы тяжелая и легкая фракции. Исследования показали, что растворимые соединения U и Th здесь отсутствуют, тяжелая фракция, как правило, имеет повышенную α -активность.

Интересно отметить, что все указанные изменения пород наблюдались нами только непосредственно в Осокино-Александровской тектонической зоне. Более значительные по масштабам зоны разрывных нарушений, которые находятся к западу (Туринский разлом) и к востоку (Главный разлом), не обнаруживают этих изменений. В упомянутых зонах на всем их протяжении от Гороблагодатского рудного поля до г. Нижнего Тагила в изученных пяти разрезах встречены лишь сильно катаклазированные, перемятые и хлоритизированные вулканогенные породы, частично известняки и микросиениты, переходящие в глину трения. Нередко можно наблюдать также зоны интенсивного рассланцевания, вплоть до образования хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев (общей мощностью до 50 м), с прожилками кварца, кальцита, гематита и вкрапленностью мелких зерен пирита. Но каких-либо следов высоко- и средне-температурных метасоматических изменений (альбитизации, диопсидизации, скаполитизации), а также геохимических аномалий здесь не отмечается.

ВЫСОКОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

В данном рудном поле, как и в предыдущем, дизъюнктивные нарушения многочисленны. Среди них трещины отслоения внутри сиенитового массива, ориентированные вдоль смыкающего крыла флексуры, и меридиональные - субмеридиональные трещины отрыва, ориентированные вдоль боковых крыльев флексуры, являются дорудными рудоконтролирующими структурными элементами. Для выяснения характерных признаков этих разрывных нарушений были детально изучены зоны Евстюнинского и Лебяжинского разломов (см. главу III), **Выйская зона** рассланцевания и **зона** Главного сброса на Высокогорском месторождении. Выяснилось, что здесь наблюдается ряд сходных отличительных особенностей.

1. Зоны нарушений охвачены процессами интенсивного контактового метасоматоза, следствием которых являются новообразования диопсида, альбита, актинолита, кальцита, лейкоксена и апатита, отмеченные как внутри участков месторождений, так и за их пределами.

2. В участках наибольшего дробления, среди метасоматически разложенных пород, установлено повышение содержания меди, кобальта, свинца, мышьяка и молибдена (рис. 77), что связано с появлением здесь рудных минералов - пирита, халькопирита, блеклых руд и т. д., отмечаемых обычно в виде редкой мельчайшей вкрапленности или иногда тонких прожилков,

3. По трещинкам дробления и рассланцевания иногда наблюдаются прожилки граната и магнетита, видимые макроскопически, а также изредка скопления апатита.

4. Рудные тела Лебяжинского, Евстюнинского и Выйского месторождений находятся непосредственно в зонах разлома и имеют соответственно брекчиевидную, тонкополосчатую или прожилково-вкрапленную текстуры. В зоне Главного сброса были встречены магнетитовые руды с актинолитом, хлоритом, кварцем и сульфидами, которые, судя по реликтам, образовались за счет замещения дробленных ороговикованных и оскарнованных туфов и туфобрекчий пироксен-плагиоклазовых порфиритов.

5. В пределах Лебяжинской и Евстюнинской зон наблюдались жилы и апофизы сиенитов и сиенит-порфиров, обычно в значительной мере альбитизированные и оскарнованные.

6. Породы, затронутые дорудными или синрудными разрывными нарушениями, показывают иногда повышенную радиоактивность.

Исследования зон послерудных нарушений, которые были проведены в 15 разрезах Высокогорского и Лебяжинского месторождений, показывают совершенно другие результаты. Перечисленных только что особенностей в зонах послерудных разломов не отмечается. Сместители послерудных нарушений не несут в себе следов высоко и среднетемпературных гидротермальных изменений. Обычно они резко обрезают рудные тела и скарны, заключая среди глинки затертые обломки этих образований. Довольно

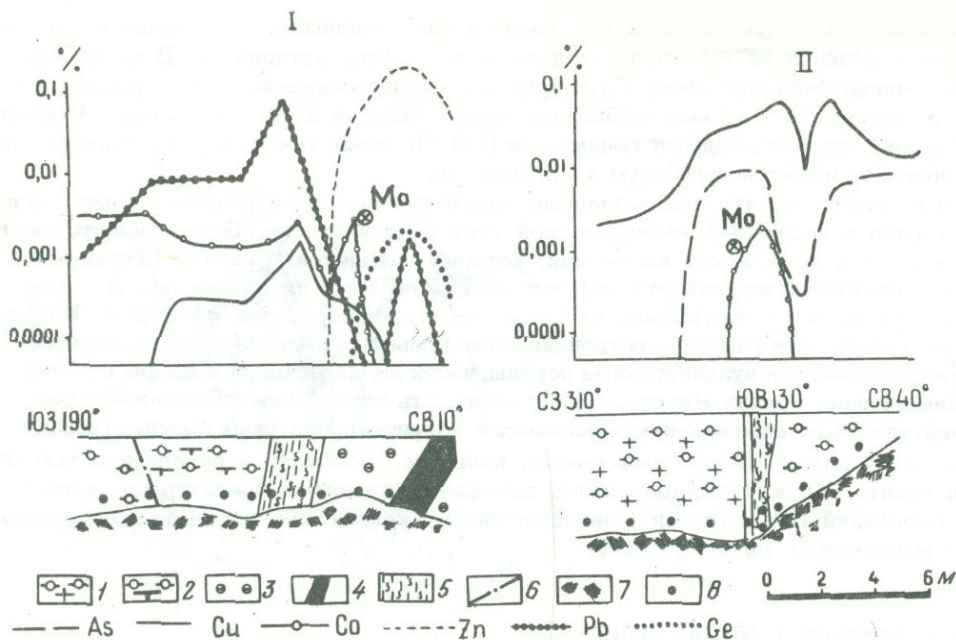


Рис. 77. Содержание некоторых элементов-примесей в зонах дорудных нарушений Высокогорского рудного поля

I - результаты опробования Лебяжинской зоны нарушений в Северо-Лебяжинском карьере, на продолжении Восточного пояса Лебяжинского месторождения; II - результаты опробования зоны разрывного нарушения в Западно-Выйском карьере (на северо-западном фланге Выйского месторождения)

1 - осветленные диопсид-альбитовые породы по сиенитам; 2 - то же, диопсид-альбитовые породы по порфирирам; 3 - хлорит-кальцитовые эпидозиты; 4 - магнетитовая руда; 5 - зоны интенсивного рассланцевания и милонитизации; 6 - мелкие трещины разрыва; 7 - осыпь; 8 - места взятия проб

часто вблизи плоскости сместителя породы рассланцованы и хлоритизированы. Встречаются также зоны дробления и смятия мощностью до 10 м, в которых трещины выполнены хлоритом с прожилками кальцита и вкрапленностью пирита. Преобладающее развитие среди послерудных нарушений имеют сместители восток-северо-восточного простирания (СВ 30-90°) и крутого (70-90°) падения. Иногда они контролируются дайками пироксен-плагиоклазовых и авгитовых диабазовых порфиритов, которые, по определениям абсолютного возраста, являются самыми молодыми магматическими образованиями.

ДРУГИЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

Изучение тектоники с целью поисков критериев для распознавания рудоконтролирующих разрывных нарушений было выполнено нами на Качарском, Давыдовском, Ломоносовском, Соколовско-Сарбайском и Бенкалинском рудных полях. За очень малыми исключениями, которые выражаются во второстепенных деталях, в этих полях наблюдается одна и та же картина изменений горных пород в зонах дизъюнктивных нарушений.

На Качарском месторождении явно к дорудным рудоконтролирующим разломам относится Центральное нарушение (см. главу II). Именно вдоль него отмечено сильное осветление вулканогенных пород, с обильным развитием вторичных минералов - альбита, диопсида, кальцита, эпидота и иногда - граната и магнетита. В участках рудных тел, примыкающих к этому нарушению (рис. 78, 79), мощность руды возрастает

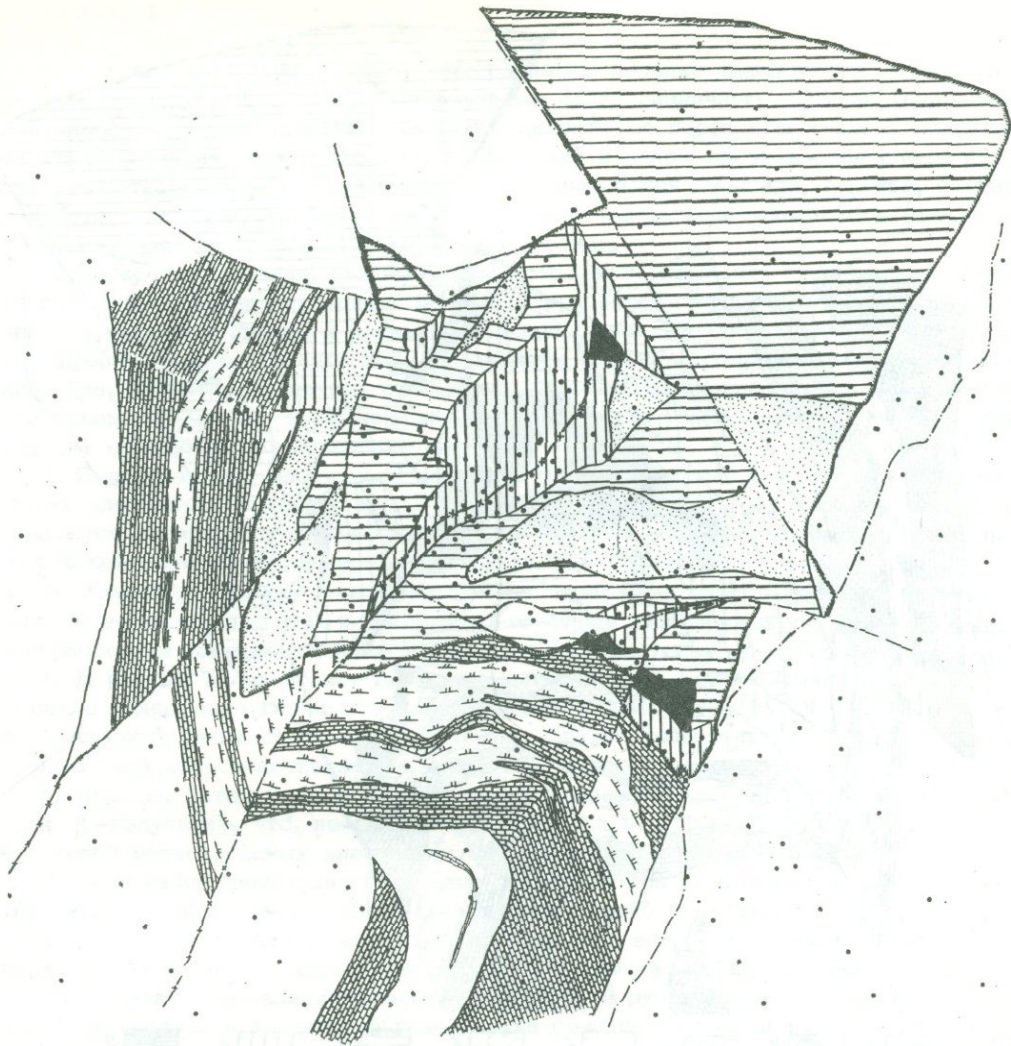


Рис. 78. Распределение содержания железа в Качарском месторождении. Анализ опробования керна скважин Качарской ГРП Северо-Казахстанского геологического управления

1 - известняки; 2 - пироксен-плаггиоклазовые порфириты; 3 - контур оруденения; 4 - рудоконтролирующие разломы; 5 - послерудные разломы; 6-9 - среднее содержание железа (%): 6 - 20-30, 7 - 30-40, 8 - 40-50, 9 - > 50

и соответственно увеличивается содержание в ней железа, серы и частично фосфора¹. В пределах Центрального разлома имеются также очень редкие на месторождении до-рудные дайки диоритовых порфиритов, обычно в значительной степени скаполитизированные, альбитизированные и содержащие вкрапленность рудного магнетита.

На Ломоносовском, Сарбайском, Южно-Сарбайском и Соколовском месторождениях горными выработками и буровыми скважинами хорошо фиксируются так называемые главные или меридиональные разломы значительного протяжения (см. рис. 29), формирование которых отражается на оруденении. В зонах этих нарушений развиты интрузивные и жильные магматические образования, обычно сильно катаклазированные и гидротермально разложившиеся. Пологопадающие рудные залежи вблизи разломов сме-

¹ По данным Н.В.Иванова, около этого разлома в руде увеличивается также содержание меди, кобальта, цинка и некоторых других элементов-примесей.

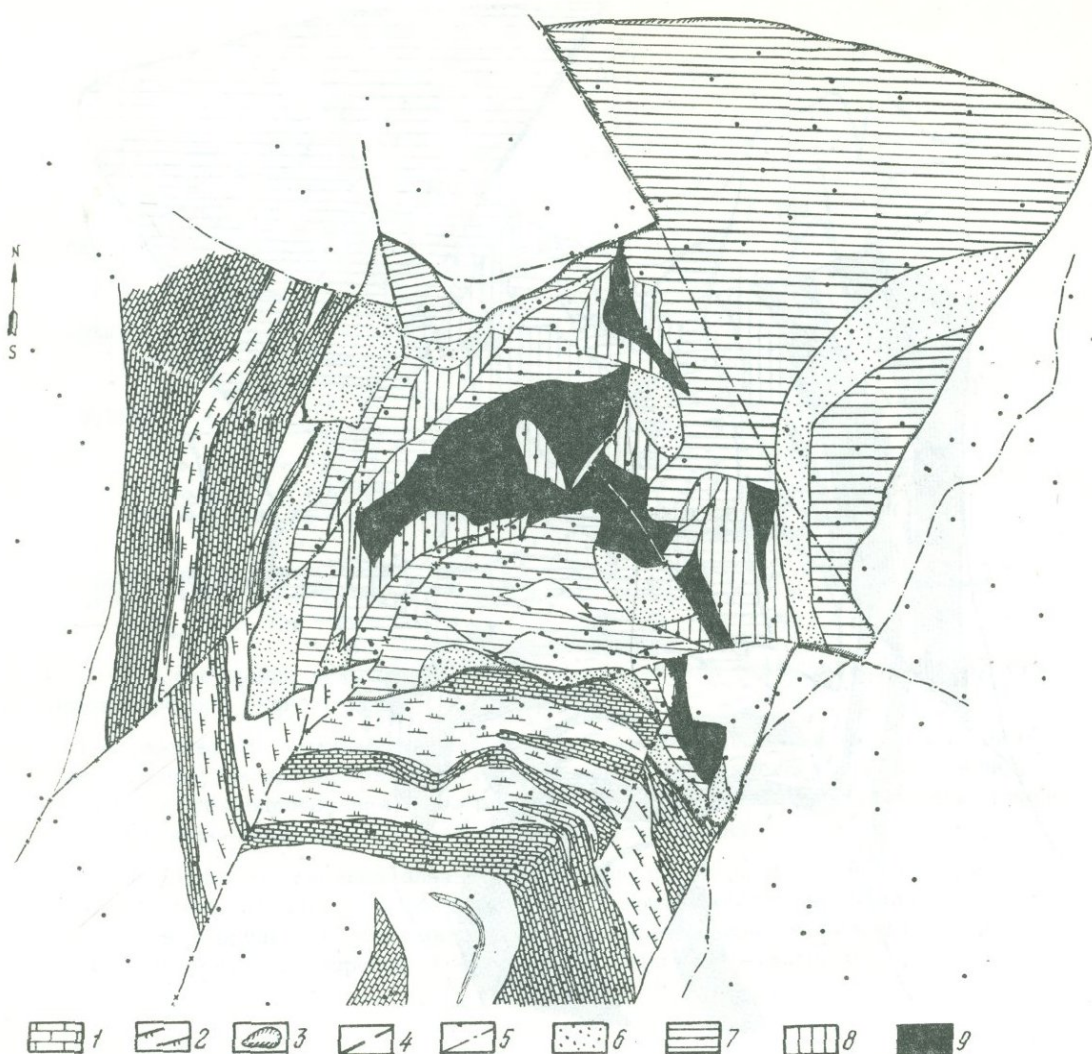


Рис. 79. Колебание мощности рудных тел в Качарском месторождении

1 - 5 - см. рис. 78; 6 - 9 - мощность рудных тел (м): 6 - до 50, 7 - 50-150, 8 - 150-250, 9 - 250

няются крутопадающими и мощность их увеличивается. Здесь же наблюдаются признаки усиления средне- и низкотемпературных метасоматических процессов, выраженные в пропилитизации, хлоритизации и серицитизации пород с появлением сульфидной минерализации. Проведенное геохимическое опробование указанных зон за пределами рудных тел опять-таки показало резкое увеличение в породах, затронутых нарушениями, содержания меди, кобальта, молибдена, иногда мышьяка и свинца.

Наконец, в Бенкалинском рудном поле намечаются по крайней мере две зоны разрывных нарушений, вдоль которых располагаются интрузивные тела диоритов и рудные тела Бенкалинского и Шагаршинского месторождений (см. рис. 10 и 31). В керне скважин, фиксирующих эти нарушения, наряду с дроблением и рассланцеванием, отмечаются интенсивные гидротермальные изменения вмещающих пород с обильными новообразованиями альбита, диопсида и гистерогенных минералов - кальцита, актинолита, кварца, серицита и пирита. В связи с новообразованиями пирита и других сульфидов в породах резко повышается содержание меди, молибдена, мышьяка, свинца, цинка и некоторых других элементов-примесей. Особенно благоприятной для сульфидной минерализации оказалась Западная тектоническая зона, где в настоящее время оконтуриваются рудные залежи с промышленным содержанием меди.

ВЫВОДЫ

1. В пределах рудоконтролирующих разломов нередко фиксируются линейно расположенные интрузивные массивы и дорудные дайки различного состава (диабазы, сиенит-порфиры, гранит-порфиры, диориты, диоритовые порфириты и т.д.). Боковые части этих магматических производных или дайки в целом несут в себе следы интенсивных метасоматических изменений (новообразования диопсида, альбита, серицита, кальцита и эпидота) и обогащены серой и халькофильными элементами (Cu, Co, Mo, Pb), связанными с процессами рудообразования.

2. По краям дорудных разломов обычно развиты линейные зоны средне- и низкотемпературной пропилитизации с обильным развитием вторичных минералов: альбита, эпидота, хлорита, кварца и кальцита. Иногда среди зон пропилитизации, по трещинкам дробления и рассланцевания, отмечаются прожилки и прожилковидные остатки диопсида, граната, магнетита и гематита. Нередко макроскопически видна также вкрапленность мелких зерен пирита. Мощность гидротермально измененных пород составляет от единиц до нескольких десятков метров.

3. В центральных частях зон разломов, в породах резко повышается содержание таких элементов-примесей: как Cu, Mo, Co, Ag, иногда Pb, As и Bi. Эти элементы наблюдаются независимо от того — окисными или сульфидными рудами представлены тела месторождений, хотя связаны они с появлением сульфидов, главным образом — пирита. Мощность ореолов рассеяния рудных элементов вкостр простираения тектонических зон не превышает 50 м, но по вертикали — вдоль ослабленных участков — размеры ореолов рассеяния достигают 300–500 м, что, по-видимому, еще не является пределом.

4. В рудных телах вблизи дорудных зон разломов иногда наблюдаются наиболее высокие содержание главных рудообразующих элементов — Fe, Cu, а также наибольшие мощности руды. В отдельных случаях, при благоприятных структурных условиях, рудные тела непосредственно локализируются в зонах разлома.

5. Породы, затронутые дорудными нарушениями, показывают нередко повышенное α - и β -излучение, что, по-видимому, связано с повышенной концентрацией в них носителей радиоактивных элементов: апатита, сфена, биотита, серицита и др.

На основании приведенного перечня признаков при картировании любого масштаба дорудные нарушения могут быть сравнительно легко отделены от послерудных, вне зависимости от их геологического и абсолютного возраста. В нашем распоряжении пока нет достаточных данных для того, чтобы высказать категорическое заключение о зависимости содержания элементов-примесей в рудоконтролирующих тектонических зонах от состава и мощностей генетически связанных с ними рудных тел. Однако уже сейчас можно отметить, что мощности рудных тел в этих условиях, вероятно, не играют существенной роли. Состав руд, несомненно, отражается на составе элементов-примесей в тех тектонических зонах, которые являются рудоподводящими. Установлено, например, что в нарушениях, связанных с образованием медноколчеданных рудных тел в Молодежном месторождении на Южном Урале (по устному сообщению Б.М. Смирнова), постоянно присутствуют ореолы рассеяния цинка и свинца в количествах 0,03–0,1%. В то же время в рудных полях контактово-метасоматических месторождений, при очень низком содержании этих элементов в рудах, в зонах дорудных разрывных нарушений они появляются спорадически и в небольших количествах. Зоны разрывных нарушений в меднорудных месторождениях контактово-метасоматического типа несколько обогащены Cu, Mo, As и обеднены Co, Ni, Ti по сравнению с железорудными.

Выделение рудоконтролирующих нарушений по комплексу указанных признаков имеет очень важное значение при проведении поисково-разведочных работ. Ориентируясь на них, можно с помощью соответствующих геологических и геофизических методов искать и находить новые рудные тела. Классическим примером в этом отношении являются успешные работы Воронцовской геологоразведочной партии Уральского геологического управления в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле, где вдоль выделенного нами и местными геологами дорудного Песчанского разлома (Баклаев, 1959а; Усенко, 1967) в настоящее время открыто несколько крупных скарново-магнетитовых месторождений (Северо-Песчанское, Ново-Песчанское, Южно-Песчанское и др.).

ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Стремление некоторых исследователей (Дербигов, 1968; Ивлев и др., 1969) отрицать наличие связи между контактово-метасоматическими месторождениями и интрузивами определенного типа следует признать несостоятельным. С каждым годом накапливается все больше и больше данных, показывающих, что между указанными месторождениями и гипабиссальными массивами гранитоидов, габброидов и сиенитов, органически входящих в габбровую формацию Урала, существует пространственная и генетическая связь. Пространственная приуроченность контактово-метасоматических месторождений к контактовым зонам интрузивов базальтоидного происхождения отчетливо выявляется при геологических съемках любого масштаба и это достаточно убедительно, на наш взгляд, было показано при характеристике рудных поясов (см. рис. 2,3,5,9,10). Непосредственными доказательствами генетической связи между указанными образованиями (Овчинников, 1960; Овчинников, Баклаев, 1962) являются:

1) закономерное расположение поясов месторождений и рудных полей как по отношению к габбровой формации в целом, так и по отношению к отдельным продуктивным массивам – ориентированное размещение месторождений относительно какого-либо данного массива и их приуроченности, как правило, к его висвящему боку (см. рис. 13, 16, 17, 24, 27, 31, 32, 35, 36, 40, 49, 50 и др.);

2) нахождение отдельных месторождений, из числа связанных с тем или иным интрузивным массивом, внутри его, в связи с ксенолитами известняков и других пород кровли (см. главу III);

3) сопряженность в пространстве и времени рудных залежей и жильной фации интрузива, наличие не только дорудных, но также одновременных с оруденением и послерудных жильных образований, т.е. формирование месторождений происходит между отдельными этапами внедрения даек;

4) окружение месторождений и залежей широкими зонами контактового метаморфизма, которые пространственно также связаны именно с данным интрузивом и процессы метасоматического преобразования в которых закономерно сопрягаются с процессами, формирующими месторождения;

5) зональность в распределении месторождений по отношению к интрузиву – железорудные располагаются в ближайших участках к центральным частям интрузивного поля, а меднорудные – в более удаленных (см. рис. 13, 16, 17, 19, 30);

6) ослабление интенсивности оруденения и скарнообразования с удалением от интрузивов и в связи с этим проявление зональности в рудных залежах;

7) наличие признаков геохимической общности – зараженность одними и теми же элементами-примесями (например, сиенит-диориты Тагило-Кушвинского района и связанным с ними месторождения одинаково характеризуются повышенным содержанием марганца);

8) близкий (практически одновременный) абсолютный возраст интрузивов и месторождений.

Благодаря работам Е.А. Кузнецова (1944), Д.С. Штейнберга (1955, 1957, 1958, 1963), Л.Н. Овчинникова (1960), Н.Д. Знаменского (1966, Знаменский, Фоминых, 1962), Г.Б. Ферштатера (1966), Л.В. Малаховой (1966), А.М. Дымкина (1962, 1966) и дру-

гих исследователей, в настоящее время мы располагаем достаточным количеством надежных признаков, по которым можно уверенно распознать интрузивные массивы, продуктивные в отношении контактово-метасоматического оруденения, и отличить их от преобладающе распространенных иных гранитоидов. К главнейшим признакам таких массивов принадлежат следующие.

1. Продуктивные массивы базальтоидного происхождения, в отличие от массивов гранитного ряда, преимущественно располагаются в областях погружений, в зонах сочленений положительных и отрицательных структур II и реже III порядка. Области пересечений этих зон сочленений (глубинных разломов) с более древними широтными и субширотными складчато-разрывными структурами (см. главу I) выступают как наиболее благоприятные участки для образования таких массивов.

2. Конфигурация гипабиссальных массивов, сопровождающихся контактово-метасоматическими месторождениями, на геологических картах довольно разнообразна, но преимущественно, это узкие меридионально-вытянутые тела, реже изометричные или неправильные с причудливыми очертаниями. Размеры массивов по сравнению с абиссальными массивами гранитов гранитного ряда невелики, но могут колебаться от единиц до сотен квадратных километров. Для всех гипабиссальных массивов характерны дискордантная форма залегания, наличие пластовых и секущих апофиз в кровле, мелкие выступы с секущими контактами, группы сателлитов, засоренность ксенолитами и останцами вмещающих пород, глубокая инъекция покрывающих пород и интенсивный метаморфизм их с образованием роговиковых ореолов и зон метасоматитов.

3. Сравнительно небольшие колебания абсолютного возраста гранитоидных массивов, с которыми связаны контактово-метасоматические месторождения, в пределах 290-400 млн. лет (Овчинников, 1963; Дымкин, 1966). Он практически одинаков для всех исследованных продуктивных массивов и резко отличается от абсолютного возраста широко распространенных более молодых гранитоидов гранитного ряда, равного 240-300 млн. лет.

4. Разнообразие пород, в особенности пестрота их состава в краевых частях массивов, сопровождающихся контактово-метасоматическими месторождениями. Почти в каждом из крупных массивов распространена широкая гамма пород: от габбро (местами оливинового) до лейкократового гранита (аляскита) или щелочного сиенита. Основные различия пород нередко являются продуктами ассимиляционных процессов и гибридизма, широко развитых в рудных полях контактово-метасоматического типа. Средний химический состав описываемых интрузивов, по данным нескольких сот анализов (Овчинников, 1960), отвечает среднему составу диорита, по Дэли. Отклонения от среднего состава подчиняются закону нормального распределения.

5. Парагенезис минералов, слагающих отдельные разновидности горных пород рассматриваемых массивов, характеризуется определенным соотношением между химическим и минеральным составами, которые можно выразить одной трехкомпонентной диаграммой (рис. 80). Для этих пород характерно устойчивое сосуществование калиевого полевого шпата (присутствующего в крайне переменных количествах) с роговой обманкой и плагиоклазом повышенной основности (40-65% An), что свидетельствует о высокой активности калия в расплаве. В продуктивных гранитоидах широко распространены калишпатизированный альбит-олигоклаз, альбитовый и калишпатовый микропегматит, биотит с повышенной железистостью, но никогда не наблюдались мirmekиты, торит, монацит, ксенотим, берилл и другие акцессорные минералы, характерные для гранитов гранитного ряда.

6. Рассматриваемые гранитоиды обладают типоморфной ассоциацией элементов-примесей, установленной по данным многих сотен спектральных анализов. В этой ассоциации сочетаются элементы, характерные для кислых пород (бериллий, цирконий олово), и элементы семейства железа (хром, никель, кобальт, медь, ванадий, титан), присущие основным породам. Особенно характерно наличие элементов семейства железа, присутствующих в роговой обманке и магнетита в небольших количествах, но с большим постоянством. Установлено (Овчинников, Траянова, 1963), что гранитоиды базальтоидного происхождения обеднены рудидием и отношение калия к рудидию в них в 10-15 раз больше, чем в гранитоидах гранитного ряда.

7. Продуктивные гранитоиды отличаются от гранитоидов гранитного ряда значительно большим содержанием титаномагнетита в породе и более высоким содержанием

титана и ванадия в акцессорном магнетите, что указывает на их базальтоидное происхождение. В.Г. Фоминых (1961) на основании многих сотен определений получил такие цифры:

Гранитоиды	Содержание акцессорного магнетита, %	Средние содержания в магнетите, %	
		TiO ₂	V ₂ O ₅
Гранитного ряда	Сотые и первые десятые доли (в среднем 0,2)	0,50	0,13
Габбрового ряда (продуктивные)	0,7-10 (в среднем 2)	4,00	0,56

8. Наличие в краевых частях продуктивных массивов пород с повышенной основностью, отличающихся, как правило, высоким содержанием акцессорного магнетита, обуславливает повышенные значения интенсивности магнитного поля на периферии массивов. Генетическая связь рудных полей контактово-метасоматического типа с габбровой формацией геофизически проявляется нередко в приуроченности их к периферии гравитационных максимумов.

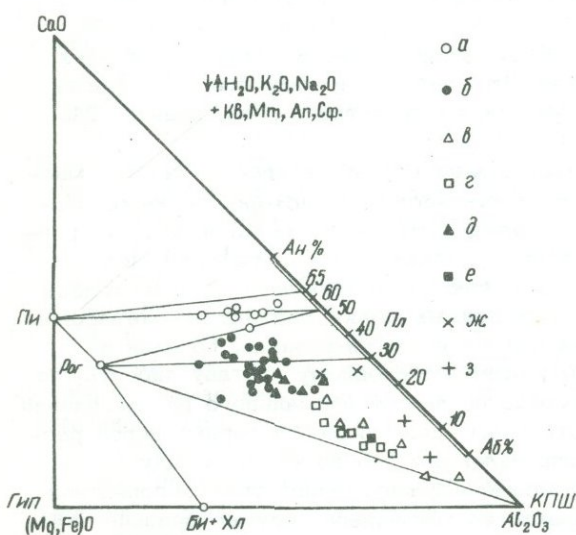


Рис. 80. Соотношение между химическим и минеральным составами гранитоидов габбрового ряда из массивов Среднего Урала, продуктивных в отношении контактово-метасоматического оруденения. По Н.Д.Знаменскому (1966)

а - габбро; б - кварцевый диорит; в - плагиигранит; г - кварцевый сиенит; д - гранодиорит; е - граносиенит; ж - нормальный сиенит; з - щелочной сиенит; жс - роговая обманка; пи - пироксен; гип - гиперстен; би - биотит; хл - хлорит; ан - анортит; аб - Альбит; пл - плагииоклазы; кпш - калиевый полевой шпат; кв - кварц; мт - магнетит; ап - апатит; сф - сфен

Приведенный перечень признаков, который можно продолжить, естественно, применим для расчленения гранитоидов не только на Урале, но и в других регионах Советского Союза. Это подтверждается работами И.И. Абрамовича (1966), А.В. Баратова (1966), В.В. Богацкого (1959, 1962), В.А. Вахрушева (1965), Г.С. Нечкина (1966), Г.В. Полякова (1967, 1971), Ф.К. Шипулина (1968) и некоторых других исследователей.

В пределах любого из рудных полей контактово-метасоматических месторождений продуктивные интрузивные массивы занимают совершенно определенное положение. Они располагаются внутри брахиструктур, тяготея к наиболее деформированным участкам их крыльев. В зависимости от этого месторождения, как правило, локализируются висячем боку интрузивов. В основной части восточного склона Урала преобладают рудные поля, приуроченные к брахиантиклинальным структурам, тогда как в Тургайском поясе на периферии Уральского региона - наибольшее развитие приобретают рудные поля, связанные с брахисинклинальными структурами. Это обстоятельство даже послужило основанием для некоторых исследователей (Тетерев, 1965; Дербилов, 1968; Чугуевская, 1969) допускать вулканогенно-осадочное происхождение первичного рудного вещества в Тургайском поясе с последующим его метаморфизмом под влиянием интрузий. Мы не разделяем этой точки зрения по той простой причине, что

перечисленные выше признаки генетической связи с интрузивными телами свойственны и Тургайским месторождениям. Кроме того даже среди слабо перекристаллизованных руд здесь нигде не отмечалось реликтов какого-либо первичного рудного вещества. Обращают на себя внимание также следующие факты.

1. Размещение месторождений и интрузивных тел в Тургайском поясе явно контролируется дизъюнктивной тектоникой (см. рис. 9, 10, 29, 31 и др.). Отсутствие в пределах разведанных частей некоторых месторождений (Каچارское, Ломоносовское, Соколовское) крупных интрузивных тел еще не доказывает отсутствия их вообще в рудном поле, в частности, на более глубоких горизонтах, о чем свидетельствуют геофизические и геологические данные (Дымкин, 1962; Кобзарь и др., 1968).

2. Ряд исследователей Тургайских месторождений (П.С. Галкин, Г.М. Тетерев, А.М. Дымкин, О.М. Чугуевская и др.) указывает, что в пределах рудных узлов возрастает мощность вулканогенных образований и, таким образом, масштабы оруденения связываются с масштабами вулканической деятельности. Однако такая закономерность свойственна не только Тургайским, но и многим другим рудным полям Урала, что обусловлено их тектонической позицией (см. главу I). Интрузивные тела занимают определенное место в этой позиции и наличие их в пределах участков активной магматической деятельности вполне естественно.

3. Некоторые рудные узлы Главной рудоносной полосы Тургая (Каچارско-Давыдовский, Ломоносовско-Сарбайский, Елтайско-Куржункульский) можно рассматривать как кальдеры крупных вулканов, заполненные мощными отложениями туфов, на периферии которых располагаются месторождения (см. рис. 9, 12, 29). Однако и в этих случаях бросается в глаза пространственная связь месторождений с интрузивными телами диоритов. Только около них, вне какой-либо связи с предполагаемым эруптивным аппаратом, наблюдается сосредоточение рудных тел околорудных метасоматитов. По мере следования внутрь вулканической структуры метасоматоз и оруденение затухают.

4. Мощные зоны околорудного щелочного метасоматоза вулканогенных пород, макроскопически проявляющегося в осветлении, сторонники вулканогенно-осадочной гипотезы (Дербинов, 1968; Чугуевская и др., 1968; Чугуевская, 1969) относят к продуктам фумарольно-сульфатарной деятельности в вулканическую стадию. Однако указанные исследователи совершенно не объясняют (и не могут объяснить), почему осветленные породы наблюдаются только около рудных тел (особенно висячем боку) и отсутствуют за пределами контактовых зон интрузий. Не объясняется данными исследователями и метасоматическая зональность, которая наблюдается в рудных полях контактово-метасоматических месторождений Тургая.

Вскрытые интрузивные массивы Тургайского рудного пояса несколько отличаются от массивов других поясов Урала как по форме, так и по составу. По форме это преимущественно изометричные или вытянутые в меридиональном и субширотном направлениях дискордантные штокообразные и лакколитообразные тела с многочисленными апофизами и зубчатыми контактами, а также нередко межпластовые интрузии, крупные дайки и образования сложной комбинированной формы. Размеры интрузивных тел в эрозионном срезе варьируют от единиц до первых сотен квадратных километров. Установлено, что они прорывают отложения среднего и верхнего визе-намора, метаморфизуют их, а в конгломератах верхнего палеозоя встречаются гальки этих пород (Мазица, Ксенофонов, 1961 а, б; Кобзарь и др., 1968).

В ряде массивов А.М. Дымкин (1966), В.М. Изюитко (1964), Г.А. Соколов (1958) и другие исследователи наблюдали отчетливые признаки ассимиляции и гибридизма, которые выразились в наличии неполностью переработанных ксенолитов вмещающих пород, неоднородностях текстуры, резких колебаниях кальцийсодержащих цветных минералов при одном и том же составе плагиоклаза, непостоянстве состава пород в крайних зонах массивов. Эти признаки весьма сильно сближают интрузивы Тургая с интрузивами других поясов Урала и позволяют относить их к группе продуктивных в отношении контактово-метасоматического оруденения. Отличием является их более основной состав, поскольку здесь преобладают габбро, габбродиориты и диориты, при полном отсутствии или резко подчиненном развитии сиенитов, гранитов и аляскитов. По данным А.М. Дымкина (1962, 1966), габбро постепенными переходами связаны с диоритами и более кислыми разновидностями — кварцевыми диоритами и гранодиоритами. С уменьшением глубины эрозионного среза в северном направлении количество габброидов в составе интрузивного комплекса Тургая увеличивается.

Интрузивные тела Главного Западного, Главного Восточного и других восточных поясов Урала пересекают различные по возрасту эффузивные и осадочные породы, причем, как и в Тургае, эффузивы и интрузивы комагматичны. Характерно, что типоморфные минералы западной габбровой формации — платина и хромит, как и обломки продуктивных гранитоидов, впервые появляются на восточном и западном склонах Урала только в девонских конгломератах и песчаниках (Сергиевский, 1953)¹. Продуктивные гранитоиды Второго и Третьего Восточных поясов по абсолютному возрасту (табл. 3) и стратиграфическим взаимоотношениям существенно ничем не отличаются от интрузивных образований Главного Восточного пояса — они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего девона. Однако далее к востоку (точнее к юго-востоку) абсолютный возраст интрузий постепенно уменьшается и в эрозионном срезе фиксируются уже средне-каменноугольные магматические образования. Околорудные метасоматиты, руды и интрузивные тела, по данным определений абсолютного возраста (см. табл. 3), практически являются синхронными, если не считать непонятных пока данных по определению возраста магнетита в рудах Магнитогорского месторождения, которые не совпадают с определениями возраста интрузивных тел, но более соответствуют стратиграфическому положению последних (Ферштатер, 1966).

Характерной особенностью почти всех интрузивных тел, развитых в рудных полях контактово-метасоматических месторождений Урала, являются их крутые ($60-88^{\circ}$) разносторонние, направленные по падению контакты с вмещающими породами. Они обычно извилисты, осложнены апофизами и дайками различного состава. При наличии нескольких интрузивных тел очень часто бывает заметно цепочное их размещение, ориентированное вдоль простирающих осей брахискладчатых структур, с развитием в этом же направлении и разрывных нарушений (см. рис. 12, 15, 18, 19, 26).

Как было установлено для Покровского, Ауэрбаховского, Магнитогорских, Кушвинского, Тагильских и некоторых других массивов (Знаменский, 1966; Ферштатер, 1966; Малахова, 1966), формирование их происходило в несколько этапов. Например, в Магнитогорском рудном поле Г. Б. Ферштатер (1966) выделил два одновременных комплекса интрузивных пород: Главный и Жильный. По его и нашим исследованиям, образование Главного комплекса происходило в две фазы: сначала внедрились габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и бескварцевые диориты, а затем — граниты, граносиениты, гранодиориты, кварцевые диориты. Породы первой фазы залегают чаще всего в форме сидлов, иногда штокообразных и жилообразных тел, приуроченных к зонам разломов. С ними связаны дайки габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиритов. Для интрузивных пород второй фазы характерным является лакколитообразная и штокообразная форма залегания и наличие остатков пород первой фазы в виде линз, мелких гнездообразных обособлений, а также в виде обломков среди эруптивных брекчий. Со второй фазой генетически связаны дайки гранит-порфиров, микрогранитов, кварцевых порфиров и аплитов.

В пределах массивов породы первой фазы приурочены обычно к их почве и к зонам крутых эндоконтактов, где они вытянуты параллельно ограничениям массивов. Также ориентированы и тела гранодиоритов и кварцевых диоритов, образовавшиеся в результате взаимодействия гранитной магмы с породами первой интрузивной фазы. По данным Г. Б. Ферштатера (1966), при прочих равных условиях, интенсивность ассимиляции зависит от степени дробления вмещающих пород. Состав пород при этом меняется в соответствии со схемой кристаллизационной дифференциации: обычно чем сильнее изменены ксенолиты, тем более основной состав приобретает включающая их порода, т.е. тем сильнее контаминируется гранитная магма, Усилие контаминации гранитной магмы, как правило, сопровождается повышением химического потенциала калия и водорода. С глубиной ассимиляция затухает, и участки массивов, образовавшиеся на большой глубине, сложены обычно однородными среднезернистыми гранитами. Затухание ассимиляционных процессов сказывается также в постепенном исчезновении пород гранодиоритового ряда, исчезновении порфировидной и микропег-

¹ Следовательно, возраст гранитоидов Главного Западного пояса досреднедевонский, что несколько расходится с определениями абсолютного возраста (см. табл. 3) и требует дополнительных исследований.

Таблица 3

Абсолютный возраст интрузивных пород габбрового ряда и связанных с ними контактово-метасоматических месторождений¹

Проба и место ее взятия	Автор	Возраст, млн лет
<u>1. Интрузивы</u>		
Главный Западный пояс		
Баяновский габбровый массив, биотитовое габбро	Овчинников (1963)	380
Покровский гранитоидный массив, сиенито-диорит	Овчинников (1963)	355
Гранодиорит, там же	Рупасова, Гревцова (1963)	358
Кияспинский гранитоидный массив, биотит-ортоклазовое габбро	Овчинников (1963)	380
Кушвинский сиенитовый массив, сиенит (4 пробы)	Рупасова, Гревцова (1963), Овчинников (1963)	344-370 360
Тагильский сиенитовый массив, биотит из сиенито-диорита	Овчинников (1963)	440
	Рупасова, Гревцова (1963)	400
Там же, пос. Евстюниха, лейкократовый диорит	Овчинников (1963)	375
Там же, пос. Евстюниха, оливиновый монцонит	Овчинников (1963)	370
Там же, восточная окраина массива, щелочной сиенит	Овчинников (1963)	365
	Гревцов, Гревцова (1968)	344
Там же, сиенит известково-щелочной	Гревцов, Гревцова (1968)	379-389
Тагильский габбровый массив, биотитовое габбро по р. Волчевке	Овчинников (1963)	460
Там же, биотитсодержащий кварцевый диорит с горы Юрьев Камень	Овчинников (1963)	425
Магнитогорский гранитоидный массив, гранит с горы Дальней (скв. 810)	Рупасова, Гревцова (1963); Овчинников (1963)	350-362 360
Там же, гранодиорит с горы Березовой (8 определений)	Овчинников (1963)	355
Там же, диорит, скв. 801, глубина 445 м	Овчинников и др. (1969)	355-360
Там же, гранодиорит с горы Малый Куйбас	То же	380
Там же, граносиенит с участка "МОС"	Овчинников (1963)	335
Карабулакский массив, гранит	Рупасова, Гревцова (1963)	329
	То же	351

¹ Определения возраста выполнены калий-аргоновым методом, за исключением работ Харлея и Гудмена (Hurley, Goodman, 1943), которые применяли гелиевый метод. Статическая обработка результатов определений приведена в работе Л. Н. Овчинникова и др. (1969).

Таблица 3 (продолжение)

Проба и место /ее взятия	Автор	Возраст, млн лет
Главный восточный пояс		
Ауэрбаховский гранитоидный массив, кварцевый диорит из южного интрузивного тела	Овчинников (1963)	380
Там же, гранит с р. Каквы	Рупасова, Гревцова (1963 г.)	371
Масловский гранитоидный массив, гранит с р. Каменки	Овчинников (1963)	340
Микрогранит, там же	Рупасова, Гревцова (1963)	330
Гранит, там же, скв. 89	То же	329
Ивдельский район, габбро (6 проб)	"	401-438
Лобвинский массив, диорит	"	350
Восточно-Уральские пояса		
Интрузивы Алапаевского района, диориты и гранодиориты	"	337-387
Там же, граниты и гранит-порфиры	"	329-332
Калдинский массив, габбро-диорит из района Теченского месторождения	Овчинников (1963)	360
Кулевчинско-Владимирский, Михайловский и Городищенский массивы диоритов и гранодиоритов (по биотиту)	Дунаев, Степанов (1970); Райхлин (1970); Овчинников и др. (1969)	330-360 317-365 340-365
Мариинский массив, граниты и плагиограниты (5 проб)	Рупасова, Гревцова (1963)	369-386
Диориты и габбро-диориты, там же	Овчинников и др. (1969)	360-395
Андреевский массив, плагиогранит	То же	361
Милютинский массив, кварцевый диорит (по биотиту)	"	330-340
Тургайский пояс		
Ипполитовская магнитная аномалия, район г. Кургана, габбро-диорит	Овчинников и др., (1969)	366
Адаевский массив, диорит	Дымкин (1966)	286
	Каймаков, Семенова и др. (1970)	332-340 ?
Бенкалинский массив, диорит	Каймаков, Кобзарь и др. (1970)	340-350 ?
	Дымкин (1966)	322
Алешинский массив, габбро-диорит	То же	322
Давыдовский массив, габбро-диорит	"	290
Соколовский массив, диорит	"	315
Сарбайский массив, пироксеновый диоритовый порфирит	"	305

Таблица 3 (продолжение)

Проба и место ее взятия	Автор	Возраст, млн лет
II. Контактво-метасоматические месторождения		
Главный Западный пояс		
Гороблагодатское рудное поле, Валуевское железорудное месторождение, биотит из биотитового метасоматита	Овчинников, (1963)	380
Там же, Гороблагодатское месторождение, скаполитовая порода	Рупасова, Гревцова (1963)	371
Там же, Осокино-Александровское железорудное месторождение, серицитовая порода	Овчинников (1963)	410
Там же, магнетит из руды Гороблагодатского месторождения	Харлей, Гудман (Hurley, Goodman, 1943)	365
Высокогорское рудное поле, Лебяжинское месторождение, скаполит из пироксен-скаполитовой породы	Овчинников (1963)	370
Там же, магнетит из руды Высогорского месторождения	Харлей, Гудман (Hurley, Goodman, 1943)	340
Магнитогорское рудное поле, железорудное месторождение Малый Куйбас, скаполит из контактовой породы	Овчинников (1963)	360
Там же, контактовая зона Магнитогорского массива, поселок молочного совхоза под г. Магнитогорском, серицитовая порода	Овчинников (1963)	360 ± 5
Там же, магнетит из руды Магнитогорского месторождения	Харлей, Гудман (Hurley, Goodman, 1943)	245 (?)
Главный Восточный пояс		
Гумешевское медное месторождение, кварц-серицитовый сланец	Овчинников (1963)	285 (?)
Ауэрбахо-Турьинское рудное поле		
Воронцовское железорудное месторождение, мусковит из кварц-мусковитовой породы по диориту	Овчинников (1963)	410
Восточно-Уральские пояса		
Пийское рудное поле, Большереченское железорудное месторождение, серицитовая порода	Овчинников (1963)	390 ± 5
Там же. Амфибол из габбро-пегматита, скв. 43, глубина 146 м	Овчинников и др. (1969)	355
Теченское железорудное месторождение, калишпатизированный порфирит с адуляром	Овчинников (1963)	345

Таблица 3 (окончание)

Проба и место ее взятия	Автор	Возраст, млн лет
Тургайский пояс		
Центрально-Адаевское месторождение, флогопит из руды	Каймаков, Семенова и др. (1970)	350 ± 10
Сарбай, скаполит из метасоматитов	Овчинников и др. (1969)	305
Бенкалинское месторождение, биотит из роговиков	Кобзарь, Каймаков и др. (1968)	320 ± 10
Соколовское месторождение, скаполит из скарна	Овчинников и др. (1969)	325
III. Жильные образования		
Высокогорское рудное поле, сиенит-порфиры из Лебяжинского, Хахинского и Выйского месторождений (5 проб)	Гревцов, Гревцова (1963)	345-363
Там же, сиенит-пегматиты Баумановского месторождения	Гревцов, Гревцова (1968)	378
Там же, авгитовые (диабазовые) порфиты, секущие руду (2 пробы)	То же	293-306
Гороблагодатское рудное поле, сиенит-порфиры Осокино-Александровского месторождения	"	365-380
Глубоченское месторождение в Тургайском прогибе, диабазовый микропорфирит	Рупасова, Гревцова (1963)	295

матовой структур, биотита, уменьшении количества кварца и полевого шпата, при возрастании количества роговой обманки. Соответственно меняется и химический состав: с глубиной уменьшается содержание K_2O и степень окисления железа. Сходные изменения в составе и взаимоотношениях интрузивных пород были зафиксированы и в других массивах Урала, что видно из табл. 4.

Довольно оригинально выглядят интрузивные массивы, сформировавшиеся на участках распространения меднорудных контактово-метасоматических месторождений. По форме это небольшие штокообразные тела, имеющие также резко дискордантное залегание по отношению к вмещающим породам и образующие среди последних жилеобразные ответвления. Состав интрузивных тел довольно однообразен; они представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, отличающимися типичным парагенезисом роговой обманки с основным плагиоклазом. Амфиболитизированного диопсида и вторичного калиевого полевого шпата, развивающегося по плагиоклазу, в этих породах не отмечается. Среди акцессориев типичным является пирит. При интенсивно проявившихся процессах ассимиляции диориты (особенно в мелких массивах) переходят в габбро и габбро-диориты.

