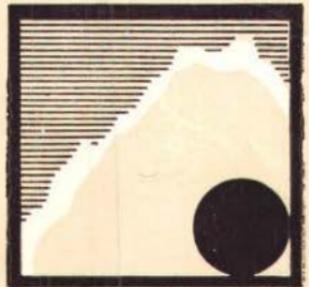


А. М. ДЫМКИН

В. М. ЩЕРБАК



**ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
И ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ
РУД ТУРГАЯ**

А. М. ДЫМКИН, В. М. ЩЕРБАК

ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
И ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ
РУД ТУРГАЯ

(на примере Елтайско-Куржункульского рудного поля)

Характеризуется геолого-структурная позиция Елтайско-Куржункульского рудного района (средняя часть Главного железорудного пояса Тургая). Рассмотрена история формирования блоковых структур и влияние тектоники на магматизм и рудообразование. Описаны месторождения метасоматического и вулканогенно-осадочного типа. Приведен сравнительный анализ руд этих месторождений и показаны основные особенности их формирования.

Ответственный редактор
академик *А. Л. Янишин*

ВВЕДЕНИЕ

Тургайский прогиб — одна из крупнейших железорудных провинций Советского Союза. Здесь сосредоточены поистине уникальные магнетитовые месторождения — Сарбайское, Соколовское, Качарское. Все эти месторождения расположены в северной части Главного рудного пояса Тургай. Они достаточно подробно охарактеризованы в печати. К югу от них в той же полосе осадочно-вулканогенных пород открыты и уже разведаны более мелкие железорудные месторождения, составляющие в целом Елтайско-Куржункульский рудный район. Это так называемая средняя часть рудного пояса, отличающаяся от северной и южной частей рядом специфических особенностей.

Во-первых, здесь, как нигде в Тургае, сохранились в почти неизменном виде вулканогенно-осадочные железные руды. Они приурочены к верхневизе-намюрским вулканитам и составляют особую кремнисто-железистую фацию. В работе впервые дается подробная характеристика этих руд и высказывается предположение об условиях их образования.

Во-вторых — и это, пожалуй, не менее важная особенность рассматриваемого района, — вулканогенно-осадочные руды пространственно совмещены с рудами метасоматическими. В месторождениях они представлены обособленными залежами и разделены между собой небольшими по мощности толщами вулканитов.

Подобное сочетание руд различного генетического типа встречается в природе далеко не часто. И естественно поэтому, изучение их взаимоотношений позволяет полнее и глубже понять историю формирования месторождений. Нам удалось проследить различные стадии изменения вулканогенно-осадочных руд и переход их при наложении более поздних гидротермальных процессов в руды метасоматические.

В работе достаточно подробно рассмотрены особенности геологического строения района, причем особое внимание уделено характеристике блоковых структур, формирование которых связано с появлением различно ориентированных глубинных разломов. Расшифровка истории тектонического развития рудного пояса позволяет понять многие особенности размещения и локализации метасоматических магнетитовых месторождений. Надо сказать, что в Тургае структурный контроль оруденения является определяющим, и именно он обуславливает локализацию руд то в известняках, то исключительно в алюмосиликатных породах. Конечно, не исключается литологический и магматический контроль оруденения, но в общем случае все-таки эти факторы играют меньшую роль.

При описании месторождений метасоматического типа мы подразделяем их по фациям глубинности, а затем более дробно— по характеру околорудных метасоматитов и структурно-морфологическим признакам.

Специальный раздел работы посвящен описанию процессов регионального эпигенеза осадочно-вулканогенных толщ и пропилитизации. Раскрывая основные особенности этих процессов, мы показываем в то же время, каково их влияние на формирование магнетитовых месторождений. Эти вопросы рассматриваются для Тургай впервые.

Отдельные месторождения рудного района уже описаны в литературе, однако полной и всесторонней характеристики средней части рудного пояса Тургай до сих пор не публиковалось. Думается, наша работа в какой-то мере восполняет этот пробел, освещая ряд фактов, которые присущи и другим подобного типа месторождениям, но в отдельных случаях являются принципиально новыми.

Основной материал, изложенный в работе, был собран нами в период 1957—1963 гг., позднее, в 1966—1967 гг., мы тщательно ознакомились с новыми данными разведки отдельных месторождений. Весь этот фактический материал был учтен при написании работы.

Авторы выражают глубокую благодарность академику А. Л. Яншину, взявшему на себя труд редактирования монографии. Мы признательны также геологам Северо-Казахстанского геологического управления Г. М. Тетереву, А. М. Захарову, С. А. Ушахину, В. И. Евлентьеву и другим за помощь при полевых исследованиях.

ГЛАВНЫЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ ПОЯС ТУРГАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МАГМАТИЗМ

Тургайский прогиб имеет отчетливо выраженное двухъярусное строение и рассматривается как молодая (эпипалеозойская) платформа (Яншин, 1965).

Складчатое основание этой платформы или, говоря иначе, нижний структурный ярус представляет собой мозаику сложно сочетающихся крупных блоков, разделенных глубинными разломами. В отличие от древних платформ, фундамент которых сложен в основном докембрийскими образованиями, в Тургайском прогибе нижний структурный ярус составляют блоки разного возраста — от докембрия до верхнего палеозоя — и совершенно различного строения. Каждый из блоков формировался в известной мере автономно, т. е. в условиях, достаточно резко отличных от соседних структурных зон, что нашло отражение в характере их дислоцированности, особенностях магматизма и рудной минерализации.

Фундамент рассматриваемого региона представляется как гетерогенное сооружение, западная часть которого имеет определенное сходство с Уральской складчатостью, а восточная отражает особенности структур Казахстана. Высказывается предположение (В. А. Бугайло, Е. А. Мазина, А. М. Захаров, Г. М. Тетерев) о том, что складчатое основание Тургая в его восточной части, включающей площадь Главного рудного пояса, состоит из двух структурных этажей: нижнего, сложенного каледонидами Казахстана, и верхнего, представленного герцинидами уральского типа.

Платформенный чехол, составляющий верхний структурный ярус, несогласно перекрывает дислоцированные толщи фундамента. Он сложен рыхлыми, почти горизонтально залегающими, мезокайнозойскими отложениями мощностью от 5 м на юге пояса до 200 м и более на севере. Резко выраженная приподнятость

и опущенность отдельных блоков складчатого фундамента приводит, с одной стороны, к значительным колебаниям мощности отложений верхнего структурного яруса и, с другой стороны, к отчетливо выраженной унаследованности покровных структур от структур фундамента. Это еще одна существенная деталь, отличающая молодые платформы от древних.

Геология Тургайского прогиба освещена в специальных работах А. Л. Яншина, Н. Г. Овечкина, Д. Д. Топоркова, Е. А. Мазиной, П. С. Галкина, Г. М. Тетерева, А. М. Захарова, Н. М. Беляшова, И. А. Кочергина, П. А. Литвина, С. А. Ушахина, С. Н. Гайс, Н. Г. Пиунова, К. П. Удриса, В. Н. Агафонова, П. Н. Кобзаря и других исследователей. Все они отмечают исключительную неоднородность строения фундамента Тургая, объясняя это специфичностью условий формирования прогиба в зоне сочленения герцинид Урала и каледонид Казахстана.

Разработаны геотектонические схемы (В. А. Бугайло, Е. А. Мазина, А. М. Захаров, П. Н. Кобзарь), на которых отражены основные геолого-структурные особенности Тургая. Эти схемы в принципе сходны между собой, но названия отдельных структурно-фациальных зон различны. Соблюдая приоритет в выделении структур и их наименовании, мы воспользуемся схемой, составленной Е. А. Мазиной (1961). Тургайский прогиб она подразделяет на три крупные структурные зоны: Западно-Тургайскую (Зауральскую), Центрально-Тургайскую и Восточно-Тургайскую (Прикокчетавскую) (рис. 1).

Главный железорудный пояс расположен в Западно-Тургайской структурной зоне, на характеристике которой остановимся подробнее. Зона рассматривается в целом как погруженная в прогиб восточная краевая часть герцинского складчатого пояса Урала. С запада и востока она ограничена Джетыгаринским и Центрально-Тургайским глубинными разломами (см. рис. 1). Е. А. Мазина выделяет в этой зоне Зауральский антиклинорий и Кустанайский синклинорий, граница между которыми проходит по линии Тобольского глубинного разлома.