Характерно постоянное присутствие в интрузивных и жильных породах скарново-меднорудных месторождений - меди в количествах, значительно превышающих кларк (0,02-0,18%). Наряду с ней типичными элементами-примесями являются кобальт, свинец, цинк, бериллий, иногда олово, серебро и молибден, что отличает их в геохимическом отношении от массивов, около которых группируются скарново-магнетитовые месторождения. Указанные закономерности (табл. 5) установлены в настоящее время на примерах Ауэрбахо-Турьинского, Бенкалинского, Высокогорского и не которых других рудных полей.

Изучение монофракций рудных и нерудных минералов, выделенных из интрузивных пород, метасоматитов и руд скарновых медных месторождений (табл. 6), показало,

Таблица 4

Особенности состава и взаимоотношений различных интрузивов габбрового ряда, продуктивных в отношении скарново-магнетитового оруденения (по данным Н.Д. Знаменского, Л.В. Малаховой и автора)

Подмеченные закономерности	Массивы	Примечание
Граниты, плагиограниты, гранит-аплиты, grano-сиениты, аляскиты, известково-щелочные сиениты являются более молодыми образованиями, чем кварцевые диориты, кварцевые сиениты, сиенит-диориты, габбро-диориты и габбро	Покровский, Ауэрбаховский, Масловский, Тагильский, Кушвинский	
Постепенные переходы между интрузивными породами первой фазы (исключая габбро) выражаются лишь в количественных изменениях содержаний кварца (0-26%) и калиевого полевого шпата (0-30%), при сравнительно незначительных изменениях содержаний темноцветных минералов (10-20%) и плагиоклаза (50-70%)	Покровский, Ауэрбаховский, Тагильский, Кушвинский	
Типичными аксессуарными минералами для пород первой интрузивной фазы являются титаномагнетит, магнетит, апатит, редко сфен, для пород второй фазы - сфен, магнетит, апатит, циркон, турмалин. Количество аксессуариев в породах не превышает 3%	Те же	
В породах приконтактной зоны массивов отмечается увеличение содержания кальция, магния, окисного и закисного железа при уменьшении содержания щелочей и кремния	Покровский, Ауэрбаховский, Тагильский, Кушвинский	Во всех породах, кроме аляскитов, наблюдается явное преобладание Na над K,
Для всех пород массивов характерно постоянное присутствие в качестве элементов-примесей титана, ванадия, бария, стронция, меди, никеля, галия и бериллия. Повышенное содержание Ti, V, Cu наблюдается в более основных породах. Zr и частично Ba характерны больше для кислых пород второй фазы	Покровский, Ауэрбаховский, Масловский, Тагильский	Zn, Pb, Mo, Sn в интрузивных породах не обнаруживаются; хром и кобальт встречаются редко
Жильная фация массивов представлена преимущественно диоритовыми и диабазовыми порфиритами, частично микродиоритами и спесартитамии. Микросиениты, плагиограниты, гранит-аплиты, сиенит-аплиты, сиенит-пегматиты, связанные со второй интрузивной фазой, встречаются редко	Те же	
Спектральные анализы интрузивных, жильных пород и вмещающих их эффузивов показывают наличие в них одних и тех же элементов-примесей	Те же	

Таблица 5

Особенности состава интрузивных пород, сформировавшихся на участках распространения меднорудных контактово-метасоматических месторождений

Массивы, их местоположение и площадь	Петрографический состав	Элементы-примеси	Примечание
Ауэрбахо-Турьинское рудное поле			
Васильевско-Москалевский и Фроловский массивы между Васильевским, Фроловским и Ново-Фроловским месторождениями. Площадь в эрозионном срезе до 3,5 км ²	В центральной части массива - гранодиориты, в других местах - кварцевые диориты (состав: андезин-лабрадор - до 65%, зеленая роговая обманка до 20%, кварц - до 10%, магнетит, апатит, сфен)	Ti, V, Sr, Cu - средние линии; Ga - слабые линии (+); Be, Pb, Co, Ni - следы (+). В центральной части массивов концентрация Be, Pb, Co, Cu, Ni повышается	Количественно проанализировано 40 проб
Болотный массив к востоку от Фроловского, Никитинского и Вадимо-Александровского месторождений. Площадь в эрозионном срезе 2-2,5 км ²	Габбро и габбродиориты (состав: лабрадор-биотит - до 50%, авгит до 25%, зеленая роговая обманка 15-20%, редко кварц, гиперстен, акцессории - магнетит, сфен, апатит). С глубиной породы сменяются диоритами	Ti ~ 0,1%; Cu > 0,03%; Cr = 0,01%; Ni = 0,03%; Co > 0,003%; Ga = 0,001%. В пироксеновом габбро содержание Cu, Sr, Ga увеличивается в 10 раз	Количественно проанализировано 20 проб
Богословско-Башмаковский массив и его сателлиты между Богословским и Башмаковским месторождениями. Площадь в эрозионном срезе до 0,03 км ²	Габбро и габбродиориты (состав: лабрадор, авгит или гиперстен, зеленая роговая обманка, иногда биотит, акцессории - апатит, сфен, магнетит).	Ti = 0,4%, V = 0,1%; Cu = 0,03%, Co, Ni = 0,005%, Ga = 0,003%, Mn > 1%, Cr = 0,002%, Sr = 0,07%	Количественно проанализировано 10 проб
Рудное поле Третьего Северного рудника			
Южная оконечность По-мурского массива, при-мыкающая к Тарньерскому месторождению	Гранодиориты, диориты, порфиroidные диориты	Cu = 0,03%; Co = 0,002%, Mn = 0,05%, Ni, Cr, Sn = 0,002%, Ti = 0,4%, V = 0,010%, Ag = 0,00006%, Pb = 0,002%	Количественно исследовано 88 проб*. Монофракции пирита, выделенные из интрузивных пород, показывают содержание Cu - до 0,1%, Co - до 0,04%, Zn - 0,5%, Ni, Cr, Pb, Ag - тысячные доли процента

Таблица 5 (окончание)

Массивы, их местоположение и площадь	Петрографический состав	Элементы-примеси	Примечание
Высокогорское рудное поле			
Центральная часть Тагильского массива на участке Выйского, Баумановского и Черемшанского месторождений	Сиенито-диориты (состав: андезин, диопсид или авгит, биотит, калиевый полевой шпат, апатит, магнетит)	$Cu=0,02-0,04\%$, $Co = 0,005-0,010\%$, $Ni=0,005\%$, $Ti = 0,02-0,04\%$, $Zn = 0,005\%$, $Mo=0,002\%$	Количеством проанализировано 150 проб. Среди интрузивных пород выделяются гнездообразные и жиллообразные тела сиенит-пегматитов с повышенным содержанием Be - до $0,01\%$, B - до $0,4\%$, $Bi = 0,06\%$, $Y = 0,001\%$, $Ge = 0,1\%$, $Ce > 0,01\%$, Th - до $0,01\%$
Бенкалинское рудное поле			
Западно-Бенкалинский и Северо-Бенкалинский массивы к северу и северо-западу от Бенкалинского железорудного месторождения. Площадь в эрозионном срезе до 5 км^2	Кварцевые диориты и диориты, иногда гранодиориты (состав: андезин - до 70% , зеленая роговая обманка - до 15% , кварц от 0 до 15% ; биотит, иногда калиевый полевой шпат; акцессории - магнетит, апатит, сфен, пирит, турмалин)	$Cr = 0,1-0,4\%$, Al - до 3 г/т , $Pb > 0,1\%$, $Zn > 0,1\%$, $Co = 0,01\%$, $V =$ до $0,1\%$, $Ti =$ до $0,5\%$	Количеством спектральным анализом исследовано 25 проб

* Материалы экспедиций Уральского геологического управления

что благодаря наличию тонкораспыленной вкрапленности халькопирита и сфалерита, обычно весьма трудно диагностируемой, они также обогащены медью, цинком, иногда серебром и золотом. В тех же монофракциях из железорудных месторождений содержание указанных элементов-примесей в несколько раз ниже.

Определенная корреляция между содержанием элементов-примесей в породах интрузивных массивов и составом генетически связанного с ними оруденения устанавливается не только для скарных меднорудных месторождений. Известно, например, что диориты на участке Ломоносовского железорудного месторождения содержат повышенное количество свинца (среднее содержание из 90 проб = $0,01\%$) и как следствие этого в северо-западном фланге месторождения фиксируются свинцово-цинковые руды. В Магнитогорском рудном поле наиболее высокие содержания меди, свинца и цинка фиксируются в гранитоидах и габброидах, территориально примыкающих к участкам развития меднорудного и полиметаллического оруденения (Александринское, Боборькинское месторождения, рудопоявления Каменный плес, Сабановское, Большереченское и др.).

Таблица 6

Содержание некоторых элементов-примесей в монофракциях рудных и нерудных минералов (по данным количественного спектрального анализа)

Характеристика проб и их адрес	Количество проб	Среднее содержание, 10 ⁻³ %							Источник информации	Примечание
		Cu	Co	Zn	Pb	Ti	Ni	Ag		
Монофракции пирита										
Пирит из диоритов Помурского массива (район Третьего Северного месторождения)	36	113	23	485	2,5	15	3,1	0,2	Данные Н.И.Дерябина (1969 г.)	Анализы Центральной лаборатории Уральского геологического управления (г.Свердловск)
Пирит из магнетитовых руд, там же	13	130	73	33	4,3	20	16	0,4	То же	
Пирит из колчеданных руд, там же (Тарньерское месторождение)	12	200	3,0	500	60	10	0,5	1,0	"	
Пирит из околочеданных кварц-альбитовых метасоматитов, там же	40	54	25	102	4	13	1,5	0,3	"	
Пирит из гидросиликатных метасоматитов, там же	22	1213	2,5	670	1	56	3,6	1,0	"	
Пирит из магнетитовых руд Ново-Песчанского месторождения (Ауэрбах-Турьинское рудное поле)	10	200	100	20	2	20	40	0,3	Данные автора	
Пирит из пирито-халькопиритовых руд Вадино-Александровского медного месторождения (то же рудное поле)	5	300	170	11	Не опр.	6	1,0	То же		

Таблица 6 (продолжение)

Характеристика проб и их адрес	Количество проб	Среднее содержание, 10 ⁻³ %							Источник информации	Примечание
		Cu	Co	Zn	Pb	Ti	Ni	Ag		
Пирит из околорудных метасоматитов Северо-Песчанского железорудного месторождения (то же рудное поле)	5	200	22	30	18	Не опр.	3	1,0	Данные автора	
Пирит из магнетитовой руды Глубоченского месторождения, Тургайский рудный пояс	1	320	390	400	Сл.	20	60	Сл.	Данные И.П. Вагановой и Н.Я. Фоминых (1964 г.)	
Пирит из околорудных кальцит-эпидот-хлоритовых пород, там же	3	140	160	160	Сл.	Не опр.	15	Не опр.	То же	
Пирит из магнетитовых руд Соколовского месторождения (Тургайский рудный пояс)	63	330	191	170	50	Не опр.	100	3	Данные П.Н. Кобзаря, Х.Г. Шангиреева и др. (1964 г.)	
Пирит из вкрапленников и прожилков во вмещающих породах за пределами рудных тел, там же	16	60	80	6	50	Не опр.	50	3	Данные автора	
Пирит из магнетитовых руд Бенкалинского месторождения, Тургайский рудный пояс	10	110	390	36	2	28	17	1	То же	
Пирит из прожилковых сульфидных руд в тектонической зоне, там же	8	210	33	20	1	68	2	1	"	
Пирит из магнетитовых руд Сорского месторождения (Тургайский пояс)	15	265	90	18	Не опр.	12	Не опр.	Данные Н.Е. Волкова и Н.С. Дудиной (1968 г.)	Использованы результаты химических анализов	

Таблица 6 (продолжение)

Характеристика проб и их адрес	Количество проб	Среднее содержание, 10 ⁻³ %								Источник информации	Примечание
		Cu	Co	Zn	Pb	Ti	Ni	Ag			
Монофракции магнетита											
Аксессуарный магнетит из порфировидных диоритов и диоритовых порфиритов Третьего Северного месторождения	6	2	3	1,5	0,3	50	0,3	0,05	Данные Н.Е.Дерябина (1969 г.)		
Магнетит из магнетитовых руд, там же	12	183	4	20	1,0	30	1,0	0,2			
Аксессуарный магнетит из диоритов Ауэрбаховского массива	12	Не опр.	5	Не опр.	2200	3	Не опр.	Данные автора			
Магнетит из магнетитовых руд Ново-Песчанского месторождения (Ауэрбахо-Турьинское рудное поле)	6	30	10	30	Не опр.	30	30	Не опр.	Данные А.И.Журавлевой (1964 г.)		
Магнетит из халькопирит-магнетитовых руд Вадимо-Александровского медного месторождения (Ауэрбахо-Турьинское рудное поле)	2	70	3	60	Сл.	30	Сл.	0,5	Данные автора	Использованы результаты химических анализов	
Аксессуарный магнетит из габбро Баранчинского массива (Тагило-Кушвинский рудный узел)	9	Не опр.	12	Не опр.	2590	8	Не опр.	Данные В.Г.Фоминных и Н.А.Ярош (1966 г.)			
Магнетит из сиенитов и сиенит-диоритов Тагило-Кушвинского рудного узла	50	То же	5	"	"	2000	4	То же	То же		
Магнетит из руд Валуевского и Гороблагодатского месторождений (Гороблагодатское рудное поле)	28	20	5	70	5	210	2	"	Л.Н.Овчинников (1960) и А.И.Семенихина (1956 г.)		

Таблица 6 (продолжение)

Характеристика проб и их адреса	Количество проб	Среднее содержание, 10 ⁻³ %							Источник информации	Примечание
		Cu	Co	Zn	Pb	Ti	Ni	Ag		
Магнетит из руд Осокино-Александровского месторождения (скалолитовый подтип), там же	8	Не опр.	5	Не опр.	550	Не опр.			Л.Н.Овчинников (1960) и Н.Ф.Борисенко (1966)	
Магнетит из руд Лебяжинского, Выйского, Евстюнинского, Каменского и других месторождений Высокогорского рудного поля	45	30	10	50	Сл. 170	1	Не опр.	Л.Н.Овчинников (1960)	Повышенное содержание кобальта отмечается в магнетите Баумановского, Черемшанского и Каменских месторождений	
Магнетит из сплошных магнетитовых руд Глубоченского месторождения (Тургайский пояс)	5	30	5	30	Не опр.	60	1	Не опр.	Данные И.П.Вагановой и Н.Я.Фоминных (1964 г.)	
Акцессорный магнетит из габбродиоритов в районе Соколовского железорудного месторождения (Тургайский пояс)	6	Не опр.	8	40	Не опр.	860	2	Не опр.	Данные П.Н.Кобзаря, Х.Г.Шангиреева и др. (1964 г.)	Данные химических анализов
Акцессорный магнетит из базальтовых порфиритов валерьяновской свиты, там же	21	То же	12	140	"	150	3	То же	То же	То же
То же из туффитов, там же	19	"	11	430	"	150	3	"	То же	"
Магнетит из сплошных магнетитовых руд Сарбайского месторождения	20	5	1	10	1	150	1	"	По Г.М.Тетереву (1965)	

Таблица 6 (окончание)

Характеристика проб и их адрес	Количество проб	Среднее содержание, 10 ⁻³ %							Источник информации	Примечание
		Cu	Co	Zn	Pb	Ti	Ni	Ag		
Магнетит из вкрапленных руд Давыдовского месторождения (по интрузивным и вулканогенным породам, скаполитовый подтип)	40	1	4	2	Сл.	550	1	Не	Данные опр. Н.М.Беляшова и автора	
Аксессуарный магнетит из диоритов Адаевско-Бенкалинского района	7	6	2	60	Не опр.	812	8	Не	Данные опр. А.К.Каймакова (1968 г.)	
Магнетит из руд Адаевских месторождений	37	20	3	300	Сл.	6	1	То же	Данные ЛГИ (1958 г.)	

Монофракции нерудных минералов

Пироксен (диопсид-салит) из железорудных месторождений Тургайского пояса	8	23	1	26	-	150	0,4	То же	Данные Н.В.Иванова, Н.И.Руденко и др.	Анализы спектральной лаборатории Ленинградского горного института
Гранаты, там же	25	54	0,2	28	-	150	-	То же	(1958 г.)	
Скаполит, там же	8	11	Сл.	-	-	20	-	"	То же	
Актинолит, там же	4	4	0,1	26	Сл.	6	0,3	"	"	
Хлорит, там же	13	1	2	25	Сл.	50	0,3	"	"	
Эпидот, там же	9	8	0,6	Не опр.	-	5	1,0	"	"	
Кальцит и пренит, там же	6	1	Нет	То же	-	-	-	"	"	
Полевые шпаты, там же	2	2	Нет	Нет	-	-	-	"	"	

Прочерк в данной таблице и последующих означает, что элемент не обнаружен.

ГЛУБИНА СТАНОВЛЕНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ИНТРУЗИЙ И ДИАПАЗОН ОБРАЗОВАНИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наличие указанных выше характерных признаков интрузивных массивов, к которым приурочены контактово-метасоматические месторождения, а именно: их сложный и пестрый состав, штоко- и лакколитообразная форма, небольшие размеры, обилие

ксенолитов, мощные краевые фации с порфировой структурой и иногда закаленными контактами, развитие зонального плагиоклаза, отсутствие пегматитов, наличие миа-ролитовых пустоток с эпидотом, кальцитом, цеолитами и т.д. — все это позволяет относить их только к гипабиссальным образованиям. Глубина становления таких интрузий Ю.А. Кузнецовым (1964) оценивается в 0,5–3,0 км, а глубина формирования контактово-метасоматических месторождений многими исследователями (Линдгрэн, 1934; Овчинников, 1960; Вольфсон, Лукин, 1965) соответственно определяется в 0,5–2 км.

К сожалению, пока не существует объективных критериев для оценки глубины образования рудных объектов, но, судя по фактическому материалу, полученному при разведках контактово-метасоматических месторождений в северной части Тургайского рудного пояса (Качарское, Глубоченское, Давыдовское, Соколовское и др.), глубина в 2 км, по-видимому, не может считаться нижним пределом для рудообразования. При величине эрозионного среза до 0,5 км поисковые скважины встречают руду на Качарском месторождении на глубине 1200 м, а геофизические данные говорят о наличии ее еще на 500–600 м ниже. Таким образом, нижний предел рудообразования здесь уже опускается ниже 2 км.

Аналогичные примеры можно привести из практики геологоразведочных работ в Высокогорском, Гороблагодатском и Ауэрбахо-Турьинском рудных полях. При максимальной глубине разведочных скважин по вертикали до 1600 м и величине эрозионного среза, равной 1,2–1,5 км, определенной на основании реставрации мощностей вулканогенно-осадочных толщ, перекрывающих интрузивные тела и рудоносные породы¹, во всех указанных точках не зафиксировано исчезновения с глубиной окolorудных метасоматических образований, хотя сами рудные тела нередко сокращаются в мощности или даже выклиниваются. Пока мы не знаем, указывают ли данные факты на многоэтажность оруденения, как это наблюдалось в сибирских месторождениях (Богацкий, 1970), или на его прекращение, но если даже принять за истину последнее предположение, то и в этом случае протяженность контактово-метасоматического оруденения по вертикали будет составлять 2–2,5 км, а нижний предел рудоотложения — 3–3,5 км.

Изучая Магнитогорское рудное поле, Г.Б. Ферштатер (1966) обратил внимание на то, что все известные здесь месторождения приурочены лишь к тем участкам интрузивных массивов, которые характеризуются развитием интенсивных ассимиляционных процессов. Поскольку с глубиной эти процессы постепенно затухают (массивы становятся однородными), то прекращается и оруденение. По данным Г.Б. Ферштатера, нижняя граница ассимиляционной зоны отвечает глубине формирования 2,5–3 км из расчета, что величина эрозионного среза составляет 1–1,5 км. Поскольку по стратиграфическому положению и абсолютным отметкам кровля массива горы Магнитной располагалась на глубине порядка 1 км, то диапазон формирования контактово-метасоматических месторождений по вертикали определяется здесь равным 1,5–2 км. Если же принять данные И.Д. Соболева (1961) о формировании кровли магнитогорских массивов на глубину 0,4–0,5 км, то диапазон рудоотложения увеличивается еще по крайней мере на 0,5 км.

Следует согласиться с Г.Б. Ферштатером (1966, стр. 136), что "...эмпирически установленная тенденция ассимиляционных процессов к затуханию с глубиной позволяет теоретически объяснить связь железорудных контактово-метасоматических месторождений с интрузивными массивами пестрого состава". Влияние вмещающих пород при ассимиляции на оруденение в свое время было блестяще показано Х.М. Абдулаевым (1954) и Л.Н. Овчинниковым (Овчинников, Меттих, 1958; Овчинников, 1960, Овчинников, 1967). Не случайно это привлекает к себе внимание в настоящее время и зарубежных исследователей (Buseck, 1967; Piirainen, Piispanen, 1967; и др.). По-видимому, только принимая ассимиляционную точку зрения, можно удовлетворитель-

¹ Поскольку в перечисленных рудных полях достаточно однозначно установлена их структура и совершенно четко зафиксировано положение осадочно-вулканогенных пород одного и того же возраста по восточную и западную стороны интрузивных тел, а также и среди интрузивов, определения величины эрозионного среза следует признать достаточно объективными.

но объяснить процессы накопления железа при образовании контактово-метасоматических месторождений.

Для массивов Магнитогорского рудного поля Г.Б. Ферштатер (1966) установил также некоторые другие довольно существенные изменения состава гранитоидов в зависимости от глубины формирования, а именно: граниты верхних горизонтов характеризуются повышенной степенью окисления железа и богаче калиевым полевым шпатом и кварцем (табл. 7).

Таблица 7

Изменение состава гранитов горы Магнитной с глубиной
(по Г.Б. Ферштатеру, 1966)

Место взятия пробы	Количество образцов	Содержание, вес %					Содержание, объемн. %			
		K ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	темноцветные	рудные	калишпат	плаггиоклаз	кварц	φ
Граниты из верхних частей массива	2	3,6	2,03	1,36	2,8	1,4	37,7	32,8	25,6	57
Граниты из глубoko залегающих частей массива	2	2,7	1,45	1,95	4,0	1,9	31,4	39,7	24,1	40

В полировках из гранитов верхних горизонтов, наряду с магнетитом, Г.Б. Ферштатер обнаружил эндогенный гематит в количествах 20-40% от общего содержания рудных минералов и, поскольку степень окисления железа в главном темноцветном минерале - роговой обманке сохраняется на одном уровне, пришел к выводу, что изменение степени окисления железа связано с появлением этого гематита - как результат повышения парциального давления кислорода по мере приближения к земной поверхности. Обеднение гранитов верхних горизонтов плаггиоклазом он объяснял гравитационной дифференциацией, обусловившей погружение плаггиоклазовых зерен в процессе кристаллизации магматического расплава.

Учитывая приведенные факты по Магнитогорскому рудному полю, а также и выполненные еще раньше исследования по другим объектам (Щукин, 1963; Гинатулин, 1966), мы попытались проанализировать имеющиеся данные о составе интрузивных пород массивов, к которым приурочены контактово-метасоматические месторождения (табл. 8), и на основании полученных коэффициентов высказать некоторые соображения о глубине их формирования. В результате анализа табл. 8 могут быть сделаны следующие выводы.

1. Для всех интрузивных пород массивов Главного Западного и Главного Восточного поясов, продуктивных в отношении контактово-метасоматического оруденения, за исключением Магнитогорских, отношение $Fe_2O_3:FeO$ близко к единице (при коэффициенте $\varphi = 20-33$), что указывает на исходные условия их образования на сравнительно небольшой глубине.

2. В Магнитогорских массивах, благодаря появлению эндогенного гематита, коэффициент φ повышается до 56-80, а отношение $Fe_2O_3:FeO$ возрастает до 1,5-5. Поэтому в этих условиях не может быть применен рекомендуемый некоторыми исследователями (Щукин, 1963) метод расчетов глубины образования интрузивов.

3. Сопоставление интрузивных пород массивов, находящихся в северной и южных частях Тургайского пояса, по соотношениям $Fe_2O_3:FeO$ и $Fe_2O_3:MgO$, при близких коэффициентах φ показывает, что первые формировались на значительно большей глубине, чем вторые. Геологические и геофизические данные это подтверждают.

Таблица 8

Химический и минеральный состав интрузивных пород, продуктивных и непродуктивных массивов (по материалам Н.Д. Знаменского, Г.Б. Ферштатера, Л.В. Малаховой, А.М. Дымкина, П.В. Покровского, И.Н. Бушлякова и автора)

Мас-сив	Породы	Коли-чество анали-зов	Содержание, вес. %					Содержание, объемн. %				Отношения		
			SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	кали-шпат	темно-цвет-ные	руд-ные	кварц	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Fe_2O_3}{MgO}$	φ
Продуктивные массивы базальтоидного происхождения														
Покровский	Габбро из цен-тра массива	4	50,25	0,60	5,26	4,71	3,46	-	27	3	-	1,1	1,5	24
	Кварцевые диориты	6	56,52	0,51	4,40	4,26	2,56	7	18	3	8	1,0	1,6	26
	Сиенито-диориты	3	57,81	0,38	2,97	4,71	2,52	16	14	2	11	0,6	1,2	21
	Кварцевые сиениты	8	61,59	0,39	2,34	3,12	1,15	20	12	2	3	0,7	2,0	25
	Граносиениты	3	65,78	0,30	4,24	2,27	0,98	-	8	3	8	1,8	4,0	33
	Плагииграниты	2	66,72	0,49	1,79	1,44	1,07	1	9	2,6	13	1,2	1,6	30
Ауэрбаховский	Габбро из эндоконтакта	2	49,37	0,51	4,25	4,31	5,02	-	36	3	-	1,0	0,8	25
	Диориты	2	51,98	1,00	2,00	5,81	4,20	Не определялось				0,4	0,4	10
	Кварцевые диориты Песчанского рудника	2	54,0	0,45	4,00	4,33	3,34	8	20	2	12	0,9	1,2	23
	То же Фроловского рудника	8	59,94	0,50	3,39	3,24	2,40					1,0	1,4	19
	Гранодиориты	7	61,92	0,39	2,83	2,61	2,25	16	12	0,5	18	1,0	1,2	25
	Аляскиты	2	75,39	Сл.	0,47	0,71	0,47	40	2	-	40	0,6	1,0	31
Тагильский	Габбро-диориты	2	51,30	0,92	4,38	4,46	3,41	1,4	23,0	6,0	-	1,0	1,2	28,5
	Диориты	3	53,88	0,67	3,22	2,80	2,20	2,3	22	5,4	-	1,1	1,4	25,0
	Сиенито-диориты	4	51,88	0,70	3,79	3,54	2,65	5,4	16,7	3,2	-	1,0	1,4	30,0
	Сиениты	6	54,36	0,61	3,13	2,73	1,62	1,2	12,0	1,4	-	1,1	1,8	30,0
Магнитогорский	Пироксеновое габбро	3	46,80	0,76	2,76	4,75	8,04	-	41	2,2	-	0,6	0,3	36
	Пироксеновый диорит, пос. МОС (молочно-овощного совхоза близ г. Магнитогорска)	1	51,00	0,48	5,55	1,95	5,01	Нет		данных		2,8	1,0	72
	Кварцевый диорит, пос. МОС	3	57,48	1,01	6,08	1,14	2,72	4,0	14	4,1	1,5	5,0	2,2	80
	Граносиенит, пос. МОС	2	63,65	0,72	3,00	2,09	1,49	23,0	6,6	2,0	15,0	1,5	2,0	56
	Гранит, пос. МОС	3	68,36	0,44	2,94	0,76	0,86	55,0	4,0	1,4	5,7	4,0	3,0	80

Таблица 8 (продолжение)

Мас-сив	Породы	Коли-чество анали-зов	Содержание, вес. %					Сближение, объем. %				Отношения			
			SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	кали шпат	темно цвет-ные	руд-ные	квари	Fe ₂ O ₃ FeO	Fe ₂ O ₃ MgO	ψ	
Магнитогорский	Диорит, гора Магнитная	3	47,72	1,65	7,04	3,83	4,46	-	25,0	4,7	1,2	1,5	1,5	68	
	Кварцевый диорит, там же	4	54,36	1,46	7,17	2,78	3,96	5,0	19,0	1,1	6,5	2,5	1,8	70	
	Гранодиорит, там же	3	64,60	0,92	2,72	1,91	1,35	4,4	12	1,1	13,5	1,4	2,0	56	
	Граносyenит, там же	7	68,11	0,60	2,17	1,50	0,83	30	7,2	1,2	1,5	1,4	2,5	65	
	Гранит, там же	7	71,78	0,35	1,00	2,09	0,50	45	2,5	0,9	20,0	0,5	2,0	30	
	Плагиогранит, с глубины 1300 м, там же	2	75,60	0,20	0,96	0,46	0,33	-	1,1	6,0	25,7	2,0	3,0	80	
Массивы северной части Тургайского пояса	Габбро, Елтай	4	46,74	0,94	6,72	6,00	5,15	Не определялось				1,1	1,3	18	
	Диорит, Соколовка	3	55,75	1,01	2,93	6,03	3,19	5,5	12	3,0	9,0	0,5	0,9	12	
	Кварцевый диорит, там же	1	56,23	0,82	2,72	5,03	5,47	5,0	15	1,0	6,0	0,5	0,5	12	
	Гранит-порфир, Качар	2	69,51	0,61	1,42	1,87	0,33	Не определялось				0,7	4,3	18	
	Диорит-порфирит, Куржункуль	2	49,90	0,75	2,96	5,55	3,40	Не определялось				0,5	0,9	10	
	Габбро-диориты, Алешинка	3	45,21	1,92	4,28	9,06	4,51	-	30	2	10	0,4	0,9		
	Габбро, Глубоченское	9	48,29	2,06	6,23	6,65	6,09	Не определялось				0,9	1,0		
Массивы южной части Тургайского пояса	Габбро, Шартумпак	1	46,02	0,81	4,13	7,53	6,19	-	21	0,5	1,7	0,5	0,6	11	
	Диорит, Адаевка	1	51,70	0,88	5,35	4,49	4,01	Не определялось				1,2	1,3	18	
	Кварцевый диорит, там же	2	55,88	0,51	2,13	2,58	3,47	0,7	32	1,0	6,3	0,8	0,6	7	
	Диорит, Бенкала	1	54,48	0,88	5,05	4,10	4,34	9	13	0,6	12	1,2	1,2	17	
	Кварцевый диорит, там же	3	58,12	0,67	3,12	3,47	2,81	14	26	1,1	14	0,9	1,1	14	
	Аляскит, Бенкала	2	76,02	0,18	0,71	0,52	0,03	Не определялось				0,3	-	15	
	Челябинский	Непродуктивные массивы гранитного ряда													
Кварцевый диорит		5	58,44	0,67	3,70	2,86	3,37	3,0	15	0,8	12	1,3	1,1	19	
Гранит мусковитовый		2	73,36	0,05	0,64	0,90	0,22	40	0,3	-	22	0,7	0,3	20	
Гранит биотитовый		5	71,80	0,15	0,69	1,87	0,33	49	3,0	0,1	25	0,3	2,0	12	

Таблица 8 (окончание)

Мас-сив	Породы	Коли-чество анали-зов	Содержание, вес %					Содержание, объем. %				Отношения		
			SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	кали шпат	темно-цвет-ные	руд-ные	кварц	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	φ
												FeO	MgO	
	Гранит жильный	2	73,10	0,07	0,41	0,78	0,17	25	2,0	1,0	36	0,5	2,0	12
	Гранит двуслоистый	2	68,16	0,25	1,05	2,29	0,49	35	0,5	0,5	30	0,4	2,0	14
Суундукский	Кварцевый диорит	5	61,44	0,65	1,21	3,35	2,60	-	20,0	1,0	15	0,3	0,4	7
	Гранодиорит	8	65,33	0,45	0,96	2,71	1,27	5	16,0	0,5	25	0,3	0,7	9
	Граниты	25	73,00	0,24	0,65	1,26	0,67	40	5	1,0	26	0,4	1,0	9
	Граносиениты	2	67,68	0,78	1,51	2,57	0,19	Нет	данных		0,5	0,7	17	
	Микродиорит	1	51,60	0,85	3,14	10,78	4,33		"	"	0,3	0,7	12	
	Плагιοгранит	6	70,68	0,35	0,78	2,38	1,29	-	2,0	-	40	0,3	0,6	8
Верх-Исегский	Кварцевые диориты	16	56,77	0,83	2,50	4,47	3,59	-	28	1,5	12	0,5	0,7	18
	Гранодиориты	17	64,99	0,54	1,28	3,08	1,84	6	20	1,8	18	0,4	6	9
	Амфибол-биотитовые граниты	18	68,00	0,45	1,09	2,18	0,93	15,5	11,5	1,4	23	0,5	1,0	11
	Биотитовые граниты	13	71,39	0,24	0,55	1,71	0,59	29,0	4,6	0,3	29	0,3	0,9	8

Примечание. В графах 5-13 везде выведено среднее содержание.

4. Наряду с уменьшением степени окисления железа в интрузивных породах с глубиной уменьшается количество биотита, кварца и иногда аксессуарного магнетита.

5. В непродуктивных гранитоидах гранитного ряда коэффициент окисления железа ($F_2O_3 : FeO$) обычно не поднимается выше 0,5, что указывает на их более глубинное образование по сравнению с продуктивными гранитоидами.

ВЫВОДЫ

1. Пространственное распределение месторождений контактово-метасоматического типа в значительной мере определяется положением продуктивных интрузивных массивов, которые обычно занимают центральное место в геологических структурах. Между интрузивными массивами и месторождениями по целому ряду существенных признаков устанавливается тесная генетическая связь. Вследствие этого "продуктивные массивы должны рассматриваться, как фактор первого порядка размещения контактово-метасоматических месторождений в пределах металлогенической зоны или рудного пояса, и выделение их на картах металлогении и прогнозов всех масштабов является первоочередным" (Овчинников, Баклаев, 1962, стр. 83).

2. Зональное распределение метасоматических образований (включая магнетитовые и сульфидные руды) около интрузивных тел, тесная пространственная и генетическая связь между оруденением, интрузивными породами и дизъюнктивной тектоникой не позволяет согласиться с выдвигаемой некоторыми исследователями (Тетерев, 1965; Дербигов, 1968; Чугуевская, 1969; Ивлев и др., 1969) гипотезой о вулканогенно-осадочном происхождении скарновых железорудных месторождений Главной рудоносной полосы Тургайского прогиба. По всем своим главнейшим признакам эти месторожде-

ния являются копией всех других уральских контактово-метасоматических месторождений, залегающих в различных по возрасту осадочно-вулканогенных толщах.

3. Интрузивные массивы, сформировавшиеся на участках распространения медно-рудных месторождений, обнаруживают некоторую специфику в своем составе. Они представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, отличающимися типичным парагенезисом роговой обманки с основным плагиоклазом, при наличии пирита и иногда халькопирита в аксессуориях. Характерно постоянное присутствие в интрузивных и жильных породах этих массивов Cu, Co, Pb, Be, Ga, отчасти Zn, Sn, Ag, Mo, причем содержание первых трех элементов обычно значительно превышает их кларки. Устанавливается частичная связь указанных элементов с рудными аксессуориями (пирит, халькопирит, магнетит). Предполагается также, что некоторые из них (Be, Cu, Pb, Ga) входят в состав нерудных минералов в виде изоморфной примеси.

4. Расчеты, построенные на учете величины эрозионного среза и данных по подсечениям рудных тел в рудных полях контактово-метасоматического типа, а также данных по абсолютным отметкам продуктивных интрузивных массивов, показывают, что глубина формирования контактово-метасоматических месторождений находится в пределах 0,5–3,5 км, при диапазоне 1,5–2,5 км. О сравнительно небольшой глубине формирования интрузивных массивов, продуктивных в отношении контактово-метасоматического оруденения, свидетельствуют их сложный и пестрый состав, небольшие размеры, обилие ксенолитов, наличие мощных зон краевых фаций с порфировой структурой, отсутствие пегматитов и сравнительно высокий (более 0,5) коэффициент окисления железа в породах, определяемый по соотношению $Fe_2O_3:FeO$.

5. Сопоставление состава аксессуарного магнетита продуктивных гранитоидов с рудным магнетитом показывает, что содержание в них Co, Ni, Pb, Ag находится примерно на одном уровне. Содержание же Cu и Zn в рудном магнетите в 30–50 раз выше, чем в аксессуарном, тогда как содержание титана, наоборот, на один-два порядка ниже. Эта закономерность, наблюдаемая как в железорудных, так и меднорудных месторождениях, обусловлена, по-видимому, температурным градиентом и наличием микропримесей халькопирита и сфалерита в рудном магнетите, избавиться от которых при приготовлении монофракций невозможно. В рудном и аксессуарном пирите резких изменений в содержании элементов-примесей не отмечается, за исключением кобальта и никеля, содержание которых в рудном пирите повышается.

Глава VI

ДАЙКИ И ОРУДЕНЕНИЕ

Вопрос о генетической связи оруденения с дайками магматических пород до сих пор дискуссионен, поскольку их роль как проводников гидротермальных растворов (Вольфсон, 1962; Королев, 1962) далеко не всегда четко фиксируется. Кроме того во многих рудных полях вместе с дорудными дайками встречаются сингенетичные с рудой и послерудные дайки, сильно усложняющие общую картину строения рудных полей и образования месторождений. Последнее достаточно убедительно было показано В. Г. Корель (1954), А. С. Великим (1961), В. П. Логиновым (Логинов и др., 1963), Ф. К. Шипулиным (1965) и некоторыми другими исследователями. При изучении структур рудных полей контактово-метасоматических месторождений Урала мы также обращали внимание на дайки и ставили своей задачей, насколько это возможно, найти критерии отличия дорудных даек от послерудных (Баклаев и др., 1966).

МАГНИТОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Наличие дорудных даек гранит-порфиров и диабазов (диоритов) было показано здесь еще А. Н. Заварицким (1927) и М. А. Карасиком (1959а). После них нам удалось установить, что среди этих даек особенно широко представлены дайки диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, относящиеся к первой интрузивной фазе. Они имеют меридиональное и субмеридиональное (СЗ 340° - СВ 20°) простирание, крутое ($70-90^{\circ}$) восточное и западное падение и мощность от 0,5 до 20 м. Наиболее часто встречаются дайки мощностью 1-5 м.

Макроскопически указанные породы отличить друг от друга часто невозможно. Все они имеют светло- или темно-зеленую окраску, зависящую от количества темноцветных компонентов, величины зерен породообразующих минералов и степени свежести породы. Макроструктура пород в основном афанитовая и иногда порфировая (во вкрапленниках авгит или плагиоклаз). В тех случаях, когда контакты даек не скарированы, можно видеть четкие зоны закалки мощностью до 10-15 см, состоящие из тонкозернистой скрытокристаллической основной массы с погруженными в нее лейстами плагиоклаза, иногда ориентированными параллельно контакту.

Под микроскопом структура более основных разновидностей диабазовая, с ксеноморфным авгитом. В более кислых разновидностях, содержащих небольшие количества кварца и роговой обманки, структура диоритовая. Авгит очень часто уралитизирован. Плагиоклаз по составу колеблется от олигоклаза и андезина до лабрадора (№ 26-50). Постоянно присутствуют магнетит (до 20%), апатит, иногда сфен и довольно часто вторичные минералы - эпидот, хлорит, диопсид, актинолит, пренит, альбит, скаполит, гранат, кальцит, лейкоксен. В зальбандах даек наиболее интенсивно развиты вторичные минералы, среди которых встречаются метасоматический калиевый шпат (микроклин) и сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит).

Дайки диабазов и диабазовых порфиритов, находящиеся среди известняков, обычно сопровождаются оторочками из гранатовых скарнов, мощностью до 0,5 м. Внутри эффузивов скарновые оторочки около даек образуются редко и имеют очень небольшую мощность (доли сантиметра). Закаленные контакты даек, как правило, подверглись слабым контактово-метасоматическим изменениям.

В пределах рудных тел породы дорудных даек обычно гидротермально изменены, иногда нацело замещены агрегатами вторичных минералов – диопсидом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, кальцитом, иногда с присутствием граната, магнетита и кварца. В руде, примыкающей к дайкам, наблюдались метаколлоидные структуры пирита и карказита (Карасик, 1959а), а также тонкополосчатая текстура с ориентировкой агрегатов зерен сульфидов, магнетита, граната и кальцита вдоль зальбандов даек. Последнее указывает на интенсивность предрудной трещиноватости в приконтактной части некоторых даек, служившей проводниками гидротермальных растворов.

С целью распознавания дорудных и послерудных даек были сделаны анализы представительных проб пород и мономинеральных фракций магнетита, взятых из различных участков даек. Результаты этих анализов (табл. 9, 10) показывают значительное обогащение зальбандов дорудных даек серой, халькофильными элементами (Cu, As, Mo, Pb) и железом, что связано с наложенными процессами при рудообразовании. Поздний магнетит отличается от первичного (акцессорного) резко пониженным содержанием титана, ванадия и марганца. В тех случаях, когда отложения магнетита не усложняют общую картину метасоматических изменений, в зальбандах дорудных даек наблюдаются явления, типичные для околоскарнового щелочного метасоматоза (Баклаев, 1963), выраженные в осветлении пород и обогащении их щелочами, кремнием, кальцием при выносе железа, магния и титана (см. табл. 9, анализы 5 и 6).

Таблица 9

Химический состав пород из даек и пластовых залежей Магнитогорского рудного поля, вес. %

Компо- ненты	Анализы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,32	45,34	50,92	40,24	47,44	49,22	47,94	52,12	44,62	47,10	51,55
TiO ₂	1,42	1,84	1,37	1,33	1,48	0,65	1,64	1,60	1,82	1,94	0,41
Al ₂ O ₃	16,91	18,40	17,87	16,94	18,58	15,10	16,22	16,41	17,67	16,90	18,50
Fe ₂ O ₃	1,60	4,79	2,28	4,11	4,12	1,43	2,71	1,59	6,62	10,00	4,80
FeO	7,90	8,26	7,83	19,11	6,20	8,05	6,18	5,46	6,97	5,65	2,86
MnO	0,18	0,23	0,24	0,25	0,14	0,27	0,27	0,19	0,16	0,24	0,09
MgO	6,85	7,62	5,81	4,92	6,50	5,28	6,66	5,59	8,46	5,33	5,32
CaO	5,69	3,70	2,19	1,73	8,86	11,21	8,24	3,93	4,49	6,93	7,47
Na ₂ O	4,96	4,60	6,20	4,03	2,67	3,72	4,34	9,50	3,72	4,00	4,05
K ₂ O	0,61	0,52	1,36	0,19	1,81	1,07	0,18	0,19	0,63	0,80	1,95
H ₂ O ⁺	3,37	4,45	3,62	6,15	Не опр.	3,33	4,49	3,48	5,25	Не опр.	Не опр.
CO ₂	Не опр.	Не опр.	0,17	0,27	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	"
SO ₃	"	"	0,53	0,94	"	"	0,18	0,32	"	"	"
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,29	0,33	"	"	0,28	0,31	0,22	"	"
П.п.п.	Не	определялись			1,32		Не	определялись		1,27	2,31
Сумма	100,01	99,97	100,68	100,54	99,12	99,33	99,34	100,70	100,63	100,16	99,31

Анализы 1–4, 6–9 выполнены Т. П. Медведевой и В. А. Рудницкой в химической лаборатории Института геологии и геохимии УФ АН СССР; анализы 5, 10, 11 – по данным Г. Б. Ферштатера, А. Д. Штейнберга и др. (1961 г.).

1. Диабазовый порфирит из центральной части дорудной дайки, находящейся среди липаритов, выше рудного тела на 50 м. Состав (в %): плагиоклаз – 50, авгит – 25, магнетит – 3–4, хлорит (по плагиоклазу и авгиту) – 15, серицит – 5, кальцит до 1. Восточный карьер Магнитогорского месторождения, горизонт 480 м, южный борт.

2. Диабазовый порфирит, разложенный, из зальбанда той же дайки. Состав (в %): плагиоклаз - 50, хлорит - 20-25, магнетит - 8-10%, серицит, эпидот, кальцит.

3. Диабазовый порфирит, разложенный, из центральной части дорудной дайки, находящейся среди рудного тела. Состав (в %): плагиоклаз - 50, хлорит - 15-20, магнетит - 5, кальцит, эпидот, серицит, лейкоксен, редкие спорадические зерна пирита. Восточный карьер Магнитогорского месторождения, горизонт 460 м, западный борт.

4. Диабазовый порфирит из зальбанда той же дайки. Состав (в %): плагиоклаз - 30-40, хлорит - 45, магнетит - 6-7, эпидот, вторичный диопсид - 5-7, лейкоксен, серицит, кальцит, альбит.

5. Диабаз темно-серый из центральной части дорудной дайки. Состав (в %): основной плагиоклаз, авгит, магнетит - 5-6, серицит - до 10. Месторождение Малый Куйбас, скв. 98, интервал 91-93 м.

6. Диабаз тонкозернистый, сильно разложенный, из зальбанда той же дайки. Состав (в %): сильно альбитизированный плагиоклаз, эпидот, актинолит, кальцит - до 5, сфен, лейкоксен, пирит - до 1, магнетит < 1. Месторождение Малый Куйбас, скв. 98, глубина 89,0 м.

7. Диабазовый порфирит из центральной части послерудной дайки северо-восточного простирания, несколько разложенный. Состав (в %): плагиоклаз - 50-60, авгит - 30-40, мелкие зерна магнетита - 3-4, хлорит (по плагиоклазу и авгиту) - 15-20. Восточный карьер Магнитогорского месторождения, северный борт, этаж 450-460 м.

8. Диабазовый порфирит из зальбанда той же дайки. Плагиоклаз сильно замещен альбитом, авгит-хлоритом, появляются мелкие зерна пирита (до 1%).

9. Диабаз, разложенный, из пластовой залежи (силла) в контакте с дайкой диабазового порфирита, представленной анализами 1 и 2. Состав породы (в %): плагиоклаз - 50, магнетит - 10, хлорит (по плагиоклазу и авгиту) - 30, серицит - 5, кварц (вторичный) - 2, эпидот - 2, лейкоксен.

10. Пилотакситовый диабаз из пластовой залежи, перекрывающей рудоносный горизонт. Состав: серицитизированный плагиоклаз, авгит, густая вкрапленность магнетита (10%), в небольшом количестве - хлорит, актинолит, эпидот, кальцит, лейкоксен. Южный фланг Магнитогорского месторождения, скв. 743, глубина 46,5 м.

11. Диабазовый покровный порфирит из рудомещающей осадочно-вулканогенной толщи. Состав: плагиоклаз, хлорит, роговая обманка, кальцит, магнетит, в миндалинах - кварц. Среднее содержание из двух образцов, взятых на р. Урал, к югу от мельницы Васильева.

Трещины, заполненные дорудными дайками, впоследствии подновлялись и служили путями проникновения рудоносных растворов. Это подтверждается следующими данными.

1. Около зальбандов многих даек диабазов и диабазовых порфиритов наблюдаются оторочки магнетитовой руды мощностью до 2 - 3 м (рис. 81).

2. В пространстве между двумя дайками нередко наблюдаются "мостовидные" рудные тела, образовавшиеся вследствие отложения руды по трещинам вдоль контакта даек и в деформированных между ними известняках (см. рис. 81).

3. Полосчатость в магнетитовых рудах, представленная тонким послойным чередованием магнетита, скарновых минералов (граната, пироксена, эпидота, кальцита) и сульфидов (пирит, редко халькопирит), ориентируется вдали от даек параллельно слоистости в известняках - под углом 10-30° к горизонту. В контактах с дайками эта полосчатость приобретает крутое (80-90°) падение, параллельное зальбандам даек (см. рис. 81, 82).

4. Жилы и прожилки магнетитовой руды мощностью до 1 м наблюдаются иногда и в центральных частях даек (рис. 83).

5. В местах скопления даек отмечается усиление рудоотложения, в частности, наиболее полное замещение благоприятных литологически горизонтов рудой.

Таким образом, новый фактический материал дополняет и подтверждает данные А. Н. Заварицкого (1927), М. А. Карасика (1959) и некоторых других исследователей о дорудном возрасте даек основного состава первой интрузивной фазы. Тем самым опровергаются взгляды П. Н. Кобзаря (1960), который при характеристике этапов формирования контактово-метасоматических месторождений Урала и Зауралья (в том числе Магнитогорского) отнес все дайки к послемагнетитовым образованиям.

Таблица 10

Содержание микроэлементов (вес. %) в пробах магнетита из даек основного состава и вмещающих их пород и руд Магнитогорского рудного поля

Пробы и места их взятия	Количество определений	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Mo	Be	As	Cu	Pb
Центральная часть дорудных диабазов. Восточный карьер Магнитогорского месторождения. Вальные пробы	18	0,30	0,003	0,009	0,005	0,004	0,20	0,0003	0,001	-	0,001	0,005
Зальбанды тех же даек. Там же. Вальные пробы	13	0,20	0,014	0,004	0,006	0,004	0,30	0,001	0,002	0,004	0,007	0,002
Магнетит из центральной части дорудных даек. Восточный карьер Магнитогорского месторождения	6	5,50	0,20	0,15	0,004	0,010	0,56	-	-	0,008	-	-
Магнетит из зальбандов дорудных даек. Там же	8	1,54	0,10	0,07	0,005	0,004	0,28	-	0,003	-	-	-
Магнетит из пластовых залежей диабазов. Восточный карьер Магнитогорского месторождения	2	2,18	0,12	0,042	0,004	0,007	0,35	-	0,004	-	-	0,001
Магнетит из послерудных даек	9	1,47	0,09	0,04	0,004	0,004	0,29	-	0,002	-	0,001	-
Магнетит из сплошных магнетитовых руд Магнитогорского месторождения (химические анализы)	12	0,01	0,003	Не опр.	0,001	0,001	0,06	Не определялись				
Магнетитовая руда Магнитогорского месторождения. Вальные пробы	25	0,12	0,005	Не опр.	0,01	0,01	0,10	0,001	-	0,01	0,02	0,001

Примечание. Анализы выполнены Н. А. Ярош в спектральной лаборатории Института геологии и геохимии УФ АН СССР. Прочерк означает, что элемент не обнаружен.

Дайки кислых пород в Магнитогорском рудном поле относятся, как указывалось в главе V, ко второй и третьей интрузивным фазам, причем в обоих случаях они предшествуют оруденению. Из этой группы наиболее распространены гранит-порфиры (состоящие из альбита, кварца, иногда ортоклаза, биотита и акцессорий-сфена, апатита, магнетита, редко циркона). Наименьшее распространение имеют аплиты. Промежуточное положение по частоте занимают микрограниты (состав (в %): микропертит - до 10, альбит-олигоклаз - 10-40, кварц - 10-15, роговая обманка - 1-7, остальное - биотит, магнетит, сфен, апатит, циркон) и гранодиорит-порфиры и граносиенит-порфиры. В отличие от гранит-порфиров, последние содержат более основной плагиоклаз и повышенное количество темноцветных.

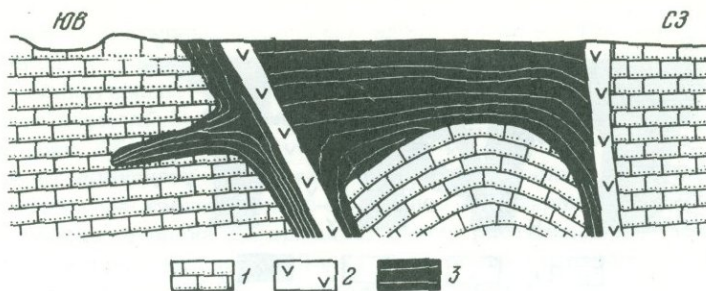


Рис. 81

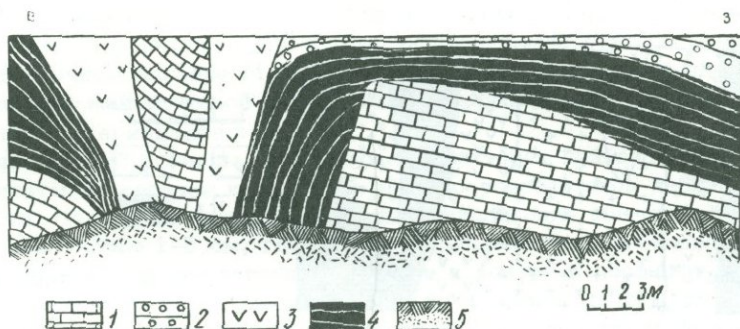


Рис. 82

Рис. 81. "Мостовидная" форма рудного тела между двумя дайками диоритовых порфиров в Западном карьере Магнитогорского месторождения (этаж 430-440 м, южный борт)

1 - известняки; 2 - диоритовые порфиры; 3 - магнетитовая руда (белые линии - направление полосчатости)

Рис. 82. Изменение направления полосчатости в руде около дорудных даек диоритовых порфиров в Западном карьере Магнитогорского месторождения (этаж 420-430 м, южный борт)

1 - известняки; 2 - скарны; 3 - диоритовые порфиры; 4 - магнетитовая руда (белые линии - направление полосчатости); 5 - ось

Мощность даек кислых пород колеблется от 0,5 до 20 м. Длина по простиранию (большой частью в субмеридиональном направлении) от 100 до 300 м. Углы падения 60-90°. Часть даек явно контролирует тектонические нарушения, заполняя зоны дробления и милонитизации. В карьерах горы Магнитной известны многочисленные случаи, когда дайки гранит-порфиров и микрогранитов, следуя вдоль даек диоритов, захватывая и окаймляя их, образуют так называемые "сложные дайки" (рис. 84).

Контактово-метасоматические и более низкотемпературные гидротермальные изменения в зальбандах даек кислых пород проявляются несколько слабее, чем около даек основного состава, и имеют некоторые особенности.

1. В эндоконтактах даек резко увеличивается содержание таких минералов, как гранат, эпидот, хлорит, кальцит, пирит. Если в центральных частях даек содержание (в %) хлорита составляет 5-10, эпидота и граната - 0-2, кальцита - 2-3, то в зальбандах оно повышается соответственно до 80, 10-20 и 15-30. Пирит в средних частях даек встречается в виде очень мелких (сотые доли миллиметра) неравномерно распределенных зерен, а в эндоконтактах образуют сравнительно крупные гнездообразные скопления, нередко вытянутые в параллельные цепочки.

2. Вдоль контактов даек наблюдаются оторочки гранатового, часто эпидотизированного скарна мощностью до 1 м. В скарне по тонким трещинкам, идущим параллельно зальбандам, отмечается магнетит (2-5%).

3. Внутри даек гранит-порфиров, локализованных среди скарно-рудной зоны, нередко можно наблюдать тонкие прожилковидные скопления железной слюдки, ориенти-

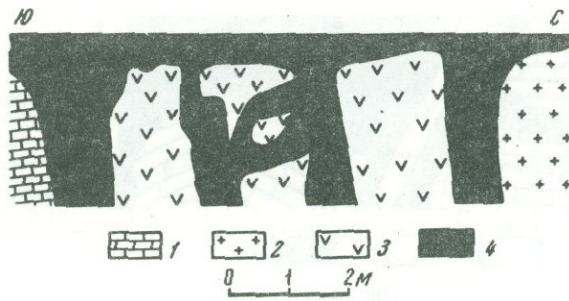


Рис. 83.

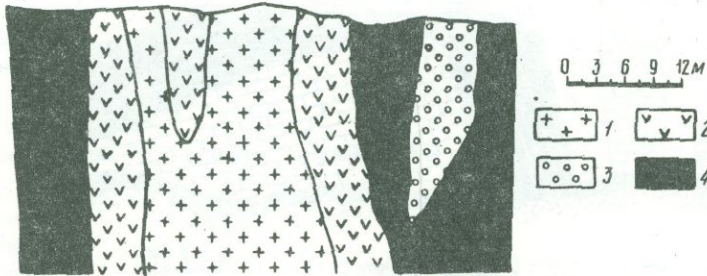


Рис. 84.

Рис. 83. Магнетитовая руда в дайке диабазов на Западном карьере Магнитогорского месторождения (этаж 440–450 м, южный борт)

1 – мраморизованные известняки; 2 – гранитоиды; 3 – дайка диабазов; 4 – руда

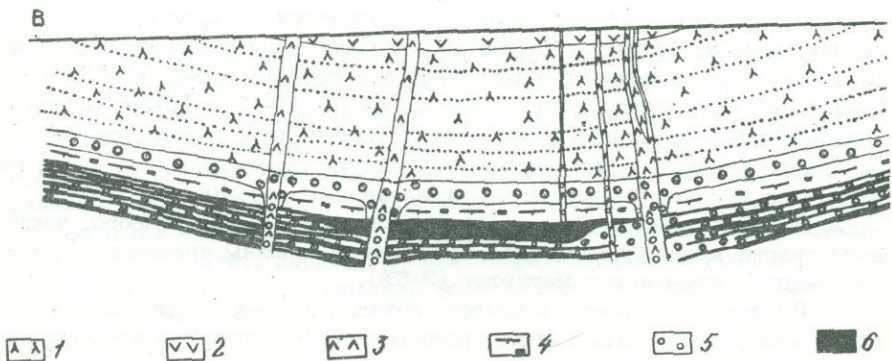
Рис. 84. Сложная дайка в Восточном карьере Магнитогорского месторождения (этаж 430–440 м, северный борт)

1 – гранит-порфиры; 2 – диабазовые порфириты; 3 – гранатовый скарн; 4 – магнетитовая руда

рованные параллельно залыбандам, а в "сложных дайках" наблюдаются аналогично ориентированные прожилки крупнозернистого магнетита, по-видимому, второй генерации.

4. Как и около даек основных пород, вблизи даек гранит-порфиров в пределах рудных тел иногда отмечается увеличение мощностей руды и среднего содержания железа и серы (см. рис. 62, 63).

Все перечисленные особенности довольно однозначно указывают на дорудный возраст даек кислых пород и их благоприятную роль в локализации оруденения. В тех случаях, когда дайки кислых пород выполняют крупные разрывные нарушения, они значительно катаклазированы, а их обломки сцементированы кальцитом и отчасти хлоритом, что



свидетельствует о повторных подвижках вдоль дорудных тектонических нарушений. Рассматривая вопрос о дорудных дайках, небезынтересно отметить их ориентировку по отношению к пликативным структурам. Как правило, фиксируемые ими трещины разрыва занимают нормальное положение по отношению к напластованию пород, образующих складку (рис. 85).

В отличие от дорудного комплекса, послерудные дайки в Магнитогорском рудном поле имеют преимущественно северо-восточное простирание (СВ 50–80°) и характеризуют собой изменение плана деформации: смену растягивающих усилий субширотного направления субмеридиональными. Длина даек по простиранию 200–1000 м, мощность 0,5–1,5 м, углы падения 85–90°. Контакты послерудных даек с рудой и скарнами всегда весьма четкие, с зонами закалки. Гидротермальных изменений в них не наблюдается. Дайки вызывают перекристаллизацию магнетитовых руд, что проявляется в образовании друзовых агрегатов крупнокристаллического магнетита в зонах мощностью до 1 см. В Восточном карьере Магнитогорского месторождения в одной из даек наблюдались ксенолиты магнетитовой руды, около которых отмечалось ориентировочное расположение лейст плагиоклаза в породах.

Наиболее распространены среди послерудных даек диабазо-спессартиты и диабазовые порфиры. В составе и строении диабазо-спессартитов наблюдались следующие особенности. Непосредственно за корочкой закалывания обычно следует темная афанитовая зона мощностью 1–5 см, где в скрытокристаллической основной массе видны редкие вкрапленники альбит-олигоклаза. Ближе к центру в порфировых выделениях и в основной массе появляются кварц (до 5%) и ортоклаз (5–6%). Количество вкрапленников плагиоклаза увеличивается, основная масса приобретает флюидално-пилотакситовую, микроофитовую и офитовую структуры. В центральной части дайки порода обычно имеет крупнозернистую диабазовую структуру и состоит преимущественно из плагиоклаза (50–55%) и авгита (до 40%). В ничтожных количествах отмечаются кварц и ортоклаз. Магнетит, обильный в дорудных дайках, в послерудных встречается в очень небольших количествах (десятые и сотые доли процента).

Послерудные диабазовые порфиры имеют обычно тонкозернистое строение, серый и темно-зеленовато-серый цвет. Редкие вкрапленники представлены андезитом (№ 26–45). В основной массе диабазовой структуры – плагиоклаз (60–65%) и авгит (30–35%). Последний иногда частично замещается диопсидом, волокнистой роговой обманкой и пиритом. Аццессорные минералы представлены редкими зернами магнетита, образующими пылевидную вкрапленность (до 1% состава), и апатитом (редкие призматические зерна). В отдельных шлифах среди основной массы были встречены также редкие мелкие зерна кварца. В отличие от дорудных даек магнетит послерудных даек является малотитанистым (1,0–2% Ti) и образует тонкие сростки с хлоритом и кальцитом. Явления щелочного метасоматоза здесь выражены очень слабо, хотя и наблюдается привнос натрия (послескарновая альбитизация). Породы послерудного комплекса характеризуются пониженным содержанием элементов-примесей: цинка, свинца, меди, молибдена, мышьяка и кобальта.

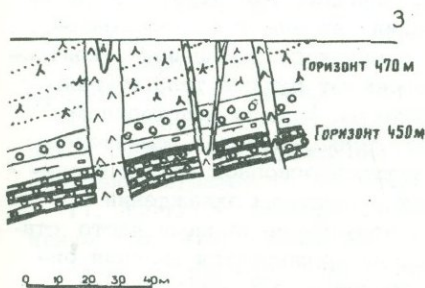


Рис. 85. Сводный схематизированный геологический разрез южного борта Восточного карьера Магнитогорского месторождения

1 – липариты и липарит-порфиры; 2 – силлы диабазов; 3 – жильные диабазы; 4 – роговики по эффузивным породам; 5 – скарны; 6 – магнетитовая руда

Таким образом, на примере изучения Магнитогорского рудного поля мы приходим к выводу, что по характеру изменения даек в зальбандах и по химическому составу находящегося в них магнетита можно довольно однозначно отличать дорудные дайки от послерудных. Для дорудных даек характерны интенсивные гидротермальные изменения пород, выразившиеся в образовании диопсида, граната, гематита, хлорита, пирита, эпидота и магнетита. Новообразования магнетита, гематита и пирита в них по химическому составу аналогичны соответствующим минералам рудных тел, но отличаются от первичных акцессорных минералов в горных породах по содержанию титана, ванадия, меди, кобальта и некоторых других элементов-примесей. Около этих даек нередко наблюдается усиление рудоотложения и повышение содержания в рудах железа, меди и серы.

Послерудные дайки в отличие от дорудных не несут следов, отмеченных только что высокотемпературных гидротермальных изменений и имеют резкие контакты с рудой и скарнами. Акцессорный магнетит в них является малотитанистым. Сульфиды, как правило, отсутствуют, а породы в целом характеризуются низким содержанием Zn, Pb, Cu, Mo, Co.

АУЭРБАХО-ТУРЬИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Жильная фация интрузивных пород в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле представлена не менее обильно, чем в Магнитогорском. Среди вмещающей осадочно-вулканогенной толщи здесь весьма часто отмечаются явно доскарновые - дорудные жилы, представленные диоритовыми и иногда диабазовыми порфиритами и спессартитами. Внутри интрузивных массивов сравнительно редко встречаются маломощные (до 1 м) жилки гранит-порфиров и аплитов. Обращает на себя внимание тот факт, что эти дорудные образования имеют обычно меридиональное и субмеридиональное простирание. Они в значительной степени подверглись метасоматическим изменениям, в частности скарнированию, средне- и низко температурной пропилитизации с новообразованиями граната, диопсида, альбита, эпидота, кальцита, пирита и других минералов. В более или менее мощных скарновых зонах (свыше 10-15 м) можно наблюдать почти полное "растворение" даек диоритовых порфиров среди скарновых образований. Дайки диабазовых порфиров в этих условиях сохраняются значительно лучше.

Изучение процессов изменения околорудных и внутрирудных даек диабазовых порфиров и лампрофиров в южной части рудного поля, на примерах Северо-Песчанского и Ауэрбаховского месторождений, показало, что метасоматические изменения здесь близки к изменениям меднорудных месторождений и выражаются в основном в сильной альбитизации и частичной ортоклазизации плагиоклаза и появлении в значительных количествах таких вторичных минералов, как хлорит, актинолит, диопсид, серицит и кальцит.

Послерудные нарушения субширотного простирания как в меднорудных, так и в железорудных месторождениях Ауэрбахо-Турьинского рудного поля довольно часто контролируются дайками диабазовых порфиров и лампрофиров (спессартитов, микромонцитов), мощностью от 1 до 20 м. В отличие от дорудных даек, они не несут следов интенсивных метасоматических изменений. В них сравнительно слабо изменен плагиоклаз и темноветные минералы, незначительное развитие в основной массе имеют актинолит, серицит и хлорит. Наблюдаемые иногда в зальбандах очень маломощные (0,01-0,20 м) зонки и скопления эпидота, изредка с мелкой вкрапленностью пирита, а также слабые явления осветления (диопсидизации) и гранатизации связаны с аутометаморфизмом самих диабазовых порфиров (Баклаев, 1959а) и никакого отношения к контактовому метасоматозу не имеют. Послерудные дайки пересекают рудные тела обычно под прямым или острым углом, имея с ними резкие контакты. В непосредственном контакте со скарнами, эпидозитами и рудой они обладают тонкозернистой афанитовой макроструктурой, микролитовой или пилотакситовой структурой основной массы и опалитовой каемкой у роговой обманки, что свидетельствует о быстром охлаждении и явлениях закалки в зальбандах. Скарны в контакте с послерудными дайками часто становятся более тонкозернистыми и в них наибольшей степени проявляются явления оптических аномалий граната. В руде, контактирующей с лампрофирами, наблюдается иногда дробление рудных и нерудных минералов, с мушкетовитизацией гематита.

Таблица 11

Химический состав (вес. %) эффузивных, интрузивных и жильных дорудных пород Ауэрбахо-Турьинского рудного поля

Компоненты	Эффузивные породы					Интрузивные породы				Жильные породы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50,06	50,72	53,58	54,65	56,90	61,92	54,00	59,94	46,52	56,70	50,52	48,32	54,90
TiO ₂	0,68	0,72	0,90	0,54	не опр.	0,39	0,45	0,50	0,71	0,85	1,40	0,75	0,66
Al ₂ O ₃	17,61	19,80	18,55	18,89	18,47	16,63	18,42	17,00	16,33	18,00	14,20	15,47	15,90
Fe ₂ O ₃	7,90	2,04	3,52	2,28	0,24	2,83	4,00	3,39	3,47	2,00	2,81	3,99	5,82
FeO	2,82	5,29	4,52	3,27	2,34	2,61	4,33	3,24	7,03	2,51	4,70	4,17	5,70
MnO	0,37	0,11	0,12	0,11	0,16	0,07	0,12	0,11	0,27	0,12	0,13	0,15	0,18
MgO	2,23	5,21	3,42	3,47	2,30	2,25	3,34	2,40	7,20	3,80	8,78	9,47	2,50
CaO	9,13	9,30	7,94	5,63	5,75	5,13	8,19	6,99	12,58	8,02	8,90	8,30	4,40
Na ₂ O	4,86	2,25	3,42	4,93	6,90	3,90	3,20	3,12	2,04	5,76	5,23	2,96	4,76
K ₂ O	2,72	2,44	1,95	2,17	3,97	2,59	1,50	0,55	1,50	0,91	нет	1,94	2,76
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не определялось			1,33	Не определялось				Не определялось			
CO ₂	"	"	"	"	1,05	"	"	"	"	"	"	"	"
S	"	0,10	"	0,87	0,10	"	"	"	"	0,07	0,08	"	0,10
П.п.п.	1,84	2,00	1,62	2,93	Не опр.	1,39	1,86	2,27	0,95	1,30	2,99	4,50	2,00
Сумма	100,22	99,98	99,54	99,74	99,31	99,71	99,41	99,51	99,60	99,94	99,74	100,02	99,68

1. Диабазовый эффузивный порфирит нижней толщи (S₂ld₁). Образец Е.С. Федорова и В.В. Никитина (1901), квартал 17. Лаборатория Богословского завода, аналитик Н. Тимофеев.

2. Роговообманковый порфирит из башмаковской толщи (D₂¹). Вадимо-Александровское месторождение, скв. 505, глубина 86 м. Полевская лаборатория треста Уралцветметразведка, 1958 г. Образец М.В. Баклаевой.

3. Роговообманковый порфирит из богословской толщи (D₂¹). Башмаковский рудник, скв. 105, глубина 89 м. Лаборатория Уральского геологического управления, 1943 г. Образец Турьинской ГРП.

4. Роговообманковый порфирит из богословской толщи (D₂¹), вблизи рудного тела. Богословское месторождение, скв. 79, глубина 76 м. Лаборатория та же. Образец Турьинской ГРП.

5. Кристаллический туф роговообманкового порфирита. Всячий бок главной залежи Богословского месторождения. Образец и анализ Федоровского геологического музея, 1910 г.

6. Гранодиориты из центральной части Ауэрбаховского массива. Среднее из семи анализов Н.Д. Знаменского (1966).

7. Кварцевые диориты западной части Ауэрбаховского массива (участок Северо-Песчанского месторождения). Среднее из двух анализов Н.Д. Знаменского (1966).

8. Кварцевые диориты из Фроловского и Васильевско-Москалевского интрузивных тел. Среднее из восьми анализов Я.П. Баклаева (1959а).

9. Габбро с участка Богословско-Башмаковской группы меднорудных месторождений. Среднее из двух анализов Я.П. Баклаева (1959а).

10. Жильный роговообманковый дорудный диоритовый порфирит. Вадимо-Александровское медное месторождение, скв. 479, глубина 159 м. Полевская лаборатория треста Уралцветметразведка. Образец М.В. Баклаевой.

11. Жильный кварцево-роговообманковый вогезит. Вадимо-Александровское месторождение, скв. 479, глубина 52,5 м. Лаборатория та же. Образец М.В. Баклаевой.

12. Спессартит. Васильевское меднорудное месторождение, скв. 228, глубина 77,5 м. Лаборатория ИГГ УФАН СССР, аналитик Т.П. Медведева.

13. Микромонцит. Фроловское меднорудное месторождение, шахта им. С.М. Кирова, южный фланг, горизонт 130 м. Лаборатория комбината Березовскозолото, 1957 г. Щелочи определены в лаборатории ИГГ УФАН СССР. Образец Г.С. Норштейна.

Спектральные анализы жильных дорудных пород Ауэрбахо-Турьинского рудного поля на участках меднорудных месторождений (50 анализов) показывают повышенное содержание в них меди (среднее содержание 0,04%), свинца (0,005%), молибдена (0,004%) и серебра (до 0,0001%). На участках железорудных месторождений в дорудных дайках (10 анализов) содержание меди резко пониженное (0,005%), а свинец, молибден и серебро вообще не обнаружены. В послерудных дайках лампрофиров (10 анализов) на всех участках рудного поля молибден, серебро и спорадически свинец также не встречены, а медь, кобальт и хром присутствуют в очень малых количествах (соответственно 0,005; 0,001 и 0,001%).

Сравнивая результаты химических анализов эффузивных, жильных и интрузивных пород Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (табл. 11, 12), видим, что состав доскарновых - дорудных диоритовых порфиритов вполне аналогичен составу материнских интрузивов, особенно в их в краевых частях. В дорудных лампрофирах (табл. 11, пробы 12, 13) в связи с ортоклазизацией и серицитизацией отмечается повышенное содержание калия. Послерудные дайки диабазовых порфиритов и лампрофиров имеют, как правило, более основной состав (Баклаев, 1959а). Вблизи рудных тел, в связи с осветлением, содержание натрия в эффузивных и дорудных жильных породах увеличивается, тогда как содержание железа и кальция, естественно, уменьшается. Для всех пород характерно преобладание натрия над калием.

Таблица 12

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) для пород, приведенных в табл. 11

Номер анализа	a	b	c	s	f'	m'	c'	a'	n	t	ψ	Q	$\frac{a}{c}$	$\frac{c \cdot 100}{a+c}$
1	15,0	20,6	4,6	59,8	48	19	33	0	73	1,1	34	-15,0	3,2	24
2	8,8	19,0	9,8	62,4	38	50	12	0	57	1,1	9,0	-2,6	0,9	53
3	11,0	16,5	7,5	65,0	47	37	16	0	72	1,2	19,2	0,5	1,4	41
4	14,7	12,9	6,0	66,4	42	49	9	0	80	0,8	16,0	-2,6	2,4	29
5	21,1	11,6	2,0	65,3	21	34	45	0	73	-	0,6	-13,6	10,5	9
6	12,6	9,9	5,1	72,4	48	42	10	0	64	0,5	25	+14,5	2,5	30
7	9,7	16,5	8,2	65,6	50	36	14	0	72	0,7	23	+3,4	1,2	46
8	8,1	9,7	9,6	72,6	47	36	16	0	88	0,6	19	+18,2	0,8	54
9	5,1	29,2	8,4	57,3	34	41	25	0	72	1,2	10,5	-4,0	0,6	62
10	9,9	13,1	1,3	75,7	25	26	0	49	100	0,5	7	+30,3	7,6	12
11	14,0	15,2	5,2	65,6	27	42	31	0	90	1,0	22	-2,0	2,5	27
12	11,2	28,0	3,7	57,1	24	52	24	0	100	2,1	8	-11,0	3,0	28
13	9,3	28,2	5,9	56,6	27	58	15	0	70	1,1	12,3	-11,3	1,5	39

ТАГИЛО-КУШВИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ

Жильная фация Тагильского и Кушвинского сиенитовых массивов, в контактовых зонах которых находятся месторождения Высокогорского и Гороблагодатского рудных полей, представлена многочисленными дайками, секущими в различных направлениях как интрузивные и эффузивные образования, так и рудные тела. По данным детального картирования (Овчинников, Максенков, 1959; Малахова, 1966), здесь выделяются:

1) наиболее распространенные дайки субмеридионального направления (СЗ 340° – СВ 20°), сложенные габбро–порфиритами, диоритовыми порфиритами, сиенит–диоритовыми порфиритами, плагиоклазитами, сиенит–пегматитами, микросиенитами и бостонитами;

2) дайки субширотного направления (СВ 70° – ЮВ 110°), сложенные диоритовыми уралитизированными порфиритами, спессартитами, вогезитами и авгитовыми диабазовыми порфиритами;

3) более редкие дайки диагонального направления (СВ 35 – 65°), представленные диоритовыми и диабазовыми порфиритами, а также иногда сиенит–пегматитами, гранит–пегматитами и плагиоклазитами. Все указанные образования имеют обычно крутые углы падения (60 – 90°).

Большая часть даек первой группы залегает согласно со структурными элементами вмещающих интрузивных тел, в то время как дайки второй и третьей групп занимают по отношению к ним секущее положение. Замеры элементов залегания трещин отдельности в интрузивном массиве (Малахова, 1966) указывают на преобладающее значение двух систем трещиноватости: СЗ 340° – СВ 15° и СВ 80° – ЮВ 120° при подчиненной третьей системе – СВ 40 – 70° . Поскольку аналогичные направления трещин отдельности широко известны и среди вмещающих массивы эффузивов и их туфов, можно согласиться с Д.С.Штейнбергом (1957) в том, что распределение трещин отдельностей и даек в Тагило–Кушвинском районе подчинено закономерностям регионального порядка.

Как и в других рудных районах, дайки первой и третьей групп имеют преимущественно дорудный или одновременный с рудоотложением возраст. Замечено, что эффузивно–осадочная толща, инъецируемая микросиенитами и сиенит–порфирами в Гороблагодатском рудном поле, наиболее интенсивно замещается гранатовыми скарнами, скаполитовыми метасоматитами и вкрапленными магнетитовыми рудами. Вдоль отдельных трещин и зон дробления имеет место также замещение микросиенитов и сиенит–порфиров альбитовыми и диопсид–альбитовыми метасоматитами. В пределах скарновых зон или вблизи них жильные породы первой и второй групп обычно интенсивно метаморфизованы с развитием обильных новообразований альбита (иногда вместе с микроклином), диопсида, актинолита, лейкоксена, хлорита, кальцита и иногда пирита и граната. В Выйском, Евстунинском, Меднорудянском месторождениях дайки сиенит–диоритовых порфиров, спессартитов, сиенит–пегматитов и сиенит–аплитов внедрились по зонам дробления неоднократно, о чем свидетельствуют с одной стороны – наличие в них окоლოსкарновых – околорудных изменений в виде альбитизации, диопсидизации и гранатизации и с другой стороны – пересечение ими рудных тел с обтеканием руды, а затем наложение по повторным трещинам того же направления сульфидной минерализации.

Явно послерудные дайки в Тагило–Кушвинском рудном узле имеют значительно меньшее распространение, чем дорудные и синрудные, но и их можно встретить почти на каждом месторождении. Обычно они выполняют крутопадающие (80 – 90°) разрывные нарушения широтного и субширотного простирания, пересекающие скарны и руды. По составу среди них преобладают монцонитовые и эссекситовые пироксен–плагиоклазовые и пироксеновые авгитовые порфиры, нередко со значительным содержанием щелочей (K_2O –до $6,2\%$, Na_2O – до $5,6\%$)¹. Реже встречаются диабазовые плагиоклазовые порфиры. Главным минералом (50 – 60%) во всех указанных породах является плагиоклаз (андезин–лабрадор № 40 – 50), в интерстициях зерен которого находятся авгит (иногда титаноавгит), магнетит (до 5%), сфен и изредка биотит (до 1%). Вторичные минералы представлены хлоритом, кальцитом, пренитом и редко серицитом. Плагиоклаз основной массы обычно свежий и лишь иногда сосюртитизирован и калишпатизирован. Плагиоклаз во вкрапленниках иногда замещается пренитом и эпидотом. На контактах с рудой и скарнами в дайках отмечаются корочки закалывания мощностью до 10 см.

По примеру Магнитогорского рудного поля нами был исследован магнетит, находящийся среди дорудных и послерудных даек Гороблагодатского поля. Результаты этих исследований приведены в табл. 13. Видно, что аксессуарный магнетит из послерудных

¹ Данные Л.В.Малаховой (1966).

Таблица 13

Содержание микроэлементов (вес. %) в пробах магнетита, выделенного из различных пород и руд Гороблагодатского рудного поля

Наименование проб и места их взятия	Кол-во определенных	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn
Магнетит из центральной части дорудных даек сиенит-порфиров и микросиенитов	10	0,60	0,21	0,025	0,004	-	0,27	-	-
Магнетит из зальбандов тех же даек	6	0,22	0,10	0,05	0,004	0,004	0,10	Не определяло	
Магнетит из центральной части дорудных даек диабазовых порфиритов	2	2,01	0,11	0,18	0,018	0,006	0,18	0,005	-
Магнетит из зальбандов тех же даек	4	0,52	0,19	0,038	0,007	-	0,08	Не определялось	
Магнетит из пластовых залежей диабазовых порфиритов в ви-сячем боку Гороблагодатского месторождения	10	1,70	0,18	0,08	0,004	0,006	0,20	0,003	-
Магнетит из послерудных даек авгитовых порфиритов	6	0,73	0,28	0,035	0,002	-	0,32	-	-
Магнетит из пироксеновых порфиритов именной свиты (лежащий бок Гороблагодатского месторождения)	10	1,20	0,17	0,18	0,01	-	0,21	Не определялось	
Магнетит из скарнов Гороблагодатского месторождения	15	0,29	0,10	0,01	0,002	0,003	0,17	0,01	0,006
Магнетит из альбитизированных пироксен-скаполитовых пород Осокино-Александровского месторождения	20	0,55	0,22	0,021	0,005	-	0,20	Не определялось	

Таблица 13 (окончание)

Наименование проб и мест их взятия	Кол-во определений	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Cu	Zn
Магнетит из сплошных руд Гороблагодатского месторождения	20	0,26	0,08	0,003	0,004	0,003	0,23	0,01	0,001
Магнетит из сиенитов Кушвинского интрузивного массива	14	2,21	0,30	0,05	0,005	0,10	1,05	Не определялось	

Примечание. Анализы выполнены Н.А.Ярош в спектральной лаборатории Института геологии и геохимии УФАН СССР. Прочерк означает, что элемент не обнаружен.

даек, несмотря на их основной состав, отличается очень невысоким содержанием Ti, Cr, Ni, а Co, Cu, Zn часто в нем совсем не обнаруживаются. Тем самым этот магнетит больше сродни рудообразующему магнетиту, чем магнетиту эффузивных и интрузивных пород. Магнетит отлагающийся среди руд, скарнов и околорудных метасоматитов отличается низкими содержаниями титана, ванадия, хрома и никеля, причем содержания эти в пределах скарново-рудных зон изменяются крайне незначительно. Такой же магнетит появляется при контактово-метасоматическом процессе и в зальбандах дорудных даек.

ВЫВОДЫ

1. Дайки являются частным, но довольно важным проявлением магматической деятельности. Их часто можно рассматривать (Бородаевский, 1945) как своего рода маркирующие элементы, позволяющие разграничивать различные магматические и гидротермальные проявления, тектонические нарушения, а также процессы оруденения. На основе детальных исследований, проведенных в некоторых рудных полях контактово-метасоматического типа, можно сделать вполне определенное заключение, что наряду с послерудными дайками, количество которых ограничено, здесь довольно часто фиксируются дорудные дайки, способствующие интенсификации рудоотложения.

2. Отличительными признаками дорудных даек являются:

а) наличие интенсивных гидротермальных изменений пород в зальбандах и в меньшей степени в центральной части жильных тел, выражающихся в образовании вторичных минералов-диопсида, калиевого полевого шпата, граната, гематита, хлорита, пирита, эпидота и магнетита;

б) новообразования магнетита, гематита и пирита в дайках по химическому составу аналогичны соответствующим минералам рудных тел, но отличаются от первичных аксессуарных минералов по содержанию титана, ванадия, хрома, меди, кобальта и некоторых других элементов-примесей;

в) на участках меднорудных месторождений в дайках резко повышается содержание меди (до 0,1%), свинца, молибдена и серебра за счет появления ультрамикроскопических новообразований халькопирита, молибденита, галенита и других сульфидов;

г) около даек наблюдается усиление рудоотложения и повышение содержания в рудах железа, меди и серы;

д) по химическому составу дорудные дайки и породы материнских интрузивов близки между собой;

е) разрывные нарушения, к которым приурочены дорудные дайки, в плане деформаций рудного поля ориентированы преимущественно вдоль простирания главнейших складчатых структур.

3. Послерудные дайки, в отличие от дорудных, не несут следов отмеченных высокотемпературных гидротермальных изменений и имеют резкие, закаленные контакты с рудой и скарнами. В петрохимическом отношении это – преимущественно породы основного состава (диабазовые порфириды и лампрофиры), почти лишенные сульфидов и отличающиеся низкими содержаниями титана, ванадия, хрома, никеля и цинка в акцессорном магнетите. Разрывные нарушения, к которым приурочены послерудные дайки, в планах деформации рудных полей ориентированы обычно вкрест простирания главнейших складчатых структур. Эти нарушения всегда являются более молодыми по возрасту, ибо по ним смещены доинтрузивные, послеинтрузивные – доскарновые, послескарновые – дорудные и синрудные разломы (см. рис. 18, 19, 26, 29, 38 и др.).

4. Наблюдения над дайками показывают, что возникающие в период формирования пликативных структур трещины разрыва стремятся занять нормальное (перпендикулярное) положение к напластованию пород, образующих складку (см. рис. 85). Этот вывод, по-видимому, имеет универсальное значение и может быть использован при построении геологических разрезов любого масштаба, если поведение разрывных нарушений по падению является неизвестным.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ
ЛОКАЛИЗАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИИ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ НА ОРУДЕНЕНИЕ

Интрузивно-магматический и структурный факторы, характеристика которых дана в предыдущих главах, являются, несомненно, важными для образования контактово-метасоматических железорудных и меднорудных месторождений. Однако наличия этих факторов для указанного процесса еще недостаточно — требуется определенная литологическая обстановка и соответственно необходимые палеогеографические условия, при которых возникают породы, благоприятные для рудного метасоматоза. Ширина зон контактового метаморфизма в рудных полях контактово-метасоматического типа достигает 3 км и более. В таких зонах фронт метасоматической переработки пород кровли по сравнению с небольшими очагами рудообразования внутри его весьма велик и представляет большие возможности для избирательного замещения рудами отдельных благоприятных горизонтов.

Состав пород, вмещающих контактово-метасоматические месторождения, имеет немаловажное значение для выяснения вопроса об образовании этих месторождений и соответственно для направления поисково-разведочных работ. Из изложенной выше краткой характеристики геологического строения отдельных рудных полей и месторождений (см. главы I—III) нетрудно установить, что рудные тела локализуются преимущественно в зонах гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, отличающихся повышенной пористостью и пониженной прочностью, а иногда также и среди послескарновых — гидросиликатных (актинолит-эпидотовых, эпидот-хлоритовых, актинолит-кварц-кальцитовых) метасоматитов, образование которых связано с наличием карбонатного материала во вмещающей толще. Попытки некоторых исследователей (Куклин, 1962; Дербилов, 1968; и др.) поставить под сомнение участие карбонатсодержащих пород, в частности известняков, в рудообразовании, ввиду якобы их отсутствия непосредственно около или внутри рудных тел, следует признать несостоятельными, ибо они, как правило, опровергаются результатами детальных поисково-разведочных работ. Убедительными примерами в этом отношении могут служить выявленные за последние годы факты смены по падению скарнов и руд известняками на Масловском, Ново-Масловском, Лебяжинском, Третьем Северном, Качарском, Южно-Светло-Джаркульском, Глубоченском и ряде других месторождений.

Роль известняков в процессе формирования контактово-метасоматических месторождений была хорошо показана в работах К.А. Власова (1940), Д.С. Коржинского (1941, 1945), Ф.Н. Шахова (1947), Х.М. Абдуллаева (1954), Л.Н. Овчинникова (1960), Л.И. Меттих (Овчинников, Меттих, 1958) и некоторых других исследователей. Современные данные показывают, что не меньшую, а в ряде случаев значительно большую роль в процессе рудообразования играют известковые туфогенные породы — туффиты, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, а также глинисто-известковистые сланцы, конгломераты и т.п. Естественное нахождение в них одновременно силикатного и карбонатного материала, при значительной пористости пород, способствует интенсификации метасоматических процессов. Классические примеры в этом отношении

дает практика изучения и разведки Тургайских контактово-метасоматических месторождений (Кочергин, 1962, 1963, 1971; Дымкин, 1962; Изоитко, 1964; Тетерев, 1965; Кобзарь и др., 1968), а также аналогичных месторождений в других регионах Советского Союза (Вахрушев, 1965; Тюлюпо, 1966; и др.).

Таким образом, области распространения мелководных морских отложений, перемещающихся с мелкокластическими вулканогенными отложениями и основными или средними по составу эффузивами, в благоприятных структурных условиях под воздействием интрузий становятся ареной развития интенсивных метасоматических процессов и как следствие этого — местом образования контактово-метасоматических месторождений¹. На основе детальных палеогеографических исследований Г.А. Смирнова (1953), Т.А. Смирновой (Смирнов, Смирнова, 1967), В.П. Мухиной и В.П. Шуйского (1965) в настоящее время на восточном склоне Урала могут быть выделены вполне определенные зоны таких благоприятных литолого-фациальных сочетаний. Перечень их приведен в табл. 14.

Как видно из табл. 14, число литолого-фациальных зон, благоприятных для образования контактово-метасоматических месторождений, довольно ограничено. Несмотря на то, что они нередко имеют значительное протяжение по простиранию, их ширина обычно невелика. Большая часть литолого-фациальных зон совпадает с выделенными и описанными в главе I рудными поясами месторождений, однако необходимо отметить следующее.

1. Выделяются только три пояса, имеющие значительное протяжение по простиранию. Это — Главный Западный пояс, Главный Восточный пояс, с переходом его в Третий Восточный пояс южнее г. Ляли, и Тургайский пояс. Остальные пояса из-за литолого-фациальной обстановки оказываются весьма ограниченными в своем распространении.

2. На основании благоприятной литолого-фациальной обстановки может быть намечен дополнительный пояс для образования контактово-метасоматических месторождений в пограничной полосе между Ирэндькимским антиклинорием и Сибайской складчатой структурой (Тубинско-Баймакская зона).

3. Наиболее благоприятные для образования месторождений зоны располагаются чаще всего в узких прогибах палеозойского возраста, где интенсивный магматизм в эффузивной и интрузивной фациях сочетается с неглубокими морскими отложениями.

Наиболее крупные промышленные месторождения описываемого типа связаны с Валерьяновской структурно-фациальной зоной в Тургайском прогибе. Приуроченность их к одной и той же серии вулканогенно-осадочных пород $C_1v_2-v_3$, отчасти гематитизированных при диагенезе, пластообразная форма залежей, наличие кое-где обломковидных образований магнетита — явились для некоторых исследователей (Тетерев, 1965; Дербиков, 1968; Чугуевская, 1969) отправными моментами при обосновании гипотезы о первоначально вулканогенно-осадочном происхождении рудного вещества. Как уже известно, мы не придерживаемся этой точки зрения и в дополнение к сказанному по данному вопросу в главе V считаем необходимым отметить следующее.

1. Пластообразная форма рудных тел в равной мере присуща и метасоматическим месторождениям, причем идеальных пластов магнетитовых руд ни в одном из месторождений Тургай не наблюдается. Обычно это пластообразные и линзообразные залежи с довольно причудливыми очертаниями в плане и разрезах, нередко кулисообразно-многослойные, с элементами быстрого и тупого выклинивания. В ряде месторождений (Соколовское, Куттукское, Кунайжаркульское, Южно-Ломоносовское и др.), наблюдается крутое, явно секущее положение рудных тел по отношению к напласто-

¹ Как будет показано ниже, эффузивы являются одним из главных источников железа при образовании данных месторождений. Карбонатсодержащие породы скорее, чем эффузивы, замещаются рудой и скарнами, а, кроме того (и это главное), создают совершенно специфические условия для эволюции рудоносной магмы, обогащая ее производными летучими компонентами и растворимыми соединениями Fe, Ca, Mg, понижают температуру ее кристаллизации и т.д.

Таблица 14

Литолого-фациальные зоны на восточном склоне Урала, благоприятные для образования контактово-метасоматических месторождений

Верхний силур - нижний девон	Средний девон	Нижний карбон (турне-нижнее визе)	Нижний карбон (среднее визе- намор)
Северный и Средний Урал. Тагил-Североуральская зона от р. Северной Сосьвы (на севере) до г. Нижнего Тагила (на юге), западнее меридиана 60° в.д. Ширина зоны 10-20 км	Северный и Средний Урал. Турьинская структурно-фациальная зона от р. Северной Сосьвы (на севере) до р. Лобвы (на юге), восточнее меридиана 60° в.д. Ширина зоны 10-30 км	Средний Урал. Махневско-Каменская зона между меридианами 61°30' - 62°30' в.д., от г. Махнево до г. Каменск-Уральского и южнее	Средний и Южный Урал. Валерьяновская структурно-фациальная зона от г. Тавды (58° с.ш.) до Аральского моря
Средний Урал. Покровско-Петропавловская зона между меридианами 61°30' - 62° в.д. и параллелями 56-58° с.ш. Ширина зоны 15-20 км	Средний Урал. Махневско-Челябинская зона, между меридианами 61°30' - 62° в.д., от г. Махнево до г. Челябинска. Ширина зоны 20-40 км	Южный Урал. Челябинско-Брединская зона между меридианами 60°15' - 61°15' в.д. от г. Челябинска (на севере) до г. Бреды (на юге)	
Южный Урал. Пограничная полоса между Ирендыкской и Сибайской структурными зонами в пределах 59-60° в.д., юго-восточнее г. Миасса, через Поляковку, Тубинский, г. Баймак. Ширина зоны 10-15 км	Южный Урал. Магнитогорская зона вдоль меридиана 59°15', от пос. Учалы (на севере) до г. Магнитогорска (на юге). Ширина зоны 20-30 км	Южный Урал. Магнитогорская зона между меридианами 58-59°30' в.д., от г. Верхнеуральска (на севере) до г. Орсква (на юге)	
Южный Урал. Челябинско-Брединская зона между меридианами 60°30' - 61°15' в.д. от р. Миасса (на севере) до р. Тогузак (на юге). Ширина зоны 10-20 км	Южный Урал. Джетыгаринская зона вдоль меридиана 61° в.д., от г. Джетыгары на юг до параллели 51° с.ш. Ширина зоны 30 км		
Южный Урал. Уйско-Куросанская зона восточнее меридиана 61° в.д., ширина 10-30 км, от пос. Уйского (на севере) до р. Куросан (на юге)	Южный Урал. Пограничная полоса между Ирендыкской и Сибайской структурными зонами между 59-60° в.д. Ширина зоны 10-15 км		
Южный Урал. Денисовская зона, западнее и восточнее меридиана 62° в.д., от 51° с.ш. до 53°30' с.ш. Ширина зоны 10-15 км	Южный Урал. Сухетелинско-Маскайская зона в районе поселков Степного и Сухетелинского, Размер зоны 100 × 20 км		

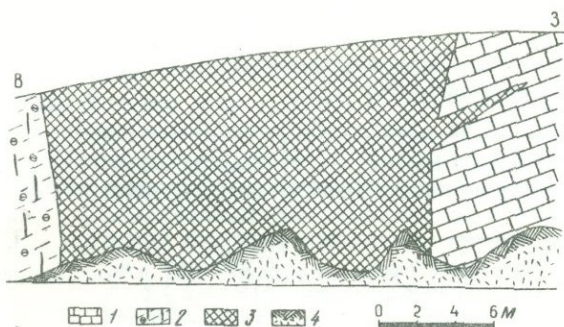


Рис. 86. Взаимоотношения магнетитовой руды и известняков в южной части Соколовского месторождения (горизонт +60 м)

1 - мраморизованные известняки рудовмещающей толщи, пологопадающей на восток; 2 - эпидотизированный гранатовый скарн с полосчатостью, ориентированной согласно с падением известняков, и рассланцовкой, ориентированной вертикально; 3 - магнетитовая руда; 4 - осыпь

ванию осадочных и эффузивно-осадочных пород (рис. 86), причем структура и состав руд в этих телах совершенно аналогичны таковым руд пологопадающих пластообразных залежей.

2. Реликты известковистых туффитов, туфов порфиритов, известняков, иногда лавобрекчий и туфопесчаников весьма обильны среди рудных тел. Видно постепенное замещение их рудным веществом, однако нигде не наблюдались реликты гематитсодержащих терригенных или вулканогенных отложений¹, в связи с метаморфизмом которых якобы находилось образование магнетитовых руд.

3. Обломковидные образования магнетита, встреченные среди скарновых зон Ломоносовского, Южно-Сарбайского, Сарбайского, Третьего Елтайского и некоторых других месторождений, имеют, несомненно, метасоматическое происхождение, ибо здесь же рядом, буквально в нескольких метрах, мы наблюдаем обломковидные образования гранатового скарна, крупные прожилковидные и гнездообразные скопления магнетита и иногда обломковидные реликты вулканогенных и осадочных пород, постепенно замешаемые рудным веществом.

4. В статье А.М. Дымкина, А.Е. Бекмухаметова и В.М. Щербака (1968) убедительно показано, что наличие полосчатости (О.М. Чугуевская называет ее слоистостью) в руде и обломковидных образований магнетита в некоторых дайках диоритовых порфиритов несколько не противоречит, а, наоборот, доказывает связь образования с интрузивной деятельностью.

Изучение контактово-метасоматических месторождений в пределах других поясов, к западу от Тургайского, еще в большей мере опровергает указанную гипотезу. Как видно из глав I, II и III, рудные тела в контактово-метасоматических месторождениях размещаются в различных по возрасту стратиграфических горизонтах, нередко в областях межформационного срыва и в ослабленных зонах, занимающих резко секущее положение по отношению к стратифицированным толщам (см. рис. 9, 15, 20-22, 26, 30, 42, 50 и др.).

Из данных, приведенных в главах II и III, нетрудно установить, что пластообразная форма залегания рудных тел подавляющего большинства месторождений контактово-метасоматического типа связана с избирательным замещением скарнами и рудой благоприятных горизонтов: прослоев карбонатных или карбонатсодержащих туфогенных пород среди вулканогенно-осадочных толщ. Слоистость этих образований накладывает отпечаток на текстуру руд. Поэтому мы нередко видим чередование в них тонких полос, сложенных магнетитом, сульфидами, кальцитом, гранатом, актинолитом и другими минералами. Наиболее рельефно и четко это становится заметным в участках, затронутых межпластовыми разрывными нарушениями, хотя полосчатые текстуры руд, как и массивные, проявляются и независимо от них.