Зауральский антиклинорий (Зауральское поднятие, по П. Н. Кобзарю и др., 1968) сложен верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными породами, претерпевшими региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Более молодые отложения для антиклинория не характерны. По-видимому, в течение среднего и особенно верхнего палеозоя в связи с общей тенденцией поднятия эта структура представляла собой область интенсивной денудации, и осадконакопление проходило только на сравнительно небольших участках наложенных блоковых прогибов. Вулканогенно-осадочные породы прорваны раз-

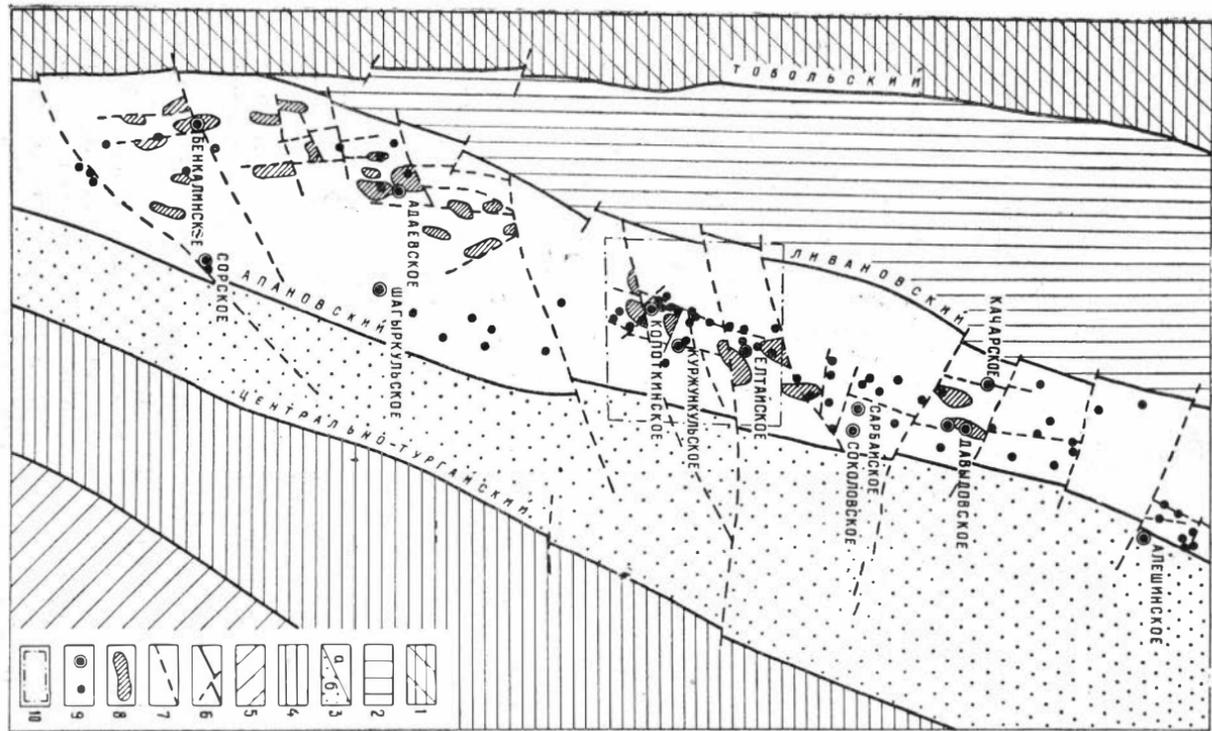


Рис. 1. Основные структуры Главного рудного пояса Тургай и прилегающие к нему участки (основа составлена Е. А. Мазиной с дополнениями и изменениями А. М. Дымкина).

1 — Зауральский антиклинорий (Зауральское поднятие); 2 — Денисовская антиклинальная зона; 3 — Кустанайский синклинорий (Тюменско-Кустанайский прогиб); 4 — Валерьяновская синклинальная зона (Валерьяновский троговый прогиб); 5 — Боровская антиклинальная зона (Кустанайская подзона); 6 — Центрально-Тургайская переходная зона; 7 — Прикокчетавская структурная зона; 8 — глубинные разломы, разделяющие структурные зоны; 9 — разломы внутри структурных зон; 10 — интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса; 9 — месторождения, рудопроявления и магнитные аномалии; 10 — границы Елтайско-Куржункульского рудного района.

новозрастными интрузиями, среди которых выделяются силур-девонские (мариинский интрузивный комплекс), нижнекаменноугольные (кулевчинский интрузивный комплекс) и верхнепалеозойские (восточный пояс Джабык-Карагайского интрузивного комплекса).

Кустанайский синклиорий (Тюменско-Кустанайский прогиб, по П. Н. Кобзарю и др., 1968) относится к структурам собственно Тургайского прогиба, тогда как все другие структуры, расположенные западнее, по мнению Е. А. Мазиной, составляют уральское обрамление. В составе синклиория выделяются: Денисовская антиклинальная, Валерьяновская синклиальная и Боровская антиклинальная зоны. Близкое к этому расчленение синклиория приводится П. Н. Кобзарем и др. (1968). Однако Боровскую антиклинальную зону, названную Кустанайской подзоной, они рассматривают как краевую часть Тобольско-Кушмурунского поднятия.

Денисовская антиклинальная зона представляет собой блок, ограниченный с запада Тобольским, а с востока Ливановским глубинными разломами. На широте Бенкалинского магнетитового месторождения (см. рис. 1) разломы сливаются и структура выклинивается. Здесь выделены более мелкие структуры. На западе расположена Александровская грабен-синклиаль, выполненная визе-намюрскими андезито-базальтовыми порфиритами, такого же состава туфами и меньше известняками, песчаниками, аргиллитами. Верхнепалеозойские отложения грабен-синклиали представлены красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Осадочно-вулканогенные породы визе-намюра собраны в пологие складки север-северо-восточного простирания. К северо-западной части структуры приурочены интрузии габродиорит-гранодиоритового состава.

В центральной части Денисовской зоны выделяется Аятская антиклиналь, сложенная в ядре граптолитовыми сланцами лландовери — нижнего венлока, а на крыльях — диабазо-спилитовой толщей венлока — лудлова и терригенными отложениями среднего девона. Все эти породы секутся интрузивами гипербазитов и габбро-плагиогранитов, составляющими два субмеридиональных пояса.

В восточной части зоны обособляется Федоровская синклиаль, в строении которой принимают участие осадочно-вулканогенные породы от среднего девона до верхнего визе. В северной части этой структуры развиты позднегерцинские полифазные интрузивы преимущественно гранитоидного состава.

Валерьяновская синклиальная зона (Валерьяновский троговый прогиб, Дымкин, 1970) изучена наиболее полно. В ней раз-

мещены все основные магнетитовые месторождения, составляющие Главный железорудный пояс Тургая. Структура представляется как крупный глыбовый прогиб, сформировавшийся в результате длительного опускания нижнепалеозойских складчатых образований. Эта зона прослеживается в север-северо-восточном направлении от Аральского моря до Западно-Сибирской низменности почти на 800 км при ширине всего лишь 30—60 км. С востока и запада зона ограничивается Ливановским и Апановским глубинными разломами, по которым, вероятно, и происходило опускание. В настоящее время все больше и больше исследователей склоняются к мысли о формировании данной структуры на раздробленных каледонидах Казахстана (Тетерев и др., 1966). Этим, в частности, можно объяснить изменение простирання складчатых сооружений с меридионального (типично уральского) на северо-восточное, образование многочисленных субширотных разломов и развитие брахискладчатых структур.

Активное погружение Валерьяновской зоны в нижнекарбонное время сопровождалось образованием субмеридиональных и субширотных разломов, способствующих, в свою очередь, дальнейшему разделению прогиба на блоки. Последние реагировали на тектонические напряжения (Дымкин, 1966) как некоторые самостоятельные тела, скорость опускания которых была, по видимому, неодинаковой. Наряду с преобладающим погружением отдельные блоки сохраняли известную стабильность или даже испытывали воздымание и уже в то время могли быть объектами интенсивного размыва. Дифференцированное движение блоков отразилось прежде всего в резком различии мощностей пород, разнообразии их фациального облика и малой протяженности.