¹ Скопления гематит-магнетитовых руд в тонкозернистых ороговикованных туфопесчаниках (туффитах), которые были встречены в Елтайском рудном поле (Чугуевская и др., 1968) и которые могут быть отнесены к вулканогенно-осадочным, имеют ничтожно малое развитие (минералогическое значение), причем непосредственные переходы их в массивные магнетитовые руды не наблюдались.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСВЕТЛЕННЫХ ПОРОД, СОПРОВОЖДАЮЩИХ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Рудные залежи всех контактно-метасоматических месторождений на Урале сопровождаются ореолами осветления вулканогенных пород, причем масштабы осветления часто прямо пропорциональны масштабам оруденения. Правильное научное объяснение генезиса этих метасоматических образований, ранее нередко именуемых роговиками, впервые было высказано Д.С. Коржинским (1948, 1953, 1956). Согласно его взглядам, в связи с инфильтрацией послемагматических растворов в карбонатные и карбонат-содержащие породы с замещением их скарнами около последних образуется ореол повышенной щелочности и это ведет к разложению вмещающих полевошпатовых пород с обильными новообразованиями в них постериорных минералов, главным образом — диоксида (большей частью за счет роговой обманки и биотита) и альбита (за счет ортоклаза или более основного, чем альбит, плагиоклаза). Макроскопически это изменение проявляется в приобретении светлой — серовато-белой окраски и афанитовой структуры. Зоны таких измененных пород возникают как при биметасоматическом, так и при инфильтрационном оскарновании, причем более десилифицированные и обогащенные кальцием и магнием породы, по Д.С. Коржинскому, примыкают непосредственно к скарновым зонам, а в более удаленных участках наблюдаются только диоксидизированные породы, в которых первоначальное содержание кремнезема и кальция не изменялось.

Л.Н. Овчинников (1960) в 1949–1952 гг. наблюдал осветленные околорудные породы во многих контактно-метасоматических месторождениях Урала и отметил, что для них, наряду с интенсивной диоксидизацией и альбитизацией, характерно также разложение железосодержащих минералов с выносом железа и одновременным обогащением пород натрием и калием. Сопоставляя наблюдаемые факты, Л.Н. Овчинников пришел к выводу о непосредственном участии выщелачиваемого железа в образовании рудных тел. По его подсчетам, для образования 1 м³ руды, при среднем содержании в ней 30% железа, вполне достаточна обработка послемагматическими растворами 5–8 м³ порфиритов, туфобрекчий или других эффузивно-пирокластических пород.

Наши исследования, результаты которых впервые были опубликованы в 1963 г. (Баклаев, 1963), полностью подтвердили данные Д.С. Коржинского и Л.Н. Овчинникова. Затем они подтвердились также работами А.Е. Бекмухаметова (1965), А.М. Дымкина (1966), П.Н. Кобзаря (1966) и И.А. Кочергина (1971) по месторождениям Тургайского рудного пояса, работами Г.В. Полякова (1967, 1971), И.М. Мирходжаева и Т.З. Закирова (1967), А.В. Баратова (1966), Г.С. Нечкина (1966) и других исследователей по месторождениям Алтае-Саянской складчатой области, Узбекистана, Таджикистана и Дальнего Востока. Было установлено, что распространение осветленных пород нередко в несколько раз превосходит распространение скарнов и даже при полном отсутствии скарнов залежи магнетитовых руд всегда сопровождаются зонами осветления.

Детальное петрографическое изучение зон осветленных пород, распространенных в пределах рудных полей контактно-метасоматических месторождений Урала, позволяет нам выделить среди них следующие типы.

1. Диоксид-плагиоклазовые осветленные породы, локализующиеся внутри или чаще всего на периферии более или менее мощных скарновых зон, при образовании которых существенное значение имел диффузионный метасоматоз. Для этих пород характерна парагенетическая ассоциация вторичного мелкозернистого диоксида с плагиоклазом повышенной основности (андезин-лабрадор) при отсутствии магнетита. Основной плагиоклаз при этом легко подвергается разложению и замещается альбитом и агрегатами серишита, эпидота, кальцита, иногда пренита. В качестве гистерогенных минералов нередко появляются также волокнистый амфибол тремолит-актинолитового ряда, хлорит, кварц, пирит.

2. Существенно альбитовые (альбититы), диоксид-альбитовые, калишпат-диоксид-альбитовые, биотит-альбитовые, актинолит-альбитовые и хлорит-альбитовые осветленные породы, образующиеся внутри эффузивной толщи на периферии маломощных скарновых зон или около рудных тел, не сопровождаемых скарнами, т.е. в условиях сравнительно быстрого падения температуры или преобладания при образовании метасоматитов инфильтрационного метасоматоза. Для этих пород характерными минералами являются

ся; альбит (за счет более основного плагиоклаза), сфен, лейкоксен, диопсид (развит значительно слабее, чем в первом типе, но в тех же формах), иногда калиевый полевой шпат, биотит (флогопит) и более поздние минералы — кальцит, актинолит, эпидот, хлорит, кварц, серицит, пирит. Гистерогенные минералы в этих условиях имеют иногда значительное развитие. Как и в первом типе, первичная структура породы чаще всего терется, переходя в среднезернистую гранобластовую, мелкозернистую роговиковую, бластопорфировую и гетеробластовую структуры.

3. Пироксен-скаполитовые и альбит-пироксен-скаполитовые породы, встречаемые в околорудном пространстве некоторых месторождений (Лебяжинское, Осокино-Александровское, Соколовское, Сарбайское, Алешинское и др.), обычно также имеют светлую окраску и гранобластовую структуру. В отличие от рудоносных скаполитовых метасоматитов, вмещающих рудные тела на Качарском, Давыдовском, Куттукском и Южно-Светло-Джаркульском месторождениях (скаполитовый подтип), околорудные пироксен-скаполитовые метасоматиты характеризуются отсутствием магнетита, присутствием лейкоксена, светло-зеленого хлорита с аномально-синей интерференционной окраской, эпидота, альбитизированного плагиоклаза и пренита. Пироксен (диопсид, иногда салит) тесно ассоциирует со скаполитом и отмечается как в виде мелких зернышек, включенных в кристаллы скаполита, так и в ксеноморфном развитии, замещая скаполит по трещинам спайности. Помимо этого, пироксен иногда развивается и в межзерновых промежутках других минералов, образуя мелкозернистые прожилковидные агрегаты. Скаполит очень интенсивно замещается альбитом, цеолитом, кальцитом, отчасти хлоритом, эпидотом и серицитом.

Скаполитизация алюмосиликатных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, сопровождаемая пироксенизацией, явление довольно распространенное в железорудных месторождениях северной части Тургайского пояса и считается многими исследователями (Тетерев, 1965; Дымкин, 1966; Кобзарь, 1966; Мурзалиев, 1969; и др.) процессом, следующим за предскарновой альбитизацией. Однако отсутствие реликтов диопсид-альбитовых и существенно альбитовых пород среди диопсид-скаполитовых образований в любом из месторождений показывает, что скаполитизация, как и деанортизация плагиокалаза, являются проявлениями одной стадии единого процесса натриевого или хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза. Они сопровождают пироксенизацию алюмосиликатных пород в момент образования скарнов и руд. Наличие различных метасоматических изменений в одних и тех же породах на различных участках вызвано, по-видимому, различным распределением хлорсодержащих и скарнирующих растворов, повышенным содержанием хлора и натрия в тех местах, где наиболее интенсивно происходили рудообразующие метасоматические процессы. Это подтверждается анализом парагенезисов осветленных пород.

4. Альбитовые, кальцит-альбитовые, кальцит-серицит-альбитовые породы, часто розовой или оранжевой окраски, образующиеся по пироксен-скаполитовым, магнетит-скаполитовым и биотит-калишпат-пироксеновым метасоматитам в низкотемпературную стадию контактового метаморфизма. Характерной парагенетической ассоциацией здесь является сообщество розоватого или оранжевого альбита с кальцитом (до 20-30%) и пиритом (5-20%). В значительно меньших количествах (1-5%) в этих породах встречаются гематит, кварц, лейкоксен, барит, сфалерит, халькопирит и эпидот. Установлено, что пирит, отчасти гематит и лейкоксен замещают рудный магнетит. Яркая окраска альбититов вызвана тонкораспыленным гематитом и, возможно, другими причинами. Породы отличаются пониженной по сравнению с первыми тремя типами температурой термолюминесценции и наличием двойников в альбите и кальците.

Общим для выделяемых групп осветленных пород является то, что их образование во всех случаях сопровождается выносом железа из первичных пород и, как правило, привнесом щелочей. Особенно рельефно это наблюдается при осветлении пород эффузивно-туфогенной толщи (см. табл. 15, 16, 17). В геохимическом отношении группы осветленных пород различаются по содержанию кальция и кремния. В осветленных породах, сопровождающих скарны биметасоматического происхождения, наблюдается увеличение содержания кальция и уменьшение содержания кремния по отношению к первичным породам. Около скарновых зон и рудных тел, образовавшихся в условиях ослабления биметасоматических процессов и развития контакто-инфильтрационного метасоматоза, в осветленных породах содержание кремния обычно увеличивается, а содержание кальция остается неизменным или иногда уменьшается.

Таблица 15

Химический состав (вес. %) осветленных пород, локализованных среди эффузивно-туфогенных пород на периферии маломощных пологопадающих скарновых зон и независимо от скарнов, в сравнении с анализами первичных пород в рудных полях Северного Урала

Компо- ненты	Анализы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	56,90	57,88	47,52	56,92	57,88	53,22	49,00	45,96	74,88	50,52	51,08	44,68	
TiO ₂	Не опр.	0,81	0,68	0,78	0,62	1,10	1,87	1,51	0,25	0,61	0,96	0,76	
Al ₂ O ₃	18,47	17,52	10,01	16,62	17,90	16,57	16,15	15,95	12,63	21,65	19,86	19,83	
Fe ₂ O ₃	0,24	2,28	Fe общее		1,56	1,63	1,55	2,72	1,90	7,84	1,07	1,83	
FeO	2,34	3,27	1,52	6,45	2,61	5,02	9,27	12,05	0,86	2,58	1,50	5,90	
MnO	0,16	0,10	0,28	0,12	0,16	0,24	0,12	0,20	0,02	0,06	0,12	0,08	
MgO	2,30	2,41	7,64	3,29	3,03	4,56	5,36	5,14	1,13	3,46	3,49	8,16	
CaO	5,75	4,88	16,79	6,50	7,34	12,28	6,95	8,84	0,66	0,44	11,93	11,66	
Na ₂ O	6,90	3,73	0,30	2,16	3,85	1,98	5,35		2,68	1,64	5,47	5,32	2,18
K ₂ O	3,97	3,24	0,39	0,33	0,33	0,44	0,56		2,75	1,12	0,99	0,75	
H ₂ O ⁺	1,33	Не опр.	4,35	2,08	1,57	1,04	Не опр.	Не опр.	2,52	Не опр.	1,72	2,52	
CO ₂	1,05	"	9,72	1,43	0,93	0,23	"	"	Не опр.	"	1,16	0,60	
S	0,10	-	Не опр.	Не опр.	0,04	0,08	"	"	0,12	0,36	Не опр.	Не опр.	
П.п.п.	Не опр.	1,20	"	"	Не опр.	Не опр.	4,44	2,40	Не опр.	5,10	"	"	
Сумма	99,74	99,73	99,20	96,88	97,80	98,45	100,06	98,01	99,46	100,21	99,20	100,48	
Fe -ме- талл	1,98	4,13	1,52	6,45	3,12	5,04	8,29	11,26	1,99	7,48	1,91	5,87	

В графах с нечетными порядковыми номерами приведены анализы осветленных пород, с четными номерами - анализы первичных пород.

1. Осветленный кристаллический туф роговообманкового порфирита. Висячий бок главной залежи Богословского месторождения (Ауэрбах-Турьинское рудное поле). Образец и анализ Федоровского геологического музея (пос. Турьинские рудники), 1913 г.

2. Кристаллический туф роговообманкового порфирита. Там же, на расстоянии 500 м от рудного тела. Скв. 117 Турьинской ГРП, глубина 76 м. Аналитики М.М. Каретина и В.Л. Кац (Лаборатория Уральского геологического управления, 1943 г.). Образец Турьинской ГРП.

3. Оксидная кварц-карбонатная порода, образовавшаяся по пироксен-плагиоклазовому эффузивному порфириду. Второе Высотинское месторождение, скв. 10, глубина 81 м. Аналитик В.А. Рудницкая (ИГГ УФАИ СССР, 1958 г.). Образец автора.

4. Пироксен-плагиоклазовый (диабазовый) эффузивный порфирит, слегка разложившийся (амфиболитизированный). Там же. Скв. 10, глубина 2 м. Аналитик и лаборатория те же.

5. Осветленный авгит-плагиоклазовый эффузивный порфирит. Покровское месторождение, карьер № 1. Аналитик Б.В. Штейерт-Абельс. Образец Г.М. Мазаева.

6. Сравнительно свежий авгит-плагиоклазовый эффузивный порфирит. Там же. Аналитик тот же. Данные Г.М. Мазаева (1936 г.).

7. Околорудный (контактовый) диабаз. Первый Северный рудник, Главное рудное поле. Данные Л.Н. Овчинникова (1949).

8. Диабаз на некотором удалении от рудного тела. Там же. Данные Л.Н. Овчинникова (1949).

9. Осветленный околорудный туфопесчаник. Третий Северный рудник, Первая залежь, скв. 58, глубина 117 м. Аналитик В.А. Рудницкая (ИГТ УФАН СССР, 1953 г.). Образец В.Г. Максенкова.

10. Слабо измененный туфопесчаник. Там же, скв. 53, глуб. 39 м. Аналитик тот же. Образец В.Г. Максенкова.

11. Осветленный околорудный плагиоклазовый порфирит андезито-базальтового состава. Второй Северный рудник, скв. 81, глуб. 44 м. Аналитик В.А. Рудницкая (ИГТ УФАН СССР). Данные Л.Н. Овчинникова (1949).

12. Плагиоклазовый порфирит слабо измененный, вдали от рудного тела. Там же, скв. 81, глубина 75 м. Аналитик тот же. Данные Л.Н. Овчинникова (1960).

Обращает на себя внимание также частое уменьшение содержаний магния и титана при осветлении пород эффузивно-туфогенной толщи.

Указанные геохимические особенности вполне удовлетворительно могут быть объяснены теорией дифференциальной подвижности химических элементов при метасоматических процессах, разработанной Д.С. Коржинским (1948, 1953). Как известно, граница между вполне подвижными и инертными компонентами и последовательность их в ряду подвижности зависит от физических свойств пород, в которых развиваются процессы метасоматоза, и соотношений концентрации компонентов, участвующих в реакциях, поскольку, согласно закону действия масс, изменение концентрации одного из компонентов ведет к изменению в растворе концентрации всех других компонентов. С понижением температуры подвижность кремния и кальция, при прочих равных условиях, обычно возрастает, и поэтому в менее прогретых участках приконтактовой зоны, где наблюдаются только маломощные скарновые зоны или их нет совсем, намечается привнос кремния и образование характерных гистерогенных минералов — эпидота, хлорита, кальцита и др. Эти явления наблюдаются также и в условиях контакто-инфильтрационного метасоматоза.

В случае наличия во вмещающей эффузивно-туфогенной толще карбонатных пород значительной мощности при контактово-реакционных процессах магний оказывается подвижнее кальция и поэтому может привноситься. При обратных соотношениях известняков и эффузивно-туфогенных пород, что наблюдается более часто в рудных полях контактово-метасоматических месторождений, магний ведет себя как малоподвижный элемент и поэтому обычно выносится.

Ниже приводится фактический материал, касающийся особенностей состава и распространения осветленных пород в отдельных рудных полях контактово-метасоматических месторождений Урала. При этом опубликованные ранее данные (Баклаев, 1963), за исключением табл. 15, мы опускаем.

Гороблагодатское рудное поле

В Гороблагодатском рудном поле интенсивные околорудные изменения наблюдаются во всех более или менее крупных месторождениях — Гороблагодатском, Валуевском, Северо-Валуевском и Осокино-Александровском, причем есть некоторая специфика в составе образующихся метасоматитов.

В Гороблагодатском месторождении рудные тела, находящиеся среди гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов (мощностью до 200 м), окружены ореолом диопсид-альбитовых метасоматитов мощностью до 300 м. Эти новообразования наиболее сильно захватили породы рудоносного слоистого горизонта (туффиты, туфопесчаники, сланцы), слабее — подстилающую именованную толщу базальтовых пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Находящаяся выше слоистого горизонта пластовая залежь диабазов, ввиду ее значительной плотности, подверглась метасоматическим изменениям сравнительно слабо и главным образом только в призальбандовых, наиболее

сильно трещиноватых, участках. Интенсивность осветления, так же как скарнирования и оруденения, в участках развития межпластовой трещиноватости резко увеличивается.

По мере удаления от Кушвинского сиенитового массива интенсивность метасоматических изменений постепенно снижается, и среди осветленных пород, как и в скарново-рудной зоне, начинают преобладать гистерогенные минералы — эпидот, хлорит, кальцит, серицит и кварц. Ширина фронта метасоматической переработки пород кровли на участке Гороблагодатского месторождения достигает 3 км.

Валуевское и Северо-Валуевское месторождения по отношению к Гороблагодатскому располагаются в более молодом по возрасту стратиграфическом горизонте. Гранатовые и пироксен-гранатовые скарны имеют здесь сравнительно небольшую мощность (2-50 м), но зона гидротермально переработанных осветленных пород достигает значительной мощности (600-800 м и более). По А.И. Семенихину (1956 г.) и нашим данным, можно привести следующий характерный разрез этой зоны (сверху вниз):

1. Хлорит-альбитовые породы (до 350 м) светло-серого и белого цвета, афанитовой, участками тонкозернистой структуры, пятнисто-полосчатой и псевдо-обломочной текстуры.

2. Слюдисто-альбитовые породы (30-300 м) по цвету и структурно-текстурным особенностям аналогичны вышележащим породам; переход между ними постепенный. Под микроскопом структура пород — роговиковая и гетерокристаллобластическая. Округлые зерна альбита, переполненные мельчайшими вкрапленниками чешуек биотита, ассоциируют с обособленными скоплениями биотита и иногда эпидота. Местами отчетливо видно развитие флогопита по полевым шпатам, особенно по их спайности. В некоторых случаях наблюдались обломковидные реликты псефитовых, псаммитовых и алевритовых туфов, а также сильно пелитизированного щелочного полевого шпата. Создается впечатление, что описываемые породы являются нацело метаморфизованными туфами смешанного порфирит-порфиривого состава.

3. Полосчатые слюдисто-альбитовые породы (в среднем 50 м) залегают непосредственно над рудным телом и частично в его почве. От вышележащего горизонта отличаются только наличием тонкой полосчатости (ширина полос 0,5-3,0 см), обусловленной чередованием агрегатов зерен белого альбита с зернами альбита, обогащенными вкрапленниками биотита. Полосчатость согласна с элементами залегания рудного тела и является, очевидно, унаследованной от тонкослоистых туфов или туффитов.

4. Осветленные полевошпатовые породы в лежащем боку рудного тела (до 140 м) представлены диопсидизированными и альбитизированными тонко- и мелкозернистыми сиенитами, слагающими внешнюю зону Кушвинского массива. Диопсид развивается по роговой обменке, образуя, кроме того, в основной массе прожилковидные агрегаты из мелких округлых зерен. Ортоклаз нацело замещается альбитом. Магнетит и биотит исчезают, появляются лейкоген и гранат. Последний иногда имеет значительное распространение. Как еще более поздние минералы отмечаются эпидот и хлорит.

Из данных, помещенных в табл. 16 (анализы 1-6), видно, что образование метасоматитов в приведенном разрезе сопровождается интенсивным разложением исходных пород с выносом из них железа, магния, отчасти кремния и титана, при приносе щелочей и углекислоты.

Несколько своеобразно представлены околорудные изменения в Осокино-Александровском месторождении, которое, как известно, приурочено к крутопадающей зоне разлома. Здесь получили распространение различные метасоматические образования, а именно: дорудные — диопсид-альбитовые, сорудные — пироксен-скаполитовые и послерудные — альбитовые метасоматиты. Диопсид-альбитовые породы с реликтами порфиров встречаются главным образом на флангах месторождения и в его висячем боку. Они характеризуются пониженным содержанием кремнекислоты и повышенным содержанием кальция и железа (см. табл. 16, анализы 7, 8), что вызвано метасоматическим развитием в них пироксена и магнетита, уже непосредственно связанных с рудообразованием. Альбит, развивающийся по ортоклазу, имеет обычно шахматную структуру.

Таблица 16

Химический состав (вес.%) осветленных пород Гороблагодатского, Высокогорского и Магнитогорского рудных полей в сравнении с составом первичных пород

Компо- ненты	Анализы													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53,54	51,68	53,12	56,60	55,40	56,08	53,14	55,19	60,15	53,14	59,64	56,53	63,58	49,40
TiO ₂	0,73	0,65	0,39	0,50	0,53	0,43	0,63	0,67	0,53	0,88	0,67	0,55	0,89	1,62
Al ₂ O ₃	22,04	14,03	24,44	19,30	22,78	20,01	16,48	17,44	19,30	19,01	22,82	18,91	15,40	18,24
Fe ₂ O ₃	0,53	10,59	0,69	2,58	1,06	2,26	2,69	0,78	1,41	4,40	0,62	0,75	2,73	6,35
FeO	1,48	7,18	2,14	2,39	1,38	3,78	3,91	3,34	2,11	2,94	0,41	5,95	1,48	4,31
MnO	0,12	0,09	0,14	0,33	0,17	0,15	0,19	0,15	0,08	0,32	0,03	0,36	0,04	0,12
MgO	4,57	1,48	3,25	1,57	1,08	1,44	2,04	2,36	0,14	2,40	2,39	2,82	1,27	3,95
CaO	3,56	0,84	7,32	2,85	7,44	4,70	4,41	5,79	2,97	5,73	0,49	2,43	3,80	7,90
Na ₂ O	5,51	0,99	4,32	3,33	5,24	3,79	0,98	10,29	8,51	4,21	6,42	3,69	6,22	3,57
K ₂ O	4,79	10,82	1,96	7,53	2,07	6,18			0,61	4,67	3,34	6,26	0,76	1,19
H ₂ O ⁺	Не определялось			Не опр.	Не определялось		0,04	0,20	1,20	1,46	2,09	2,03	Не определялось	
CO ₂	"	"		0,69	"	"	Не определялось		1,92	0,20	0,46	Не опр.	"	"
S	0,15	0,04	0,04	0,04	0,07	0,17	0,04	0,10	Не определялось			0,05	0,06	
П.п.п.	3,28	0,84	3,28	1,45	2,12	1,16	3,63	3,02	"	"			2,40	1,43
Сумма	100,33	99,23	100,99	98,94	99,32	100,06	98,16	99,28	98,93	99,36	99,38	100,28	98,60	98,11
Fe-металл	1,51	12,94	2,14	3,65	1,81	4,52	4,92	3,14	2,62	5,36	0,75	5,14	3,06	7,78

В графах с нечетными порядковыми номерами — анализы осветленных пород, с четными номерами анализы первичных пород.

1. Осветленная слюдисто-альбитовая порода. Валуевское месторождение, скв. 109, глубина 153 м. Лаборатория Гороблагодатской ГРП.

2. Черный трахитовый порфир со Второй Осокинской горы, к востоку от Валуевского месторождения. Анализ В.А. Артамоновой.

3. Осветленная полосчатая слюдисто-альбитовая порода. Валуевское месторождение, скв. 109, глубина 183 м. Лаборатория Гороблагодатской ГРП.

4. Полосчатый афировый трахитовый порфир. Лайский район (к югу от Валуевского месторождения). Среднее из трех анализов В.А. Артамоновой.

5. Эндоконтактовый альбитизированный сиенит серо-розоватого цвета. Состав (в %): биотит 3-5, альбит 35-45, калиевый полевой шпат 45-55, небольшое количество эпидота и следы граната. Валуевское месторождение, скв. 149, глубина 433 м. Лаборатория та же.

6. Нормальный биотит-роговообманковый лейкократовый сиенит. Состав (в %): перититоподобный калишпат (70), шахматный альбит (20), биотит + роговая обманка (5-10), аксессуарии — апатит, сфен, магнетит. Там же, скв. 149, глубина 448 м. Лаборатория та же.

7. Метаморфизованный (осветленный) порфир, частично замещенный диопсид-альбитовым агрегатом, без вкрапленности магнетита. Осокино-Александровское месторождение, скв. 17, глубина 166-170 м. Лаборатория та же.

8. Розовый порфир, слабо метаморфизованный (частично диопсидизированный) без вкрапленности магнетита. Там же, скв. 17, глубина 130-133 м. Лаборатория та же.

9. Альбитизированный околконтактовый порфиroidный сиенит. Высокогорское месторождение, скв. 1020. Данные Л.В. Малаховой (1966).

10. Сиенит. Патраковский участок, вдали от месторождения, скв. 20. Данные Л.В. Малаховой (1966).

11. Осветленная полевошпатовая порода (метасоматический "роговик") по порфиру. Лебяжинское месторождение, скв. 43, глубина 130 м.

12. Андезит-трахитовый порфир (ортофир) из района г. Нижнего Тагила. По А.К. Болдыреву (19276).

13. Осветленная кварц-альбитовая порода с кальцитом, актинолитом и эпидотом. розовая, тонкозернистая, бостонитовой структуры, по плагиоклазовому порфиру. Магнитогорское месторождение, скв. 929, глубина 200 м. По Г.Б. Ферштатеру (1966).

14. Плагиоклазовый порфирит, там же, скв. 929, глубина 288,5 м. Источник тот же.

Пироксен-скаполитовые метасоматиты, впоследствии в значительной мере замещенные альбититами, получили главное развитие в центральной части рудоносной зоны, где, очевидно, наиболее интенсивно циркулировали растворы, обогащенные натрием, хлором и рудными компонентами. Скаполит в тесной ассоциации с магнетитом, апатитом и пироксеном накладывается здесь на частично калишпатизированные вулканогенные породы, интенсивно замещая полевые шпаты. Магнетит образует жилки в апатите, скаполите, пироксене, цементируя их зерна, но нередко наблюдаются и пойкилитовые включения магнетита и апатита в скаполите со взаимным проращением их зерен.

Послерудная альбитизация в Осокино-Александровском месторождении захватывает не только центральную часть тектонической зоны, нацело вытесняя скаполитовые образования, но и ее периферические участки с выходом в окружающие породы на несколько десятков метров. В центральной зоне альбит интенсивно развивается за счет скаполита, а на периферии его не менее интенсивно замещают ортоклаз и плагиоклаз (в порфирах, порфиритах и туфах). Альбит по ортоклазу иногда обладает шахматной структурой. Альбит, развивающийся по скаполиту, нередко имеет розовую окраску, которая вызвана тонкораспыленным гематитом или, возможно, в ряде случаев тонкодисперсными газово-жидкими включениями. В парагенетических ассоциациях с альбитом послерудной стадии (особенно в периферийных участках зоны) отмечаются эпидот, актинолит, серицит, пумпеллиит, кальцит, хлорит, сульфиды, иногда барит и кварц.

Осветленные породы, именуемые местными геологами "роговиками", весьма широко представлены в Высокогорском рудном поле, особенно около рудных тел Высокогорского, Евстунинского, Выйского и Лебяжинского месторождений. По ассоциациям главнейших породообразующих минералов могут быть выделены следующие разновидности этих пород.

1. Альбитовые и диопсид-альбитовые породы составляют главную массу околорудных метасоматитов в пределах первых трех из указанных месторождений. Они состоят из альбита и альбит-олигоклаза в количестве 80-90%. Кроме него, обычно диопсид (5-15%), сфен + лейкоксен (1-5%), эпидот и хлорит (3-5%). Иногда отмечаются остатки калиевого полевого шпата, апатит и пирит. Вблизи скарновых зон появляется гранат. Более сложные по составу диопсид-плагиоклазовые породы образуются обычно за счет основных и средних пород - порфиритов и их туфов, а на месте сенитов, ортофиров и туфов ортофиров возникают плагиоклазовые (альбитовые) метасоматиты. Альбит нередко имеет шахматную структуру. В контактах с телами магнетитовых руд описываемые породы обычно сильно обогащены магнетитом.

2. Калишпат-диопсид-альбитовые породы имеют широкое распространение на Лебяжинском месторождении, где, по данным Л.В. Овчинниковой (1959), представляют главную массу околорудных и околоскарновых метасоматитов. Они состоят из альбита и развивающегося по плагиоклазу вторичного микроклина, среди которых в резко подчиненном количестве отмечаются: диопсид (5-25%), лейкоксен (до 1%), апатит (до 2%) и более поздние - хлорит, эпидот, кальцит, актинолит (от 1 до 10%). При приближении к скарновым зонам среди пород появляется гранат, количество которого непрерывно возрастает и достигает 10-50%. Гранат нередко замещается эпидотом, кальцитом и хлоритом. Иногда спорадически встречаются участки, обогащенные диопсидом (до 60-90%), при резко подчиненном количестве плагиоклаза (10%) и других минералов. Калиевый полевой шпат здесь может и отсутствовать.

3. Пироксен-скаполитовые породы довольно часто встречаются в околорудном пространстве южной части Лебяжинского месторождения. Под микроскопом, кроме скаполита (50-75%), диопсида (7-15%) и сфена, отмечаются периодически вторичные минералы - альбит (1-3%), хлорит (5-7%), серицит + кальцит (5-7%), иногда эпидот (до 10%) и цеолиты (до 30%). Диопсид тесно ассоциирует со скаполитом и присутствует как в виде мелких зернышек, включенных в кристаллы скаполита, так и в ксеноморфном развитии, замещающая скаполит по трещинам спайности.

Из приведенных в табл. 16 данных (анализы 9-12) видно, что образование пироксен-скаполитовых метасоматитов сопровождается теми же изменениями в химическом составе исходных пород, что и образование диопсид-альбитовых метасоматитов, а именно - выносом железа, магния, отчасти кальция и привносом натрия и кремния.

Магнитогорское рудное поле

На Магнитогорском месторождении окружающие скарново-рудную зону осветленные полевошпатовые породы имеют мощность до 1 км. По горизонтали они удаляются от Магнитогорской интрузии на расстояние до 2 км. Наиболее сильно щелочному метасоматозу подверглись раздробленные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а краевая часть интрузивного массива им захвачена слабее.

По данным Г.Б. Ферштатера (1966), во внешних зонах контактового ореола Магнитогорской интрузии преимущественно развиты альбитсодержащие осветленные породы (альбитовые метасоматические "роговики"), сменяющиеся во внутренних частях ортоклаз-альбитовыми метасоматитами. Изменение пород, как было отмечено этим исследователем, начинается с альбитизации вкрапленников плагиоклаза, постепенно захватывая и основную массу. Одновременно происходит калишпатизация плагиоклаза, от чего порода в целом светлеет и приобретает розовый оттенок. Пироксен в начальной стадии метасоматоза замещается зеленой роговой обманкой, а последняя биотитом, или нацело выщелачивается. При этом появляются агрегаты очень мелких (0,01-0,05 мм) зерен магнетита, которые быстро исчезают, как ис-

чезает и ортоклаз. Замечено, что богатые калием осветленные породы более характерны для обогащенных рудой участков. Для всех их типична роговиковая структура.

Широкая (до 300–500 м) полоса осветленных пород сопровождает и крутопадающие рудные тела месторождения Малый Куйбас. В них содержатся обильные новообразования альбита и калиевого полевого шпата наряду с кварцем и диопсидом. Идет полное разложение темноцветных минералов с выносом железа и магния (см. табл. 16). Зональная смена альбитовых метасоматитов ортоклаз-альбитовыми (ближе к интрузивному массиву) наблюдается и здесь. Вблизи Куйбасовского интрузивного массива, в южной части месторождения, наблюдались также своеобразные кварц-полевошпатовые осветленные породы (ортоклаза – 70–80%, кварца – 20–30%) с роговиковой и бластопорфировой структурами. В последующем на осветленные породы наложилось скарнирование и апоскарновые процессы, представленные повторной альбитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, окварцеванием и т.д. Расчеты Е.И. Каминской (1960), по Барту, показали, что при осветлении порфиров горы Малый Куйбас привносится (в %): кремния – 35, натрия – 96, калия – 94, выносится (в %): кальция – 31, магния – 17, железа – 73, алюминия – 14, титана – 50. Объемный вес при осветлении уменьшается почти на 16%.

Явления щелочного метасоматоза в Магнитогорском рудном поле проявляются нередко также в гранитизации вулканогенных пород, что было описано Е.И. Каминской (1956) и Г.Б. Ферштатером (1966). По мере приближения к гранитам в вулканогенных породах отмечается распад (грануляция) вкрапленников пироксена, переходящего во вторичную зеленую роговую обманку, а затем разлагающегося нацело. Наряду с этим наблюдается интенсивная калишпатизация и альбитизация вкрапленников плагиоклаза, которые корродируются основной массой и также гранулируются. Основная масса замещается гранобластическим агрегатом щелочного полевого шпата и кварца, размеры зерен которых постепенно увеличиваются. Темноцветные минералы и магнетит постепенно исчезают. Приведенные Е.И. Каминской (1956) химические анализы показывают, что при преобразовании порфиров в гранит-порфиры происходил привнос в вулканогенную толщу калия, натрия, кремнекислоты и вынос железа, кальция, магния, титана, т.е. были реакции, характерные для осветления.

Соколовско-Сарбайское рудное поле

На Соколовско-Сарбайском рудном поле мощность осветленных пород в висячем боку Соколовского месторождения достигает 1 км и более, а в висячем боку Сарбайского и Южно-Сарбайского месторождений составляет 500–600 м (рис. 87). В лежачем боку месторождений, из-за наличия известняков, распространение осветленных пород ограничено, но и здесь их мощность нередко достигает нескольких сотен метров (Сарбайское и Южно-Сарбайское месторождения). По составу выделяются диопсид-альбитовые и диопсид-скаполитовые метасоматиты, а также существенно альбитовые породы – альбититы. Диопсид-альбитовые породы (состав (в %): альбит – 50–70, диопсид – 1–30, кальцит – 3–10, хлорит – 1–10, пирит – 0–5, лейкоксен – 2–6, иногда преципит и эпидот) являются наиболее распространенными образованиями в зоне осветления. На Соколовском месторождении они слагают ее не менее, чем на 60%, причем характерно их более или менее равномерное распределение вдоль всей рудной зоны с некоторым ослаблением в северо-восточном направлении, в соответствии с ослаблением интенсивности оруденения. В участках, значительно удаленных от рудных тел, а также вблизи крупных разрывных нарушений (скв. 861, 882, 949, 1512, 1518, 1296 и др.) количество гистерогенных минералов в зоне увеличивается и поэтому здесь довольно часто встречаются эпидотизированные, кальцитизированные и хлоритизированные их разности или те же породы с обильными новообразованиями серицита (до 50%) и пирита (до 10–15%). Как показали исследования З.И. Полтавец, выполненные по нашему заданию (Баклаев и др., 1970), пириты, образовавшиеся в более низкотемпературную сульфидную стадию, геохимически отличаются от пиритов, возникших в процессе предрудной альбитизации и скаполитизации, а также и магнетитового оруденения (табл. 17). В этих пиритах очень мало Ti и Ni, но значительно больше Pb и Mo.

В Сарбайском и Южно-Сарбайском месторождениях диопсид-альбитовые осветленные породы имеют преимущественное развитие в лежащем боку скарново-рудной зоны. Интересно отметить, что по мере удаления от нее в восточном направлении, несмотря на приближение к Сарбайскому интрузивному массиву, интенсивность альбитизации уменьшается. Интенсивность скаполитизации и скарнирования, наоборот,

уменьшается в западно-северо-западном направлении и скарны и скарноиды сменяются эпидозитами и эпидотизированными вулканогенно-осадочными породами. Таким образом, скарново-рудная зона выступает как область наиболее интенсивных метасоматических процессов.

Диопсид-скаполитовые породы Соколовского и Сарбайских месторождений существенно ничем не различаются. По составу это - почти биминеральные образования, где диопсид, находящийся в подчиненном количестве (10-30% площади шлифа), образует среди скаполита

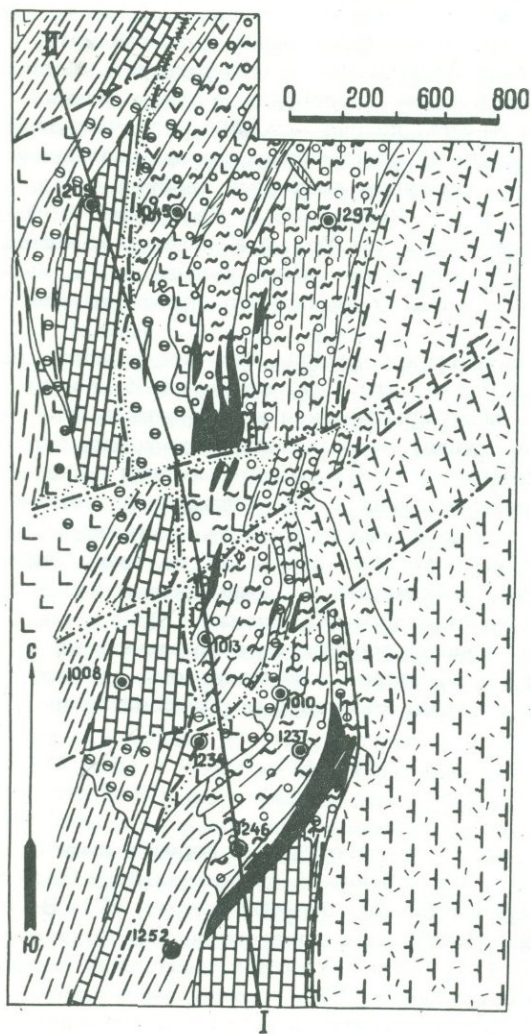


Рис. 87. Схематизированная геологическая карта со снятым мезозойским чехлом и разрез Южно-Сарбайского месторождения с зонами распределения метасоматов. По А. И. Москаленко (1968 г.)

1 - известняки; 2 - туффиты, туфогенные песчаники и сланцы; 3 - полифировые андезит-базальтовые порфириды и их туфы; 4 - туфы, туфобрекчии и порфириды андезитового состава; 5 - альбитизация; 6 - скаполитизация; 7 - скарнирование и скарны; 8 - эпидотизация (вдоль разрывных нарушений границы эпидотизации показаны точечным пунктиром); 9 - магнетитовая руда; 10 - разрывные нарушения. Белое поле в верхней части разреза - отложения мезозоя и кайнозоя

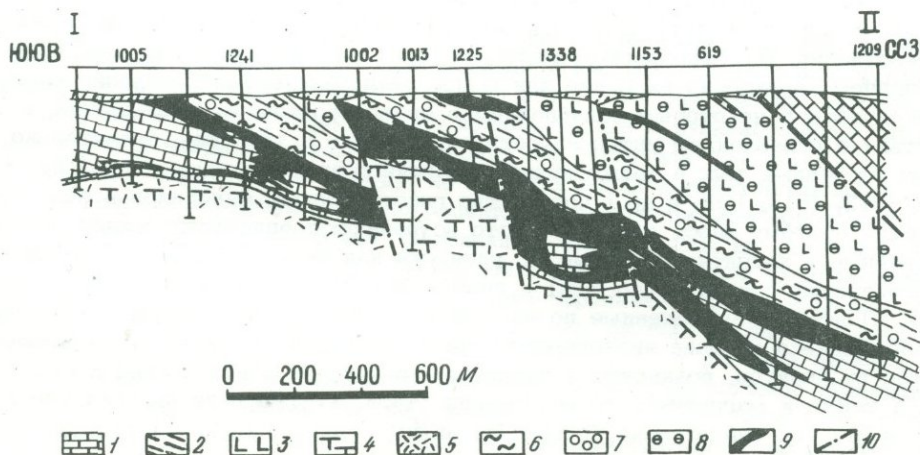


Таблица 17

Характеристика пиритов различных парагенезисов по содержанию (вес. %) в них некоторых элементов-примесей*

Разновидность пиритов	Количество проб	Ti	Co	Ni	Cu	As	Pb	Zn	Bi	Mo
Дорудные пириты, генетически связанные с осветлением (альбитизацией)	40	0,037	0,052	0,005	0,043	0,02	0,003	<0,01	<0,001	Нет
То же, генетически связанные со скаполитизацией	38	0,032	0,039	0,001	0,049	0,03	0,005	0,03	Сл. Не везде	"
Пириты, сингенетичные и близкие по времени образования к магнетитовой руде	26	0,016	0,157	0,120	0,110	0,03	0,004	0,01-0,07	0,001	"
Послемагнетитовые пириты, ассоциирующие с эпидотом	72	0,026	0,177	0,034	0,186	0,03	0,011	0,006-0,05	0,001	Сл. Спорадически
То же, ассоциирующие с актинолитом	45	0,006	0,135	0,003	0,106	0,02	0,012	0,01	0,001	0,001 Спорадически
Пириты, ассоциирующие с послерудным розовым альбитом и кальцитом	50	0,007	0,101	<0,001	0,020	0,02	0,004	0,01	0,001-0,003	- 0,001 Спорадически

* Данные количественного спектрального анализа проб, взятых из различных участков Соколовско-Сарбайского и Давыдовского рудных полей. Опробование и анализ производились З.И. Полтавец. Анализировались только кристаллы пирита во избежание явной механической примеси других минералов.

(60-70%) пойкилитовые включения, кустовидные скопления и прожилковидные агрегаты зерен с весьма неправильными очертаниями. Нередко наблюдаются взаимные прорастания диопсида и скаполита. Второстепенными минералами в диопсид-скаполитовых породах являются лейкоксен, гранат, интенсивно замещающий диопсид, и пирит, также тяготеющий к диопсиду. Пириты, выделенные из внутренних частей агрегатов зерен диопсида и скаполита, по химическому составу оказались почти аналогичными пиритам диопсид-альбитового парагенезиса (см. табл. 17). Гистерогенные минералы в обоих парагенезисах также аналогичны, если не считать вторичного альбита и цеолитов, образующихся по скаполиту в диопсид-скаполитовых метасоматитах.

В южной части Соколовского месторождения, наиболее насыщенной магнетитовым оруденением, пироксен-скаполитовые метасоматиты имеют наибольшее развитие и мощность их здесь достигает нескольких сотен метров. Скаполитизация усиливается около разрывных нарушений дорудного возраста, в частности около описанного ранее Меридионального разлома. Судя по оптическим константам ($N_g = 1,554$, $N_p = 1,542$, $N_g - N_p = 0,012$), состав скаполита во всех участках отвечает маршалиту с незначительным содержанием мейонитовой молекулы.

Таблица 18

Химический состав (вес. %) осветленных окolorудных пород в некоторых железорудных месторождениях Главной рудоносной полосы Тургайского прогиба, в сравнении с анализами исходных пород

Компо- ненты	Анализы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52,40	52,90	54,38	54,48	62,45	53,52	52,75	53,59	54,32	59,66	59,18	53,66	58,34
TiO ₂	1,28	0,88	0,80	0,72	0,50	0,78	0,80	0,92	0,70	0,46	0,80	1,04	0,55
Al ₂ O ₃	16,57	17,62	18,49	17,33	17,16	17,76	18,09	18,00	17,30	17,70	19,12	18,51	18,51
Fe ₂ O ₃	7,88	6,15	0,0	4,14	1,81	4,10	0,55	4,62	0,26	0,83	0,47	4,63	2,87
FeO	0,51	4,32	1,82	3,59	0,55	4,02	0,92	3,50	0,77	1,12		4,45	
MnO	0,14	0,13	0,12	0,10	0,20	0,22	0,28	0,19	0,55	0,30	0,03	0,14	0,08
MgO	3,76	3,68	2,43	5,34	0,35	3,93	5,90	2,60	6,84	1,91	0,20	3,62	3,26
CaO	7,57	7,35	7,60	3,48	4,57	5,85	10,09	4,32	9,53	4,43	4,74	4,77	2,33
Na ₂ O	5,25	5,75	8,55	2,35	10,11	4,77	5,33	7,44	4,46	4,46	8,43	4,96	7,68
K ₂ O	0,95	0,75	0,68	4,35	0,86	1,51	0,88	1,56	1,68	6,55	0,56	1,55	0,68
H ₂ O ⁺	Не определялось		2,08	Не определялось			Не определялось		2,45	1,15	1,15	2,65	2,87
CO ₂	"	"	0,67	"	"		"	"	0,07	0,16	3,57	0,08	1,21
П.п.п.	2,94	1,48	Cl=1,75	Не опр.	0,80	3,33	4,10	3,01	Не опр.	Не опр., S=0,36	Cl=0,35 S=0,56	Cl=0 S=0	Cl=0 S=1,55
Сумма	99,25	99,96	99,84	96,88	99,36	99,79	99,69	99,84	99,01	98,91	98,80	100,06	99,16
Fe-ме- талл	5,91	7,65	1,41	5,68	1,70	5,99	1,12	5,95	0,78	1,45	0,33	6,61	2,00

В графах с нечетными порядковыми номерами приведены анализы осветленных пород, с четными номерами — анализы исходных пород.

1. Скаполитизированный андезитовый порфирит. Давыдовское месторождение, скв. 693, глубина 359 м. Образец Качарской ГРЭ, лаборатория Северо-Казахстанского геологического управления.

2. Андезитовый плагиоклазовый порфирит, сравнительно свежий. Там же, скв. 684, глубина 326 м. Материалы Качарской ГРЭ.

3. Скаполитизированный андезитовый порфирит. Соколовское месторождение; скв. 27, глубина 105 м. Материалы Соколовской ГРЭ.

4. Андезитовый плагиоклазовый порфирит. Там же, скв. 468, глубина 85 м. Материалы Соколовской ГРЭ.

5. Альбитизированный андезитовый порфирит. Соколовское месторождение, скв. 13. По А.М. Дымкину (1966).

6. Андезитовый порфирит. Там же, среднее из 26 анализов. По А.М. Дымкину (1966).

7. Осветленный (альбитизированный и диопсидизированный) туф андезитового порфирита. Южно-Сарбайское месторождение, скв. 1240, глубина 314 м. Данные А.И. Москаленко (1968 г.).

8. Туф андезитового порфирита, слабо разложившийся, зеленовато-серого цвета. Там же, скв. 1251, глубина 443 м. Источник тот же.

9. Пренитизированный диопсид-альбитовый метасоматит по туфу андезитового порфирита. Южно-Сарбайское месторождение, скв. 1010, глубина 360 м. Образец автора. Анализ химической лаборатории Института геологии и геохимии УФАН СССР (аналитик Т.П. Медведева).

10. Розовый альбитит с остатками диопсида, переходящего в хлорит (5-6%), с новообразованиями серицита по калишпату и альбиту (10-15%) и редкой спорадической вкрапленностью зерен пирита. Там же, скв. 1010, глубина 417 м. Образец автора, аналитик тот же.

11. Розовая альбитовая порода (альбитит) с новообразованиями кальцита (25-30%), хлорита (6-8%) и пирита (5-6%). Северо-Качарская гравимагнитная аномалия, скв. 844, глубина 345 м. Образец автора, аналитик тот же.

12. Андезитовый порфирит разложившийся (кальцитизированный и хлоритизированный), зеленовато-серого цвета. Состав породы, в %: альбитизированный плагиоклаз — 60-65, кальцит — 15, хлорит — 15, эпидот — 2-3, серицит — до 5. Там же, скв. 844, глубина 361 м. Образец автора, аналитик тот же.

13. Осветленная вулканогенная порода — сильно альбитизированный андезитовый порфирит с новообразованиями серицита (10-15%), лейкоксена и пирита. Там же, скв. 844, глубина 179 м. Образец автора, аналитик тот же.

Существенно альбитовые породы (альбититы) занимают в пределах рудного поля несколько особое положение. Они накладываются на диопсид-скаполитовые метасоматиты (в том числе и оруденелые), явно замещая их, а также образуются по незатронутым ранее метасоматозом вулканогенным породам в периферийных участках зоны осветления. Для альбита этих пород (содержание 60-70%) характерна розовая окраска, отсутствие шахматной структуры, повышенная пористость и наличие обильных прожилковидных образований и включений кальцита, который нередко составляет 20-25% породы. Из гистерогенных минералов характерны также пирит (до 10-15%), гематит, серицит и хлорит. Пириты, генетически связанные с послерудным альбитом, как видно из табл. 17, отличаются от пиритов рудного и прерудного этапов пониженным (до 10 раз) содержанием Ti , Co , Ni , Cu .