Наиболее древними отложениями Валерьяновского трогового прогиба, как свидетельствуют фаунистические данные, являются осадочно-вулканогенные породы нижнего карбона, объединенные в так называемую валерьяновскую свиту (Е. А. Мазина, П. А. Литвин, А. М. Захаров и др.). Н. Г. Пиунов и др. (1970) расчленяют свиту на три толщи: 1) нижнюю терригенно-вулканогенную ниже-средневизейского подъяруса (мощность 700—1300 м); 2) среднюю вулканогенно-осадочную (рудовмещающую) — средней визе — намюр (мощность 1500—2000 м) и 3) верхнюю вулканогенную (надрудную) верхненамюрского возраста (мощность 1500 м).

В состав нижней толщи авторы, пожалуй впервые для рудного пояса, выделяют вулканиты базальтового, андезито-базальтового и реже андезитового состава, среди которых заметная роль

принадлежит туфам. До сих пор считалось, что верхнетурне-нижневизейские толщи сложены только осадочными породами — известняками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и песчаниками. Переход верхнетурне-нижневизейских образований к вулканогенно-осадочным породам ниже-средневизейского возраста постепенный. Вверх по разрезу происходит заметное обогащение толщи вулканогенным материалом, а в западной части зоны — достаточно быстрая смена переслаивающихся осадочно-вулканогенных пород существенно эффузивными и пирокластическими, но опять-таки андезито-базальтового состава.

Отличительная черта средней толщи — резкое преобладание в ее составе вулканитов: базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов и того же состава туфов. Однако здесь широко развиты и известняки, нередко обогащенные вулканогенным материалом, туффиты, доломиты, гипсы, ангидриты и песчаники.

Относительно расчленения верхней (надрудной) толщи единого мнения нет. П. Н. Кобзарь и др. (1968) к верхнеамюрским условно относят зеленоцветные вулканогенные породы, развитые в районе Соколовского месторождения. В северной части прогиба, по мнению П. С. Галкина (1963), красноцветные андезито-базальтовые вулканиты, а также конгломераты, песчаники и алевролиты, лежащие в кровле руд Качарского месторождения, имеют верхнеамюрский возраст, однако он не исключает возможности формирования их и в верхнепалеозойское время. Как видно, вопрос о расчленении верхней части разреза нижекарбонатовых толщ остается нерешенным. Ясно лишь одно: начиная с среднего визе, вулканическая деятельность усиливалась и в намюре проявилась особенно интенсивно.

Нельзя сколько-нибудь определенно говорить сейчас и о пространенности в Валерьяновском троговом прогибе верхнепалеозойских отложений. Имеющиеся на этот счет данные явно недостаточны, нуждаются в уточнении и подтверждении новыми фактическими материалами.

Боровская антиклинальная зона (Кустанайская подзона, по П. Н. Кобзарю и др., 1968) примыкает по линии Апановского глубинного разлома к Валерьяновскому троговому прогибу, с востока она ограничена Центрально-Тургайским разломом. В составе пород, слагающих эту зону, по данным Е. А. Мазиной (1961) и А. С. Поспеловой (1967), преобладают терригенно-карбонатные образования турне—нижнего визе. В ядрах антиклиналей развиты известняки, доломиты, алевролиты и аргиллиты нижнего-верхнего девона, а также глинисто-карбонатные поро-

ды зоны этрен. Широко представленные в соседнем Валерьяновском прогибе вулканиты среднего вие — намюра здесь встречаются только в синклинальных структурах и весьма ограниченно.

Относительно истории геологического развития этой зоны высказывается предположение (Кобзарь и др., 1968) о том, что она сформировалась на жестком фундаменте одновременно с его погружением и раскалыванием на блоки.

Валерьяновский троговый прогиб длительное время представлял собой арену активной вулканической деятельности. Начиная с раннего вие (Пиунов и др., 1970), одновременно с блоковым погружением структуры происходит массовое излияние лав базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, сопровождающееся периодическими эксплозиями. Ранневизейские вулканиты, по данным Н. Г. Пиунова и др., слагают Викторовский антиклинорий, Соколовско-Сарбайскую антиклиналь, широко развиты они также в пределах Ушсорского антиклинория. В основном это пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты, состав которых меняется от базальтов до андезитов. Среди эффузивов встречаются туфы, преимущественно грубо-обломочные, свидетельствующие о центральном типе извержений. Породы кислого состава пользуются весьма ограниченным распространением, они образуют экструзивные куполы и мало-мощные дайки.

В среднем вие — намюре вулканизм значительно активизировался. В это время происходило излияние лав, чередующееся с эксплозиями, практически на всей площади Валерьяновского прогиба. Однако наиболее мощные толщи эффузивов и пирокластов сосредоточены в западном борту структуры вблизи Ливановского и Тобольского глубинных разломов. Пространственная связь областей максимального накопления вулканитов с глубинными разломами дает основание предполагать, что названные разломы если и не являлись непосредственными каналами излияния магм, то во всяком случае значительно способствовали их проникновению на поверхность Земли. Излияние лав осуществлялось, по-видимому, по оперяющим трещинно-решетчатым разломам и жерлам вулканов. Для извержений центрального типа, а они в Тургае распространены широко, характерно обильное накопление пирокластического материала и чередование его с лавовыми покровами. Возникающие таким путем стратовулканы, нередко воздымаясь над уровнем моря, служили ареной интенсивного размыва и значительно осложняли рельеф морского дна. Этим в известной мере определилась фаціальная изменчивость пород, невыдержанность их по простиранию и значительная пестрота состава. Мы предполагаем, что подобного рода вулканические постройки иг-

рали в дальнейшем роль «жестких» структур и во многом предопределили морфологию складчатых образований.

Вулканические породы среднего визе — намюра представлены в основном базальтовыми, диабазовыми и андезитовыми порфирирами, переслаивающимися с мощными толщами туфов такого же, как и эффузивы, состава.

Характерной чертой нижекарбонového вулканизма является слабая дифференцированность лав (от базальтов до андезитов). Здесь не получили сколько-нибудь заметного развития щелочной и кислый ряд вулканитов, свойственные другим железорудным провинциям складчатых областей, хотя и те, и другие несут отчетливые признаки фемического профиля развития.

Мощность вулканических пород Валерьяновского прогиба не менее 2,5 — 3 км. Однако в рудном поясе вулканиты развиты неравномерно. Наибольшая их концентрация устанавливается в участках, которые в период вулканической деятельности испытывали значительное погружение. К таким участкам приурочены интрузивы Сарбай-Соколовского комплекса и магнетитовые месторождения (Дымкин, 1966).

Вулканизм Главного рудного пояса Тургая носит очаговый характер, т. е. он сконцентрирован в отдельных наиболее подвижных блоках земной коры. Активные центры вулканизма в нижекарбонové время были сосредоточены в участках, которые испытывали интенсивное погружение (Дымкин, 1966, 1970). В строении таких участков резко преобладают туфы и эффузивы, роль же осадочных пород явно второстепенна.

Хотя граница между нижекарбонóвыми и более молодыми вулканитами не установлена, все же большинство исследователей считает, что собственно геосинклинальный этап развития Валерьяновского прогиба заканчивается в намюре. Далее, на границе нижнего и среднего карбона происходит складчатость (судетская фаза), сопровождающаяся формированием интрузивов Сарбай-Соколовского комплекса. Весьма характерно, что становление гипабиссальных интрузий проходило, как свидетельствуют геологические материалы, практически сразу же вслед за формированием мощных толщ вулканитов. Такая связь гипабиссальных интрузивов с вулканитами и весьма большое сходство их состава позволили (Дымкин, 1966) объединить эти образования в одну вулcano-плутоническую ассоциацию. Определения абсолютного возраста интрузивов (Дымкин, 1966; Кобзарь, 1968) дают цифры от 286 до 352 млн. лет. Такой разброс цифровых величин свидетельствует скорее всего не о разновозрастности массивов, а о различной степени измененности минералов, по которым проводилось определение.

Гипабиссальные интрузивы, ассоциирующие с магнетитовыми месторождениями, приурочены к зонам разломов и являются по отношению складчатых структур дискордантными. По набору пород это типичные представители габбро-диорит-гранодиоритовой формации (по Ю. А. Кузнецову, 1964). На севере рудного пояса в районе Алешинского месторождения преобладают габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, далее на юг в рудных полях появляются все более кислые разновидности, отвечающие по составу диоритам, кварцевым диоритам и гранодиоритам. Разнообразие интрузивных пород обусловлено, по нашему мнению, тремя основными факторами: 1) полифазностью формирования; 2) значительной дифференциацией некоторых массивов на месте кристаллизации (Дымкин и др., 1970) и 3) ассимиляцией магмой пород рамы и появлением таким путем гибридных разновидностей.

Гипабиссальные тела сопровождаются в рудных районах тождественными им по составу дайками габбро-порфиритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров и т. п., причем среди даек выделяются дорудные и послерудные. Тесная пространственная их связь, близкий состав и время формирования позволяют включить жильные дериваты в состав единого интрузивного комплекса. Вместе с тем в рудном поясе широко развиты дайки диабазов, диабазовых порфиритов и лампрофиров, которые, хотя и представляют единую серию основных дифференциатов, по видимому, должны относиться к самостоятельному комплексу.

Дайковые образования тесно связаны с магнетитовым оруденением. В ряде месторождений (Сарбайское, Алешинское, Адаевское, Давыдовское и др.) дайки габбро-порфиритов и диоритовых порфиритов, рассекая соответствующие им по составу интрузивы, несут признаки скарнирования, скаполитизации и в ряде случаев достаточно богатую вкрапленность магнетита.

В Главном рудном поясе Тургая широко развиты пластовые тела диоритовых порфиритов субвулканической фации. По петрохимическим особенностям они сходны с гипабиссальными телами Сарбайско-Соколовского комплекса, однако время формирования их не уточнено. Есть предположение, что они представляют субвулканическую фацию комплекса, сформировавшуюся в начальные моменты проявления судетской фазы тектогенеза.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ПРЕДОПРЕДЕЛИВШИЕ ЛОКАЛИЗАЦИЮ И РАЗМЕЩЕНИЕ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Главнейшие закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая достаточно полно охарактеризованы в специальных работах (Дымкин, 1962, 1964, 1966; Кобзарь и др., 1960,

1968; Тетерев, 1970 и др.), поэтому остановимся на этом вопросе кратко.

Магнетитовые месторождения Главного рудного пояса Тургая сосредоточены в сравнительно узкой полосе осадочно-вулканогенных пород нижнего и, может быть, частью среднего-верхнего карбона. Среди вмещающих оруденение толщ резко преобладают вулканиты андезито-базальтового состава, что является характерной чертой всего рудного пояса.

В структурном отношении месторождения приурочены к опущенному блоку, названному нами Валерьяновским троговым прогибом (Дымкин, 1970). С востока и запада он ограничен глубинными разломами (рис. 1) и характеризуется отчетливо выраженным фемическим профилем развития вулканизма.

Прослеживаясь с севера на юг почти на 800 км, магнетитовые месторождения распределены в пределах прогиба неравномерно. Они концентрируются в отдельных участках, образуя рудные поля и рудные районы. Такие участки земной коры характеризуются рядом особенностей, в частности, они длительное время сохраняли мобильность. Активное погружение их в нижекарбонное время сопровождалось мощными проявлениями вулканизма и образованием новых разломов, способствующих расчленению структуры на более мелкие блоки (Дымкин, 1966). Сопряженные разрывные нарушения отличаются, как правило, небольшой протяженностью, сравнительно малыми амплитудами смещения и в отличие от Апановского и Ливановского глубинных разломов имеют субширотное и субмеридиональное простирание. В совокупности это тип трещинно-решетчатых структур, которые характерны не только для рудных полей и районов Тургая, они свойственны и железорудной провинции Алтае-Саянской складчатой области.

Блоки, к которым приурочены магнетитовые месторождения, сложены в основном эффузивами, туфами и туффитами, причем среди пирокластов немалую долю составляют грубообломочные разновидности, свидетельствующие о близости вулканических аппаратов. Кроме того, эти блоки характеризуются повышенной насыщенностью интрузивными породами. Таким образом, железоруденение приурочено к участкам, которые представляли собой длительное время арену активной магматической деятельности.

На структурной схеме (рис. 1) видно, что магнетитовые месторождения расположены в некотором удалении от глубинных разломов, в зонах сгущения оперяющих мелких разрывных нарушений. Именно к узлам таких сопряженных структур

тяготеют магнетитовые месторождения. Зоны трещинно-решетчатых нарушений были главными проводниками фильтрующихся гидротермальных растворов. Создавая участки повышенной проницаемости, они играли роль рудоподводящих каналов. Говоря иначе, одним из главных факторов, определяющих размещение месторождений, был структурный контроль оруденения.

Другим, не менее важным фактором, влияющим на локализацию руд в определенных участках рудного поля, были зоны повышенной трещиноватости осадочно-вулканогенных пород и особенности их литологического состава. Морфологически эти зоны выражаются по-разному. В отдельных месторождениях больше всего бывают развиты межслоевые и внутрислоевые зоны трещиноватости, которые, по-видимому, связаны с дислокационными процессами и возникли в результате интенсивных тектонических напряжений, т. е. задолго до метасоматического оруденения. Рудоносные растворы легче всего проникали по этим зонам и, вступая в реакционное взаимодействие с раздробленными породами, в конечном счете приводили к образованию пластовых или пластообразных рудных тел. Примером подобных месторождений может быть Сарбайское, Южно-Адаевское и другие. Наряду с такими согласно залегающими зонами трещиноватости в рудных полях встречаются более сложные зоны дробления: крутопадающие и столбообразные. Они пересекают различные по возрасту и составу осадочно-вулканогенные породы, являясь оперением рудоподводящих структур. Такие зоны различно ориентированных систем трещин способствовали образованию Куржункульского, Копоткинского и других месторождений. Морфология рудных тел в данном случае обусловлена конфигурацией зон дробления и не обнаруживает столь четкой зависимости от литологических свойств первичных пород. Рудные залежи в этом случае нередко располагаются секуще по отношению к вмещающим толщам, обладают сложной формой и образуются как по известнякам, так и по алюмосиликатным породам.

Несмотря на то, что магнетитовая минерализация в Тургае развивается по разным породам, литологический контроль оруденения здесь выступает так же отчетливо, как и структурный. Уже давно установлено, что наиболее легко и полно замещаются рудами известняки, загрязненные алюмосиликатным материалом, и известковистые туффиты. Частое переслаивание известняков и вулканогенных пород также благоприятствует железооруденению. Вулканиды и интрузивные образования хотя и обнаруживают постоянно признаки оруденения, но оно большей частью носит характер вкрапленности, и только в некоторых случаях по

алюмосиликатным породам образуются богатые магнетитовые руды.

В Тургае и, в частности, в Елтайско-Куржункульском рудном районе вместе с метасоматическими рудами П. Н. Кобзарем и О. М. Чугуевской впервые были выделены руды, относящиеся по всем имеющимся признакам к типу вулканогенно-осадочных. Однако эти руды известны только на небольшом участке, не прослежены в других рудных районах, и, естественно, закономерности их распространения остаются невыясненными. В настоящее время мы располагаем материалами, которые позволяют утверждать, что вулканогенно-осадочные руды связаны с определенной кремнисто-вулканогенной фацией. Среди других вулканитов эта фация выделяется достаточно отчетливо благодаря наличию тонких прослоев гематит-магнетитовых руд и кремнистого материала. Вместе с тем остается неясной стратиграфическая приуроченность фации, хотя она и размещается среди верхневизе-намюрских отложений. Судя по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям, образование пород данной фации происходило в некотором удалении от центров извержения, и она может быть отнесена к типу мелководных.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЕЛТАЙСКО-КУРЖУНКУЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

ГРАНИЦЫ РАЙОНА И ПОЛОЖЕНИЕ ЕГО В РУДНОМ ПОЯСЕ

Елтайско-Куржункульский рудный район — составная часть Главного железорудного пояса Тургая. Расположен он в средней части Валерьяновского трогового прогиба (рис. 1), обособляясь в нем в виде крупного тектонического блока. С запада по линии Ливановского глубинного разлома район граничит с Денисовской структурой, а с востока он примыкает вдоль Апановского глубинного разлома к Боровской (Кустанайской) антиклинальной зоне. Северная граница района условно проводится по линии Аятского субширотного разлома (по ширине р. Аят), а южная — несколько южнее Джамбаскульских магнитных аномалий (через оз. Карасор).