С послерудным альбитом никогда не ассоциируют диопсид и биотит, калиевый полевой шпат встречается редко и в очень небольших количествах, а магнетит обычно отсутствует или иногда бывает замечен в виде очень мелких точечных зерен среди пирита. Сопоставление химических анализов розовых альбититов и белых диопсид-альбитовых метасоматитов (табл. 18, анализы 9 и 10) показывает, что в альбититах резко повышается количество калия и увеличивается отношение $Fe^{+3}:Fe^{+2}$, что говорит о наличии в них калиевого полевого шпата и гематита. Исследования под микроскопом подтверждают наличие обоих минералов, но поскольку калиевый

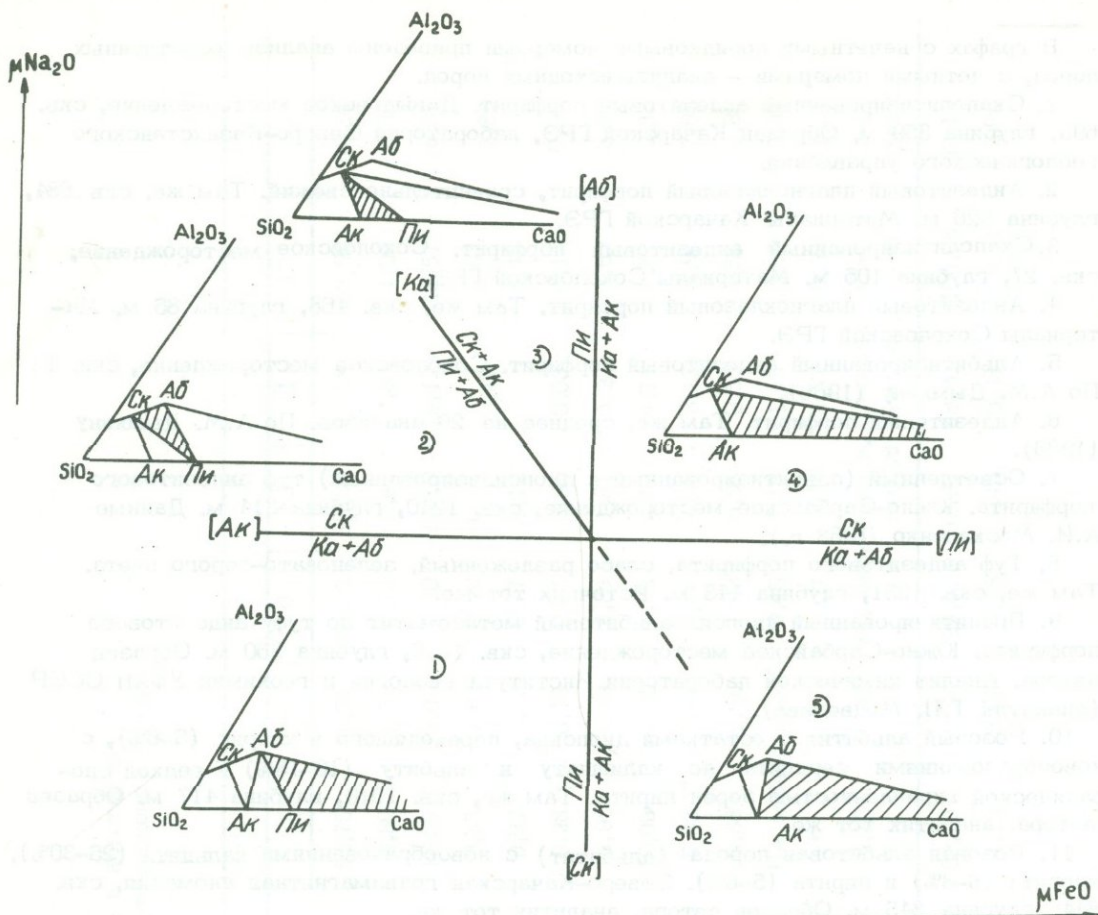


Рис. 88. Диаграмма зависимости парагенезисов околорудных осветленных пород (среднетемпературных метасоматитов) от μFeO и $\mu\text{Na}_2\text{O}$ По Ю.А. Полтавцу (1972)

Ск - скаполит; Пп - пироксен; Ак - актинолит; Аб - альбит; Ка - кальцит

полевой шпат встречается редко, а гематит всегда, наличие розовой окраски, вероятно, объясняется обогащением именно гематитом, как это было установлено и в других рудных полях. Химизм образования осветленных пород в Соколовско-Сарбайском рудном поле существенно ничем не отличаются от химизма образования их в других рудных полях Урала (см. табл. 15, 16, 18).

Помимо отмеченных рудных полей, осветленные полевошпатовые породы, как продукты околорудного щелочного метасоматоза, изучались нами на Масловском, Воскресенском, Алексеевском и Кормильцевском месторождениях Северного Урала, на Алешинском, Ломоносовском, Талкульском и Бенкалинском месторождениях и Тургайском поясе. Л.Н. Овчинников (1960) указывает на наличие таких же пород (анализы которых частично приведены в табл. 15) на Втором Северном, Третьем Северном (Северный Урал), Теченском, Шумихинском, Ивановском и Зырянкульском (Средний Урал) месторождениях. По данным А.Е. Бекмухаметова (1965, 1970), А.Г. Мурзалиева (1969), В.М. Щербака (1966), П.Н. Кобзаря (1966), А.М. Дымкина (1966) и Г.М. Тетерева (1965), они широко развиты на Адаевских, Елтайских, Козьревских, Шагаршинском, Сорском и других месторождениях. Наблюдаемые изменения в связи с образованием этих пород всюду одинаковы. Они все укладываются во вторую выделяемую нами подгруппу с преимущественным распространением альбитовых и диопсид-альбитовых метасоматитов.

Для характеристики зависимости парагенезисов осветленных пород от химических потенциалов $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и μFeO по способу, описанному Д.С. Коржинским (1957) и М.Н. Годлевским (1965), была построена диаграмма (рис. 88). На ней за визуальные инертные компоненты приняты Al_2O_3 , SiO_2 и CaO , за виртуальные подвижные компоненты - Na_2O и FeO , остальные компоненты - за независимые - произ-

вольные и определенные. Инертное поведение Al_2O_3 и SiO_2 доказывается тем, что альбит и скаполит в известняках не образуются, а CaO является общим компонентом всех вмещающих пород и минералов. По правилу фаз при трех визуальных инертных компонентах инвариантной является пятиминеральная ассоциация: скаполит, альбит, актинолит, пироксен и кальцит. Трехминеральные парагенезисы являются дивариантными от химических потенциалов Na_2O и FeO . В виртуальных минеральных фазах состав скаполита колеблется от $Ma_{80}Me_{20}$ до $Ma_{90}Me_{10}$, пироксен по

составу отвечает диопсид-салиту с содержанием до 40% геденбергитовой молекулы, плагиоклаз отвечает составу 5-10% An , актинолит и кальцит отвечают стехиометрическому составу. Для каждого из дивариантных полей построены соответствующие диаграммы состав - парагенезис. В соответствии с диаграммой мы имеем пять дивариантных полей, в которых устойчивы определенные минеральные парагенезисы (заштрихованные участки). Из обзора диаграммы видно:

1) при увеличении химического потенциала натрия в растворах в условиях низкого потенциала железа альбит-пироксеновый парагенезис сменяется скаполит-пироксеновым (участки 1, 2, 3); 2) увеличение железистости вызывает смену пироксена актинолитом в парагенезисах с альбитом (участки 1 и 5); 3) при одновременном увеличении потенциалов натрия и железа в растворах равновесной ассоциацией является уже скаполит-актинолит-кальцитовая (участок 4).

Изучение метасоматических образований показывает, что лишь немногие из минералов более поздних стадий начинали отлагаться после завершения предыдущей стадии. В большинстве случаев устанавливается только различное начало образования тех или иных минералов, а в целом они образуются почти одновременно и на длительном отрезке времени.

Очень важным и интересным является учет роли железа, которое освобождается при образовании осветленных пород. Подсчеты, выполненные геологами на Магнитогорском рудном поле, Южно-Сарбайском месторождении (А.И. Москаленко, 1968 г.), Бенкалинском рудном поле (Бекмухаметов, 1965) и на ряде других объектов (Дымкин, 1966) показали, что количество железа, заключенное в руде и скарнах, вполне соизмеримо с количеством железа, освободившимся при осветлении. Таким образом, наличие осветленных пород является не только поисковым признаком на контактово-метасоматическое оруденение, но и одним из определяющих факторов его локализации, ибо железо, выщелоченное из вулканогенных пород, принимает непосредственное участие в скарно- и рудообразовании и от его количества зависят масштабы рудоотложения. Все изложенное, конечно, ни в коем случае не исключает магматической мобилизации железа, при которой главную роль играли рудоносные растворы, отделяющиеся из магмы в процессе ее дифференциации и взаимодействия с вмещающими породами. Богатство базальтовой магмы и различных ее производных железом имеет при этом немаловажное значение. Как и Г.В. Поляков (1971, стр. 289), мы считаем, что "процессы магматической и метасоматической мобилизации железа могут сочетаться, проявляясь совместно, о чем свидетельствуют множественность рудных генераций в данном типе месторождений, случаи метаморфизма и перетолжения руд".

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАПОЛИТОВОГО ПОДТИПА

Среди многочисленных железорудных контактово-метасоматических месторождений Урала в последние годы получила широкую известность небольшая группа месторождений скаполитового подтипа (Качарское, Давыдовское, Осокино-Александровское и др.), которая поражает исследователя исключительно мощным развитием метасоматических образований при значительном удалении месторождений от продуктивных интрузивных массивов. Обращает на себя внимание также пространственная и, по-видимому, парагенетическая связь месторождений скаполитового подтипа с малыми интрузивными и субвулканическими телами, представленными жилами, дайками и штоко-линзообразными залежами микросиенитов, диоритов, кварцевых дио-

Таблица 19

Средние содержания железа и титана (вес.%) в породах и рудах некоторых (по данным Н.М. Беляшова, А.М. Дымкина, П.Н. Кобзаря и Х.Г. Шангиреева)

Исходные породы				Калишпатизи- рованные и альбитизирован- ные породы				Скаполитизи- рованные по- роды			Скарны пи- роксен-гран- товые		
Название	кол. ана- ли- зов	содержа- ние		кол. ана- ли- зов	содержа- ние		кол. ана- ли- зов	содержа- ние		кол. ана- ли- зов	содержа- ние		
		Fe	Ti		Fe	Ti		Fe	Ti		Fe	Ti	
Базальтовые порфириты	4	7,20	0,71	1	5,99	1,08	3	6,69	0,96	1	11,78	0,56	
Туффиты	2	3,24	0,44	2	3,84	0,43	1	7,08	1,22	4	22,04	0,43	
Известняки	1	1,11	0,04							2	13,76	0,07	
Туффиты и туфы	39	6,65	0,53	10	6,42	0,48	4	7,72	0,46				
Кварцевые порфиры	10	2,55	0,17	5	3,09	0,16	3	4,95	0,09				
Известняки с прослоями туффитов	8	2,24	0,13							2	13,34	0,26	
Туфы порфиритов	4	6,12	0,56										
Диабазовые порфириты	3	8,17	0,81	1	4,50	0,92	4	7,49	0,87	4	13,81	0,14	
Туффиты	2	4,57	0,37	4	1,67	0,40	4	3,45	0,35	2	8,13	0,07	
Известняки	2	1,67	0,07										
Диоритовые порфириты	2	5,60	0,48										

Примечание. Пропуски в графах означают, что содержание Fe и Ti

рифов, габбро-диоритов и габбро. Из описания структур упомянутых месторождений (см. главы I—III) следует, что рудные тела здесь, как и интрузивные и жильные образования, находятся среди мощных, проникающих на большую глубину зон разрывных нарушений, образовавшихся при формировании брахисинклинальных складчатых структур. По нашему мнению именно этим обусловлены все типичные особенности месторождений, в том числе и большой "размах" метасоматических изменений.

Наиболее типичными парагенетическими ассоциациями в рудовмещающих скаполитовых метасоматитах являются: пироксен (салит) + скаполит, актинолит + скаполит, скаполит + биотит (флогопит), причем ассоциация пироксен + скаполит, соответствующая по температурным условиям верхней границе амфиболитовой фации, яв-

месторождений Тургайского пояса

Вкрапленные магнетитовые руды			Сплошные магнетитовые руды			Магнетит из вкрапленных руд			Магнетит из сплошных руд		
кол. анализов	содержание		кол. анализов	содержание		кол. анализов	содержание		кол. анализов	содержание	
	Fe	Ti		Fe	Ti		Fe	Ti		Fe	Ti
13	29,41	0,69	4	50,91	0,46				7	69,69	0,04
4	37,70	0,28	3	51,18	0,28				2	70,60	0,07
5	32,73	0,15	5	60,02	0,14				4	70,63	0,05
720	35,96	0,44	480	54,29	0,26	42	69,44	0,56	10	70,60	0,36
3	29,66	0,22				15	70,30	0,24			
1	36,73	0,30	84	52,90	0,19	2	67,28	0,15	26	70,62	0,18
20	28,20	0,48	2	52,10	0,20	6	68,45	0,45	1	69,94	0,15
11	27,83	0,55				5	67,81	0,31			
13	35,23	0,32	8	51,86	0,15	9	69,31	0,13	3	68,10	0,09
10	40,23	0,13	7	54,08	0,10	2	68,27	0,12	11	69,49	0,06
48	33,40	0,14	123	55,20	0,06	2	70,20	0,08	5	70,42	0,08

не определялось.

ляется наиболее распространенной. Содержание магнетита в этих ассоциациях варьирует в широких пределах — от почти безрудных метасоматитов до богатых вкрапленных руд с 60–80% магнетита. Как правило, магнетит в руде находится в тесных взаимных прорастаниях со скаполитом, чаще всего перекристаллизованным, крупнозернистым. Последнее показывает, что они являются близкими по времени образования минералами. Довольно часто к ним присоединяются: апатит (до 5–10%), альбит, развивающийся по скаполиту и нередко нацело его вытесняющий, сфен и турмалин. Текстуры скаполитовых метасоматитов в общем определяются характером замещаемых пород: образовавшиеся по обломочным породам метасоматиты имеют распылчато-пятнистый облик, полосчатые метасоматиты образуются по слоистой

толще, однородные — по массивным породам. Характерной особенностью рудоносных метасоматитов является увеличение размеров рудных агрегатов по мере роста кристаллов скаполита.

В месторождениях скаполитового подтипа не наблюдается какой-либо пространственной зональности в направлении распределения метасоматических минералов ряда скаполит-пироксен-гранат. Устанавливается своеобразный "антогонизм", подмеченный еще А.М. Дымкиным (1966): там, где проявляется интенсивный метасоматоз при активном участии хлора, пироксеновые и особенно гранатовые скарны почти не известны. В тех редких случаях, когда удается наблюдать соотношения скаполита и граната, видно более позднее образование последнего. Но это еще не доказывает различную температуру их образования. На появление граната оказывает существенное влияние состав рудовмещающей толщи, в частности, наличие в ней карбонатных или карбонатсодержащих пород.

Скаполитовые метасоматиты образуются преимущественно по алюмосиликатным вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, причем легче и лучше всего скаполитом замещаются основные и средние плагиоклазы. Замещение начинается с основной массы породы, а затем скаполит захватывает вкрапленники. Скаполитизация, в отличие от скарнирования, происходит в условиях хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза, когда идет значительная внутренняя перегруппировка химических компонентов, в том числе и соединений титана. Склонность этого элемента образовывать устойчивые комплексные соединения с натрием и хлором, при обилии первого, благоприятствует перегруппировке и обогащению титаном зон скаполитовых метасоматитов. Поэтому здесь мы нередко встречаем вкрапленные образования титаномагнетита и пойкилитовые включения титаномагнетита в скаполите. Кроме того, в рудах и околорудных метасоматитах Давыдовского месторождения вместе с крупнозернистым скаполитом нередко ассоциирует флогопит, сильно обогащенный титаном (2-5% TiO_2).

Распределение титана в магнетитах рудоносных скаполитовых метасоматитов обычно неравномерное, но его содержание в рудах в целом соответствует содержанию в исходных породах (табл. 19). Сопоставление химических анализов исходных пород и скаполитовых метасоматитов показывает, что существенного прироста из магматического очага Ti, P, Y, Si в период образования метасоматитов не наблюдается. Однако несомненной является интенсивная переработка пород послемагматическими растворами, в результате которой происходила перегруппировка не только петрогенных, но и рудных элементов, в частности титана, который органически включается в состав рудообразующих флюидов. Причину относительно высокого содержания титана в скаполит-магнетитовых рудах, по-видимому, следует искать не столько в высокой температуре их образования, сколько в способности титана к весьма активному комплексообразованию в щелочно-хлоридных растворах (Беляев, 1960; Реми, 1966).

Состав скаполитов в месторождениях скаполитового подтипа удивительно постоянен. Это — маршалит, содержащий 12-25% мейонита. По работам А.М. Дымкина (1966; Дымкин, и др., 1967) и П.Н. Кобзаря (1966) состав скаполита не зависит от характера исходных пород и состава входящих в исходные породы плагиоклазов. Более детальное рассмотрение этого вопроса Ю.А. Полтавцем (1972) показало, что корреляция между сосуществующими плагиоклазом и скаполитом может быть выражена в форме параболической кривой. Такая кривая для зависимости между сосуществующими плагиоклазами и скаполитами в метасоматитах Качарского месторождения построена на основе средних значений из замеров, выполненных в метаморфизованных породах среднего и основного состава (рис. 89). Рудоносные скаполиты, в отличие от скаполитов околорудных осветленных пород в месторождениях скарнового и скаполито-скарнового подтипов, имеют более кислый состав, своеобразный парагенезис минералов, более крупные размеры зерен и ряд других специфических признаков

¹Заметим, кстати, что это является характерным признаком лишь для месторождений скаполитового подтипа, локализующихся в специфической структурной обстановке.

Во всех других месторождениях, несмотря на образование скаполита в околорудных метасоматитах, титан ведет себя как малоподвижный элемент.

Сопоставление скаполитов различных типов

Признаки скаполитов	Скаполиты из рудных зон	Скаполиты из околорудных осветленных пород	Примечание
Морфология и размеры кристаллов	Чаще всего крупные призматические кристаллы размером в длину 1-3 см, при ширине 5-10 мм	Обычно мелкие призматические зерна размером до 1 см в длину и 0,5-10 мм в ширину или очень крупные кристаллы длиной более 3 см	Скаполиты из рудных зон изучались на Качарском, Давыдовском, Куттужском и Южно-Светло-Джаркульском месторождениях, а скаполиты из околорудных метасоматитов на Алешинском, Ломоносовском, Соколовском, Сарбайском и Южно-Сарбайском месторождениях
Парагенезис	Титанистый магнетит, диопсид-геденбергит, актинолит, титанистый биотит, карбонат, апатит, иногда кварц, турмалин, цеолиты	Диопсид, лейкоксен, альбит, актинолит, хлорит, кальцит, пирит, иногда гранат, эпидот, пренит	
Взаимоотношение с оруденением	Оруденение сопутствует скаполитизации и тесно с ней связано	Руда отстает от образования диопсид-скаполитовых метасоматитов и накладывается на них	
Температура термосветимости	200-400°C. Два четко выраженных максимума при 250 и 350°C	300-450°C. Четко выражен лишь один максимум при 370°C	С увеличением давления происходит уменьшение интенсивности термосвечения скаполита и смещение максимума термолюминисценции в высокотемпературную область (Максенков и др., 1971)
Интенсивность термолюминисценции	Низкая (5-12) условных единиц)	Высокая (20-50 условных единиц)	
Особенности состава	Мариалит Ma = 75-85%, Me = 15-25%, Cl' = 1-1,5%	Мариалит-дибир Cl' = 0,01-0,5% или 1,8-3,0%	По мере роста кристаллов скаполита в них увеличивается содержание хлора
Элементы-примеси	Ti до 0,5%, Ge до 0,01%, Cu до 0,01%, иногда Y, Yb	Ga - нет, Cu - следы, Ti = 0,01%	

Примечание: При составлении таблицы использованы данные Ю.А. Полтавца и А.М. Дымкина. Примеси титана и меди в скаполитах из рудных зон, по-видимому, связаны с тонкодисперсными включениями рудных минералов.

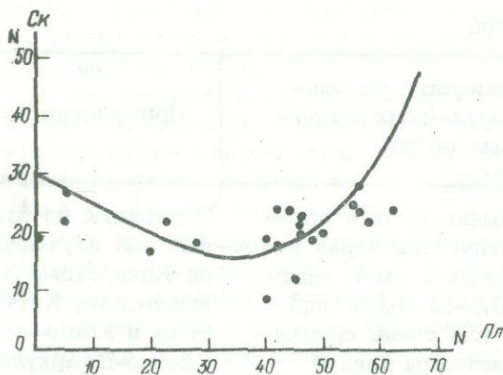


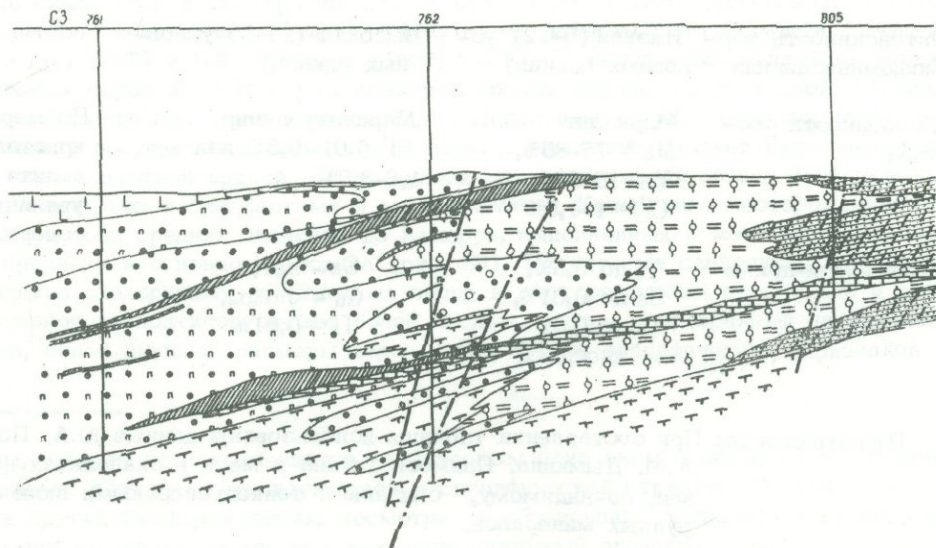
Рис. 89. Состав сосуществующих плагиоклазов (Пл) и скаполитов (Ск) в метасоматитах Качарского месторождения. По Ю.А.Полтавцу (1972)

Точками показаны выполненные определения

(табл. 20). Наблюдается закономерное понижение содержаний хлора в скаполитах по мере удаления от путей более интенсивной циркуляции растворов: крутопадающих разрывных нарушений, зон межформационного отслоения, зальбандов дорудных даек и т.л.

В работе А.И. Ивлева, Г.М. Тетерева и А.М. Захарова (1969) утверждается, что около интрузивов Тургайского пояса отсутствует метасоматическая зональность. Такое заключение, по нашим данным, не соответствует действительности и опровергается приведенными в главе III и в предыдущем разделе описаниями разрезов метасоматических образований по Соколовскому, Сарбайскому и Южно-Сарбайскому месторождениям. Совершенно четкая метасоматическая зональность (зональность отложения) наблюдается и в месторождениях скаполитового подтипа. Так, например, в Давыдовском рудном поле (см. рис. 12) около диоритов и габбро-диоритов развиты исключительно биотит-пироксен-скаполитовые и пироксен-скаполитовые метасоматиты и среди них находятся рудные тела Давыдовского месторождения. По мере удаления от этих участков в направлении западного фланга упомянутого месторождения, на Куттукском и Южно-Светло-Джаркульском месторождениях происходит смена рудоносных пироксен-скаполитовых метасоматитов диопсид-альбитовыми или альбит-скаполитовыми, а затем актинолит-скаполитовыми, актинолит-серицит-кальцитовыми и серицит-кварц-карбонатными метасоматитами. На разрезах Южно-Светло-Джаркульского месторождения указанная зональность видна совершенно отчетливо (рис. 90).

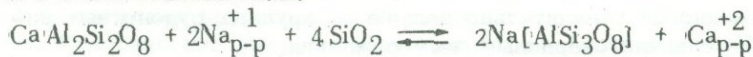
До 1969 г. на Качарском месторождении были известны лишь пироксен-скаполитовые рудные и околорудные метасоматиты. Однако новые скважины (916, 1008,



1009 и др.), пробуренные в северо-восточном фланге этого месторождения, показали наличие и диопсид-альбитовых пород мощностью более 800 м. Таким образом, зональность, наблюдаемая в Соколовско-Сарбайском рудном поле, характерна и для Качарского месторождения.

Анализ природных парагенезисов дает необходимый фактический материал для суждения о температурных условиях образования скаполитовых метасоматитов. Известно, что скаполит очень часто содержит реликты серицитизированного плагиоклаза. Кроме того, выше мы приводили неопровержимые доказательства, что доскарновая альбитизация (осветление) происходит параллельно со скаполитизацией. В соответствии с этим могут быть приняты во внимание следующие термодинамические расчеты Ю.А. Полтавца (1972).

1. Расчет альбитизации:

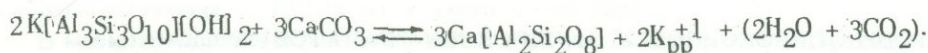


дает $\Delta Z_{\text{p}}^{\circ} = -16800$ кал. и $\Delta S_{\text{p}}^{\circ} = -33,0$ э.е.

Из уравнения $\Delta Z_{\text{p}}^{\text{t}} = \Delta Z_{\text{p}}^{\circ} - \Delta S(T - 298) = RT \ln \frac{a_{\text{Ca}}^{+2}}{a_{\text{Na}}^{+1}}$ температура равновесия определяется в 530°C . Следовательно, при равных активностях Na и Ca = 1 альбитизация протекает при температурах до 530°C . Отрицательное значение энтропии показывает, что с ростом температуры реакция быстро становится эндотермической и смещается влево.

2. Расчет скаполитизации:

Поскольку в скаполите сохраняются реликты серицитизированного плагиоклаза, то это значит, что температура его образования не превышает температуры образования анортита по схеме:



Расчет этой реакции дает T° равновесия = 430°C , но реакция зависит от $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{O_2} . С повышением давления газовой фазы температура равновесия также повышается. Считая в наших условиях наиболее реальным P флюида ≈ 1000 атм., температура равновесия, очевидно, будет $\approx 465^{\circ}\text{C}$. Таким образом, термодинамические расчеты показывают, что температура скаполитизации не превышает температуры доскарновой альбитизации и гранитизации. По экспериментальным данным А.И. Тугаринова (1963), процесс альбитизации происходит при температурах $350-550^{\circ}\text{C}$, а нижняя граница образования граната, по данным Б.С. Милля и Д.В. Ка-

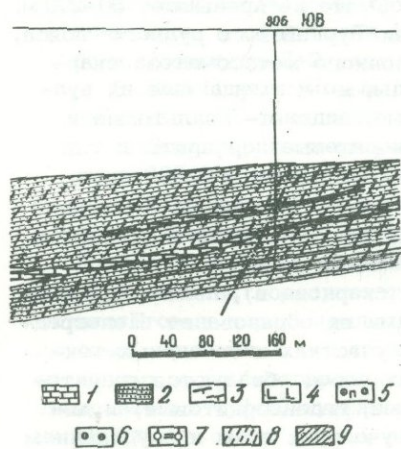


Рис. 90. Геологический разрез Южно-Светло-Джаркульского месторождения

1 - известняки; 2 - туфопесчаники, туффиты и туфоконгломераты; 3 - андезитовые плагиоклазовые порфириды и их туфы; 4 - пироксен-плагиоклазовые порфириды андезит-базальтового состава; 5 - пироксен-скаполитовые метасоматиты; 6 - альбит-скаполитовые метасоматиты; 7 - актинолит-серицит-кальцитовые метасоматиты; 8 - карбонатизация и окварцевание; 9 - магнетитовая руда

линина (1966), определяется для андрадита в 400–500°C и гроссуляра 500–600°C. Максимум эффекта декрипитации магнетита в месторождениях скаполитового подтипа приходится на интервал температур 370–450°C, тогда как в месторождениях скарнового подтипа – на интервал 400–720°C (Дымкин, 1966; Кобзарь, 1966). А.М. Дымкин, М.П. Могилева и Г.М. Тетерев (1967) отмечают также, что гомогенизация в скаполитах Качарского месторождения происходит в интервале 380–415°C. Следовательно, и экспериментальные данные не позволяют считать скаполитовые метасоматиты более высокотемпературными образованиями, чем скарны.

Резюмируя все сказанное в отношении месторождений скаполитового подтипа, можно отметить следующие их генетические особенности.

1. Температура образования этих месторождений не выше температуры образования типичных скарновых месторождений пироксен–гранатовой ассоциации. Пространственно они располагаются иногда значительно дальше от крупных рудоносных интрузивных массивов, чем типично скарновые месторождения.

2. Промышленные месторождения скаполитового подтипа образуются обычно в зонах крупных разрывных нарушений среди рудных полей, приуроченных к флексурам или центроклинальным окончаниям крупных брахисинклинальных складок.

3. Установленная в природе тесная генетическая количественная связь скаполита с титанистым магнетитом, титанистым биотитом и экспериментальные исследования указывают на то, что в переносе рудного вещества при образовании скаполитовых месторождений участвовали титансодержащие щелочно-хлоридные комплексы.

4. Постоянная ассоциация крупнозернистого перекристаллизованного кислого скаполита с титанистым магнетитом, железистым пироксеном и амфиболом, иногда титанистым биотитом, при сравнительно высоких температурах и низкой интенсивности термосвечения скаполитов являются характерными отличительными признаками рудоносных скаполитовых метасоматитов.

ГРАНАТОВЫЕ, ПИРОКСЕНОВЫЕ И ПИРОКСЕН–ГРАНАТОВЫЕ СКАРНЫ КАК РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Рудные залежи подавляющего большинства контактово–метасоматических месторождений Урала залегают среди скарновых зон, сложенных гранатом и клинопироксеном, причем гранат нередко преобладает. Мощности скарновых зон варьируют в широких пределах – от 10 до 400 м. Это зависит от условий залегания вмещающих пород и их состава, от характера и интенсивности доскарновых тектонических нарушений, от размеров того интрузивного тела, с которым ассоциируют скарны. Скарновые зоны в крутопадающих контактах интрузивных пород с известняками, как правило, имеют значительную мощность – от 50 до 400 м. Мощность скарновых зон, образующихся в стратиграфических контактах или по прослоям известняков и известковых пород в эффузивно–туфогенной толще, обычно не превышает 50–200 м. Исключением из этого правила являются месторождения Тургайского рудного пояса, где вследствие преобладания интенсивного инфильтрационного метасоматоза скарнами замещаются не только карбонатсодержащие породы, но и вмещающие их вулканогенные алюмосиликатные образования – андезитовые, андезит–базальтовые и базальтовые порфириты, их туфы, туффиты, диориты, диоритовые порфириты и т.д. В этих условиях мощность полопадающих скарновых зон достигает 200–300 м, а удаленность их от массивов продуктивных гранитоидов может составлять несколько километров. Прогрев скарнируемой вулканогенной толщи здесь в значительной мере осуществлялся непосредственно самими послемагматическими растворами.

Петрографический состав скарновых зон (скарнов и скарноидов), помимо состава исходных пород, определяется температурными условиями их образования. Непосредственно вблизи интрузивов, даек, силовых залежей, в участках интенсивных тектонических деформаций при наличии карбонатсодержащих пород образуются гранатовые (андрадит–гроссуляровые), пироксеновые (салитовые, геденбергитовые) и диоксид–гранатовые скарны, которые в менее прогретых участках зоны и с удалением от интрузива сменяются эпидозитами и апоскарновыми породами. Типоморфными минералами гистерогенного разложения скарнов обычно являются эпидот и актинолит, а также более редкие минералы – пренит, хлорит, кальцит, кварц, тальк, альбит, гематит и ильваит.

Как показали многочисленные исследования (Коржинский, 1948; Овчинников, 1948б; Баклаев, 1959б; Заварицкий, 1963; Тетерев, 1965; Норштейн, 1967б; Кобзарь и др., 1968; Кочергин, 1971; и др.), пироксеновые скарны при метасоматозе являются более ранними образованиями и при продолжительном этапе скарнообразования замещаются гранатовыми окарнами. Такие явления наблюдались в Ауэрбаховском, Песчанском, Покровском, Высокогорском, Соколовском и многих других месторождениях. В некоторых месторождениях (Первый Северный рудник и др.), где скарнообразование протекало при несколько иных температурных и литологических условиях, вместо пироксена устойчивой является роговая обманка, участвующая в сложении скарновых зон как первичный контактово-реакционный минерал (Овчинников, 1949).

В рудных полях, где при образовании скарнов существенное значение имели биметасоматические процессы, устанавливается поясовое (зональное) строение скарновых зон. Классические примеры в этом отношении описаны по Турьинским месторождениям Д.С. Коржинским (1948), Л.Н. Овчинниковым (1948б), М.З. Кантором (1966) и Я.П. Баклаевым (1959б), по Покровскому месторождению - Г.М. Мазаевым (1936 г.), по некоторым месторождениям Тургайского пояса - А.М. Дымкиным (1966).

В общем виде, следуя от силикатной породы к известняку или рудному телу, проявляющаяся зональность выглядит следующим образом: 1) осветленная околоскарновая силикатная порода ("контактный диорит", "контактный порфирит" и т.д.); 2) пироксен (диопсид)-гранатовый скарн или сильноэпидотизированный гранатовый скарн (эпидозит); 3) гранатовый (гроссуляр-андрадитовый) скарн; 4) пироксеновый (салитовый или геденбергитовый) скарн.

Мощность осветленных пород колеблется от 5 до 200 м. Мощности второй и третьей зон не превышает 50-60 м, большие размеры объясняются уже сложным строением скарновых зон, с многократно повторяющейся зональностью. Пироксеновые скарны, развивающиеся обычно на контакте с известняками, имеют очень небольшую мощность (0,1-8 м) и часто отсутствуют.

В месторождениях, образовавшихся в условиях быстрого падения температуры с преобладанием инфильтрационного метасоматоза, строение скарново-рудных зон обычно более сложное. Например, для Сарбайского месторождения И.А. Кочергиным (1971) был описан следующий разрез:

1. Зона биотитовых, альбитовых и скаполитовых метасоматитов, развивающаяся в краевой части интрузива диоритов, а также в туфах и туфобрекчиях экзоконтакта. Мощность от нескольких десятков до 100-150 м.
2. Зона пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов, окаймляющая с лежачего бока Восточную и Юго-Восточную рудные залежи. Мощность от 3 до 20 м.
3. Скарново-рудная зона, представленная многократной перемежаемостью массивных магнетитовых руд и в различной степени оруденелых пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов. Мощность от 50 до 185 м.
4. Зона пироксеновых, пироксен-гранатовых и скаполит-пироксеновых метасоматитов, окаймляющая Восточное и Юго-Восточное рудные тела с высячего бока. Мощность 3-20 м.
5. Зона пироксеновых скарнов с реликтами пироксен-плагиоклазовых осветленных пород. Мощность 10-30 м.
6. Зона пироксен-плагиоклазовых осветленных пород, в отдельных участках скаполитизированных и всюду скарнированных. Мощность до 40 м.
7. Зона ороговикованных и альбитизированных (осветленных) туфов и туффитов, в отдельных участках скаполитизированных. Мощность до 160 м.

В западном блоке Сарбайского месторождения были интенсивно развиты апоскарновые процессы, в результате которых рудная зона здесь находится среди эпидот-актинолитовых пород мощностью до 200 м, сменяющихся сверху вниз зоной актинолитовых, эпидотовых и хлоритовых метасоматитов (10-30 м), а затем - зоной осветленных - альбитизированных, актинолитизированных, цеолитизированных и пренибитизированных туфов, туффитов и туфобрекчий (до 200 м). Метасоматическая зональность, в общих чертах аналогичная описанной, наблюдалась также на Соколовском (Кобзарь и др., 1962; Тетерев, 1965), Бенкалинском (Бекмухаметов, 1965; Дымкин, 1966), Алешинском и некоторых других месторождениях.

Характер скарнирования зависит от состава исходных пород. В карбонатных породах пироксенизация и развитие граната не сопровождалась какими-либо другими

превращениями, и с увеличением их интенсивности из скарнированных известняков непосредственно образовывались пироксеновые или гранатовые скарны. При скарнировании силикатных вулканогенных пород пироксенизация всегда сопровождается деаортизацией (альбитизацией) плагиоклаза или скаполитизацией, т. е. частичным или полным разложением полевых шпатов. Поэтому из силикатных пород скарны пироксенового или пироксен-гранатового состава могут образоваться только в условиях интенсивного инфильтрационного метасоматоза, когда в зону эндо- или экзоконтакта идет значительный привнос кальция, железа, магния и отчасти алюминия. Естественно, такой процесс легче всего может происходить в ослабленных зонах при участии летучих компонентов (хлор, фтор, углекислота и вода). О наличии последних свидетельствует образование околоскарновых диопсид-скаполитовых метасоматитов, а также довольно частое присутствие в скарнах таких минералов, как апатит, турмалин, аксинит, скаполит, везувиан, флогопит и т. д.

Сопоставление химических анализов исходных вулканогенных пород и метасоматитов, а также результаты минералогических исследований позволяют сделать вывод о сходной внутренней перегруппировке компонентов при скарнообразовании и скаполитизации, в результате которой и в том, и в другом случае пироксены образовались за счет привноса кальция и магния. При сравнении скарновых и околоскарновых - соскаполитовых пироксенов видно, что первые всегда более железистые. В оруденельх пироксеновых скарнах пироксен представлен салитом, а в неоруденельх - диопсидом.

Минеральный состав гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов обычно не постояен. Главный породообразующий минерал - гранат (50-98% состава) имеет переменное содержание андрадитовой молекулы: от чистого андрадита до гроссуляра. При этом многими исследователями (Коржинский, 1948; Баклаев, 1959б, 1960б; Бекмухаметов, 1965; Дымкин, 1966; и др.) установлено, что в рудных участках в составе гранатовых скарнов преобладает изотропный, высокожелезистый гранат с содержанием более 60% андрадита, причем в направлении к рудным телам содержание андрадитовой молекулы в нем увеличивается. Наиболее отчетливо такая закономерность проявляется в скарновых зонах биметасоматического происхождения.

В последние годы в связи с разработкой проблемы "Критерии рудоносности метасоматитов" нами совместно с Г.А. Гревцовым был изучен состав скарновых зон в некоторых месторождениях Тургайского пояса. Главное внимание было уделено особенностям изменения состава главнейших породообразующих минералов - граната и пироксена. Удалось установить, что по условиям залегания рудных тел, минералогическим ассоциациям скарнов и руд, по изменению состава гранатов и пироксенов среди месторождений скарнового подтипа в Тургае могут быть выделены месторождения с одной стороны - преимущественно биметасоматического - диффузионного, а с другой стороны - преимущественно инфильтрационно-метасоматического происхождения. Для первого вида, типичным представителем которого является Алешинское месторождение, характерны следующие особенности:

1) поясовое строение образующихся скарновых зон: по мере удаления от руды (от контакта с известняками) пироксеновые (геденбергитовые) и гранатовые (андрадитовые) скарны сменяются диопсид-гранатовыми скарнами, а затем околоскарновыми диопсид-скаполитовыми породами;

2) широкое развитие псевдоморфоз породообразующих минералов (граната по плагиоклазу и пироксену, магнетита по гранату, скаполита по плагиоклазу и т. д.);

3) переменный состав гранатов и пироксенов, слагающих скарново-рудные зоны, с закономерным увеличением в них железистости по направлению к руде (рис. 91);

4) преимущественно пластообразная форма рудных тел, согласная по элементам залегания с вмещающими породами эффузивно-осадочной толщи.

Как известно, Алешинское месторождение находится в контактовой зоне сравнительно большого по объему интрузивного массива. Проникновение гидротермальных растворов в сравнительно слабо тектонически нарушенные участки контакта известняков и вулканогенных пород способствовало преобладанию здесь диффузионного метасоматоза.

Месторождения инфильтрационно-метасоматического происхождения (Ломоносовское, Соколовское, Кунай-Жаркульское, Южно-Сарбайское и др.) имеют совершенно другую характеристику в отношении морфологии и вещественного состава скарновых зон. Здесь нередко развиваются крутопадающие (60-90°) скарново-рудные зоны, ге-

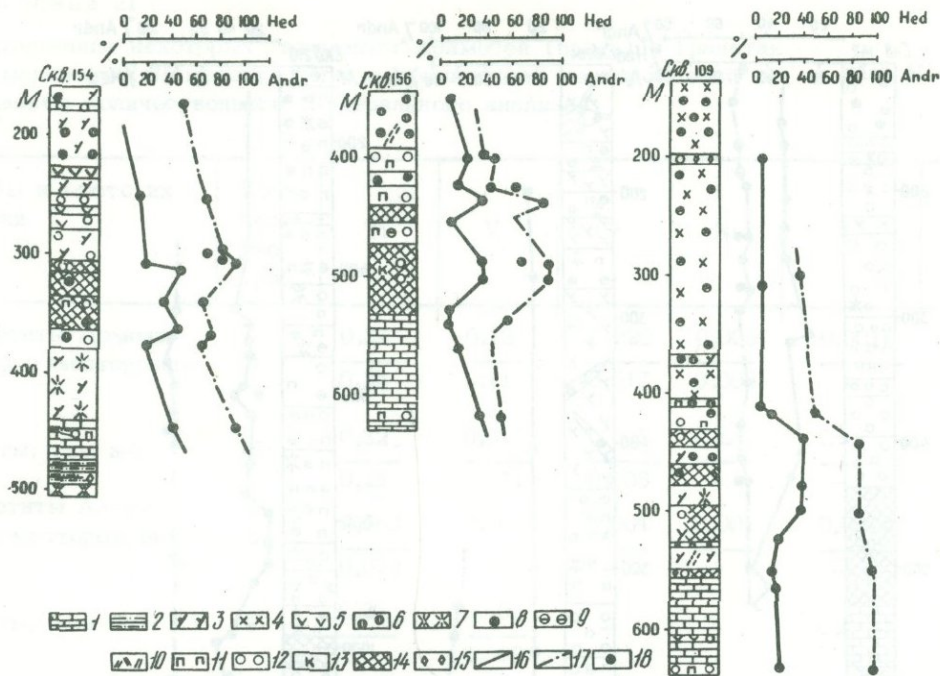


Рис. 91. Изменение составов пироксена и граната в зонах метасоматитов на Алешинском месторождении. По данным Г.А.Гревцова и автора

1 - известняки; 2 - туффиты; 3 - андезитовые порфириты и их туфы; 4 - диориты и габбро-диориты; 5 - диабазы; 6 - скаполитизация; 7 - предрудная диопсидизация и альбитизация; 8 - синрудная и послерудная альбитизация; 9 - эпидоти-зация; 10 - пренитизация; 11 - пироксеновые скарны; 12 - гранатовые скарны; 13 - кальцитизация; 14 - магнетитовая руда; 15 - пиритизация; 16 - кривая железистости пироксена; 17 - то же, граната; 18 - места взятия проб

нетически связанные с системами разрывных нарушений, возникающих при формировании брахискладчатых структур (особенно брахисинклинальных). Классической зональности, как на Алешинском месторождении, здесь не отмечается, хотя определенная смена метасоматитов по температуре образования (зональность отложения) в некоторых месторождениях, как это было описано выше, проявляется. Состав гранатов и пироксенов (рис. 92) здесь выдерживается более или менее постоянным на протяжении всей метасоматической колонки.

Широко развиты в этих месторождениях катаклазированные метасоматиты, в том числе скарны и руды с переотложенными (перекристаллизованными) гранатом, пироксеном, магнетитом, апатитом и другими минералами. Перекристаллизованный магнетит обычно содержит повышенное количество титана. Перекристаллизованный гранат часто бывает анизотропным.

Одной из особенностей месторождений инфильтрационно-метасоматического происхождения является сравнительно широкое распространение в них пироксеновых скарнов, локализованных, правда, без какой-либо определенной закономерности. Они связаны постепенными переходами с пренитизированными эпидотсодержащими околоскарновыми диопсид-альбитовыми или диопсид-скаполитовыми породами. Характерно, что гранат в гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах отличается от граната в пироксеновых скарнах. Обычно он изотропен, окрашен в бурый и коричневый цвета, содержит реликты мелких зерен пироксена и довольно однороден по составу (77-95% андрадитовой молекулы). Пироксен во всех типах скарнов чаще всего представлен мелкими изометричными или короткопризматическими зернами, окрашенными в зеленоватый цвет или почти бесцветными. Содержание геденбергитовой молекулы в пироксенах из скарнов находится на уровне содержания ее в осветленных альбитизированных и скаполитизированных породах, т.е. 30-50% Hed.

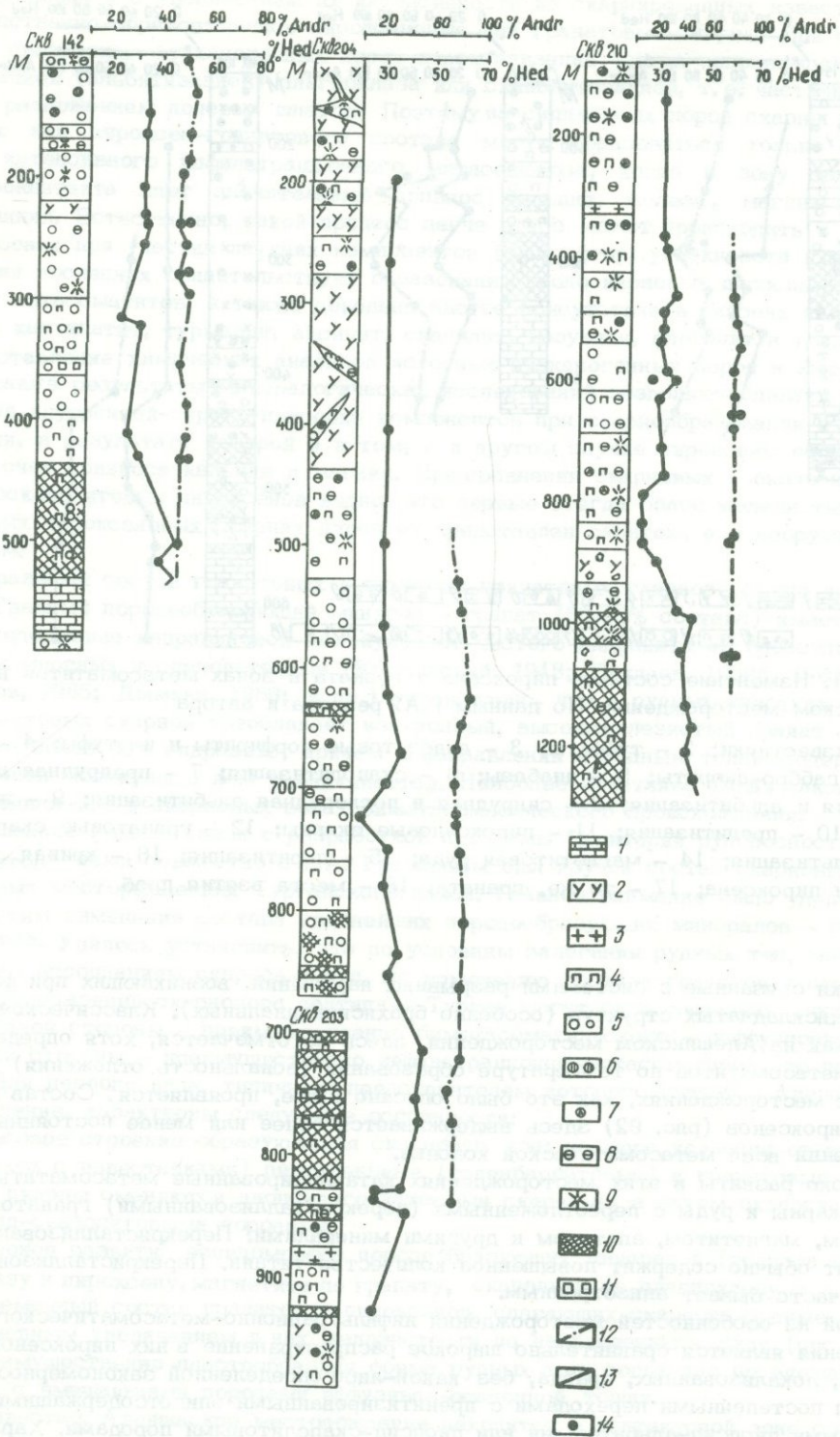


Рис. 92. Изменение составов пироксена и граната в зонах метасоматитов на Ломоносовском месторождении. По данным Г.А.Гревцова и автора

1 - известняки; 2 - андезитовые порфиры и их туфы; 3 - диориты и диоритовые порфиры; 4 - пироксеновые скарны; 5 - гранатовые скарны; 6 - скаполитизация; 7 - альбитизация; 8 - эпидотизация; 9 - пренитизация; 10 - магнетитовая руда; 11 - пиритизация; 12 - кривая железистости пироксена; 13 - то же, граната; 14 - места взятия проб

Таблица 21

Содержание некоторых элементов-примесей (вес.%) в гранатах и магнетитах Ломоносовского и Алешинского месторождений (данные количественного спектрального анализа)

Пробы и место их взятия	Количество проб	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn
Магнетиты Ломоносовского месторождения	13	0,31	0,12	0,020	0,005	0,0016	0,21
		0,25	0,11	0,017	0,003	-	-
Гранаты, там же	15	0,32	0,013	0,006	Сл.	Сл.	0,28
		0,22	0,011	0,005	-	-	0,20
Магнетиты Алешинского месторождения	6	0,063	0,007	0,004	0,001	0,0016	0,12
		0,072	-	-	-	-	-
Гранаты, там же	9	0,25	0,003	-	-	Сл.	0,23
		-	0,002	-	-	-	0,23

Примечание. В числителе среднее содержание, в знаменателе - мода. В тех случаях, когда содержание очень неравномерное, мода не определялась. Прочерк означает, что элемент не обнаружен.