В геофизическом отношении Елтайско-Куржункульский рудный район характеризуется резко отрицательным градиентом силы тяжести, отсутствием интенсивных гравитационных аномалий и широтным простираем изолиний гравитационного поля. Локальные магнитные аномалии обладают здесь большой интенсивностью — от 20000 до 70000 гамм (Якубовский и др., 1968). К сожалению, столь высокая интенсивность магнитных аномалий до сих пор не расшифрована. В этой связи и перспективы района полностью пока не определены.

На севере район граничит с другим, более крупным по запасам железных руд Соколовско-Сарбайским рудным районом. По геологическому строению они во многом сходны. Довольно крупные синклинальные и антиклинальные структуры прослеживаются через оба района и различаются в каждом из них только деталями строения. Однако Соколовско-Сарбайский район отличается явно повышенными значениями гравитационного поля. Он объединяется одной интенсивной и почти изометричной в плане аномалией силы тяжести, на фоне которой выделяются локальные аномалии, отвечающие уже известным месторождениям и рудопроявлениям (Якубовский, и др., 1968).

Южнее Елтайско-Куржункульского района расположен Адаевско-Бенкалинский район, для которого в целом характерно

повышенное гравитационное поле. Этот район, как и первые два, ограничен со всех сторон разломами и имеет сложное блоковое внутреннее строение (Каймаков и др., 1968).

КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ

Палеозойский складчатый фундамент района почти повсеместно перекрыт мезокайнозойскими отложениями мощностью от 10 до 100 м. Имеющиеся обнажения палеозойских пород в долинах рек Тобола и Аята явно недостаточны для воссоздания сколько-нибудь определенной картины геологического строения этого сложного участка Валерьяновского трогового прогиба. Поэтому основным фактическим материалом для составления карт и различного рода геологических разрезов являлся керн разведочных и картировочных скважин, пробуренных по довольно редкой сети и в основном на небольшую глубину. Кроме того, значительную помощь в расшифровке геологии района оказали данные геофизических исследований.

Геологосъемочные работы в районе проводили в разное время П. С. Галкин, П. А. Литвин, А. А. Алексеев, В. Н. Агафонов, Н. М. Рахманько, С. А. Кубеев. Позднее коллективом геологов СКГУ (А. М. Захаров и др.) была составлена карта для всего Тургая и разработана схема стратиграфии.

При описании геологии района, естественно, учитывались все данные названных геологов. В то же время использовался собственный фактический материал, собранный нами при многих полевых исследованиях.

Единой и общепринятой схемы стратиграфического расчленения палеозойских рудовмещающих толщ как для отдельных рудных районов, так и для рудного пояса в целом не имеется. Приведенная ниже стратиграфическая схема тоже не может, конечно, рассматриваться как нечто законченное. Она нуждается в детализации и корректировке. Из-за недостатка фактического материала здесь не исключены элементы субъективного суждения, и тем не менее эта схема, как нам представляется, в основном правильно отражает геологию района, и мы предпочли на ней остановиться.

Палеозойская рудовмещающая толща в Елтайско-Куржункульском рудном районе сложена почти исключительно нижнекарбонowymi отложениями, прорванными интрузивами габбро, габбро-диоритов, диоритов, дайками и sillами субвулканических диорит-порфиринов, диабазовых порфиринов и плагиогранит-порфиринов. В западной и северо-восточной частях района в ядрах синклиналей ограничено развиты средне-и верхнекаменноугольные отложения.

Мезозойские и кайнозойские осадки, хотя и распространены повсеместно, на формирование и размещение магнетитовых месторождений не оказывали влияния, и поэтому описание их не приводится.

В соответствии с разработанной стратиграфической схемой (А. М. Захаров и др.) палеозойский складчатый фундамент района подразделяется следующим образом:

А. Нижнекаменноугольный отдел (C_1);

1) нижнетурнейский подъярус (C_1t_1),

2) верхнетурнейский—нижневизейский подъярусы ($C_1t_2-v_1$),

3) средне-верхневизейские подъярусы (C_1v_2-3),

4) верхневизейский подъярус — намюрский ярус (C_1v_3-n).

Б. Средне-верхнекаменноугольные отделы, объединенные (C_{2-3}).

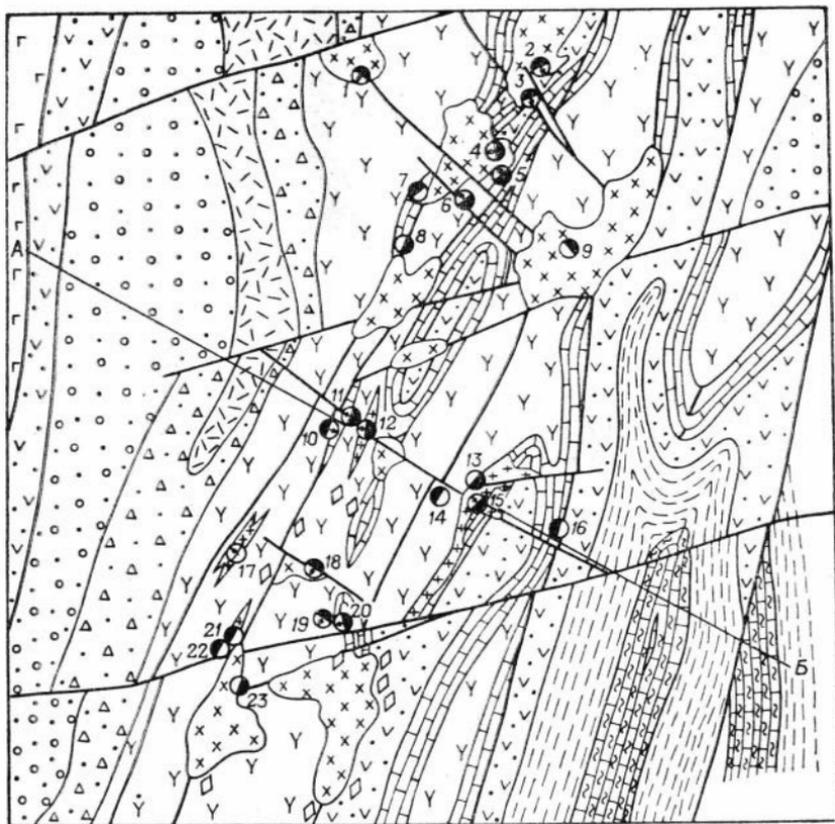
Нижнекаменноугольный отдел (C_1). Отложения нижнего карбона в районе пользуются наибольшим распространением. Это в основном вулканогенные породы с резко подчиненными прослоями известняков и аргиллитов. Правда, в основании разреза залегают преимущественно осадочные породы — органогенные известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники.

Нижнетурнейский подъярус (C_1t_1). На поверхность палеозойского фундамента породы этого подъяруса выходят только в юго-восточной части района — в ядре Соколовско-Сарбайской антиклинали (рис. 2) и восточнее Апановского разлома — в пределах Боровской антиклинальной зоны. Они представлены темно-серыми органогенными известняками, иногда перекристаллизованными, а местами доломитизированными. Среди них встречаются прослои темно-серых углистых аргиллитов. В аналогичных известняках из соседних районов определен комплекс турнейских фораминифер: *Guasiendothyra kobetuisana* Raus., *G. communis* (Raus.), *G. sonekhovi* Lev., *Septabrunitina krainica* (Lip.) и, кроме того, А. М. Захаровым собраны брахиоподы, характерные для нижнетурнейского подъяруса. Мощность нижнетурнейских отложений 300—400 м.

Верхнетурнейский — нижневизейский подъярусы ($C_1t_2-v_1$). Отложения этих подъярусов распространены в восточной части района в крыльях Соколовско-Сарбайской антиклинали (рис. 2). В.Н.Агафоновым выделяется три горизонта.

1. Нижний горизонт — серые и желтовато-серые кварц-полевошпатовые мелко- и среднезернистые песчаники, тонкослоистые алевриты с подчиненными прослоями аргиллитов.

2. Средний горизонт сложен преимущественно темно-серыми глинистыми известняками, которые по простиранию в северном направлении фациально сменяются серыми аргиллитами с прослоями алевролитов.



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б

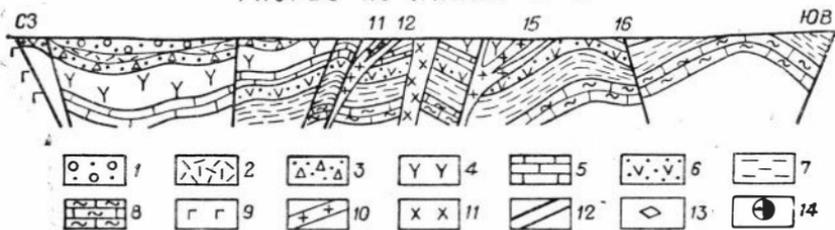


Рис. 2. Геолого-структурная схема палеозойского фундамента Елтайско-Куржункульского рудного района.

1 — красноцветные конгломераты и песчаники (C_{2-3} или $Pz_3?$); 2 — пироксен-плагиоклазовые порфиры ($C_{1v_3} - п$); 3 — агломеративные и лапиллиевые туфы ($C_{1v_3} - п$); 4 — туфы андезитовых порфиритов, туффиты с прослоями известняков и порфиритов, туфы смешанного состава и андезито-базальтовые порфиры (вверху) ($C_{1v_3} - п$); 5 — известняки, часто мраморизованные, известковые туфы и туффиты (C_{1v_2-3}); 6 — туфы андезитовых порфиритов с прослоями туффитов, известняков и андезитовых порфиритов, песчаники с примесью пирокластов (C_{1v_2-3}); 7 — аргиллиты с прослоями алевролитов и глинистых известняков, кварц-полевошпатовые песчаники ($C_{1t_2} - v_1$);

3. Верхний горизонт состоит в основном из темно-серых аргиллитов, среди которых отмечаются прослои алевроитов и глинистых известняков.

В известняках среднего горизонта установлен комплекс верхнетурнейских и нижневизейских фораминифер: *Endothyra aff. tuberculata* Lip., *E. inflata* var. *maxima* Lip., *E. ex gr. infirma* Lip., *Tetrataxis aff. conica* Erenb., *Paleotextularia longiseptata* Lip. (А. М. Захаров и др.) Общая мощность подъярусов 500—700 м.

Средне-верхневизейские подъярусы (C_1V_{2-3}). В основной своей массе представлены вулканогенными образованиями, среди которых имеются в верхней части разреза горизонты карбонатных пород. Вместе с аналогичными отложениями намора они объединены в так называемую валерьяновскую свиту. Данная свита, имеющая мощность до 3 км (а по мнению других исследователей — до 4—5 км), прослеживается вдоль всего Валерьяновского трогового прогиба. Она характеризуется исключительно большой пестротой фациального состава пород и невыдержанностью их по простиранию. В связи с этим для каждого рудного района разработана своя схема стратиграфического расчленения, отличная от других соседних районов. В настоящее время как будто намечается общая схема последовательности напластования пород в целом для всей свиты.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе между карбонатно-глинисто-песчанистой толщей верхнего турне — нижнего визе и вулканогенно-карбонатной толщей средне-верхнего визе устанавливается постепенный переход. Залегающие в основании средне-верхневизейских подъярусов серые тонкослоистые алевролиты, аргиллиты и зеленовато-серые песчаники содержат примесь вулканогенного материала, количество которого возрастает вверх по разрезу, а в северо-западном направлении — и по простиранию.

На отложениях переходного состава залегает мощная толща вулканогенных пород, в основном пирокласты с маломощными покровами андезитовых порфиритов и прослоями известняков. Пирокластический материал имеет различную крупность обломков — от мелкообломочных до конгломератовидных (туфобрекчии). Обломки в туфах представлены обычно андезитовыми

8 — темно-серые органогенные известняки с прослоями аргиллитов (C_{1t_1}); 9 — диабазы и спилиты ($S_2 - D_1$); 10 — диоритовые порфириты; 11 — диориты и габбро-диориты (δPz_3); 12 — линии разломов; 13 — магнитные аномалии; 14 — магнетитовые месторождения и рудопроявления (1 — Воронинское 2,3 — Елтай I, 4 — Елтай I, 5 — Елтай IV, 6 — Елтай II, 7 — Елтай VII, 8 — Елтай VIII, 9 — Увальненское, 10 — Козыревка I, 11 — Козыревка III, 12 — Козыревка II; 13 — Северо-Куржункульское, 14 — Кужайское, 15 — Куржункульское, 16 — Низинное 17 — Лисаковское, 18 — Степное, 19, 20 — Копоткинские, 21, 22, 23 — Карасорские).

порфиритами и осколками кристаллов плагиоклаза. В туфобрекчиях величина отдельных угловатых обломков колеблется от нескольких до 20 см. Некоторые глыбы имеют размер в поперечнике до 50 см.

Андезитовые порфириты довольно однообразны, среди них выделяются плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разности.

В прослоях известняков из верхней части вулканогенной толщи найдена фауна, характерная для средневизейского подъяруса: *Tuberitina maljavkini* Mikh., *T. bulbacea* Hall. at Hart., *Howchinia exilis* Viss., *Tetrataxis angusta* Viss., *T. cominina* Raus., *Paleotextularia consobrina* Lip., *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.).

Пирокласто-эффузивная толща вверх по разрезу, через известковистые туффиты, сменяется горизонтом карбонатных пород — известняков, известковистых туффитов, карбонатизированных туфов и известняков, загрязненных пирокластическим материалом. Отметим, что чистые известняки, нередко мраморизованные, распространены только непосредственно на месторождениях (Куржункульское, Низинное и др.). В них встречаются остатки фауны, более характерной для верхнего визе: *Eostaffela parastruvei* Raus., *E. mosquensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *P. intermedia* (Schlyk.), *P. sublimis* (Gan.), *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.), *P. Brady* (Mikh.). Мощность карбонатного горизонта 500—600 м. Он довольно выдержан и в сущности является маркирующим горизонтом рудного района.

Несмотря на, казалось бы, достаточную фаунистическую охарактеризованность, все же выделить самостоятельные подъярусы (средний и верхний визе) невозможно, так как в комплексах средне-и верхневизейской фауны нет резких изменений. Общая мощность толщи около 1500 м.

Верхневизейский подъярус — намюрский ярус нерасчлененные (C_1V_3 — п). Нерасчлененные верхневизе-намюрские отложения в описываемом районе представлены четырьмя горизонтами различных по составу, но в основном вулканогенных образований.

Нижний горизонт сложен преимущественно пирокластическими породами. Непосредственно на известняках средне-верхнего визе залегают крупнообломочные и лапиллиевые туфы, среди которых встречаются агломератовидные разности и туффиты. Состав обломков в основном базальтовый. В районе месторождения Елтай II среди туфов встречаются довольно мощные прослои туффитов и известняков. Мощность горизонта не менее 500 м. В толще пирокластов встречены кремнисто-железистые образо-

вания — это в сущности вулканогенно-осадочные руды. Подробное описание их приведено в четвертой главе.

Второй горизонт сложен лавами андезитовых и базальтовых порфиритов, прослеживаемых в виде узкой полосы в западной части района — в Викторовской синклинали. В описываемом районе породы этого горизонта имеют непостоянную мощность (максимум 200 м) и выклиниваются в южном направлении. В северной части Валерьяновского трогового прогиба эти лавы распространены шире. П. С. Галкиным они описаны под названием давыдовской свиты. Доминирующие в данном горизонте андезитовые порфириты характеризуются полифировой структурой, что отличает их от аналогичных пород других горизонтов.

Третий горизонт в основании сложен агломератовыми и лапиллиевыми туфами, которые в средней части разреза сменяются пепловыми туфами, в верхней снова грубобломочными туфами с маломощными покровами андезитовых порфиритов. Последние имеют несколько более кислый состав, чем порфириты второго горизонта. Отложения третьего горизонта распространены в западной части района в наиболее пониженных частях Викторовской синклинали. Наибольшим развитием эти отложения пользуются в Качарско-Давыдовском рудном районе. П. С. Галкин описывает их под названием андреевской свиты. Мощность горизонта непостоянная, местами достигает 500 м.