Широкое развитие в скарнах инфильтрационного происхождения имеет также эпидот. Формы его нахождения различны. Иногда он встречается в виде хорошо ограниченных кристаллов с включениями мелких зерен граната и пироксена или образует прожилки, секущие руду и скарны. В других случаях он довольно часто замещает плагиоклаз в реликтах осветленных пород среди скарнов и, кроме того, встречается в ассоциации с магнетитом и хлоритом в магнетитовой руде. Исследование химического состава эпидотов различных генераций показало, что эпидот средней руды является более железистым, чем эпидот, образовавшийся по вулканогенным породам или более поздний - прожилковый.

Выполненные Н.А. Ярош количественные спектральные анализы гранатов и магнетитов, локализующихся в скарнах Алешинского и Ломоносовского месторождений, показали, что для них характерными элементами-примесями являются Ti, V, Cr, Co и Ni, причем содержания Ti, V, Cr в магнетитах и гранатах Алешинского месторождения на один порядок ниже, чем на Ломоносовском месторождении (табл. 21). Надо полагать, что это обстоятельство, как и в месторождениях скаполитового подтипа, связано с увеличением подвижности титана в зонах крупных разрывных нарушений.

Магнетитовое оруденение тесно связано со скарнообразованием, хотя по отношению к скарнам всегда является сопутствующим, более поздним. Очень часто магнетит начинал отлагаться в то время, когда образование пироксена или граната еще не закончилось. Об этом свидетельствуют микроструктурные взаимоотношения, указывающие на одновременное выделение части скарновых минералов и магнетита. Кроме того, скарновые минералы в отдельных случаях могут быть и послемагнетитовыми. Такие случаи наблюдались нами в рудах Магнитогорского, Северо-Песчанского, Ломоносовского, Ауэрбаховского, Лебяжинского и многих других месторождений. Когда формирование месторождения шло в условиях значительной тектонической активности (а это происходило довольно часто), старые зоны дробления и расщелачивания подновлялись и образовывались новые. В результате возникали

участки катаклазированных метасоматитов, в том числе скарнов и руд. Нередко отмечается переотложение — перекристаллизация метасоматических минералов, вследствие чего в скарнах и рудах появляются новообразования крупнозернистых агрегатов граната, пироксена, магнетита, апатита, актинолита и кальцита. Поэтому, естественно, более молодые по возрасту прожилковые руды на Ломоносовском, Талкульском, Южно-Сарбайском, Магнитогорском, Кунай-Жаркульском и некоторых других месторождениях сложены, как правило, крупнозернистыми минералами.

Магнетит нормальных первичных скарновых руд, ассоциирующихся с гранатовыми, пироксеновыми и реже пироксен-гранатовыми скарнами, характеризуется постоянной и иногда повышенной примесью марганца (0,10–4,00%) и цинка (0,02–0,40%), но, в отличие от руд скаполитового подтипа, всегда содержит незначительную примесь титана (0,06–0,2%) и ванадия (0,005–0,25%). Однако в переотложенных крупнозернистых рудах содержания Ti и V в магнетитах резко возрастают (соответственно 0,2–2,1 и 0,07–0,2%). Возрастает также содержание As, Cu, Pb и некоторых других элементов, связанных с тонкодисперсными включениями сульфидов, или находящихся, вероятно, в виде твердого раствора (As, Cu), поскольку они обнаруживаются и при явном отсутствии сульфидов.

Главная масса магнетитовых руд сосредотачивается обычно в зонах интенсивного скарнообразования, однако далеко не всегда масштабы промышленного магнетитового оруденения находятся в прямой зависимости от мощностей скарновых зон. Чаще бывают обратные соотношения. Локализация магнетитовых руд зависит от сочетания благоприятных структурных и литологических факторов, в частности от наличия полосей отслаивания в контактах разнородных пород, зон дробления и расщепления, присутствия в исходных породах известковистого материала и т.д. Скарнообразование же и околоскарновые изменения идут обычно более широким фронтом.

Гидротермальные изменения скарновых минералов (актинолит и хлорит по пироксену, эпидот по гранату) обычно происходят после отложения магнетита. Однако есть месторождения и отдельные участки на месторождениях (например, охарактеризованный выше западный участок Сарбайского месторождения), в которых магнетит развивается после актинолита и эпидота или одновременно с ними. Это обусловлено длительностью процесса оруденения и тем, что в период рудообразования в разных участках месторождения или рудного поля складывались различные по температуре и другим физико-химическим параметрам условия.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД НА УЧАСТКАХ МЕДНОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сульфидное медное оруденение по отношению к магнетитовому является более поздним. Оно сопровождается отчетливым разложением граната и пироксена с образованием кварца, кальцита, хлорита, актинолита, талька, серицита и некоторых других вторичных минералов. Разложение носит локальный характер и тесно связано с путями циркуляции рудообразующих растворов. Известно, что сульфиды, как правило, приурочены к мелким и мельчайшим трещинам, развивающимся на контакте более ранних рудных минералов (магнетита, гематита) со скарновыми минералами (гранатом, пироксеном, эпидотом и актинолитом). В Покровском, Магнитогорском и Сарбайском месторождениях зафиксированы случаи приуроченности сульфидной халькопирит-пиритовой минерализации к явно более поздним широтным и субширотным разрывным нарушениям.

Д.С. Коржинский (1948) и Л.Н. Овчинников (1948б; 1960) описали классические примеры избирательного замещения медьсодержащими сульфидами наиболее железистых скарновых пород (салитовых, геденбергитовых, андрадитовых скарнов и скарновых железистых эпидозитов). Позднее такие же факты были установлены на Гумешевском (Бугаев, 1968), Высокогорском, Соколовском, Сарбайском, Адаевских и некоторых других месторождениях. Они явно указывают на инертность железа в стадию сульфидного рудообразования. Об этом же свидетельствует преимущественное развитие сульфидов в рудах за счет замещения магнетита или пироксена и железистого граната, находящихся в интерстициях зерен магнетита.

Повышенная хрупкость и пористость скарнов, благоприятный состав, унаследованность тектоники обуславливают, при соответствующих термодинамических условиях,

появление сульфидной минерализации в пределах тех же скарновых зон, в которых находятся железные руды. Однако температура образования сульфидов является более низкой, чем магнетита, и поэтому в отдельных месторождениях и рудных полях наблюдается температурная горизонтальная зональность в распределении сульфидного и магнетитового оруденений.

Классические примеры такой зональности уже описаны в литературе для Ауэрбах-Турьинского рудного поля (Коржинский, 1948; Овчинников, Баклаев, 1958; Баклаев, 1959б) и частично для Гороблагодатского и Высокогорского рудных полей (Овчинников, 1960). В качестве новых данных по этому вопросу может быть отмечено следующее.

1. В Соколовско-Сарбайском рудном поле промышленные по содержанию меди залежи сульфидных руд выявлены на флангах Соколовского и Сарбайского месторождений. Они представлены интенсивной вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, в меньшей степени - сфалерита и галенита, в пироксеновых скарнах и метасоматически измененных туффитах и туфах андезитовых порфиритов, находящихся преимущественно в лежащем боку скарново-магнетитовых зон.

Мощность оруденения 10-15 м, протяжение по простиранию и падению - десятки метров (Тетерев, 1965).

2. Обособленные сульфидные залежи на периферии магнетитовых тел во фланговых частях скарново-рудных зон имеются также на Терентьевском, Сардыкском, Адаевских и Козыревских месторождениях (Тетерев, 1965).

3. Значительное по мощности (до 200 м) пиритное оруденение в 1968-1969 гг. было встречено в лежащем боку Куттукского месторождения (юго-западный фланг Давыдовского рудного поля в Тургае). Пирит в сообществе с гематитом и отчасти халькопиритом тесно ассоциирует здесь с альбитом ярко-розово-оранжевого цвета и актинолитом, которые развиваются (в зоне дробления) по магнетит-пироксен-скаполитовым метасоматитам. Примечательно, что прожилки пирита нередко занимают осевую центральную часть прожилков альбита или актинолита и мощности их часто соответствуют. Этот факт, безусловно, говорит о тесной генетической связи указанных минералов.

В пределах Куттукского месторождения не выявлены пока участки со значительным содержанием халькопирита, и, следовательно, промышленные по меди, однако заметно увеличение его содержания в северо-восточном направлении - к Давыдовскому месторождению, где в пределах той же зоны разрывных нарушений фиксируются прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды.

4. Крупное по масштабам прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение, приуроченное к зоне разрывных нарушений, обнаружено в Бенкалинском рудном поле (см. главы I и IV). Поскольку оно находится на фланге известного Бенкалинского железорудного месторождения и в удалении от центральных частей магматического очага, образование его можно рассматривать с точки зрения проявления нормальной температурной зональности, хотя, по-видимому, картина здесь и более сложная. Обращает внимание интенсивное наложение окварцевания и серицитизации на уже ранее альбитизированные породы с перекристаллизацией их основной массы. Наряду с этим отмечаются прожилки кварца, сопровождающиеся новообразованиями пирита и других сульфидов (халькопирита, борнита, арсенопирита) в ассоциациях с серицитом, опалом и эпидотом. Прожилки сульфидов и кварца весьма обильны и выполняют ориентированные в различных направлениях крутопадающие (почти вертикальные) трещины, частота которых достигает 40-50 на 1 дм². Мощность прожилков сульфидов и кварца определяется от десятых долей миллиметра до 5 мм. Помимо трещин, сульфиды распределяются в измененных породах и в виде интенсивной вкрапленности мелких эвгедральных зерен размером до 1-2 мм в поперечнике.

Промышленная ценность указанного оруденения в настоящее время выясняется детальной разведкой. Ее первые данные показывают, что среди выявленной зоны разрывных нарушений вполне определенно могут быть выделены рудные тела с промышленным содержанием меди. Обращает на себя внимание также повышенное содержание в руде золота.

5. В Четвертом Восточном поясе контактово-метасоматических месторождений существуют железное и медное оруденение, причем на Ново-Николаевском, Победооктябрьском и Тарутинском месторождениях медное оруденение приурочено к зонам крупных разрывных нарушений, находящихся в экзоконтактах диоритовых и грано-

Таблица 22

Характеристика некоторых минералов из зон метасоматитов
(по данным автора, А.Е. Бекмухаметова, П.Н. Кобзаря, З.И. Полтавец и др.)

Минерал	Зоны метасоматитов с магнетитовым оруденением	Зоны метасоматитов с медным сульфидным оруденением
Гранат	Аномальный (анизотропный), переменного (гроссуляр-андрадитового) состава. В сплошных рудах нередок и изотропный гранат, близкий к андрадиту	Изотропный андрадит. Ассоциирует с эпидотом, кальцитом, кварцем, которые его замещают. В рудах иногда встречается и аномальный гранат
Пироксен	По составу - диопсид, иногда с небольшой примесью геденбергитовой молекулы. Ассоциирует с апатитом, флогопитом, сфеном, иногда скаполитом	По составу - салит-геденбергит. Ассоциирует с хлоритом, сульфидами, иногда с эпидотом и тальком
Эпидот	Железистый, бледноокрашенный (клиноцоизит). Тесно ассоциирует с магнетитом. Образуется по гранату и диопсиду. Формы нахождения таблитчатые, сноповидные и радиально-лучистые агрегаты кристаллов	Сильно железистый, яркоокрашенный (пистацит). Образуется мелкозернистые агрегаты, часто непосредственно по плагиоклазу исходных алюмосиликатных пород. Ассоциирует с актинолитом, кварцем, хлоритом
Актинолит	Бледно-зеленые длиннопризматические сноповидные и веерообразные агрегаты кристаллов. По составу близок к тремолиту ($N_g = 1,650-1,652$; $N_p = 1,611-1,631$; $CN_g = 12-19^\circ$; $N_g-N_p = 0,018-0,021$). Явно замещается магнетитом	Синий и ярко-синий, образует мелкозернистые игольчатые агрегаты. По составу близок к грамматиту ($N_g = 1,677$; $N_p = 1,655$; $CN_g = 20^\circ$; $2V = -78^\circ$)
Хлорит	Светло-зеленые мелкочешуйчатые и радиально-лучистые агрегаты. По составу - пеннин-клинохлор ($N_g = 1,588-1,590$; $N_p = 1,585-1,596$; $N_g-N_p = 0,010$; оптически -)	Темно-зеленые волокнистые мелкочешуйчатые агрегаты. По составу - прохлорит-тюрингит ($N_g = 1,601$; $N_p = 1,592$; $N_g-N_p = 0,09$; оптически +)
Альбит	Обычно бесцветный или розовато-бурый, разложенный. Переходит в серицит и хлорит. Тесно связан с диопсидом, маложелезистым актинолитом и эпидотом	Белый или розовый, сравнительно свежий. Ассоциирует с кальцитом, кварцем, сульфидами, высокожелезистым эпидотом
Скаполит	В промышленных месторождениях скаполитового подтипа - крупнозернистый (переотложенный). Тесно ассоциирует с магнетитом, салитом, флогопитом, содержащими повышенное количество Ti, V, P. По составу - мариалит (10-25% - мейонита)	Не характерен, спорадически встречается в кровле рудных тел, представленных сульфидно-магнетитовыми рудами. Ассоциирует с альбитом, диопсидом, хлоритом. По составу - дипир (30-35% мейонита)

Таблица 22 (окончание)

Минерал	Зоны метасоматитов с магнетитовым оруденением	Зоны метасоматитов с медным сульфидным оруденением
Флогопит (биотит)	Характерен для руд скаполитового подтипа, где ассоциирует с диопсидом, скаполитом и апатитом	В рудах почти не встречается. Образует иногда, подобно актинолиту, зоны биотитизированных пород в висячем или лежащем боках рудных тел
Датолит	Встречается редко	Встречается часто. Ассоциирует с кальцитом, пиритом и синим актинолитом
Турмалин	Встречается редко	Присутствует часто и иногда в больших количествах
Пирит (по данным 440 анализов)	<p>Хорошо образованные кристаллы с гранями (100), (110), (111) - размером от 1 мм до 1 см. Ассоциирует с магнетитом, гранатом, белым альбитом, хлоритом, иногда биотитом, скаполитом и пироксеном. В виде элементов-примесей постоянно присутствуют: Co (до 1%), Cu (до 0,4%), Ni (до 0,12%), Ti (до 0,2%); практически отсутствуют Sb, Ag, Sn.</p> <p>Соотношения:</p> <p>Co: Ni = 2-20; Cu: Zn = 1-10; Pb: Zn = 0,001-0,1</p>	<p>Плохо образованные кристаллы округлого габитуса с формами (110), (100) и редко (111), ангдральные зерна. Ассоциирует с актинолитом, розовым альбитом, кальцитом, серицитом, кварцем, эпидотом и сульфидами. В виде элементов-примесей постоянно присутствуют: As (до 0,5%), Pb (до 0,4%), Cu (до 1,2%), Co (до 0,4%), Ag (до 0,002%), Sb, Se (до 0,01%), Te (до 0,005%), Mo = 0,001%; спорадически встречаются Zn, Bi, Sn; практически отсутствуют Ni, Ti.</p> <p>Соотношения:</p> <p>Co: Ni = 20-150; Cu: Zn > 30; Pb: Zn = 1-30</p>

диоритовых массивов (см. главу I). Известно также, что и в Ауэрбахо-Турьинском и Гумешевском рудных полях, где имеются классические скарновые меднорудные месторождения, локализация оруденения во многом определяется наличием дорудных разрывных нарушений, рассекающих благоприятные для рудного метасоматоза породы.

Таким образом, с учетом данных, изложенных в настоящей главе и главе V, главнейшими поисковыми критериями на медное оруденение контактово-метасоматического типа являются следующие.

1. В пределах рудных полей скарновые меднорудные месторождения чаще всего занимают фланговое положение по отношению к железорудным. Рудолокализирующими структурами здесь нередко являются зоны крупных разрывных нарушений.

2. Скарновые меднорудные месторождения локализуются в экзо- и эндоконтактных зонах гранодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов, отличающихся рядом специфических признаков. Эти признаки характерны и для жильных пород дорудного возраста.

3. Вследствие инертности железа и в стадию сульфидного рудоотложения наиболее благоприятными породами для замещения сульфидными медными рудами являются высокожелезистые пироксеновые (салитовые, геденбергитовые) и гранатовые (андрадитовые) скарны, а также высокожелезистые актинолитовые и эпидотовые метасоматиты.

4. При сопоставлении состава минералов, слагающих рудоносные метасоматиты в участках развития железного и медного оруденения (табл. 22), выявляется ряд их отличительных признаков. Кроме отмеченной уже повышенной железистости главных породообразующих минералов (граната, пироксена, эпидота, актинолита, хлорита), для меднорудных месторождений характерно отсутствие скаполита, флогопита, калиевого полевого шпата и, наоборот, появление в больших количествах кварца, кальцита, розового альбита, датолита, талька и некоторых других минералов. Пириты, генетически связанные с сульфидной фазой, как видно из табл. 6, 17 и 22, отличаются от домагнетитовых и синмагнетитовых пиритов повышенным содержанием меди, серебра, свинца и пониженным содержанием кобальта, никеля и титана.

Пириты колчеданных и редкометальных месторождений (Прохоров, 1965), в отличие от контактово-метасоматических, имеют несколько другой набор элементов-примесей (преобладают Mo, As, Sb, Se, Te, Tl, Pb) и другие количественные соотношения $Co : Ni$, $Pb : Zn$ и $Cu : Zn$. Особенно резкая разница наблюдается между колчеданными и железорудными скарновыми месторождениями. Все это вместе взятое позволяет поставить вопрос об использовании пиритов, встречаемых в околорудных метасоматитах, в целях распознавания характера скрытого на глубине оруденения.

ГИДРОСИЛИКАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ И СВЯЗЬ С НИМИ МАГНЕТИТОВЫХ И СУЛЬФИДНЫХ РУД

За последние годы, главным образом в связи с открытием месторождений в Тургайском прогибе (Соколов, 1958) и на юге Сибири (Богацкий, 1957, 1962), был выделен и получил освещение в литературе гидросиликатный подтип контактово-метасоматических месторождений, где оруденение (магнетитовое и отчасти сульфидное) локализуется среди эпидот-актинолитовых и эпидот-хлорит-актинолитовых метасоматитов. К данной группе послемагматических образований относятся частично и проявления сульфидной минерализации в эпидозитах, встречаемые в некоторых рудных полях Уральского региона (Ауэрбахо-Турьинском, Покровско-Высотинском, Алексеевско-Кормильцевском и др.).

По Д.С. Коржинскому (1948), этот тип метасоматических изменений относится к среднетемпературной актинолит-эпидотовой ступени контактового метаморфизма, при которой идет полное разложение пироксена с превращением его в амфибол-тремолит-актинолитового ряда. Одновременно с актинолитизацией происходит перекристаллизация альбита, разрастание его зерен и увеличение их количества за счет полного разложения среднего и основного плагиоклаза. В результате возникают крупные metablastы альбита и пойкилобластовые структуры актинолит-альбитовых пород, образующих околорудный ореол осветления мощностью до нескольких сот метров.

Интереснейшей особенностью послескарновой рудоносной актинолитизации, замеченной впервые на Сарбайском месторождении В.А. Заварицким (1963), является постепенная смена обычного актинолита более сильно железистым густо-синим амфиболом, который ассоциирует с железистым эпидотом, хлоритом и затем с магнетитом. Появление такой ассоциации явно говорит о локальном дополнительном привносе железа в данную стадию метаморфизма с завершением ее образованием магнетитовых руд. В этом нетрудно убедиться, просмотрев внимательно табл. 23, где представлены (в сравнении с исходными породами) анализы метасоматитов и входящих в их состав минералов из одного месторождения гидросиликатного подтипа. Обращает внимание резкое повышение содержания в актинолитизированных породах Fe_2O_3 , CuO и SO_3 при сравнительно постоянном содержании других компонентов.

Магнетит, образовавшийся после актинолита в актинолит-эпидотовую стадию, характеризуется обычно октаэдрической формой зерен с квадратными или ромбическими

сечениями. Кроме того, здесь отмечены мушкетовит и коломорфный угловатый магнетит, сцементированный мелкозернистым аллотриоморфнозернистым магнетитом.

Установлено, что магнетит месторождений гидросиликатного подтипа отличается от магнетита скарных месторождений пониженным содержанием титана, ванадия, кобальта, никеля и, наоборот, — повышенным содержанием (иногда на один-два порядка) меди, свинца, серебра и цинка. Аналогичные тенденции проявляются и в пиритах, где сравнительно много меди (0,07% по 20 пробам), серебра (до 0,03%), мышьяка (0,02%) и постоянно присутствует свинец (0,002-0,13%). Кобальт и никель в этих пиритах часто отсутствуют (см. табл. 6).

Взаимоотношения магнетита и актинолита, как эпидота и магнетита, неоднозначны. В большинстве случаев магнетит явно замещает актинолит и эпидот, развиваясь в интерстициях их зерен и по спайности. Однако нередко наблюдаются и обратные взаимоотношения, когда магнетит корродируется и замещается актинолитом и эпидотом. Никаких оптических различий между двумя указанными генерациями актинолита и эпидота не устанавливается. Для актинолит-магнетитовых руд характерны грубополосчатые текстуры, обусловленные чередованием актинолитовых и эпидот-актинолитовых прожилков, сплошных и вкрапленных магнетитовых скоплений. Иногда отмечается полосчатое распределение актинолита, эпидота и магнетита.

Наличие актинолит-эпидотовых, актинолитовых и эпидотовых метасоматитов в месторождениях гидросиликатного подтипа, которые обычно возникают непосредственно из исходных пород, не исключает наличия здесь и более высокотемпературных образований. В частности, в них известны пироксеновые скарны, гранатовые скарны и осветленные деанортизированные породы. Пироксеновые скарны обычно приурочены к рудной зоне, слагая либо безрудные прослои в руде, либо метасоматические тела в массивах и лежащем боках рудной залежи. В составе их преобладает салит (20-50% геденбергитовой молекулы) и вместе с ним — актинолит и эпидот, образующие взаимные пересечения друг с другом и с салитом, а также — кальцит, кварц, магнетит, мушкетовит и сульфиды. Текстуры пород — полосчатая и массивная; структуры — крупно- и мелкопризматически-зернистые.

Гранатовые скарны встречаются сравнительно редко, образуя среди вулканогенных пород гнезда, прожилки, маломощные линзы. По составу гранат отвечаетgrossular-андрадиту с содержанием 40-60% андрадитовой молекулы. Наблюдались случаи замещения граната эпидотом, кальцитом, актинолитом и в отдельных случаях актинолитом и пироксеном — гранатом. Во внешних зонах скарновые и гидросиликатные образования сменяются альбитсодержащими осветленными породами, которые, будучи макроскопически довольно однообразными, составляют две совершенно различные группы метасоматитов. С одной стороны это — беловато-серые деанортизированные гидротермально-разложившиеся вулканогенные породы актинолит-альбитового и альбит-эпидот-пренит-кальцитового состава, аналогичные околорудным осветленным породам типично скарных месторождений, и с другой стороны — это почти чисто альбитовые породы (альбититы) с довольно характерной яркой окраской: розовой, мясо-красной и молочно-белой. Если при образовании пород первой группы имеет место полное разложение плагиоклаза и темноцветных минералов с новообразованиями за их счет альбита, диопсида, актинолита, светлого маложелезистого хлорита, эпидота, кальцита и пренита, то при образовании пород второй группы происходит лишь повышение кислотности плагиоклаза и разрастание его зерен, иногда до полного вытеснения всех остальных минералов, а также появление кальцита, кварца, темно-зеленого хлорита и пирита. В отличие от околорудных осветленных пород и рудоносных эпидот-актинолитовых метасоматитов, более низкотемпературные альбититы и альбит-актинолит-хлоритовые породы имеют более широкое площадное распространение. Они накладываются на все ранее образованные породы, в том числе и на скарны.

Одной из отличительных особенностей месторождений гидросиликатного подтипа является наличие среди зон метасоматитов и особенно среди магнетит-мушкетовитовой руды повышенных скоплений сульфидов, представленных пиритом, пирротинном, халькопиритом и в меньшей мере марказитом, сфалеритом, арсенопиритом и галенитом. Пирит (2-40%) и халькопирит (0,1-6%) в виде отдельных зерен, мелко и крупнозернистых агрегатов развиваются по силикатным минералам — актинолиту, эпидоту, пироксену, альбиту, а также выполняют промежутки между зернами магнетита,

Таблица 23

Химический состав (вес. %) некоторых пород и минералов Шагьркульского месторождения (гидросиликатный подтип)

Компо- ненты	Анализы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
SiO ₂	49,00	51,38	45,36	49,69	50,04	56,08	48,60	48,20	35,20	35,80	44,20	48,40	
TiO ₂	0,56	0,70	0,40	0,71	0,65	0,68	Не определялись						
Al ₂ O ₃	17,09	18,35	14,18	20,29	15,20	17,92	2,00	5,50	18,33	21,26	7,90	5,00	
Fe ₂ O ₃	11,12	1,75	14,96	5,12	10,05	2,60	1,30	0,40	20,10	16,80	4,20	1,20	
FeO		2,44		2,95		3,45	9,90	6,60			10,81	11,10	
MnO	0,22	0,07	0,11	0,10	0,17	9,05	0,20	0,10	9,05	-	-	-	
MgO	4,08	5,88	3,35	3,50	5,03	9,67	11,70	10,80	2,00	Не опр.			12,60 15,10
CaO	7,96	9,85	7,40	7,88	9,64	3,92	22,50	23,60	21,00	24,05	13,80	15,80	
Na ₂ O	4,65	5,38	4,60	4,77	3,85	1,99	0,30	0,20	0,50	0,10	1,80	0,20	
K ₂ O	0,62	0,40	0,58	0,73	0,80	1,73	-	-	-	-	Сл.	Не опр.	
H ₂ O ⁺	-	0,17	-	9,05	-	-	0,20	1,50	1,22	0,46	0,20	0,60	
P ₂ O ₅	0,13	0,25	0,09	0,20	0,06	0,08	Не определялись						
SO ₃	1,58	0,05	10,20	0,13	2,26	0,08	"		"				
CO ₂	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-	
CuO	0,32	-	1,26	-	0,11	-	-	-	-	-	-	-	
П.п.п.	3,38	3,25	6,16	3,70	2,84	2,77	2,70	3,00	1,40	1,80	3,60	3,00	
Сумма	99,13	99,87	98,44	99,82	98,44	100,34	99,40	100,90	99,80	100,27	99,11	100,40	

Примечание. Химические анализы заимствованы из отчета Н.С. Дудиной и Т.Е. Баяндарова, 1967 г.

1 - пироксеновый диорит (среднее из 9 анализов); 2 - интенсивно амфиболитизированный пироксеновый и несколько альбитизированный диоритовый порфирит; 3 - актинолитизированный андезитовый порфирит; 4 - туфобрекчия андезитового порфири-та (среднее из 3 анализов); 5 - пироксен-скаполитовая порода с ангидритом, по ту-фу; 6 - туф литокластический (среднее из 12 анализов); 7 - пироксен из магнетито-вой руды; 8 - пироксен из безрудных скарнов; 9 - эпидот из магнетитовой руды; 10 - эпидот из безрудной актинолит-эпидотовой породы; 11 - актинолит из магнети-товой руды; 12 - актинолит из метасоматита.

упомянутых силикатов и кальцита. Пирротин, ассоциируя с халькопиритом, чаще всего образует обособленные залежи на флангах месторождений и на более глубоких го-ризонтах. Марказит развивается по пирротину в количестве до 5% и тесно ассоци-ирует с пиритом. Галенит и сфалерит встречаются в виде эмульсионной вкрапленности в магнетите, халькопирите и мушкетовите, а также в прожилках вместе с кальцитом среди метасоматитов. Арсенипирит очень редко присутствует в сидеритовых прожил-ках, секущих руду, или образует идиоморфные вкрапленники среди магнетита. Увели-чение в рудах пирротина и халькопирита ведет к повышению в них содержания ко-бальта и меди.

В 1964-1966 г. геологи Казахстана (А.Е. Бекмухаметов, П.Н. Кобзарь, А.Х. Шан-гиреев, А.И. Москаленко и др.) предприняли попытку систематизации признаков не-

которых породообразующих минералов в метасоматитах месторождений гидросиликатного подтипа и сравнения их с минералами более высокотемпературных метасоматитов. Оказалось, что первые вполне соответствуют метасоматитам скарновых меднорудных месторождений (см. табл. 22).

ВЫВОДЫ

1. Литологический фактор, наряду с магматическим и структурным, имеет немаловажное значение для размещения и локализации контактово-метасоматических месторождений. Пестрый состав контактирующих с интрузивами слоистых вулканогенно-осадочных толщ часто оказывает существенное влияние на образование месторождения, определяя его форму, состав и внутреннее строение рудных тел. Установлено, что магнетитовые руды и скарны, являющиеся продуктами единого непрерывного процесса, образуются в результате метасоматических преобразований карбонатных (известняки) и карбонатсодержащих вулканогенных пород. Из последних для скарно- и рудообразования наиболее благоприятны известковистые туффиты, туфы, туфопесчаники и вулканические брекчии. Медьсодержащие сульфиды обычно накладываются на магнетитовые руды и вмещающие их породы, образуя иногда обособленные залежи на флангах магнетитовых месторождений или рудных полей.

2. Особое место среди метасоматитов, окружающих скарново-рудные тела, занимают осветленные альбитовые, диопсид-альбитовые и пироксен-скаполитовые породы, иногда с обильными новообразованиями кальцита, актинолита, пренита, светло-зеленого хлорита или эпидота. Являясь продуктами околорудного щелочного метасоматоза, при котором идет интенсивный вынос из исходных пород железа, магния, титана и некоторых других элементов (которые затем участвуют в скарно- и рудообразовании), при мощном (до 1 км) и в то же время локальном развитии, эти породы могут служить важным поисковым признаком на магнетитовое оруденение. Наличие среди осветленных пород геофизических магнитных аномалий может непосредственно указывать на присутствие рудных тел.

В пределах рудных полей и отдельных месторождений нередко наблюдается своеобразная зональность в распределении осветленных пород — наиболее высокотемпературные диопсид-альбитовые и диопсид-скаполитовые метасоматиты распространяются вблизи скарново-рудных зон, существенно альбитовые, кальцит-хлорит-альбитовые и актинолит-скаполитовые метасоматиты более удалены от этих зон, а актинолит-серицит-кальцитовые и кварц-серицит-кальцитовые метасоматиты располагаются только на периферии зон развития метасоматических образований.

3. Среди осветленных пород, окружающих скарново-рудные залежи, имеются существенно альбитовые породы (альбититы) с довольно характерной яркой окраской — розовой, оранжевой, мясо-красной, молочно-белой, генетически связанные с наиболее поздними низкотемпературными стадиями контактово-метасоматического процесса. Чаще всего эти новообразования по зонам дробления и мелкой трещиноватости накладываются на ранее образованные метасоматиты, а также и незатронутые метасоматозом вулканогенные породы, производя существенные изменения их состава. Характерным признаком этих пород, наряду с окраской, является генетическая связь альбита с гематитом и кальцитом, которые пронизывают альбит по мельчайшим трещинам и образуют в нем тонкие включения, а также с пиритом, отличающимся от домангнетитового и синмагнетитового пирита повышенным содержанием меди, серебра, висмута, свинца, мышьяка, сурьмы и некоторых других халькофильных элементов. Если яркоокрашенные альбититы накладываются на предрудные диопсид-альбитовые метасоматиты, то в последних происходит превращение диопсида в хлорит, разрастание зерен плагиоклаза и повышение их кислотности, увеличивается пористость и интенсивность термосвечения альбита, но падает температура его термолюминесценции (с 315 до 217°С). Указанные парагенетические ассоциации минералов и их некоторые физико-химические свойства позволяют относить описываемые альбититы к кальцит-альбитовой ступени низкотемпературной стадии контактового метаморфизма (Коржинский, 1948; Баклаев, 1959б). Поскольку следующей ступенью, по Д.С. Коржинскому (1948), является кварц-серицитовая ступень, для которой характерно отложение колчеданов (особенно халькопирита), то яркоокра-

шенные альбититы имеют значение как поисковый критерий для медного оруденения. На это указывают и геохимические особенности встречающихся в них пиритов.

4. Фактический материал, полученный в ходе изучения рудоносных пироксен-скаполитовых метасоматитов, показывает, что температура их образования не выше температуры образования скарнов пироксен-гранатовой ассоциации. Пространственно они располагаются нередко значительно дальше от рудоносных интрузивных массивов, чем типично скарновые породы. Хотя скаполит является довольно распространенным минералом среди рудных полей контактово-метасоматического типа, промышленные скаполит-магнетитовые месторождения довольно редки и буквально насчитываются единицами. Связано это с тем, что благоприятные условия для образования рудной скаполит-магнетитовой ассоциации возникают только в весьма проницаемых зонах, т.е. зонах крупных разрывных нарушений, где в условиях интенсивного хлоридно-натриевого щелочного метасоматоза по многочисленным каналам идет интенсивная внутренняя перегруппировка химических компонентов, сочетающаяся с наложением дополнительных порций рудного вещества, привносимых из магматического очага. Склонность титана образовывать устойчивые комплексные соединения с натрием и хлором благоприятствует перегруппировке и обогащению титаном зон рудоносных скаполитовых метасоматитов даже вдалеке от магматического очага. Замечено, что рудоносные скаполитовые метасоматиты, кроме обогащения титаном (титанистый магнетит, титанистый биотит), отличаются от нерудоносных околорудных пироксен-скаполитовых метасоматитов своим типичным парагенезисом минералов, повышенным содержанием хлора, высокой температурой высвечивания при сравнительно низкой интенсивности термолюминесценции, крупнозернистостью и более кислым составом скаполитов.

5. Новый фактический материал, полученный в ходе изучения месторождений скарнового подтипа контактово-метасоматических месторождений, подтверждает сделанный ранее Д.С. Коржинским (1945, 1953, 1962), В.А. Жариковым (1966, 1968) и Л.Н. Овчинниковым (1960) вывод о том, что среди них могут быть выделены, с одной стороны, месторождения преимущественно биметасоматическо-диффузионного и с другой стороны – преимущественно инфильтрационно-метасоматического происхождения. Для первого типа месторождений характерно поясовое строение образующихся скарново-рудных зон, широкое развитие псевдоморфоз породообразующих минералов в скарнах и околоскарновых породах, переменный состав гранатов и пироксенов с закономерным нарастанием в них железистости по направлению к рудному телу. В месторождениях инфильтрационно-метасоматического происхождения указанные особенности не отмечаются. Состав гранатов и пироксенов здесь более или менее постоянен на всем протяжении зоны метасоматитов. Широкое развитие имеют катаклазированные скарны и руды с наличием переотложения образующихся минералов.

6. Метасоматиты на участках распространения медного оруденения контактово-метасоматического типа обычно отличаются высокой железистостью слагающих их главнейших минералов – граната, пироксена, актинолита и эпидота. Кроме того, здесь нередко присутствуют в повышенных количествах такие среднетемпературные минералы, как гематит, серицит, кварц, розовый альбит, турмалин, датолит и особенно – пирит, сходный по геохимической характеристике с пиритом послемагнетитовых яркоокрашенных альбититов и пиритом околорудных метасоматитов в месторождениях гидро-силикатного подтипа.

Глава VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

ОБОСНОВАНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В НОВЫХ УЧАСТКАХ

Установленные закономерности в размещении месторождений и локализации в них оруденения служат определенными предпосылками поисков контактово-метасоматических месторождений на Урале и обуславливают главное направление поисково-разведочных работ.

Линейное распределение рудных полей контактово-метасоматических месторождений в зонах сочленений пликативных структур II и отчасти III порядка и отсутствие месторождений вне их ориентируют на сосредоточение поисковых работ именно в пределах этих зон (поясов) шириной до одного, редко двух десятков километров. Главным отличительным признаком рудных поясов, кроме региональной структурной приуроченности, является наличие в их пределах массивов гипабиссальных гранитоидов базальтоидного происхождения, отличающихся рядом признаков, указывающих на продуктивность в отношении контактово-метасоматического оруденения. Выделение таких продуктивных гранитоидов, обычно встречающихся вместе с массивами габброидов габбровой формации Урала, является одним из основных звеньев в деле поисков новых рудных участков.

Поскольку наиболее благоприятными для возникновения таких участков выступают области пересечений зон глубинных разломов, ограничивающих пликативные структуры II и III порядков в общеуральском плане, с более древними структурами широтного и субширотного направлений, первоочередного внимания заслуживают именно эти места (рис. 93, №№ 4, 5, 9, 10, 12, 13, 17-25, 27-32, 34-42). В отдельных пунктах ряда перечисленных участков уже открыты недавно новые рудные месторождения и здесь требуется лишь продолжение поисков. В других же участках, благоприятных для рудоотложения, необходима постановка новых детальных поисковых геологических и геофизических работ. Краткая характеристика этих участков¹ следующая.

Ивдельский участок (№ 5) находится в области пересечения Серовско-Маукского глубинного разлома и Лозьвинско-Кондинской (Ивдельской) складчато-разрывной структуры. Участок полностью перекрыт мезозойско-кайнозойскими отложениями, но по данным региональных геофизических работ и мелкомасштабной геологической съемки здесь выявлено несколько массивов габброидов и гранитоидов и, кроме того, зафиксирована крупная Южно-Ивдельская магнитная аномалия, которая трудно объяснима распространяющимися на участке породами.

Восьмиверстный участок (№ 9) находится в области пересечения Покровско-Качканарско-Баранчинского глубинного разлома с Павдинско-Сосьвинской широтной складчато-разрывной структурой. По результатам недавно выполненной геологической съемки (А.Д.Стирпейка, В.Н.Соляник и др., 1965 г.) видно, что на участке

¹Номера участков см. рис. 93.

имеются все необходимые условия для образования контактово-метасоматических месторождений: дифференцированный продуктивный массив гранитоидов, гидротермально измененная вулканогенная толща пород андезитового и базальтового состава, известняки и система различно ориентированных разрывных нарушений. Последние весьма обильны и генетически связаны с формированием интрузивного массива. На участке зафиксирован ряд магнитных аномалий, из которых наибольший интерес представляют аномалии, ориентирующие на поиски магнетитовых руд по падению известняков и среди крутопадающих зон разрывных нарушений широтного-субширотного простирания, где встречаются сульфидно-магнетитовые рудопроявления.

Лобвинский участок (№ 10) находится к востоку от предыдущего участка, в области пересечения меридионального разлома глубокого заложения с Павдинско-Сосьвинской широтной складчато-разрывной структурой. На участке зафиксирован ряд рудопроявлений (Питателевское, Латинское, Малолатинское, Ключевское и др.), представленных скоплениями магнетита в гранатовых и эпидот-гранатовых скарнах. Скарны образовались по прослоям известняков в туринской свите трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов и их туфов ($S_2ld_1 - D_1$), около небольших по размерам массивов диоритов. Наличие благоприятных для рудного метасоматоза пород и магнитных аномалий, линейное размещение рудопроявлений и интрузивных тел в брахисинклинальной структуре (Латинская синклиналь) вызывает определенный, не только геологический, интерес к Лобвинскому участку и здесь необходимо провести детальные поисковые работы.

Артемовско-Алтынайский участок (№ 18) находится юго-западнее г. Артемовского, на пересечении зоны разломов глубокого заложения (II и III порядков) с Кушвинской поперечной структурой. Разломы нередко контролируются выходами мелких массивов габбро, диоритов и кварцевых диоритов, которые под отложениями нижнего карбона пересекают толщу девонских базальтовых порфиритов и туфов, содержащих прослой известняков и туфопесчаников. Структура участка брахисинклинальная, причем благоприятные для рудного метасоматоза породы под углом 50° падают на запад, по направлению к массивам продуктивных гранитоидов. На участке зафиксированы магнитные и геохимические аномалии (по меди, цинку, кобальту, молибдену), а также многочисленные рудопроявления меди и иногда железа.

Первоуральский участок (№ 19) охватывает старые заброшенные рудники: Тарасовский, Севанский, Северские, Шулинские и др., которые представляют месторождения в зонах рассланцевания и кливажа (см. главу III). Тектонические зоны, вмещающие рудные тела, не были детально изучены и оценены, хотя размеры их весьма значительны как по простиранию, так и по падению. Учитывая благоприятную геологическую обстановку участка, такие работы следует провести.

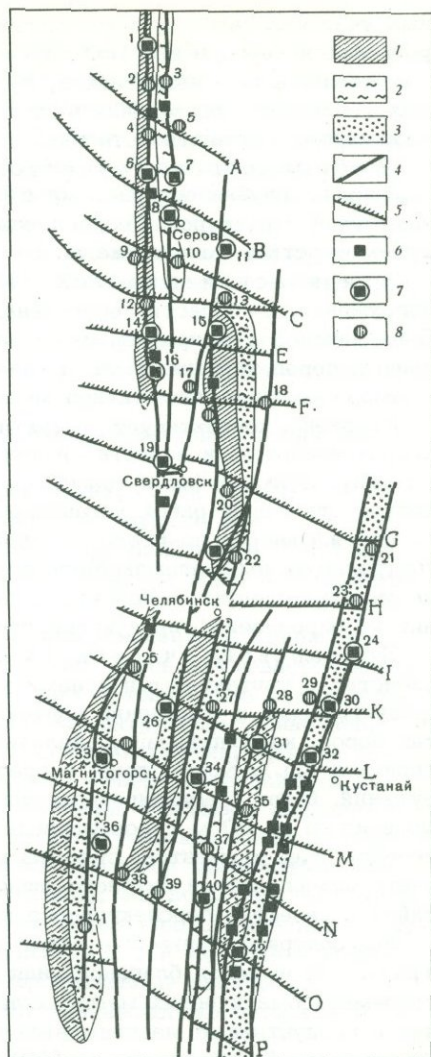
Окуневская магнитная аномалия (№ 21) находится в 12 км к юго-западу от пос. Кособродска, Курганской области. Она околнурена в Валерьяновской структурно-фациальной зоне, вблизи пересечения ее с Свердловско-Шадринской субширотной складчато-разрывной структурой. Поисковыми скв. 501-503 здесь на глубинах 850-1100 м вскрыты пироксен-скаполитовые метасоматиты с вкрапленностью магнетита. Мощность наиболее оруденных участков (с содержанием железа 20-30%) достигает 10-20 м, причем с глубиной и по простиранию возможен переход вкрапленных руд в массивные (как это наблюдается на Качарском месторождении). Структура участка невыяснена в основном из-за наличия весьма мощных (до 770 м) мезозойско-кайнозойских песчано-глинистых отложений.

Петровская магнитная аномалия (№ 23) находится в 80 км к юго-юго-западу от Окуневской аномалии и располагается в той же структурно-фациальной зоне, на пересечении ее с Кыштымско-Шумихинской субширотной складчато-разрывной структурой. По характеру магнитного поля аномалия сходна с аномалией, отвечающей Северо-Песчанскому железорудному месторождению Ауэрбахо-Турьинского рудного поля, а по характеру оруденения, вероятно, будет соответствовать Глубоченскому месторождению Тургайского пояса. Геологическая обстановка является благоприятной для образования руд на глубинах 500-1000 м.

Угловая магнитная аномалия (№ 24) находится в той же структурно-фациальной зоне, что и Петровская аномалия и выявлена в 60 км к югу от нее. В 1961-1962 гг. здесь было обнаружено Глубоченское месторождение магнетитовых руд, которое из-за сравнительно глубокого залегания рудных тел (300-800 м) осталось

Рис. 93. Схематизированная карта прогноза контакто-метасоматических месторождений Урала

1-3 - благоприятные для образования контакто-метасоматических месторождений литолого-фациальные зоны: 1 - силурийского возраста, 2 - девонского возраста, 3 - каменноугольного возраста; 4 - структурно-тектонические зоны, определяющие размещение продуктивных интрузий и рудных месторождений; 5 - оси древних складчато-разрывных структур (по геофизическим данным); 6 - разведанные рудные поля контакто-метасоматических месторождений; 7 - рудные поля, требующие дополнительной разведки (цифры на карте): 1 - Второе Северное, 6 - Покровско-Высотинское, 7 - Масловское, 8 - Ауэрбахо-Турьинское, 11 - Романовское, 14 - Гороблагодатское, 15 - Пийское, 16 - Высокогорское, 19 - Первоуральское, 22 - Теченское, 24 - Глубоченское (Угловая магнитная аномалия), 26 - Степнинско-Москайское, 30 - Аleshинское, 31 - Сардыкское, 32 - Качарско-Давыдовский узел, 33 - Магнитогорское, 34 - Новониколаевское, 36 - Богдановское, 40 - Сарыобинское, 42 - Бенкалинское; 8 - перспективные участки с наличием магнитных аномалий (цифры на карте): 2 - Тошемский, 3 - Бурмантовский, 4 - Чашевский, 5 - Ивдельский, 9 - Восьмиверстный, 10 - Лобвинский, 12 - Елкинский, 13 - Карповский, 17 - Петрокаменский, 18 - Артемовско-Алтынайский, 20 - Маминский, 21 - Окуневский, 22 - Теченский, 23 - Петровский, 25 - Имангуловский, 27 - Победо-Октябрьский, 28 - Ключевской, 29 - Аральский, 35 - Архангельский, 37 - Джетыгаринский, 38 - Кваркенский, 39 - Поперечный, 41 - Новоорский



недораазведанным. Помимо доразведки собственно Глубоченского месторождения, в целях прироста запасов, видимо, необходимо обратить внимание и на соседние участки, в частности на Писаревскую магнитную аномалию, которая выделяется на фоне осветленных базальтовых порфиров и их туфов.

Имангуловский участок (№ 25) находится в Кизильском мегасинклинории, в области пересечения Магнитогорского глубинного разлома с Учалинско-Троицкой субширотной складчато-разрывной структурой. Здесь среди девонских отложений (андезит-базальтовых порфиров и туфов с прослоями известняков, туфопесчаников и туфоконгломератов), слагающих брахисинклинальную складку, выявлен продуктивный массив габбро-диоритов, в контактовой зоне которого известно Канакайское рудопроявление. Пластообразная залежь богатых магнетитовых руд мощностью 10 м, замещающая известняки, в указанном рудопроявлении прослежена шурфами на протяжении более 100 м, однако более детальные поисково-разведочные работы не были проведены. Их, безусловно, следует выполнить, учитывая установленные закономерности размещения оруденения в брахисинклинальных структурах, а также и наличие на продолжении Имангуловской брахисинклинали к югу другой такой же структуры.

Архангельский участок (№ 35) находится в Александровском синклинории, в области пересечения Тобольского глубинного разлома с Ишимбаевско-Куржункульской субширотной складчато-разрывной структурой. Среди андезитовых порфиров и туфов валерьяновской серии ($C_1 v_2-3$) здесь обнажаются массивы гранитоидов (гранодиоритов, гранитов и кварцевых диоритов), в контактовых зонах которых на отдель-

ных участках зафиксированы магнитные аномалии. Поскольку под отложениями вале-рьяновской серии и в самой серии известны прослои благоприятных для рудного метасоматоза пород — известняков, туффитов и туфолесчаников, значительно дислоцированных вследствие нахождения в узле пересечения крупных разрывных нарушений, здесь необходимо поставить детальные поисково-разведочные работы.

Джетыгаринский участок (№ 37) находится в области пересечения Джетыгаринского глубинного разлома с Кацбахско-Шагыркульской субширотной складчато-разрывной структурой. Геологическая обстановка здесь примерно та же, что на предыдущем участке. Постановка новых поисково-разведочных работ здесь также актуальна.

Кваркенский участок (№ 38) находится среди Тагильско-Магнитогорского погружения, в области пересечения Брайловского глубинного разлома с Богдановско-Бенкалинской субширотной складчато-разрывной структурой. Среди сильно дислоцированных пород карбона здесь на значительном расстоянии прослеживается горизонт мраморизованных известняков мощностью 200–300 м, с которым на юге, в районе г. Кваркено, контактирует продуктивный массив гранитоидов. Структура участка брахисинклинальная, и известняки под углами 15–20° падают по направлению к этому массиву. Вулканогенная толща, вмещающая известняки, гидротермально изменена. В результате наших работ установлено, что на участке имеются разрывные нарушения, по своей минерально-геохимической характеристике приближающиеся к дорудным рудо-контролирующим разломам Магнитогорского рудного поля. Поэтому в первую очередь на участке следует выполнить детальные геологические и геофизические исследования по определению продуктивности рудоуправляющих структур.

Новоорский участок (№ 41), по нашим данным, обладает многими чертами сходства с контактовыми зонами массивов гранитоидов Северного и Среднего Урала, продуктивными в отношении контактово-метасоматического оруденения (пестрый состав пород, калишпатизация, наличие повышенного количества титаномагнетита в аксессуарах и т.д.). Кроме того, в ореольной зоне массива, около крупных разрывных нарушений, были зафиксированы зоны метасоматитов (кальцит-альбит-хлоритовых пород) мощностью до 40 м с повышенным содержанием в них меди, кобальта, молибдена и серебра, т.е. элементов, связанных с рудным процессом. Все это вместе взятое, при учете благоприятной литолого-фациальной обстановки, позволяет выдвинуть Новоорский район в качестве перспективного на контактово-метасоматическое оруденение.

Мы задержали внимание читателя лишь на главнейших участках восточного склона Урала, где имеется благоприятная геологическая обстановка для образования контактово-метасоматических месторождений. Естественно, что далеко не все месторождения и продуктивные массивы выведены на современную дневную поверхность. Поэтому предложение Л.Н.Овчинникова (1960) о проведении детальной магнитометрической съемки (сетью не реже 40 × 200 м) в пределах узких меридиональных зон каждого пояса (особенно, на наш взгляд, на участках пересечений их с поперечными складчато-разрывными структурами) заслуживает всемерной поддержки. Наряду с этим имеется явная необходимость переинтерпретации и тщательной проверки методами скважинной геофизики магнитных аномалий небольшой интенсивности, находящихся во всех участках, благоприятных в структурном и литолого-фациальном отношении. Указателями на оруденение, кроме наличия продуктивных интрузивных массивов, здесь могут быть: осветленные гидротермально измененные вулканогенные породы, линейные локальные метасоматические изменения, связанные с дорудными разрывными нарушениями, рудопроявления в несогласных контактах интрузивных тел с вмещающими породами.

ОБОСНОВАНИЯ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В ИЗВЕСТНЫХ РАЙОНАХ

На основе анализа имеющихся геологических и геофизических материалов, учитывая благоприятные сочетания структурных и литологических факторов, кроме охарактеризованных выше участков, могут быть указаны те районы¹, где оруденение уже частично вскрыто, но необходимы дальнейшие поисковые работы.

¹Номера участков см. рис. 93.

Чашевский участок – южная оконечность Помурского продуктивного массива гранитоидов (№ 4), где прослеживаются осветленные (альбитизированные) порфириды и туфы андезит–базальтового состава, перекрытые мраморизованными известняками. На данном участке имеется ряд магнитных аномалий (Бобровская, Северо–Бобровская, Тальтийская, Успенская, Чашевская и др.) с соответствующей максимальной интенсивностью до 3000 и 1000 гамм. Проверка отдельных аномалий уже привела к открытию рудных тел и поиски их следует продолжить, поскольку, независимо от различных точек зрения по поводу объяснения природы данных аномалий, основные рудоконтролирующие структуры здесь не проверены на оруденение. К таковым, в частности, относятся:

а) стратиграфические контакты между известняками и диоритовыми порфиритами в юго–восточной части участка, вблизи западной границы Ивдельского мегасинклинория (Чашевское месторождение);

б) сводовая часть брахиантиклинальной структуры в периклинальном окончании Помурского массива гранитоидов;

в) зона дорудного разлома на Таскинском рудопроявлении, среди которой, по нашим данным, горным и выработками зафиксированы крутопадающие рудные тела.

Общие перспективные запасы данного участка в целом оцениваются в 50–60 млн тонн магнетитовых и сульфидно–магнетитовых руд при содержании меди в сульфидно–магнетитовых рудах более 1,5%.

Бурмантовский участок (№ 3) находится в зоне сочленения Ивдельского синклинория со структурами Восточно–Уральского поднятия. Здесь наблюдается интенсивная складчатость, причем в сводовых частях некоторых сравнительно узких складок, на контактах мраморизованных известняков с силлами интрузивных диабазов, нередко отмечаются тела, сложенные богатыми магнетитовыми рудами. Такими телами, как известно, представлены месторождения Первого Северного рудника и находящейся от него к северу Суходойской магнитной аномалии. Учитывая аналогии в геолого–структурном и генетическом отношении нескольких участков, находящихся севернее Суходойского месторождения, над которыми наблюдаются магнитными аномалиями (Селезневская, Усть–Талицкая, Бурмантовская и др.), мы полагаем, что здесь необходимо провести детальные работы с целью поисков новых месторождений. В случае положительных результатов, поиски следует продолжить в той же зоне и южнее г. Ивделя, вблизи широтной Ивдельской структуры. Перспективные запасы района Бурмантово–Ивдель по магнетитовым рудам оцениваются в несколько десятков миллионов тонн.

Елкинский участок (№ 12) находится на стыке четырех региональных структур: Лозьвинско–Ревдинской моноклинали, Туринско–Исовского антиклинория, Туринско–Верхнетагильского синклинория и Исовской широтной складчато–разрывной структуры. Он сложен порфиритами и туфами андезит–базальтового состава, которые на западе по Туринскому разлому глубокого заложения контактируют с известняками силурийского возраста. В зоне разлома на поверхность выходит массив диоритов и кварцевых диоритов, являющийся, по Н.Д.Знаменскому (1966), продуктивным в отношении контактово–метасоматического оруденения. Кроме того, в тектонической зоне поисковыми скважинами встречены жилые тела с вкрапленным пирит–халькопиритовым оруденением контактово–метасоматического типа. Предполагается, что при общей брахисинклинальной структуре участка, осложненной дополнительной складчатостью, контактовые зоны интрузивного массива с вмещающими породами интересны в отношении как магнетитового, так и сульфидного оруденения. Однако не следует забывать, что структурное положение участка ориентирует нас главным образом на поиски крутопадающих рудных тел.

Петрокаменский участок (№ 17) охватывает полосу развития продуктивных массивов габброидов и гранитоидов (Петрокаменский, Адуйский и др.), прорывающих толщу вулканогенных и осадочных пород силура. Здесь известен ряд рудопроявлений контактово–метасоматического типа – Ивановское, Филатовское, Старо–Саповское, Шумихинское, Мингалевское и др. Выявлен ряд магнитных аномалий, находящихся как на участках рудопроявлений, так и на расстояниях 40–60 км от них. Вскрытые в рудопроявлениях руды являются комплексными, они содержат до 2,5% меди. По заключениям большинства геологов и геофизиков, изучавших район (Е.И.Клевцова, П.Н.Козина, П.А.Кукина, И.А.Васильевой, Л.Н.Овчинникова, Г.Г.Орлова и др.), как рудо–

проявления, так и магнитные аномалии перспективны и в районе следует давно поставить детальные поисковые работы. При этом необходимо учитывать явно намечающуюся связь рудных тел с крутопадающими разрывными нарушениями.

Теченское рудное поле и его окрестности (№ 22), судя по установленным закономерностям в размещении оруденения, обладает следующими перспективными участками:

1) юго-западное и северо-восточное продолжение зоны Кунашакского разлома, к которой приурочены Теченское и Мало-Таскинское месторождения;

2) северо-восточная часть Чишминского разлома на территории Озерного рудопроявления и к северо-востоку от него;

3) зона Муслимовского и отчасти Каракаевского разломов на территории Исаевского и Ново-Кунашакского рудопроявлений.

При благоприятном сочетании перечисленных зон разломов с прибрежно-морскими отложениями среднего девона - нижнего карбона (туффиты, известняки и т.д.) на всех указанных участках имеются потенциальные возможности для образования новых промышленных рудных тел и месторождений.

Несколько менее благоприятная, но сходная геологическая обстановка намечается к северу и северо-западу от Теченского рудного поля, на участках Кульмяковского, Зырянкульского, Тахталымского и других рудопроявлений. Здесь необходимо продолжить поиски магнетитовых и сульфидных руд, но исходить при этом главным образом из наиболее вероятного наличия крутопадающих жилообразных залежей.

Новоиколаевское и Победо-Октябрьское месторождения (№ 27, 34), по данным Г.Г.Орлова и С.И.Дедьшева, расположены в пограничных зонах Варненско-Новогеоргиевского мегасинклинория. Здесь зафиксировано несколько магнитных аномалий (Новоукраинская, Победо-Октябрьская, Поперечная, Камышная, Бакировская, Лабазовская и др.), причем в центральных частях некоторых из них (Новоукраинской, Победо-Октябрьской, Поперечной) среди осадочно-вулканогенной толщи нижнего карбона шурфами и проверочными скважинами были встречены пласты и пропластки магнетитовых руд. Вдоль разломов, фиксирующих зоны сочленений упомянутых крупных структур, встречаются выходы на поверхность гранитоидов, которые по комплексу признаков являются продуктивными в отношении контактово-метасоматического оруденения (Тарутинский, Варненский и Наследнинский массивы). Исходя из этого вряд ли нужны какие-либо дополнительные обоснования для организации здесь совершенно необходимых геологосъемочных и поисково-разведочных работ. Отметим, кстати, что детальные работы на Победо-Октябрьской аномалии в последнее время уже позволили открыть новое месторождение магнетитовых руд.

Ключевской и Сардыкский участки - пограничная зона Александровского синклинория (№ 28, 31) - характеризуются многочисленными магнитными аномалиями, геологическая природа которых точно не установлена. Однако, судя по тому, что они локализованы в приконтактных зонах гранитоидов (см. рис. 5) и фиксируются на фоне осветленных (альбитизированных) пород, имеются основания связывать их с магнетитовым оруденением. Интересно отметить, что предпринятое уже после передачи в печать настоящей работы разбуривание одной из магнитных аномалий - Ключевской - привело к открытию месторождения с сравнительно неглубоко залегающими залежами скарново-магнетитовых руд.

Аральский и Алешинский участки (№ 29, 30), где следует обратить внимание на Аральские магнитные аномалии, рудная природа которых, по мнению Г.М.Тетерева (1965), не подлежит сомнению, а также на Писаревскую магнитную аномалию, при проверке которой в нескольких скважинах были встречены осветленные порфириты и туфы базальтового состава с интенсивной вкрапленностью тонко-распыленного магнетита. Хотя в обоих указанных участках пока вскрыты лишь сравнительно бедные руды (20-30% железа), никогда не следует забывать, что крупнейшее в мире Качарское контактово-метасоматическое месторождение тоже сверху начинается бедными вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. Все зависит от сочетания благоприятных структурно-тектонических факторов с благоприятными для рудного метасоматоза породами. По полученным в ходе поисковых работ предварительным данным, такое сочетание благоприятных факторов на отмеченных участках имеется. Значительно развиты на участках и осветленные околорудные породы диопсид-альбитового состава.

Восточная и западная подзоны Тургайского пояса, южнее "Кустанайского вала", включают Сахаровские, Кулькульские и Талдыкульские магнитные аномалии, промышленная ценность которых уже доказана в ходе поисковых работ. Помимо них заслуживают серьезного внимания и другие участки соприкосновения среднекаменноугольных диоритов со средневизейскими осадочными и туфогенно-осадочными породами. В частности, необходимо подвергнуть детальному изучению приконтактные зоны диоритовых массивов, вскрытых картировочными скважинами к северо-востоку от пос. Адаевки, южнее Бенкалинского месторождения, к северу от оз. Каракол и между Шагыркульским и Сорским месторождениями (см. рис. 9).

НЕОБХОДИМЫЕ РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В ПРЕДЕЛАХ ИЗВЕСТНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

При детальном изучении структурных и других закономерностей размещения контакто-метасоматического магнетитового оруденения в пределах известных рудных полей мы пришли к выводу, что во многих из них еще имеются возможности для открытия новых рудных тел и месторождений, особенно на глубоких горизонтах. Конкретно по отдельным рудным полям наши соображения в этом отношении сводятся к следующему.

Покровско-Высотинское рудное поле и прилегающие к нему участки (см. рис. 21) разведаны еще недостаточно. Дальнейший прирост запасов магнетитовых руд (суммарно до 50 млн тонн) здесь может быть получен за счет разведки по простиранию и падению Вересовской зоны разлома в западном контакте Кумбинского габброидного массива, Баяновской зоны разрывных нарушений в восточном контакте того же массива и поисков новых рудных тел в восточном контакте Покровского гранитоидного массива.

Вересовская тектоническая зона (Баклаев, Овчинников, 1964) имеет в целом субмеридиональное простирание (СВ $0-30^{\circ}$) и почти отвесное падение. Она прослежена по простиранию более чем на 10 км. К ней приурочены Вересовское и Южно-Вересовское месторождения, в которых оруденение на глубину не околтурено. Кроме того, в пространстве между месторождениями и во фланговых частях зоны при общей предполагаемой глубине оруденения в 1 - 1,5 км могут быть вскрыты и новые залежи. При рассмотрении перспектив данной тектонической зоны, как и других описываемых ниже участков, всегда следует иметь в виду, что распределение рудных тел в них обычно прерывистое и нередко кулисообразное.

К Баяновской тектонической зоне (Баклаев, Овчинников, 1964), простирающейся меридионально и падающей к востоку под углами $70-90^{\circ}$, приурочены Золотушинское и Южно-Баяновское месторождения. На северном продолжении этой зоны в пределах западного контакта Покровского массива гранитоидов, известен ряд магнитных аномалий (№ 106, 107, 171, 172, 92 и др.). Природа их неясна, но вполне возможно, что они связаны с жилообразными залежами магнитных железняков. Это предположение следует тщательно проверить бурением наклонных скважин. Кроме того, учитывая уменьшение с глубиной количества безрудных прослоев в руде и, следовательно, увеличение мощности рудных тел в известных месторождениях, необходимо обязательно проверить на оруденение нижние (ниже 200 м) горизонты тектонической зоны на всем ее протяжении.

В восточном контакте Покровского массива гранитоидов повышенный интерес представляет Восточная гравитационная аномалия площадью 5 км^2 , контуры которой совпадают с зоной осветленных пород по андезитовым порфиритам, ограниченной на западе дорудным разломом. Поскольку на южном продолжении аномалии фиксируются известняки, то возможно нахождение здесь как крутопадающих, так и пологопадающих рудных тел, связанных с замещением известняков рудой. Некоторые перспективы в отношении обнаружения новых рудных тел имеются также на флангах Высотинского, Белореченского и Кедровского месторождений.

Ауэрбахо-Турьинское рудное поле (см. рис. 18), приуроченное к брахисинклинальной складке, в последние годы интенсивно разведывается. В результате планомерных поисково-разведочных работ, с применением скважинной магнитометрии, здесь в пределах Песчанской зоны разрывных нарушений и в генетической

связи с ней было открыто несколько новых месторождений скарново-магнетитовых руд с суммарными запасами до 200 млн тонн. Дальнейшее наращивание запасов, на наш взгляд, может произойти за счет доразведки этой зоны к югу от Южно-Песчанского месторождения, а затем за счет параллельных ей Западно-Песчанской и Ауэрбаховской зон. Северная часть выделяемого перспективного участка Песчанской зоны, очевидно, будет представлена крутопадающими телами в вулканогенной толще и отчасти пологопадающими межформационными залежами, а южная — крутопадающими телами на контакте фроловско-васильевских известняков (D_2) с гранитоидами Ауэрбаховского массива и возможно среди известняков. При общей длине участка по простиранию в 400 м и по падению до 1 км, его перспективные запасы могут быть определены в 50-70 млн тонн магнетитовых руд.

Зона Западно-Песчанского дорудного разлома проходит в 1200 м к западу от Песчанской зоны. Судя по отдельным скважинам, интенсивность оруденения здесь значительно слабее, чем в Песчанской зоне, однако и здесь имеются необходимые литологические (наличие рудоносного контакта известняков со скарнами) и структурные (наличие дорудной зоны разлома) предпосылки для для поисков рудных тел, аналогичных Песчанским месторождениям. Первоочередными объектами разведки должны быть юго-восточный и северо-восточный контакты Западно-Песчанского интрузивного массива, который контролирует зону разлома. Перспективные запасы участка оцениваются в 10-15 млн тонн магнетитовых руд.

К зоне Ауэрбаховского дорудного разлома приурочены все основные рудные тела Ауэрбаховского месторождения, которые разведаны частично пока только до глубины 300 м. Поскольку рудоносная скарновая зона продолжается за пределы известных рудных тел как по простиранию, так и по падению, встает вопрос о поисках новых рудных тел в этих направлениях. Расчеты показывают, что по падению можно рассчитывать на максимальную глубину оруденения в 600 м от поверхности, а по простиранию на юг от известных тел до 2 км. Таким образом, при фактическом коэффициенте рудоносности $0,3 \text{ т/м}^3$ и средней мощности тел 5-10 м, перспективные запасы Ауэрбаховской зоны могут быть оценены в пределах до 10 млн тонн магнетитовых руд.

Гороблагодатское рудное поле (см. рис. 15) содержит месторождения, локализующиеся в флексуобразных изгибах западного крыла асимметричной брахисинклинальной складки и частично на ее восточном крыле, где проходит мощная зона дорудных разрывных нарушений. К этой зоне протяжением более 10 км приурочены Александровское и Осокинское месторождения вкрапленных магнетитовых руд, а также Салдо-Глинское рудопоявление, Южно-Александровская магнитная аномалия и некоторые другие перспективные участки. В настоящее время, по данным эксплуатационных и разведочных работ, среднее содержание железа в рудах Осокино-Александровской группы месторождений является невысоким (26-28%) и это определяет известный консерватизм в деле дальнейшей эксплуатации и разведки месторождений. Однако замечено, что в южной части зоны мощности рудных тел и среднее содержание железа в руде увеличиваются с глубиной, особенно там, где зона приближается к прослою известняков, находящемуся среди рудовмещающей вулканогенной толще. Дорудная зона разлома прорывает эти известняки и, естественно, кроме появления дополнительных межпластовых тел с высоким содержанием железа (массивные руды), мы вправе ожидать здесь и повышения содержания железа во вкрапленных рудах.

Осокино-Александровскую зону мы считаем объектом первоочередного поискового значения, особенно в ее южной части и на глубоких горизонтах. Сильная деформация вмещающих пород при обилии дизъюнктивных нарушений дорудного возраста, скаполитовый тип метасоматитов, сопровождающих руду, — все это указывает на значительную перспективность зоны на оруденение. По предварительным данным, нижняя граница оруденения определяется в 1,5 - 2 км. До этой глубины на всем протяжении зоны и следует искать новые тела. Суммарно перспективные запасы определяются здесь в 150-200 млн тонн магнетитовых руд.

В пределах западной половины Гороблагодатского рудного поля, исходя из благоприятных структурных и литологических условий, повышенный интерес в отношении поисков новых рудных тел представляет участок между Валуевским и Волковским месторождениями, где простирание приконтактной зоны интрузивного массива резко изменяется с северо-восточного на северо-западное и соответственно изменяется простирание осветленных околоскарновых пород.

Высокогорское рудное поле приурочено к флексурной зоне (см. рис. 14). В его пределах широко представлены крутопадающие разрывные нарушения, ориентированные в субширотном направлении и протягивающиеся вдоль смыкающего крыла флексуры и параллельно основному субмеридиональному каналу внедрения сиенитов. Зоны таких нарушений дорудного возраста в настоящее время вырисовываются как перспективные участки для поисков новых рудных тел и месторождений, что подтверждается успешными результатами разведочного бурения в Евстюнинском и Лебяжинском месторождениях. Помимо этого, систематические поисковые работы с применением скважинной магнитометрии и бурения глубоких структурных скважин следует провести в зонах рассланцевания, к которым приурочены Первое Каменское, Второе Каменское, Баумановское, Выйское, Елизаровское и Черемшанское месторождения. Максимальная глубина пересечения рудоносных зон здесь равна 150 м, тогда как в соседних Евстюнинской и Лебяжинской зонах рудные тела уже встречены на глубинах 800–900 м. Конечно, условия для рудоотложения в указанных зонах были различными и иногда не сопоставимыми. Однако говорить о бесперспективности на глубину зон рассланцевания нет оснований, поскольку во всем рудном поле обнаруживается явная тенденция склонения рудных тел к северо-северо-востоку, т.е. в направлении падения зон рассланцевания. Очевидно, что раскрытие трещин отслоения в зонах рассланцевания шло в направлении участков, где формировались рудоносные растворы.

Учет фактических материалов по разведкам глубоких горизонтов на Высокогорском, Евстюнинском и Лебяжинском месторождениях, условий залегания и мощностей пород, благоприятных для скарно-рудообразования, данных о величине эрозионного среза – все это показывает, что оруденение в Высокогорском рудном поле может продолжаться до глубины 1,5 – 2 км. При фактических коэффициентах рудоносности, с учетом минимальной глубины и длины тектонических зон по простиранию, перспективные запасы руды могут достигать: в Лебяжинской зоне (ниже горизонта 500 м, при длине 2,5 км) – 50 млн тонн; в Выйско-Андреевской зоне (ниже горизонта 200 м, при длине 5 км) – 20 млн тонн; в Евстюнинской зоне (северо-западный фланг Евстюнинского месторождения) – 25 млн тонн; в Бауманско-Каменской зоне (ниже горизонта 300 м, при длине 3 км) – 25 млн тонн. Следовательно, общие запасы руды могут составить 120 млн тонн.

На Высокогорском месторождении ниже подсчетного контура до выклинка скарново-рудной зоны может быть вскрыто еще 20–30 млн тонн магнетитовых руд. Висячем боку Лебяжинского месторождения (на нижних горизонтах) следует ожидать несколько веерообразно расходящихся рудоносных зон, о чем говорит наличие прожилков гранатовых скарнов в трещинах, параллельных основной скарново-рудной зоне и отстоящих от нее на расстоянии 160 – 200 м.

Магнитогорское рудное поле, судя по данным детального изучения его геологического строения, имеет три перспективных участка (см. рис. 26), в пределах которых могут быть выявлены новые месторождения магнетитовых руд.

В северо-восточной части рудного поля, в районе Алексеевской магнитной аномалии (в 25 км к северо-востоку от Магнитогорского месторождения)¹ шурфами и буровыми скважинами зафиксированы выходы продуктивных гранитоидов, относящихся к Алексеевскому гранодиоритовому массиву (принадлежащему к группе магнитогорских интрузивов), а также известняков, падающих к массиву. По мере приближения к интрузиву известняки интенсивно мраморизируются, а вулканогенные породы обогащаются вторичными минералами – альбитом и актинолитом. В районе аномалии выявлено несколько веерообразно расходящихся зон разрывных нарушений, к которым приурочена наложенная пропилитизация с повышением в гидротермально измененных породах содержания меди, мышьяка, свинца и цинка.

Наличие магнитной (слабо затухающей с высотой) и гравитационной аномалий, а также (и это главное) благоприятной геологической обстановки позволило нам, а затем и геофизикам (Н.В. Хохрякову, М.И. Чурсину) высказать предположение о возможном нахождении здесь на глубинах 700–800 м магнетитовой или сульфидно-магнетитовой залежи. К сожалению, пробуренная для проверки этого предположения в северо-западной части аномальной зоны структурная скважина в интервале 560–800 м (до забоя) прошла только по породам интрузивного массива. Следовательно, предполагаемый рудоносный контакт находится восточнее этой скважины и его поиски

¹Этот участок находится за пределами карты, представленной на рис. 26.

необходимо продолжить. Судя по характеру метасоматических изменений пород в пределах магнитной аномалии, в том числе и внутри зон разрывных нарушений, не исключено, что здесь будет найдено не столько магнетитовое, сколько сульфидное или сульфидно-магнетитовое оруденение, запасы которого пока оценить трудно.

Южная часть рудного поля, западная и восточная пограничные области Агаповской грабен-синклинали находятся непосредственно к востоку от Магнитогорского месторождения, где вмещающие породы подверглись значительным деформациям. В частности, по западной границе Агаповской синклинали прослеживается крупный Восточный разлом, по отдельным трещинным зонам которого участки восточного крыла складки постепенно опускаются на 1000–2000 м. По ряду признаков, в том числе по наличию в отдельных трещинах рудных тел, по заложению Восточный разлом является дорудным и в значительной мере ограничивает распространение на восток интрузивных пород Магнитогорского массива. Исходя из этих данных и учитывая структурное положение участка, можно заключить, что имеются основания для проведения поисков новых рудных тел непосредственно в крутопадающих (70–90°) зонах разрывных нарушений и в сопряженных с ними пологих трещинах – там, где уже известны рудные скопления или метасоматические изменения. Эти поиски следует также вести в местах пересечения трещинных зон Восточного разлома с турнейскими известняками, которые в Магнитогорском месторождении замещаются рудой. Восточнее крайней западной трещинной зоны эти известняки могут быть встречены на глубине 1000–1200 м, а за последующими к востоку – на глубинах до 2 км. В том случае, если на участке отдельные горизонты будут выпадать из стратиграфического разреза (что вполне возможно), то благоприятный горизонт для рудоотложения может быть встречен и выше указанных глубин.

На восточном крыле Агаповской синклинали, в результате исследований К.П.Плюснина и наших работ, было зафиксировано также несколько крупных разрывных нарушений, которые получили названия (с запада на восток): Агаповского, Большого Западного и Бурановского разломов. В породах, взятых из зон Агаповского и Большого Западного разломов, обнаруживается раздробленность основной массы и вкрапленников порфиристов (катаклаз), причем нередко сдавленные миндалины и вкрапленники сильно серицитизированного плагиоклаза вытягиваются в параллельные полосы, образуя гнейсовидную текстуру. В зонах нарушений также располагаются линейно (полосками) агрегаты вкрапленников и прожилковые образования магнетита, нередко сильно гематитизированные. Количество магнетита в центральной части нарушенных зон по отношению к зальбандам и ненарушенным породам возрастает, причем этот магнетит отличается от акцессорного резко пониженным содержанием титана, ванадия и хрома, что указывает на его послемагматическое происхождение.

В зоне Большого Западного разлома (амплитуда подъема восточного блока, по К.П.Плюснину, не менее 600 м) наблюдается значительное осветление вулканогенных пород с развитием таких вторичных минералов, как альбит, серицит, гематит, лейкоксен и хлорит. Темно-бурые и красновато-бурые образования водных окислов железа, развивающиеся по магнетиту и гематиту и нередко полностью замещающие их, вытягиваются в извилистые тонкие (до 1 мм) прожилковые образования. Мощность гидротермально измененных пород, тяготеющих к Большому Западнему разлому, равна 150–200 м.

При геофизических работах в зоне Большого Западного разлома в пределах Магнитогорского рудного поля не были выявлены локальные магнитные и гравитационные аномалии, однако на его северо-восточном продолжении, вблизи Кассельского интрузивного массива, имеется крупный локальный гравитационный максимум. Последний, по-видимому, свидетельствует о наличии на некоторой глубине крупного интрузива основных пород, контролирующего разлом и широтную Ишимбаевско-Куржункульскую структуру. В зоне Агаповского разлома при ширине ее до 1500 м наблюдается повышенное магнитное поле и, кроме того, четко отбиваются локальные аномалии силы тяжести. По данным Р.Г.Рябина и Г.П.Тараскина, с зоной разлома здесь иногда совпадают и гидрохимические аномалии по меди, цинку и молибдену.

Все приведенные данные позволяют рекомендовать территорию, лежащую между Агаповским и Большим Западным разломами, севернее широты ст.Буранная (площадь 60 км²), для детальных поисковых работ на железные руды. Последние следует искать в следующих участках:

- 1) непосредственно в крутопадающей ($85-90^{\circ}$) зоне Агаповского разлома по восточной границе Агаповской грабен-синклинали (жילוобразные тела);
- 2) в зоне Большого Западного разлома и в сопряженных с ним параллельных тектонических нарушениях (жילוобразные тела);
- 3) в осадочно-вулканогенной толще (C_1^{V1}) вблизи указанных разломов в связи с воздействием на нее контролируемых разломами интрузивных тел (пластообразные тела).

Качарско-Давыдовский рудный узел имеет огромные разведанные запасы магнетитовых руд (более 2 млрд тонн), однако возможности дальнейшего прироста запасов здесь еще далеко не исчерпаны. Определенный промышленный интерес, в частности, представляют северо-восточный и юго-восточный фланги Качарского месторождения, где рудные тела оказались неразведанными только из-за технических возможностей: не хватило мощности станков для бурения скважин глубиной свыше 1200 м.

На северо-восточном фланге месторождения некоторые скважины так и не вышли из руды¹. Что касается его юго-восточного фланга, то наличие здесь руды доказывается проведенными геофизическими работами. По результатам трехкомпонентного магнитного каротажа в скв. 874 В.Н.Пономарев (УФАН СССР) оценил перспективы юго-восточного магнитного максимума в 5-6 млрд тонн магнетитовых руд. Д.В.Аброскин и В.А.Бугайло (1967) сократили эту цифру до 3-4 млрд тонн. Нам представляется, что в том и другом случае перспективы данного участка явно завышены. Геологическая обстановка (см. рис. 12) не позволяет рассчитывать здесь на наличие рудных тел с запасами, превышающими запасы центральной части Качарского месторождения.

В 10-20 км к северо-востоку от Качарского месторождения находятся две интересные локальные магнитные аномалии, совпадающие со столь же локальными, хотя и невысокими по значению, гравитационными максимумами - Северо-Качарским и Жангирским. Интерес к ним вызван тем обстоятельством, что они находятся среди широкого и мощного (более 500 м) поля осветленных гидротермально разложившихся вулканогенных пород, образование которых, как известно, связано с выносом железа. Наличие магнитных аномалий и аномалий силы тяжести над породами, лишенными магнетита, может говорить только о присутствии магнетитовых залежей. Очевидно, что пробуренные здесь редкие поисковые скважины еще не дошли до руды.

В Давыдовском рудном поле несомненный интерес в отношении поисков богатого магнетитового оруднения представляют места сочленений горизонта известняков, туфитов, туфоалевролитов и туфопесчаников с дорудными разрывными нарушениями и дайкообразными телами диоритов, контролирующими разломы. В Южно-Светло-Джаркульском месторождении в пределах указанного горизонта, в связи с метасоматическими преобразованиями, уже известны богатые магнетитовые руды. По-видимому, они могут быть встречены и на Давыдовском месторождении ниже прожилково-вкрапленных руд, составляющих сейчас его единственное богатство. Поскольку Давыдовское рудное поле относится к типу рудных полей, приуроченных к брахисинклинальным структурам, здесь следует ожидать рудные тела и в крутопадающих зонах разрывных нарушений. В связи с этим значительный интерес для поисков магнетитовых и сульфидных руд представляют зоны Куттукского и Южно-Светло-Джаркульского субмеридиональных дорудных разломов, находящихся в перегибах складчатых структур (V и IV порядков), осложняющих Давыдовскую брахисинклиналь. В зоне Куттукского дорудного разлома, в пределах Куттукского месторождения, в последнее время выявлено несколько рудных тел (см. рис. 12, 20), но это следует считать лишь началом. Зона разлома имеет протяжение более 10 км и поиски в ней новых рудных тел необходимо продолжить. Поскольку рудные тела обычно имеют крутое падение ($60-80^{\circ}$) и неравномерное распределение магнетита, их поиски следует вести только путем бурения наклонных скважин.

¹В настоящее время разведка этих рудных тел успешно продолжается.

Поиски меднорудных контактово-метасоматических месторождений представляют еще более сложную задачу, чем поиски железорудных. Для ее решения, естественно, в первую очередь должны учитываться отмеченные выше закономерности в их размещении, а именно: приуроченность к определенным рудным поясам и узлам железорудных месторождений, генетическая связь со специфическими по составу интрузивными массивами гранитоидов, зонами разрывных нарушений и т.д. И хотя вопрос о локализации сульфидного медного оруденения подлежит дальнейшему всестороннему изучению, на сегодняшний день могут быть указаны некоторые районы и участки, где, на наш взгляд, следует организовать поиски новых меднорудных месторождений.

Район Ауэрбахо-Турьинского и Масловского рудных полей на Северном Урале, несмотря на более чем двухсотлетнюю историю разведок и эксплуатации, считается перспективным на медное оруденение. Определенный интерес в этом отношении представляют следующие участки.

Чернореченско-Дражный участок, расположенный в 10-20 км к северо-востоку от Турьинских медных рудников, между речками Устеей и Большой Волчанкой, имеет зрну дробленых и сильно гидротермально измененных (окварцованных, серицитизированных и альбитизированных) пород, на фоне которых выделяются несколько электрометрических аномалий. Эта зона располагается под углом 40° (в плане) к глубинному разлому, фиксируемому выходами серпентинитов. Спектральные анализы ее пород показывают повышенное содержание меди, кобальта, свинца и мышьяка (см. рис. 69), что связано с обогащением зоны интенсивной вкрапленностью пирита, отчасти халькопирита и других сульфидов. Среднее содержание меди по отдельным мелким скважинам, вскрывшим зону до глубины 50-80 м, колеблется в пределах 0,2-0,6%. Ниже этой глубины, по простиранию и вкрест простирания, зона практически не изучалась, хотя размеры ее во всех направлениях весьма значительные.

Зона Центрального (Вогульско-Рудничного) дорудного разлома в Масловском рудном поле на значительном протяжении содержит раздробленные осветленные породы кварц-серицит-хлоритового и серицит-кальцит-альбитового состава (до 600 м), интенсивно пиритизированные и иногда гематитизированные, с повышенным содержанием меди, мышьяка и молибдена (см. рис. 68). Поскольку эта зона находится в центральной части брахисинклинальной структуры и связана с крутопадающими разрывными нарушениями, естественно, здесь необходимо в первую очередь искать крутопадающие глубокозалегающие рудные тела.

Центральная часть северного периклинального окончания Турьинской брахисинклинали в пределах Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (к западу и юго-западу от Ново-Фроловского месторождения) довольно интенсивно насыщена разрывными нарушениями дорудного возраста (Архангельский, Песчанский, Никитинский разломы) и находится в зоне влияния Васильевско-Москалевского массива кварцевых диоритов. Перспективными на сульфидное оруденение здесь являются крутопадающие контактовые зоны интрузивного массива с фроловско-васильевскими известняками (D_2) и стратиграфические контакты последних с подстилающими и перекрывающими их вулканогенными породами, особенно в местах пересечений дорудных разрывных нарушений (см. рис. 18).

Участок пересечения Центрального (главного Васильевского) разлома с Архангельским нарушением в северо-западной части Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (см. рис. 18) уже располагает небольшим рудопроявлением, зафиксированным картировочными скважинами Турьинской ГРП (475, 484 и др.). Промышленный интерес представляют поиски оруденения в крутопадающей зоне контакта интрузии диоритов, контролирующей разлом, с фроловско-васильевскими известняками и в параллельных этой зоне местах развития скарных и апоскарных пород, в связи с наличием оперяющих разлом досульфидных разрывных нарушений.

Магнитогорский район располагает сульфидными рудопроявлениями (Сабановское, Каменный плес, Боборыкинское и др.). Характер метасоматических изменений вулканогенных пород в северо-восточной части рудного поля указывает на вполне вероятное нахождение промышленных сульфидных руд в контактовой зоне между Алексеевским гранодиоритовым массивом и осадочно-вулканогенной толщей (D_2-D_3), где отмечаются рифогенные известняки мощностью до 400 м. Раньше в данном участ-

ке уже производились поиски колчеданных руд, однако геологическая обстановка, геофизические, гидрохимические и геохимические аномалии подсказывают, что здесь скорее всего следует ожидать сульфидные или сульфидно-магнетитовые руды контактово-метасоматического типа.

Четвертый восточный пояс контактово-метасоматических месторождений характеризуется тесным сосуществованием железного и медного оруденения (см. главу I), причем медное оруденение имеет широкое распространение. Оно приурочено чаще всего к крутопадающим зонам разрывных нарушений. Поскольку такой тип оруденения нередко дает крупные промышленные месторождения, разведка вскрытых рудных тел и поиски новых в пределах фиксируемых рудоносных зон имеют весьма актуальное значение. Здесь может быть оконтурено несколько месторождений с запасами не менее сотни тысяч тонн металлической меди в каждом.

Адаевско-Бенкалинский рудный узел (Тургайской пояс) весьма перспективен для поисков меднорудных месторождений. Открытие в 1969 г. в северо-западном фланге Бенкалинского рудного поля мощной зоны разрывных нарушений, выполненной прожилково-вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами, является весьма знаменательным. Оно показывает, что здесь, в зоне Ливановского глубинного разлома по соседству с Денисовской структурно-фациальной зоной, могут быть открыты месторождения медных руд. Протяжение зоны по простиранию определяется километрами, по падению — сотнями метров. Руды содержат в повышенном количестве золото. Даже при самом беглом анализе устанавливается крупное промышленное значение данного рудного узла (Баклаев, 1970).

Помимо перечисленных районов медные месторождения могут быть выявлены во фланговых частях участков, перспективных на магнетитовое оруденение. Кроме упомянутого уже Магнитогорского района, определенный интерес в этом отношении представляют: район Третьего Северного месторождения (Чашевское месторождение), Елкинский участок в Исовском районе, группа Петрокаменских месторождений и Давыдовское рудное поле.

Весьма интересная проблема прогноза возникает в связи с возможностью образования контактово-метасоматических медных месторождений за счет колчеданных гидротермальных месторождений и рудопроявлений в зонах пространственного сочетания контрастных (кварц-альбитофир-диабазовых) формаций с андезит-базальтовыми порфиристыми формациями силурийского и девонского возраста¹. Кроме упомянутых первого и пятого восточных поясов, определенный интерес в этом отношении представляют второй и седьмой восточные пояса, а также пограничные полосы между Ирендыкской и Сибайской, Денисовской и Валерьяновской структурно-фациальными зонами, где имеются необходимые структурные литологические условия для образования контактово-метасоматических месторождений. Проблема эта требует организации специальных исследований, результаты которых, как нам представляется, могут быть весьма эффективными.

В данной главе мы остановились только на главнейших вопросах, связанных с прогнозированием и поисками контактово-метасоматических железорудных и меднорудных месторождений. Перечисление таких проблемных вопросов в отдельных участках можно было бы и продолжить, но в этом нет необходимости, поскольку любой геолог, учитывая выявленные закономерности, сможет разобраться в отношении перспектив исследуемой им территории, если, конечно, у него имеются необходимые сведения о ее геологическом строении.

¹ Анализ рудных поясов показывает, что при таком сочетании в рудных полях контактово-метасоматического типа появляются меднорудные месторождения и рудопроявления, а интрузивные массивы обогащаются медью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Урал представляет собой одну из важнейших скарново-рудных провинций. Контактново-метасоматические месторождения в его рудном балансе занимают особое положение. Они являются основными источниками добычи богатых железных и отчасти медных руд. В размещении месторождений выступают определенные закономерности, подчеркнутые в общих чертах еще Л.Н.Овчинниковым (1957, 1960, 1963), Д.С.Штейнбергом (1955, 1958, 1963), Г.А.Соколовым (1957, 1958, 1967), Д.С.Коржинским (1943, 1945, 1948, 1953) и некоторыми другими исследователями. Изучение этих уникальных природных образований, проводившееся автором в течение более тридцати лет, позволило сделать ряд существенных дополнений к известным положениям, что и явилось предметом настоящей работы. На современном уровне знаний главнейшими закономерностями размещения контактно-метасоматических месторождений необходимо считать следующие.

1. Размещение рудных полей контактно-метасоматических месторождений в региональном плане подчинено направлению крупных геологических структур. Они располагаются в зонах разломов глубокого заложения, находящихся чаще всего в областях сочленений пликтивных структур II и отчасти III порядка. Зоны разломов характеризуются крупными дислокациями земной коры, интенсивным вулканизмом и внедрением интрузий базитов, ультрабазитов и гранитоидов базальтоидного характера. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют наметить восемь рудных поясов, из которых наиболее крупное промышленное значение имеют Тургайский, Главный восточный и Главный западный пояса. В последних, при значительном приближении к "базальтовому" слою земной коры, железооруденением сопровождаются сравнительно слабо эродированные гиптабиссальные массивы с хорошо развитыми внешне-ореольными зонами.

2. В пределах рудных поясов наиболее благоприятными участками для образования рудных полей контактно-метасоматических месторождений являются области пересечений структур общеуральского плана с более древними, скрытыми на глубине, субширотными (иногда широтными) структурами, которые представляются как узкие линейные участки поднятий допалеозойского фундамента (блоки доуралид), осложненные разрывными нарушениями и пликтивными дислокациями более молодого возраста. В местах пересечений продольных и поперечных структур наблюдаются: изменение направления структур общеуральского плана, изменение направлений и конфигураций интрузивных тел различного состава и возраста, появление массивов продуктивных гранитоидов, смена вулканических фаций и формаций, миграция вулканических очагов, увеличение мощности вулканогенных отложений и появление вулкано-купольных структур.

Анализ имеющихся геофизических материалов, а также данных детальных геологических съемок позволил наметить 14 поперечных к общеуральскому направлению реликтовых складчато-разрывных структур, которые, по-видимому, имеют определенное значение в размещении не только контактно-метасоматических, но и других эндогенных месторождений.

3. Подавляющее большинство рудных полей контактно-метасоматического типа на Урале находится внутри погружений эвгеосинклинали, среди верхнесилурийских, среднедевонских и нижнекаменноугольных осадочно-вулканогенных толщ. Месторождения, находящиеся внутри интрузивных массивов, связаны с остатками пород этих же толщ, захваченных интрузиями. Пестрый состав контактирующих с интрузиями слои-

стых вулканогенно-осадочных толщ нередко оказывает существенное влияние на образование месторождений, определяя форму, состав и внутреннее строение рудных залежей. Установлено, что благоприятными для образования месторождений литолого-фациальными зонами являются зоны сочетания прибрежно-морских отложений (известняков, известковистых туффов и туфопесчаников) с туфами и лавами андезитового, андезит-базальтового и базальтового состава. Распространение этих зон ограничено в пространстве и фиксируется только на основании детальных палеогеографических исследований (работы Г.А.Смирнова, Т.А.Смирновой, В.П.Мухиной и др.).

4. Все многообразие структур рудных полей контактово-метасоматических месторождений укладывается в четыре типа: рудные поля в сводовых частях брахиантиклинальных складок, во флексурных зонах, в центроклинальных окончаниях и крыльях брахисинклиналей и в дислоцированных участках пород кровли над продуктивным интрузивом. Влияние структурных факторов на локализацию оруденения зависит от структуры рудного поля, в частности в структурах двух последних типов резко усиливается роль крутопадающих трещин разрыва и скальвания и здесь, наряду с пологопадающими рудными телами в стратифицированных горизонтах, образуются и иногда преобладают крутопадающие рудные тела — оруденелые зоны метасоматитов, заполняющие трещины разрыва и скальвания. В рудных полях, находящихся в сводовых частях брахиантиклинальных складок, месторождения обычно докализуются в периклинальных окончаниях интрузивных массивов и в местах перегибов контактовой зоны интрузивов. Во всех типах структур благоприятными участками для образования рудных тел являются несогласные по отношению к дискордантному интрузиву внутрiformационные стратиграфические контакты в эффузивно-осадочной толще. Симметричное расположение трещин разрыва, возникающих около формирующего рудоносного интрузива, нередко обуславливает симметричное расположение рудных месторождений в его контактовой зоне.

5. По условиям залегания и взаимоотношениям с интрузивами и слоистой толщей пород, как это было отмечено еще Л.Н.Овчинниковым (1960), все месторождения могут быть подразделены на четыре основных типа, отражающих различное соотношение структурного и литологического факторов, а также их влияние на формирование залежей:

- 1) пластовые залежи в слоистой осадочно-вулканогенной толще в зоне влияния интрузивов: а) залежи массивных руд по пластам известняков и известковистых туфогенных пород, б) зоны вкрапленных, редко сплошных руд по вулканогенным породам;
- 2) месторождения непосредственного контакта интрузива с известняками, в меньшей степени с другими породами;
- 3) месторождения, связанные с ксенолитами пород кровли в интрузивном массиве;
- 4) залежи в тектонических зонах: а) среди осадочно-вулканогенной толщи, б) внутри интрузивного массива, в) среди известняков.

Наибольшее развитие имеют пластовые залежи в слоистой осадочно-вулканогенной толще, второе место по распространенности занимают залежи в тектонических зонах. Остальные типы залежей имеют резко подчиненное значение. Все типы могут проявляться как самостоятельно, так и в сочетании друг с другом.

6. Контактново-метасоматические меднорудные месторождения, находясь в резко подчиненном количестве, пространственно часто объединяются с железорудными, закономерно приурочиваясь к периферийным участкам одних и тех же рудных полей. Однако встречаются и самостоятельные, обособленные медные месторождения. Для тех и других характерны:

- 1) тяготение к структурным поясам и зонам распространения контрастных формаций, с которыми связаны гидротермальные колчеданные месторождения;
- 2) генетическая связь с гипабиссальными интрузивами диоритов и гранодиоритов;
- 3) частая локализация оруденения в зонах разрывных нарушений, проходящих в экзоконтактовых зонах интрузивных массивов;
- 4) повышенная железистость скарновых и апоскарновых минералов, слагающих рудовмещающие породы.

7. Установление в рудных полях контактово-метасоматического типа дизъюнктивных нарушений, по которым циркулировали гидротермальные растворы и которые по отношению к оруденению могли быть контролируемыми, заставляет более внимательно относиться к изучению разрывной тектоники на месторождениях. По ряду существенных признаков (узколокальным гидротермальным изменениям раздробленных пород, повышенному содержанию в них элементов-примесей, связанных с рудным процессом,

радиоактивности, наличием линейно-вытянутых интрузивных тел и дорудных даек) при картировании любого масштаба дорудные рудоконтролирующие нарушения могут быть сравнительно легко отделены от послерудных. Ориентируясь на рудоконтролирующие нарушения, можно соответствующими геологическими и геофизическими методами искать новые рудные тела и месторождения.

8. Дайки магматических пород в рудных полях контактово-метасоматического типа нередко выполняют роль проводников послемагматических растворов. Такие дайки обычно ориентированы вдоль простирания дорудных складчатых структур и отличаются наличием интенсивных гидротермальных изменений пород в зальбандах. Новообразования магнетита, гематита и пирита в этих дайках по химическому составу аналогичны соответствующим минералам рудных тел. Послерудные дайки (в отличие от дорудных) подчиняются иному плану деформаций и, как правило, не содержат в себе указанных новообразований.

9. Важное поисковое значение для магнетитовых руд контактово-метасоматического типа имеют осветленные диопсид-альбитовые, слюдисто-альбитовые, калишпат-диопсид-альбитовые и диопсид-скаполитовые породы, часто с обильными новообразованиями в них гистерогенных минералов; кальцита, светло-зеленого хлорита, слабжелезистого актинолита, эпидота и пренита. Образование этих пород связано с процессами околорудного щелочного метасоматоза, при котором во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах идет разложение темноцветных минералов и плагиоклаза с выносом из пород железа, отчасти магния и титана. Указанные элементы в дальнейшем принимают активное участие в формировании скарново-рудных залежей.

10. Последовательная смена минеральных ассоциаций в большинстве месторождений контактово-метасоматического типа отвечает ступеням равновесия, выделенным Д.С.Коржинским (1948) при изучении метаморфических явлений в горных породах Ауэрбахо-Турьинского рудного поля. В месторождениях скаполитового подтипа эта последовательность осложняется появлением обильного скаполита, который, ассоциируя с титанистым магнетитом и титанистым биотитом, как бы вытесняет из зоны метасоматитов гранат, становясь на его место. В месторождениях гидросиликатного подтипа с магнетитовым и сульфидным оруденением тесно ассоциируют образующиеся почти одновременно железистый эпидот, железистый актинолит и железистый хлорит.

11. Зональное распределение около интрузивных тел метасоматических образований, в том числе магнетитового и сульфидного оруденения, тесная связь между оруденением, метасоматитами, интрузивными породами и дизъюнктивной тектоникой, приуроченность оруденения к различным по возрасту осадочно-вулканогенным толщам и различным стратиграфическим горизонтам – все это противоречит выдвигаемой некоторыми исследователями (Тетерев, 1965; Дербилов, 1968; Чугуевская, 1969) гипотезе о вулканогенно-осадочном происхождении скарновых железорудных месторождений Урала, в том числе и месторождений Тургайского пояса. По главнейшим признакам это – типично метасоматические образования, находящиеся на различном расстоянии от продуктивных интрузивных массивов (от 0,1 до 6 км). Расчеты, построенные на учете величины эрозионного среза, размеров интрузивных массивов и данных по подсечениям рудных тел и их вещественному составу, показывают, что глубина формирования контактово-метасоматических месторождений составляет 0,5 – 3,5 км.