И, наконец, верхний горизонт представлен покровами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Внешне они хорошо отличаются от порфиритов нижних горизонтов своей красновато-коричневой окраской. Структура основной массы в них обычно скрытокристаллическая или тонкокристаллическая. Вкрапленники плагиоклаза, если и встречаются, то, как правило, мелкие, с неровными контурами. Лучше видны порфиритовые выделения темноцветных минералов, но и они обычно нацело гематитизированы. По химическому составу это наиболее кислые эффузивы намюрского яруса. Они распространены в западной части района и имеют мощность около 200 м.

Средне-верхнекаменноугольные отделы (C₂₋₃). Отложения, условно относимые к средне-верхнекаменноугольным, развиты в основном в западной части района в ядре Викторовской синклинали (рис. 2). Это красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники и аргиллиты. Конгломераты с разрывом налегают на различные горизонты нижнекаменноугольных отложений. В составе галек конгломератов встречаются известняки с фауной девона и нижнего карбона, эффузивы, туфы и варисские интрузивные породы. Мощность этих отложений не превышает 500—600 м.

БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

В составе Валерьяновского трогового прогиба (мегасинклиория) А. М. Захаров выделил три крупные субмеридионально вытянутые структуры, из которых западная и восточная соответственно названы Викторовским и Алешинско-Шагыркульским синклиориями, а срединная, разделяющая их — Рудненским антиклинорием.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе Викторовский синклиорий прослеживается в западной части и отличается здесь довольно простым строением. В сущности это широкая синклиналь с пологими ($20—30^\circ$) крыльями. Западное крыло синклинали срезано Ливановским глубинным разломом (рис. 2 и 3). С востока к синклиорию примыкает Рудненский антиклинорий. Он занимает среднюю часть района и изучен наиболее подробно, ибо все магнетитовые месторождения приурочены именно к этой структуре и здесь были сосредоточены все более детальные геолого-геофизические работы. Антиклинорий осложнен складками более высокого порядка. Так, с востока в нем отчетливо проявлена Соколовско-Сарбайская антиклиналь (рис. 3). Она прослеживается далеко на север в пределах Соколовско-Сарбайского рудного района и срезается крупным субширотным разломом в Качарско-Давыдовском рудном районе. В ядре этой антиклинали обнажаются нижнетурнейские отложения (рис. 2 и 3). Западное крыло Соколовско-Сарбайской антиклинали осложнено небольшой Куржункульской антиклиналью, которая отчетливо прослеживается от южной границы района и замыкается несколько севернее Куржункульского месторождения. Между ядром Соколовско-Сарбайской антиклинали и Куржункульской антиклиналью располагается Низинная синклиналь. Последняя севернее Куржункульского месторождения смыкается с Граничной синклиналью.

Следующая довольно крупная антиклиналь, входящая в состав антиклинория, — Ушсорско-Валерьяновская — проходит через центр района. Ундулируя, она простирается через Елтайско-Куржункульский и Соколовско-Сарбайский рудные районы, теряясь в пределах Качарского рудного поля. Свое наименование антиклиналь получила еще в работе П. А. Литвина, позднее В. Н. Агафонов переименовал ее в Карасорско-Новоильиновскую, а П. С. Галкин называет Качарской. Западное крыло этой складки между поселками Степное и Валерьяновка осложнено небольшой Козыревской антиклиналью.

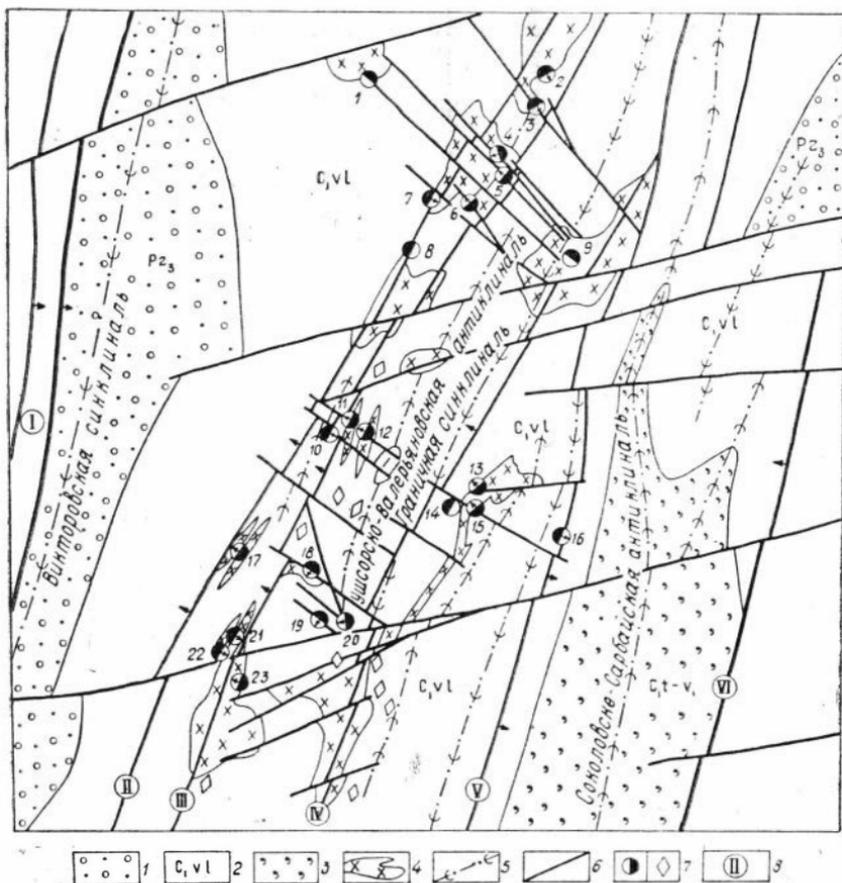


Рис. 3. Схема тектонического строения Елтайско-Куржункульского рудного района.

1 — верхнепалеозойские полимиктовые конгломераты, песчаники, аргиллиты; 2 — отложения валерьяновской свиты: туфы андезитовых и базальтовых порфиров, туффиты, порфиры андезитовые и базальтовые, известняки; 3 — турне-нижневизейские органогенные известняки, песчаники, глинистые известняки, аргиллиты и алевролиты; 4 — диориты и диорит-порфиры; 5 — оси синклиналей и антиклиналей; 6 — линии разломов, 7 — магнетитовые месторождения и рудопроявления, магнитные аномалии; 8 — разломы (I — Ливановский, II — Елтайский, III — Козыревский, IV — Куржункульский, V — Низинный, VI — Апановский).

Между Ушсорско-Валерьяновской и Соколовско-Сарбайской антиклиналями располагается широкая Граничная синклиналь (по П. С. Галкину). На юге, в районе Копоткинского месторождения, она замыкается, а на севере прослеживается вплоть до Качарско-Давыдовского рудного района. В ядре складки зале-

гают пирокластические образования нижнего горизонта вize — намяра. В. Н. Агафонов эту синклираль именует Жамбаскульско-Аксуатской.

В северо-восточной части района располагается Сергеевская синклираль, входящая в состав Алешинско-Шагыркульско-го синклинория. Южная часть ее замыкается на широте Куржункульского месторождения, а к северу расширяется и хорошо прослеживается в соседнем Соколовско-Сарбайском рудном районе.

Углы падения крыльев складок в Елтайско-Куржункульском рудном районе не превышают 45—50°. Для антиклиналей характерно сравнительно более крутое погружение (до 50°) восточных и пологое падение (20—30°) западных крыльев. Последние в два-три раза шире восточных крыльев и, как правило, осложнены второстепенной складчатостью.

Диэъюнктивная тектоника наиболее интенсивно проявилась в пределах Рудненского антиклинория. Здесь, по геолого-геофизическим данным, выделяются многочисленные разломы и сбросы в основном трех направлений: север-северо-восточного (субмеридионального), запад-юго-западного (субширотного) и северо-западного. Эти системы разрывных нарушений отличаются не только ориентировкой в пространстве, но и другими особенностями, в частности временем заложения, масштабами проявления (протяженностью, глубиной, амплитудами), ориентировкой по отношению к осям складок (продольные, диагональные, поперечные), взаимоотношениями с напластованием пород (согласные, секущие).