Детальное изучение геологического строения отдельных рудных полей контактово-метасоматического типа и выявленные закономерности размещения месторождений позволяют наметить пути дальнейших поисково-разведочных работ. Для проведения эффективных поисков новых месторождений в пределах выделенных рудных поясов в первую очередь необходимо обращать внимание на следующие участки благоприятного сочетания структурных и литологических факторов:

1) пересечения региональных разрывных структур общеуральского плана с широтными и субширотными структурами;

2) несогласные по отношению к дискордатным интрузивам внутрiformационные стратиграфические контакты, переключальные окончания и места перегибов контактовых зон интрузивов, особенно характеризующиеся во всех указанных случаях наличием осветленных гидротермально измененных пород;

3) линейные зоны развития продуктивных гранитоидов, сопровождаемые зонами осветленных пород, скарнов или других метасоматитов, нередко проявляющих метасоматическую зональность;

4) участки локальных метасоматических изменений вдоль разрывных нарушений, где в породах наблюдается резко повышенное содержание элементов-примесей, участвующих в рудном процессе (Cu, Co, Mo, Pb, Zn, As, Ag, P, S и др.);

5) участки, симметричные по отношению к выявленным месторождениям, приуроченным к продуктивным интрузивным массивам.

Возможности для открытия новых рудных тел и месторождений еще имеются и в пределах некоторых известных рудных полей: Магнитогорского, Ауэрбахо-Турьинского, Качарского, Высокогорского, Гороблагодатского и др. Основное внимание здесь должно быть сосредоточено на поисках глубоко залегающих рудных тел в зонах благоприятных в структурном отношении.

Поиски любого рудного объекта на Урале в настоящее время являются трудной задачей, поскольку фронт легко открываемых, выходящих на дневную поверхность, месторождений практически исчерпан. Установленные в ходе геологоразведочной практики и научных исследований закономерности локализации контактово-метасоматического оруденения несомненно должны учитываться при решении этой задачи.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абрамович А.А. Петрохимия элементов группы железа при фациально-формационном анализе магматических комплексов. - Геол. и геофиз., 1966, № 3.
- Аброскин Д.В., Бугайло В.А. Перспективная оценка Качарского магнетитового месторождения по геофизическим данным. - Труды ИГН АН КазССР, 1967, т. 21.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В. Элементы геологического строения восточного склона Урала по геофизическим данным. - Труды Свердл. горн. ин-та, 1963, вып. 43.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Ермакова Н.П., Дудкина З.И., Горюнова А.В. Геофизическое обоснование металлогенических карт. М., "Недра", 1968.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калабурдина А.И., Кузнецов А.А., Бачин А.П., Бельтенева Е.Б., Игошин Л.А., Клейчин И.Н. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. - В сб. "Глубинное строение Урала". М., "Наука", 1968.
- Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмит В.И., Кузьмин Ю.И., Морозов М.Д., Эйдлин Р.А. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 4.
- Асланян А.Г. Динамическая проблема геотектоники. - В сб. "Структура земной коры и деформации горных пород" (Междунар. геол. конгр. XXI сессия, Доклады советских геологов. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бакиров А.Г. Связь рудных образований Урала с его широтными структурами. - Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 5.
- Баклаев Я.П. К вопросу поисков месторождений контактово-метасоматического типа на Урале. - Информ. бюлл. Уральского геол. упр., 1958, № 3(9).
- Баклаев Я.П. Структурные закономерности локализации оруденения в контактово-метасоматических месторождениях Северного и Среднего Урала. - Разведка и охрана недр, 1959а, № 10.
- Баклаев Я.П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1959б, вып. 37.
- Баклаев Я.П. Геологические закономерности распределения оруденения в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле и их практическое значение для поисков слепых рудных тел. - В сб. "Материалы первого Всесоюзного совещания по разработке научных основ поисков слепых рудных тел". М., Госгеолтехиздат, 1960а.
- Баклаев Я.П. О некоторых закономерностях распределения железа в скарнах. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1960б, вып. 35.
- Баклаев Я.П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. - В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Баклаев Я.П. О признаках рудоконтролирующих нарушений. - Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 6.
- Баклаев Я.П. Об изменениях горных пород в зонах дорудных тектонических нарушений. - В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. V. Свердловск, 1963.
- Баклаев Я.П. О медном оруденении прожилково-вкрапленного типа в рудных полях контактово-метасоматических месторождений Тургая. - В сб. "Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (материалы рабочего совещания)". Кустанай, 1970.
- Баклаев Я.П., Баклаева М.В. Самородный висмут и некоторые другие минералы из группы Турьинских меднорудных месторождений на Урале. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1960, вып. 42.
- Баклаев Я.П., Беляев А.А., Латышева И.С. О соотношениях даек магматических пород с оруденением в Магнитогорском рудном поле. - Геол. рудн. м-ний, 1966, № 6.
- Баклаев Я.П., Гревцов Г.А., Максенов В.Г., Полтавец З.И., Полтавец Ю.А. Особенности метасоматитов некоторых железорудных месторождений Главной рудонос-

- ной полосы Тургайского прогиба. - В сб. "Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (материалы рабочего совещания)". Кустанай, 1970.
- Баклаев Я.П., Овчинников Л.Н. Структурно-тектонические закономерности размещения контактно-метасоматических эндогенных месторождений на Урале. - Сов. геол., 1964, № 9.
- Баратов А.В. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ним оруденение. Душанбе, 1966.
- Башенина Н.В. Происхождение рельефа Южного Урала. М., Географгиз, 1948.
- Бекмухаметов А.Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактно-метасоматических месторождениях железа в Тургае. - Труды ИГН АН КазССР, 1965, т. 12.
- Бекмухаметов А.Е. Минералы переменного состава Бенкалинского и Шагыркульского месторождений железа. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 6.
- Бекмухаметов А.Е. Процессы метасоматической минерализации и оруденения в месторождениях железа Тургайского прогиба. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1967, № 6.
- Бекмухаметов А.Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, "Наука", 1970.
- Беллавин О.В. Некоторые результаты применения гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале. - В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды второго Уральского петрографического совещания, т. IV, Свердловск, 1971.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1954.
- Беляев И.Н. Расслаивание в неорганических системах. - В сб. "Успехи химии", т. 29. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беляшов Н.М. Геология, структурные особенности, метасоматические образования и генезис Качарского магнетитового месторождения. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, ИГН АН КазССР, 1963.
- Беляшов Н.М., Постнова Е.Г. Анализ опыта разведки Качарского магнетитового месторождения в Тургайском прогибе. - Труды Каз. ИМС, 1960, вып. 2.
- Беляшов Н.М., Фади́на М.П. Качарское месторождение (геолого-промышленная характеристика). - В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования". М., Изд-во АН СССР, 1968.
- Богацкий В.В. Геологические особенности Южно-Сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа. - Разведка и охрана недр, 1957, № 9.
- Богацкий В.В. О металлогении троговых зон каледонских геосинклиналей Южной Сибири. - Труды объединенной сессии по металлогении и прогнозным картам. Алма-Ата, 1959а.
- Богацкий В.В. Особенности размещения и перспективы метасоматического магнетитового оруденения северных районов Западного Саяна. - Сов. геол., 1959б, № 3.
- Богацкий В.В. Магнетитовые месторождения гидросиликатного типа юга Сибири. - Автореф. канд. дисс. М., ВИМС, 1962.
- Богацкий В.В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. Красноярск, 1970.
- Болдырев А.К. Подсчет запасов Лебяжинского рудника на Урале. - Горн. журн., 1927а, № 1.
- Болдырев А.К. Геологический очерк окрестностей Тагила. - В сб. "Материалы по изучению Тагильского округа" (Тагильский музей краеведения и Тагильское об-во изучения местного края), вып. 1, 1927б.
- Болдырев А.К. Редкоземельные апатиты Лебяжинского рудника и горы Высокой на Урале. - Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 142. Л., изд. Геол. ком., 1930.
- Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., "Наука", 1966.
- Бородаевский Н.И. Геологические наблюдения за дайками, сопровождающими рудные поля. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 2.
- Бруштейн А.К. К вопросу о редких элементах в Надеждинском районе на Северном Урале. Материалы Турьинской геологоразведочной базы, вып. 1. Уральский техник. 1932, № 4-5.
- Бугаев И.И. Структурно-литологический контроль локализации меди на Гумешевском месторождении. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1968, № 1.
- Бугайло В.А. Методика геологической интерпретации гравимагнитных данных в Тургайском прогибе. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 3.
- Бугайло В.А., Сегаль З.Я., Толорков Д.Д. Результаты геофизических и геологоразведочных работ на магнетиты в Тургайском прогибе. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4(45).
- Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М., "Наука", 1964.
- Буданов Н.Д. Особенности геологического строения и гидрогеологическая карта Урала. - Труды Ин-та геол. и геохимии УФ АН СССР, 1970, вып. 84.
- Булашевич Ю.П., Башорин В.Н. Гелий в подземных водах на профиле глубинных сейсмических зондирований в Зауралье. - Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.

- Булашевич Ю.П., Башорин В.Н. О приуроченности высоких концентраций гелия в подземных водах к пересечениям разрывных нарушений. - Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4.
- Булыкин Л.Д. О возрасте ультраосновных интрузий Урала. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 10, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Вакар В., Сумин Н. Нефелиновые сиениты на Среднем Урале. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- ✓ Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. М., "Недра", 1965.
- Вейс-Ксенофонта З.Г., Попов В.В. К вопросу о сейсмической характеристике Урала. - Труды Сейсмологич. ин-та АН СССР, 1940, № 104.
- Великий А.С. Структуры рудных полей. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- ✓ Власов К.А. О роли известняков в процессе образования рудных месторождений скарнового типа. - Докл. АН СССР, 1940, т. 26, № 3.
- Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 10.
- Гинатуллин А.М. К вопросу о фациальном расчленении магматических пород. - Изв. АН КазССР, 1966, № 6.
- Годлевский М.Н. Методика составления физико-химических диаграмм. М., "Недра", 1965.
- Горский И.И. Урало-Новоземельская складчатая область. - В кн. "Геологическое строение СССР", т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Гревцов Г.А. Интрузивные серии северо-западной части Кизир-Казырского синклинория (Восточный Саян) и связь с ними месторождений полезных ископаемых. - Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6.
- Гревцов Г.А., Гревцова А.П. Сравнение данных абсолютного возраста некоторых железосодержащих интрузий Урала и Восточного Саяна. - Труды второго Уральского петрографического совещания, т. VI. Свердловск, 1968.
- Гросс У.Х. Радиоактивность как указатель руды. - В сб. "Геохимические методы поисков рудных месторождений". М., ИЛ, 1954.
- Демин И.В. О находке кобальта в Никитинском руднике и молибдена в Дашкесанском кобальтовом месторождении. - Зап. ЛГИ, 1934, т. 8.
- ✓ Дербиков И.В. К проблеме генезиса "контактово-метасоматических" месторождений железа (на примере месторождений Урало-Саянской области). - Сов. геол., 1968, № 10.
- Дервиз В.М. О геологическом исследовании в Гороблагодатском районе в 1923-1924 гг. - Изв. Геол. Ком., 1924, № 10.
- ✓ Дервиз В.М. Кушвинский железорудный район. - Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 307. Л.-М., Госгеолтехиздат, 1933.
- ✓ Дервиз В.М. Гороблагодатское месторождение магнитного железняка. - В сб. "Главнейшие железорудные месторождения СССР", т. II. Л.-М., ОНТИ, 1934.
- ✓ Дервиз В.М. К вопросу о генезисе Гороблагодатского месторождения магнитного железняка. - Докл. АН СССР, 1936, т. 11, № 7.
- ✓ Дервиз В.М. Геологический очерк Красноуральско-Кушвинского района. М., ОНТИ, 1937.
- ✓ Дервиз В.М. Месторождение магнитного железняка горы Благодать. - Труды Петрограф. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12.
- Дингельштедт Н.Н. К вопросу о геологическом строении Южного Урала. - Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 243.
- Дингельштедт Н.Н. Геологическая карта Верхне-Гумбейского района Южного Урала, масштаб 1 : 200 000. - Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1934, вып. 360.
- Домарев В.С. Медные месторождения Лайской дачи на Урале. - Изв. ГРУ, 1930, т. 49, № 6.
- Домарев В.С. Медистые магнетиты. - Цветные металлы, 1931, № 7.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. - В сб. "Глубинное строение Урала". М., "Наука", 1968.
- Дунаев В.А. О датолитовой минерализации в скарновых месторождениях Урала. - Геол. рудн. мест.-ний., 1959а, № 4.
- ✓ Дунаев В.А. Петрографо-минералогическое изучение Теченского железорудного месторождения. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1959б, вып. 45.
- ✓ Дунаев В.А. О гранатах Теченского месторождения. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 35, минерал. сб. № 4.
- Дунаев В.А. Горизонтальная концентрическая зональность в скарнах Теченского месторождения. - Труды первого Уральского петрографического совещания", т. III. Свердловск, 1963.

- Дунаев В.А., Степанов А.И. Об абсолютном возрасте гранитоидов Зауральской зоны и их возрастном соотношении с гранитоидами западных структур. - В сб. "Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (материалы рабочего совещания)". Кустанай, 1970.
- Дымкин А.М. Петрографическая характеристика и особенности минерализации Качарского месторождения (Тургайская низменность). - Уч. зап. Казан. гос. ун-та, 1956, т. 116, № 12.
- Дымкин А.М. Контактво-метасоматические месторождения южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, 1962.
- Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, 1966.
- Дымкин А.М., Бекмухаметов А.Е., Щербак В.М. О генетических типах магнетитовых месторождений Тургая. - Изв. Каз АН ССР, серия геол., 1968, № 4.
- Дымкин А.М., Могилева М.П., Тетерев Г.М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая. - В сб. "Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири". Новосибирск, 1967.
- Дымкин А.М., Новожилов В.К., Фатхутдинов Д.Х. Некоторые особенности строения скарновых зон Сорского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). - В сб. "Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири". Новосибирск, 1967.
- Дымкин А.М., Тетерев Г.М., Пиунов Н.Г. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая. - Вестник АН КазССР, 1964, № 12 (237).
- Евлентьев М.В. К стратиграфии каменноугольных отложений северо-западной части Тургайского прогиба. - Труды Каз. ИМС, 1960, вып. 3.
- Ершов В.А., Алешин М.И. Масловское месторождение железных руд. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 1. М.,-Л., Госгеолиздат, 1947.
- Жариков В.А. Условия образования скарновых руд. - В сб. "Генетические проблемы руд" Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Доклады советских геологов, Проблема 16. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Жариков В.А. Некоторые вопросы генезиса скарново-магнетитовых месторождений Урала. - Труды первого Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.
- Жариков В.А. Физико-химическая петрология скарновых месторождений. - Автореф. докт. дисс. М., ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В сб. "Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
- Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд, ч. III. - Труды Геол. ком., вып. 122, 1927.
- Заварицкий А.Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. - Труды Геол. ком., новая серия, вып. 173, ч. I и II, Л., 1927-1929.
- Заварицкий В.А. Вулканические породы кислого состава Качарского железорудного месторождения. - Зап. Всес. минерал. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 5.
- Заварицкий В.А. Метасоматическое изменение горных пород, вмещающих Качарское железорудное месторождение. - Зап. Всес. минерал. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 5.
- Зимин И.А. Месторождения железных руд горы Благодать. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала", вып. 1. М.,-Л., Госгеолиздат, 1947.
- Знаменский Н.Д. Гранитоиды габбровой формации Урала. - Труды ин-та геол. УФ АН СССР, 1966, вып. 71.
- Знаменский Н.Д., Фоминых В.Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 3.
- Иванкин П.Ф., Дымкин А.М., Соколова Н.И. Морфологические особенности магнетитовых рудных полей Тургая и возможная глубина железоруднения. - В сб. "Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение". Новосибирск, 1970.
- Иванов Н.В., Мельников Б.В. Минеральный состав магнетитовых руд Соколовского месторождения. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1967, № 9.
- Иванов Н.В., Веселов Е.В., Изюитко В.М., Поротов Г.С. Морфология рудной залежи Сарбайского месторождения. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1967, № 11.
- Иванов С.Н. Новое крупнейшее медное месторождение на Урале. - Разведка недр, 1940, № 8.
- Иванов С.Н. Гумешевское медное месторождение на Урале. - Сов. геол., 1941, № 2.
- Иващенко М.А., Корабельникова В.В., Росляков Г.В., Антипов Г.И., Страхов Л.Г. Описание Коршуновского, Рудногорского и Краснояровского железорудных месторождений. - В сб. "Ангаро-Илимские железорудные месторождения". М., Госнаучтехиздат, 1960.
- Ивлев А.И., Тетерев Г.М., Захаров А.М. Вулканогенно-плутонические формации Казахстана и их рудоносность. М., "Наука", 1969.
- Изюитко В.М. Закономерности строения вулканогенно-осадочной толщи Сарбайского месторождения. - Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2.

- Изоитко В.М. Некоторые закономерности распределения сульфидной минерализации Сарбайского месторождения. - Геол. рудн. м-ний, 1966, № 2.
- Изоитко В.М., Поротов Г.С. Об интрузивных горных породах Сарбайского месторождения. Зап. ЛГИ, 1964, т. 47, вып. 2.
- Каймаков А.К. Геолого-структурные и генетические особенности метасоматических магнетитовых месторождений Адаевско-Бенкалинского района (Тургайский прогиб). - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, ИГиН АН СССР, 1970.
- Каймаков А.К., Кобзарь П.Н., Плехова К.Р., Ковбань Л.П. Особенности формирования Адаевско-Бенкалинского железорудного района. - В сб. "Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (материалы рабочего совещания)". Кустанай, 1970.
- Каймаков А.К., Семенова Т.П., Ляпичева А.А. О возрасте интрузивных пород и метасоматитов Адаевско-Бенкалинского железорудного района. - В сб. "Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (материалы рабочего совещания)". Кустанай, 1970.
- Каминская Е.И. Случай метасоматического изменения порфириров в порфиры (гора Малый Куйбасс, Южный Урал). Зап. Всес. минер. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4.
- Каминская Е.И. О возможности участия ороговикованных диабазов и гибридных диоритов в образовании магнетитовых руд на горе Малый Куйбасс. - Геол. рудных месторожд., 1960, № 3.
- Каминская Е.И. Новое в рудообразовании и петрографии Магнитогорско-Куйбассовского рудного поля. - В сб. "Тезисы докл. XXIX научно-техн. конф. по итогам науч.-исслед. работ за 1965 г. (горн. и строит. факультет)". Магнитогорск, 1966.
- Кантор М.З. Методика расчленения скарновой зоны на эндо- и экзоскарны. - Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1966, № 4.
- Карасик М.А. О закономерностях кобальтового оруденения в Покровском железорудном месторождении (Северный Урал). - Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 4.
- Карасик М.А. О метасоматическом замещении граната по зонам. - Зап. Уральск. геол. об-ва, 1948, вып. 2.
- Карасик М.А. Об условиях образования псевдоморфоз минералов в скарновых зонах. - Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 1.
- Карасик М.А. Самородное золото в некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1953, вып. 20.
- Карасик М.А. О некоторых закономерностях сульфидной минерализации в контактово-метасоматических магнетитовых месторождениях. - Докл. АН СССР, 1954, т. 97, № 1.
- Карасик М.А. О чертах сходства и качественных различиях между магматическими и контактово-метасоматическими железорудными месторождениями. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1955а, ч. 84, вып. 1.
- Карасик М.А. Об условиях образования тонких выделений халькопирита, пирротина и сфалерита в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1955б; вып. 26, сб. 3.
- Карасик М.А. Промышленные типы контактово-метасоматических магнетитовых месторождений в Тагило-Кушвинском районе и особенности распределения элементов-примесей в рудах этих месторождений. - В сб. "Железорудная база Тагило-Кушвинского промышленного района". Свердловск, 1957.
- Карасик М.А. О некоторых особенностях Магнитогорского рудного поля и перспективах его расширения. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1959а, вып. 40.
- Карасик М.А. Особенности распределения элементов-примесей в комплексных магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений. - Развед. и охрана недр, 1959б, № 9.
- Карасик М.А. Послемагматические рудные поля и их классификация. Киев, 1963.
- Карасик М.А., Бугайло В.А. О генетической связи Магнитогорского массива гранитоидов с изверженными породами основного состава. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1957, вып. 30.
- Карманов В.П. Вариационные кривые состава железных руд горы Благодати. - В сб. "Материалы Уральского геологического управления, вып. 2." Свердловск-М., ГОНТИ, 1939.
- Кирьянов Р.Н. О так называемом гумешевском граните. - Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 2.
- Кирьянов Р.Н. О некоторых главнейших минералах скарнов из Гумешевского месторождения на Урале. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1953, вып. 20.
- Кобзарь П.Н. Последовательность процессов при образовании контактово-метасоматических месторождений железа. - Труды Каз. ИМС, 1960, вып. 3.
- Кобзарь П.Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1966.
- Кобзарь П.Н., Беляшов Н.М. Некоторые вопросы геохимии процессов образования магнетитовых руд в контактово-метасоматических месторождениях. - Труды Каз. ИМС, 1959, вып. 1.
- Кобзарь П.Н., Каймаков А.К., Комиссаров Б.И., Колотилов Л.И., Милецкий Б.Е., Парфенов В.Т., Евсеев А.М., Кузнецов И.И., Якубовский В.Н., Тычкова Г.В.,

- Дорошкевич Г.Н., Куба А.П., Вайс М.Ш., Плехова К.Г., Горяев С.М., Крутин И.М., Прищепчик В.П. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968.
- Кобзарь П.Н., Каймаков А.К., Шангиреев Х.Г. Некоторые новые данные по Соколовскому месторождению магнетита. - Труды Каз. ИМС, 1962, вып. 7.
- Кобзарь П.Н., Топорков Д.Д., Шербак В.М. Значение структурного контроля в образовании и распределении контактово-метасоматических месторождений железа. - Труды Каз. ИМС, 1960, вып. 3.
- Кожевников К.Е. Геологическое строение и железорудные месторождения Ивдельского района. - В сб. "Железные и марганцевые руды Ивдельского района и Полярного Урала". М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Кожевников К.Е., Мазаев Г.М. К вопросу о месторождениях молибдена на Урале. - Редкие металлы, 1934, № 1.
- Корель В.Г. Взаимоотношение дайковых пород со скарнами и рудами Кондомской группы железорудных месторождений. - Труды Томского гос. ун-та, 1954, т. 132.
- Коржинский Д.С. Контактные реакционно-метасоматические месторождения. - Докл. АН СССР, 1941, т. 33, № 2.
- Коржинский Д.С. Закономерности оруденения в Турьинских медных рудниках. - Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Коржинский Д.С. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и р. Турьи и о факторе энергии превращения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Коржинский Д.С. Образование контактовых месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 3.
- Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. - Труды ИГиН АН СССР, 1948, вып. 68, серия рудн. м-ний, № 10.
- Коржинский Д.С. Эчерк метасоматических процессов. - В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д.С. Скарновые породы Турьинских рудников. - В сб. "Минералогия Урала", т. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. - Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М., "Наука", 1969.
- Королев А.В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, 1962.
- Кочергин И.А. Структурный контроль магнетитового оруденения в Тургайском прогибе. - Изв. АН Каз. ИМС, серия геол., 1961, вып. 1.
- Кочергин И.А. Литологический контроль магнетитового оруденения в Соколовско-Сарбайской группе месторождений. - Изв. АН Каз. ИМС, серия геол., 1962, вып. 2.
- Кочергин И.А. Основные закономерности локализации магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного района. - Изв. АН Каз. ИМС, серия геол., 1963, вып. 6.
- Кочергин И.А. Сарбайское магнетитовое месторождение. Алма-Ата, 1971.
- Кочергин И.А., Пятунин В.К. Новейшие данные по геологии Сарбайского и Соколовского железорудных магнетитовых месторождений. - В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области". М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кочергин И.А., Пятунин В.К., Гайс С.Н. Элементы-примеси в рудах Соколовско-Сарбайской группы магнетитовых месторождений. - Труды Каз. ИМС, 1962, вып. 7.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Ксенофонтов О.К., Мазина Е.А., Чуенко П.П., Петровская Т.С., Бойцова Е.П., Овечкин Н.К., Кошелев П.Я., Михайлов Б.М. Стратиграфия. - Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, 1961, вып. 53. Геологическое строение Тургайского прогиба.
- Кузнецов А.А., Таврин И.Ф. Некоторые данные о тектоническом строении Зеленокаменного синклиория на восточном склоне Южного Урала по результатам гравиметровых и магнитных съемок. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1958, вып. 34.
- Кузнецов Е.А. Дифференциация Тагильского габбрового массива и связь его с эффузивными процессами Среднего Урала. - Труды МГРИ, 1944, т. 21.
- Кузнецов Е.А., Фролова Т.И. К тектонике Среднего Урала. - В сб. "Вопросы геологии Азии", т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Куклин Н.В. К вопросу о рудных скарнах в классификации магматогенных месторождений. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Курцерайте Ш.Д. О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саяна. - В сб. "Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края". Красноярск, 1964.
- Лапин С.С., Никонов И.И. Титаномагнетитовые месторождения Горной Шории. - В сб.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Левицкая А.Я. Землетрясения Урала. - В сб. "Землетрясения в СССР". М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. - Труды ШНИГРИ, 1936, вып. 81.
- Либрович Л.С. Тектоника Магнитогорского района. - Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1939.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.-Л., ОНТИ, 1934.
- Догоинов В.П., Русинов В.Л., Колесова А.Н., Симбирятина З.П. Контактные взаимоотношения некоторых даек плаггиоклазового порфирита с колчеданной рудой месторождения Левиха Южная (Средний Урал). - В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Мазаев Г.М. Кобальт в уральских контактово-метасоматических месторождениях. - Редкие металлы, 1934, № 6.
- Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К. Магматизм Тургайского прогиба и основные этапы его развития. - Тезисы докладов первого Уральского петрографического совещания, т. II. Свердловск. 1961а.
- Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития. - В сб. "Геология Тургайского прогиба", вып. 1. Л., 1961б.
- Мазина Е.А., Ксенофонтов О.К., Овечкин Н.К. Интрузивные образования и тектоника. - В сб. "Геологическое строение Тургайского прогиба". - Труды ВСЕГЕИ, 1961, вып. 53.
- Мазурин К.П. Медные и железо-медные месторождения скарного типа Тагило-Кушвинского района и их перспективы. - Развед. и охрана недр, 1961, № 6.
- Максенков В.Г., Полтавец Ю.А., Земляниченко Ю.И. Особенности термосвечения скаполитов. - В сб. "Ежегодник - 1970". Свердловск, Изд. Уральск. научн. центра АН СССР, 1971.
- Малахов А.А. Геология и тектоника Тимана. В сб. "Междунар. геол. конгресс, труды XVII сессии 1937 г.", т. 5. М., Гостоптехиздат, 1940.
- Малахов А.А., Желобов П.П. О глубинной геологии Среднего Урала. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 1.
- Малахов А.Е. О молибденоносных скарнах Турьинских рудников. - Цветные металлы, 1938, № 7.
- Малахов А.Е. Молибденит. - В кн. "Минералогия Урала", т. II. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Малахов Л.В. Петрология Тагильского сиенитового массива. Свердловск, 1966.
- Малинко С.В. Новый тип эндогенной борной минерализации и некоторые вопросы генезиса боратов в гидротермальном процессе. - Геол. рудн. мест-ний, 1963, т. 5, № 6.
- Малинко С.В. О некоторых физико-химических условиях образования эндогенных боратов в известково-скарновом комплексе. - Труды Всес. научн.-исслед. ин-та синтеза минерал. сырья, 1966, т. 9.
- Милль Б.В., Калинин Д.В. О нижней температурной границе образования гранатов в скарном процессе (экспериментальные данные). - Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 3.
- Минкин Л.М. О роли древних (дорифейских) структур в строении Уральского складчатого пояса. - Труды Свердл. горн. ин-та, 1963а, вып. 43.
- Минкин Л.М. О строении Урала по геофизическим данным. - В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. - Труды первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963б.
- Мирходжаев И.М., Закиров Т.З. О возможности использования околорудных измененных пород как поисковых критериев (на примере Кармазара). - Труды Ташкент. политехн. ин-та, 1967, вып. 34.
- Молдаванцев Е.П. Надеждинский железорудный район на Северном Урале. - В сб. "Главнейшие железорудные месторождения СССР". т. II. Л.-М., ОНТИ, 1934.
- Молдаванцев Е.П. Вулканизм и явления метаморфизма на Северном и Полярном Урале (Восточный склон). - Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1944а.
- Молдаванцев Е.П. Тектоника Северного и Полярного Урала. Геология СССР, т. XII, ч. 1. Л.-М., Госгеолиздат, 1944б.
- Молдаванцев Е.П., Сергиевский В.М. О связи оруденения с тектоническими и магматическими процессами по Северному и частью Среднему Уралу. - Тезисы докладов к XII Междунар. геол. конгрессу. М.-Л., ОНТИ, 1937.
- Муди Д.Д., Хилл М.Д. Сдвиговая тектоника. - В сб. "Вопросы современной зарубежной тектоники". М.: ИЛ, 1960.
- Мурзалиев А.Г. Минералогия, геохимия и генетические особенности Адаевской группы контактово-метасоматических месторождений магнетита в Тургайском прогибе. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, Казах. политехн. ин-т, 1969.
- Мухина В.П., Шуйский В.П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельский век. В сб. "Палеогеография Урала (Труды первого рабочего совещания по палеогеографии Урала)". Свердловск, 1965.

- Нечкин Г.С. Возможные источники железа при формировании контактовых месторождений магнетита. - В сб. "Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса". Владивосток, 1966.
- Никитин В.В. Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетского завода, Павдинской дачи и Мурзинского участка. - Труды Геол. ком., новая серия, 1907, вып. 22.
- Никольский А.А., Тюрин М.Н. Некоторые черты глубинного геологического строения Магнитогорского синклиория по данным геофизики. - Сов. геол., 1963, № 5.
- Норштейн Г.С. О новом морфологическом типе скарновых образований на Турьинских медных месторождениях. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 42.
- Норштейн Г.С. Место "секущих порфириров" в процессе формирования Турьинских скарновых месторождений меди. - Геол. рудн. мест-ний, 1962, № 3.
- Норштейн Г.С. Последовательность и условия образования скарновых зон Турьинских медных месторождений. - Геол. рудн. мест-ний, 1967а, № 1.
- Норштейн Г.С. Условия образования и закономерности локализации рудомещающих пироксеновых скарнов на месторождениях Турьинского рудного поля. - Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ АН СССР, 1967б.
- Овечкин Н.К., Топорков Д.Д. Геологическая история Тургайского прогиба и его полезные ископаемые. - Сов. геол., 1958, № 3.
- Овчинников Л.Н. О распределении элементов-примесей в метасоматических месторождениях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948а, № 1.
- Овчинников Л.Н. Руды Турьинских скарновых месторождений меди. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1948б, вып. 15.
- Овчинников Л.Н. Феррогортонолит из скарнов Первого Северного рудника. - Докл. АН СССР, 1949, т. 67, № 6.
- Овчинников Л.Н. О маггемите. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1953а, вып. 20.
- Овчинников Л.Н. Апатит и распределение фосфора в рудах Первого Северного рудника. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1953б, вып. 20.
- Овчинников Л.Н. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений на Среднем и Северном Урале. - В сб. "Железородная база Тагило-Кушвинского района". Свердловск, 1957.
- Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1960, вып. 39.
- Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. - Труды первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Овчинников Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений. - В об. "Химия земной коры", т. II. М., "Наука", 1964.
- Овчинников Л.Н. Об участии газов в постмагматическом рудообразовании и выпадении пневматолитовой фазы. - В сб. "Конференция "Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил", т. 2. Прага, Изд-во Чехословацкой Акад. наук, 1965.
- Овчинников Л.Н. Состав и внутреннее строение рудообразующих растворов. - Материалы второй конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Овчинников Л.Н. Экспериментальные исследования процессов эндогенного рудообразования. - В сб. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". М.-Л., "Наука", 1967.
- Овчинников Л.Н., Баклаев Я.П. Турьинская группа меднорудных месторождений. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 7. Свердловск, 1958.
- Овчинников Л.Н., Баклаев Я.П. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений Урала и типы структур их рудных полей. - В сб. "Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон". Киев, 1960.
- Овчинников Л.Н., Баклаев Я.П. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1962, вып. 58.
- Овчинников Л.Н., Максенов В.Г. Геологическое строение Высокогорского рудного поля. - Геол. рудн. м-ний, 1959, № 3.
- Овчинников Л.Н., Меттих Л.И. Связь рудообразования с ассимиляцией по экспериментальным данным. - Труды пятого совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. - Труды второго Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1969.
- Овчинников Л.Н., Траянова М.В. Закономерности распространения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала и их геологическое значение. - Труды первого Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1963.

- Овчинников Л.Н., Шур А.С. Ультра- и микропористость магнетита некоторых районов Урала. - Труды четвертого совещания по экспериментальной минералогии и петрографии, вып. 1. М., Из-во АН СССР, 1951.
- Овчинников Л.Н., Шур А.С. Зональное изменение плотности кристалла магнетита. - Докл. АН СССР, 1952, т. 82, № 6.
- Овчинников Л.Н., Шур А.С., Елькина Н.Т. Термоаналитическое исследование амфиболов некоторых скарновых зон Урала. - Труды первого совещания по термографии. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников Л.Н., Ярош Н.А., Мельников А.В. Скарны Черной сопки. - Труды Горно-геол. ин-та Уф АН СССР, 1960, вып. 35, минерал. сб. № 4.
- Огаринов И.С. Секущие Урал структуры и их роль в развитии Уральской геосинклинали. - В сб. "Глубинное строение Урала". М., "Наука", 1968.
- Огаринов И.С. Основные черты строения земной коры Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. - Автореф. докт. дисс. Новосибирск. гос. ун-т, 1970.
- Огаринов И.С., Гаррис М.А. Глубинная структура Южного Урала по данным геофизики и геохимии и размещение колчеданных месторождений. - В сб. "Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале". Уфа, 1960.
- Олли А.И. К вопросу о широтной тектонической поясности Урала. - Сов. геол., 1966, № 7.
- Онтоев Д.О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа. - Сов. геол., 1956, № 50.
- Онтоев Д.О. Описание руд магнетитовых месторождений. - В сб. Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования. М., Изд-во АН СССР, 1958а.
- Онтоев Д.О. Особенности генезиса магнетитовых руд Кустанайской области. - В сб. "Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования", М., Изд-во АН СССР, 1958б.
- Оффман П.Е. О вулканических трубках в южной части Сибирской платформы и о происхождении железных руд, приуроченных к ним. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
- Пан Ф.Я. Восточно-Саянский железорудный район, железорудные месторождения Восточного Саяна. - В сб. "Железорудные месторождения Алтае-Саянской складчатой области". М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. - Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 4/8. М., изд. МОИП, 1947.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии Земли. - В сб. "Структура земной коры и деформации горных пород" (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18.). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петрова Е.С. Новый минерал - кальциборит. - В сб. "Геология горно-химического сырья". (Труды ГИГХС, вып. 2.). М., Госхимиздат, 1955.
- Петрова Е.С. Бороносность мнорудных и железорудных месторождений на Северном Урале. - Автореф. канд. дисс., М., ИГЕМ АН СССР, 1956.
- Петрова Е.С. Новый водный борат кальция - фроловит. Зап. Всес. минерал. об-ва, 1957, т. 36, № 5.
- Плюснин К.П. О тектоническом строении средней части Магнитогорского прогиба и направлении поисковых работ на железные руды. - Информ. бюлл. Урал. геол. упр., № 1, Свердловск, 1958.
- Плюснин К.П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. - Докл. АН СССР, 1962а, т. 143, № 5.
- Плюснин К.П. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинория. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962б, т. 37(3).
- Плюснин К.П. Тектоническое районирование Среднего и Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1963, т. 252, № 5.
- Полтавец Ю.А. К вопросу о корреляции составов сосуществующих скаполитов и плагиоклазов. - В сб. "Ежегодник - 1971". Свердловск, Изд. Уральск. научн. центра АН СССР, 1972.
- Поляков Г.В. Явление мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири. - Геол. рудн. мест-ний, 1967, № 1.
- Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М., "Наука", 1971.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Соколова И.А., Егоркина Г.В. Применение сейсмологических станций "Земля" при изучении строения юго-востока Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1.
- Поспелов Г.Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке. - Изв. вост. фил. АН СССР, 1957а, вып. 1.
- Поспелов Г.Л. Структурно-геологические закономерности размещения железорудных районов Алтае-Саянской области. - Изв. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1957б, № 3.

- Поспелов Г.Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской области. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых". т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Поспелова А.С. Каменноугольные отложения северной части Тургайского прогиба. - Труды ВСЕГЕИ, 1967, т. 123. Геология Тургайского прогиба и Приаралья.
- Потапов В.В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисковых работ на железные руды. - Информ. бюлл. Урал. геол. упр., 1958, № 1(7).
- Пронин А.А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Прохоров В.К. Элементы-примеси в пиритах и возможности использования пиритов при поисках рудных месторождений. - Геол. и геофиз., 1965, № 9.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Райхлин А.И. Гранитоиды Тогузак-Аятского междуречья в западном Тургае. - Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1970.
- Реми Г. Курс неорганической химии, т. II. М., "Мир", 1966.
- Свешникова Е.В. Габброидные породы Кумбинского массива на Северном Урале. - Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 32. Вопросы магматизма Урала.
- Свяжин Н.В. Ильваит из окрестностей горы Благодати на Урале. - Зап. Всес. минерал. об-ва, 1951, т. 80, вып. 3.
- Сергиевский В.М. Геологическое описание планшетов № 17 и 27 съемки Урала в масштабе 1 : 200 000 (Надеждинский район). М., Госгеолиздат, 1939.
- Сергиевский В.М. Геологическое строение и металлогения Урала. - В сб. "Материалы по эндогенной металлогении СССР". М., Госгеолиздат, 1953.
- Сергиевский В.М. Основные особенности металлогении и металлогеническое районирование Урала. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Средний карбон. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1953, вып. 22.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Соболев И.Д. Основные черты магматизма Урала. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала. - Труды первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Соколов Г.А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. В сб. "Железородная база черной металлургии СССР". М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Соколов Г.А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. - В сб. "Труды Объединенной Кустанайской научной сессии", т. II. Алма-Ата, 1958.
- Соколов Г.А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 8. М., "Наука", 1967.
- Соловьев Ю.С. К минералогии зоны окисления Меднорудянского месторождения. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1953, вып. 20, минерал. сб. № 2.
- Станкевич В.И. Месторождений железных руд Высокогорского района. - В сб. "Главнейшие железорудные месторождения СССР", т. II. М., Изд. ЦНИГРИ, 1934.
- Сумин Н.К. О типоморфных шпинелях железорудных месторождений скарнового типа. - Труды Минерал. музея АН СССР, 1951, вып. 3.
- Сумин Н.К. О натриевом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. - В сб. "Вопросы петрографии и минералогии", вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Сумин Н.К., Лашева Н.К. К вопросу о фосфатах меди из Меднорудянска на Урале. - Труды Минерал. музея АН СССР, 1952, вып. 4.
- Тетерев Г.М. Новейшие данные о геологическом строении и минеральных ресурсах Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1958.
- Тетерев Г.М. Тургайские магнетитовые месторождения, их перспективная оценка и поисковые критерии. - Автореф. канд. дисс. Свердловск, УФ АН СССР, 1965.
- Тимофеев А.Н., Беллавин О.В. О гравиметрическом и магнитометрическом пересечении Тагильско-Магнитогорского синклинали Урала. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 2.
- Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и структуры орогенного типа как основа для прогноза крупных месторождений. - В сб. "Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых". Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1971.
- Тугаринов А.И. Геохимия щелочного метасоматоза. М., "Недра", 1963.

- Тюлюпо Б.М. Условия образования и закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений железа Алтае-Саянской области. - Межвуз. сб. Зап.-Сиб. Совета по коорд. и планиров. науч.-исслед. работ по техн. и естеств. наукам, вып. 5. Новосибирск, 1966.
- Усенко А.И. Обоснование и методика поисков глубокозалегающих магнетитовых рудных тел в Ауэрбаховско-Песчанском рудном поле. - Разведка и охрана недр, 1967, № 7.
- Федоров Е.С., Никитин В.В. Богословский горный округ. СПб.- М., 1901.
- Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Фоминых В.Г. Состав акцессорного титаномагнетита в магматических породах Урала как один из критериев их генезиса. - В сб. "Первое Уральское петрографическое совещание (тезисы докладов)". Свердловск, 1961.
- Хаин В.Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. - В сб. "Структура земной коры и деформации горных пород" (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Халевин Н.И. Строеие Урала в свете геофизических данных. - Сов. геол., 1960, № 12.
- Халевин Н.И. Тектонические нарушения фундамента Зауралья по геофизическим данным. - Труды Ин-та геофиз. УФ АН СССР, 1962, вып. 2.
- Хрычев Б.А., Лысяков Д.М., Альтер С.М., Иванов А.П. Строеие земной коры по профилю Темиртау -Куйбышев. - В сб. "Глубинное строеие Урала", М., "Наука", 1968.
- Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ананьева Е.М., Ярош А.Я., Дорофеев Б.В., Родионов П.Ф. Широтные и субширотные структуры Урала. - Сов. геол., 1966, № 11.
- Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., "Наука", 1972.
- Черменинова И.В. Тектоника верхнего и нижнего палеозоя восточного склона Урала. М., "Наука", 1969.
- Чернышов В.Ф. Особенности геологического строения Турьинского скарново-рудного поля на Урале. - В сб. "Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений". М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Чернышов В.Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. - Геол. рудн. мест-ний, 1961, № 3.
- Чернышов В.Ф. Особенности геологического строения и истории формирования структуры Турьинского скарново-рудного поля. - Автореф. канд. дисс. М., ИГЕМ АН СССР 1962.
- Чугуевская О.М. Генетические особенности Сарбайского и Елтайских магнетитовых месторождений в Тургае. - Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, Инст. геол. наук КазССР, 1969.
- Чугуевская О.А., Новохатский И.П., Трофимов Н.А. О новом типе руд в агнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. - Докл. АН СССР, 1968, т. 178 №1.
- Шатский Н.С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - В кн. "Материалы к познанию геол. строения СССР", вып. 2 (6). М., изд. МОИП, 1945.
- Шахов Ф.Н. К теории контактовых месторождений. Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1947, вып. 1.
- Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. - В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов". М.-Л., "Недра", 1965.
- Шипулин Ф.К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М., "Наука", 1968.
- Штейнберг Д.С. К петрохимии гранитов Урала. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1944, вып. 3.
- Штейнберг Д.С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала. - Зап. Всес. минерал. сб-ва, 1953, т. 82, № 4.
- Штейнберг Д.С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. - Труды Свердлов. горн. ин-та, 1955, вып. 22.
- Штейнберг Д.С. Геологическое строеие Тагило-Кушвинского железорудного района. - В сб. "Железорудная база Тагило-Кушвинского промышленного района". Свердловск, 1957.
- Штейнберг Д.С. Некоторые петрологические критерии поисков эндогенных железорудных месторождений Урала. - В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Штейнберг Д.С. Осокино-Александровское железорудное месторождение на Среднем Урале. - Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 35.
- Штейнберг Д.С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. - Труды первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Штрейсс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. - В кн. "Тектоника СССР", т. III. М., Изд-во АН СССР, 1951.

- ✓ Щербак В.М. О некоторых генетических особенностях месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района в Тургае. - Вестн. АН КазССР, 1966, № 12.
- ✓ Шукин С.И. О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород. - Геохимия, 1963, № 8.
- ✓ Яковлев Ю.Н. О сферолитоподобных агрегатах магнетита и пластинчатых выделениях пирита в рудах Куржункульского месторождения. - Зап. ЛГИ, 1962а, т. 82, вып. 2.
- ✓ Яковлев Ю.Н. Геологическое строение, минеральный состав и генезис Куржункульского железорудного месторождения. - Зап. ЛГИ, 1962б, т. 82, вып. 2.
- Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. - Автореф. докт. дисс. Свердловск, УФ АН СССР, 1970.
- Buddington A. F. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. - Amer. J. Sci., 1955, v. 253, N 9.
- Buseck P. R. Contact metasomatism and ore deposition: Yem Pinte, Nevada. - Econ. Geol., 1967, N 3.
- Hurley F., Goodman C. Helium age measurement. I. Preliminary magnetite index. - Bull. Geol. Soc. America, 1943, v. 54, N 3.
- Piirainen T., Piispanen R. On the origin of primary skarn ores. - Bull. Comiss. géol. Finlande, 1957, N 229.
- Reynolds D. L. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. - Amer. J. Sci., 1954, v. 252, N 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. РУДНЫЕ ПОЯСА КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖ-	
ДЕНИЙ И СВЯЗЬ ИХ СО СТРУКТУРОЙ УРАЛА	8
Главный западный пояс	11
Главный (Первый) восточный пояс	12
Второй восточный пояс	14
Третий восточный пояс	16
Четвертый восточный пояс	17
Пятый восточный пояс	19
Шестой восточный пояс	20
Тургайский (Зауральский) пояс	20
Региональные широтные и субширотные структуры и их роль в локализации	
контактово-метасоматического оруденения	32
Выводы	38
Глава II. СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ	40
Рудные поля во флексурных зонах	40
Рудные поля на центроклинальных окончаниях и деформированных участках	
крыльев брахисинклинальных структур	48
Рудные поля в сводах брахиантиклиналей	54
Рудные поля в дислоцированных участках кровли над продуктивными интрузи-	
вами	67
Выводы	69
Глава III. СТРУКТУРЫ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖ-	
ДЕНИЙ	71
Месторождения в благоприятных горизонтах на крыльях складок (внутри-	
пластовые)	71
Межпластовые месторождения в крыльях складок и флексур	75
Месторождения в шарнирных частях антиклинальных складок и куполов	78
Месторождения в зонах скалывания и сбросах небольших амплитуд	80
Месторождения в крупных трещинах разрыва	81
Месторождения в мелких трещинах разрыва и скалывания	86
Месторождения в зонах расслаивания и кливажа	87
Месторождения в простых трубчатых структурах	88
Месторождения в непосредственных секущих контактах интрузива с извест-	
няками	90
Месторождения в связи с ксенолитами и останцами известняков или других	
пород кровли в интрузиве	92
Месторождения в сложных комбинированных структурах	95
Выводы	96
Глава IV. ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗЛО-	
МОВ	97
Магнитогорское рудное поле	97
Ауэрбахо-Турьинское рудное поле	105
Масловское рудное поле	109
Покровско-Высотинское рудное поле	112
Гороблагодатское рудное поле	114
Высокогорское рудное поле	119
Другие рудные поля	120
Выводы	123
Глава V. ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ	
СТРУКТУРАХ	124

Общая характеристика продуктивных интрузивных массивов	124
Глубина становления продуктивных интрузий и диапазон образования контак- тово-метасоматических месторождений	140
Выводы	145
Глава VI. ДАЙКИ И ОРУДЕНЕНИЕ	147
Магнитогорское рудное поле	147
Ауэрбахо-Турьинское рудное поле	154
Тагило-Кушвинский рудный узел	156
Выводы	159
Глава VII. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ	161
Влияние литологии вмещающих толщ на оруденение	161
Характеристика осветленных пород, сопровождающих контактово-метасома- тическое оруденение	165
Литологические особенности месторождений скаполитового подтипа	179
Гранатовые, пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны как рудовмещающие породы	186
Особенности состава пород на участках меднорудных месторождений	192
Гидросиликатные метасоматиты и связь с ними магнетитовых и сульфидных руд	196
Выводы	199
Глава VIII. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ И НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ	201
Обоснования поисковых работ на железные руды в новых участках	201
Обоснования поисково-разведочных работ на железные руды в известных районах	204
Необходимые разведочные работы на железные руды в пределах известных рудных полей	207
Участки, перспективные на медные руды	212
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	214
ЛИТЕРАТУРА	218

Яков Петрович Баклаев

Контактово-метасоматические месторождения
железа и меди на Урале

(закономерности их размещения и локализации)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии
Уральского научного центра АН СССР

Редактор В.С.Журавлев
Редактор издательства Н.А.Никитина
Художественный редактор В.Н.Тикуннов
Технический редактор Л.М.Сурикова

Подписано к печати 28/У1-73
формат бумаги 70х1081/16
Усл.-печ. л. 21 (20,3+0,7 вкл.)
Уч.-изд. л. 24,49
Бумага офсетная №1
Т-11307 Тираж 750
Цена 2р.80к. Тип. зак. 432.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

2-50

837