Наиболее распространенными в районе являются субмеридиональные разрывные нарушения. Ориентированы они параллельно осям складок (продольные). По отношению к напластованию пород среди них выделяются как секущие, так и согласные. К этой системе прежде всего относятся два глубинных разлома — Ливановский и Апановский, ограничивающие с запада и востока Валерьяновский троговый прогиб (рис. 3). Ливановский разлом, выявленный впервые П. С. Галкиным, хорошо прослеживается в долине р. Тобола у пос. Придорожного, а также в долине р. Аята у пос. Викторовки. Это довольно широкая зона, в которой наблюдается чередование узких полос мергелей среднего девона, аргиллитов турне, туфов и известняков валерьяновской свиты. Разлом имеет крутое восточное падение. По заключению П. С. Галкина, породы Валерьяновского трогового прогиба опущены по Ливановскому разлому относительно Денисовской зоны на 6—8 км. Вдоль разлома отмечается резкая гравитационная ступень.

Апановский разлом был выявлен также П. С. Галкиным в 1954 г., а затем подтвержден Г. П. Шпак при гидрогеологических исследованиях около поселков Апановки и Павловки. Он имеет крутое западное падение и амплитуду вертикального смещения 2—4 км. Апановский разлом на магнитометрических и гравитационных картах проявляется не так отчетливо, как Ливановский.

Кроме этих двух глубинных разломов, протягивающихся на сотни километров, выявлены еще четыре продольных разлома, прослеживающихся на десятки километров через весь рудный район. Два из них (II и III, рис. 3) прослеживаются в западном крыле Ушорско-Валерьяновской антиклинали. Они хорошо фиксируются линейно вытянутыми зонами пониженных и отрицательных магнитных полей, наличием линейной коры выветривания, карстом и зонами дробления пород. Оба разлома секущие по отношению к напластованию пород и круто падают к западу в сторону Ливановского глубинного разлома. Вдоль них цепочкой расположены интрузивы габбро-диоритов, дайки диорит-порфиритов и гранит-порфиров, а также большинство месторождений, рудопроявлений и магнитных аномалий. Один из разломов (II, рис. 3), названный нами Елтайским, хорошо фиксируется в Елтайских рудопроявлениях VII и VIII. Второй разлом (III, рис. 3) В. Н. Агафоновым назван Козыревским. Последний четко наблюдается в карьере месторождения Козыревка I.

Следующий разлом (IV, рис. 3) совпадает с осью Граничной синклинали. Вдоль него также расположены интрузивы, дайки, магнетитовые месторождения и магнитные аномалии. Нами он назван Куржункульским, так как к нему тяготеет одноименное месторождение, наиболее крупное в районе.

Вдоль западного крыла Соколовско-Сарбайской антиклинали прослеживается еще один продольный разлом (V, рис. 3). Он выявлен А. Ф. Андреевым при проведении поисково-разведочных работ на бокситы и назван Темировским. Зона дробления и линейно вытянутая кора выветривания вдоль этого разлома особенно хорошо видны в скважинах Низинного рудопроявления, поэтому лучше называть его Низинным. Он круто падает к востоку, в сторону Апановского глубинного разлома.

Амплитуды вертикальных смещений нижнекаменноугольных пород по продольным (субмеридиональным) разломам составляют от 200 до 600 м. Эти нарушения, по-видимому, были заложены еще в каледонскую эпоху тектогенеза и представляют собой систему антитектических разрывов (Глюснин, 1963), возникших в висячих боках Ливановского и Апановского глубинных разломов. Графические построения показывают, что плоскости продольных (антитектических) разрывов сопряжены с

Ливановским и Апановским разломами на глубине 20—30 км. В период накопления нижнекаменноугольных вулканогенных образований (валерьяновской свиты) антитектические разломы периодически подновлялись и служили каналами, по которым изливались лавы.

К субмеридиональным разломам (Елтайскому, Козыревскому, Куржункульскому и Низинному) приурочены линейно вытянутые интрузивы габбро-диоритов и диоритов. Они же контролируют размещение магнетитовых месторождений и рудопроявлений. Следует подчеркнуть, что вдоль системы подобных антитектических разломов произошло внедрение интрузивов Сарбай-Сokolовского комплекса в пределах всей Валерьяновской структурно-фациальной зоны.

Субмеридиональные (продольные) разломы по восстанию сопровождаются более мелкими оперяющими разрывными нарушениями. Последние ориентированы также субмеридионально и являются секущими по отношению к напластованию пород. Большинство из них залечены дайками диоритовых порфиритов и гранит-порфиров. К нарушениям подобного типа приурочены Низинное, Елтайское VII, Лисаковские и Карасорские рудопроявления. Эти оперяющие разрывы возникли как трещины скола при перемещении блоков пород по продольным разломам.

К субмеридиональной системе разрывных нарушений относятся также межпластовые и межслоевые срывы. Наиболее протяженные и хорошо выраженные из них проявились по контактам известняков и туфов, т. е. между породами, которые обладают резко различными физическими свойствами. Такие срывы отчетливо наблюдаются на месторождениях Елтай II и Козыревка II. Межпластовый срыв между известняками и туфами средне-верхнего визе в Куржункульском месторождении прослеживается в южном направлении на 16 км. По нему внедрены диоритовые порфириты. Зоны межслоевой трещиноватости и рассланцевания отчетливо проявились и в тонкослоистых туффитах на месторождениях Елтай I и III.

Разрывные нарушения, согласные с напластованием пород, возникли в процессе формирования пликативных структур. Они являются самыми ранними дизъюнктивами герцинского тектогенеза. По-видимому, несколько позднее происходили подвижки по продольным разломам, в результате чего образовались трещины оперения. Последние нередко сливались с меж- и внутрислоевыми срывами, образуя единую и довольно сложную систему нарушений. Большинство межпластовых срывов сопряжены с продольными разломами, и по ним внедрены силлы и дайки диорит-порфиритов. Зоны межпластовых срывов и трещин явились мес-

том локализации магнетитовых руд таких месторождений, как Елтай I, II, III и IV, Козыревка I и II и Куржункульское.

Все субмеридиональные (продольные) разрывные нарушения возникли в пределах определенных тектонических напряжений до заложения диагональных и поперечных разрывов.

Диагональные разрывные нарушения в Елтайско-Куржункульском рудном районе развиты также довольно широко. Известно, что при определенном плане тектонических напряжений обычно возникают две системы диагональных дизъюнктивов, ориентированных по взаимно перпендикулярным направлениям под углом 45° к продольным разрывам. Однако в описываемом районе широко развита только одна система диагональных нарушений — запад-юго-западного (субширотного) направления. Лишь на Копоткинском месторождении выявлено нарушение подобного типа второго направления — север-северо-западного. Большинство диагональных разрывов прослеживается на десятки километров. Все они крутопадающие ($75-80^\circ$). Вертикальные смещения даже мезозой-кайнозойских отложений по ним достигают 80 м. В ряде участков продольные разломы смещены в горизонтальной плоскости вдоль диагональных на расстояние от 100 до 2000 м (рис. 3). Места пересечений продольных и диагональных разрывов были благоприятными для внедрения крупных интрузивов. Отсюда мы делаем вывод, что по масштабам проявления диагональные разрывные нарушения вполне сопоставимы с продольными разломами.

Разрывные нарушения третьей системы (северо-западного направления) почти перпендикулярно секут субмеридиональные разломы и оси складок. Это поперечные крутопадающие разрывы типа трещин отрыва, переросших в сбросы. По ним происходили как вертикальные, так и горизонтальные смещения пород. Амплитуды вертикальных смещений достигают 150 м, а горизонтальных пород — 1000 м. Эти поперечные дизъюнктивы, как и диагональные, нередко сопровождаются зонами трещиноватости.

При геологическом картировании поперечные разрывы пропускались, что приводило к неувязкам при составлении карт. Однако, сопоставляя данные геологических съемок и разведки отдельных месторождений с геофизическими материалами, можно довольно успешно устанавливать нарушения этого типа. По совокупности этих данных нами выявлены многочисленные поперечные разрывы. В частности, в районе Елтайского рудного поля выявлено несколько сближенных поперечных разрывов, по которым ось Ушсорско-Валерьяновской антиклинали ступенчато смещена в плане на 2000 м (рис. 3).

По мнению некоторых исследователей, поперечные сбросы в районе не являются послерудными. Однако это неверно. Имеющиеся материалы свидетельствуют о предрудном их заложении. Так, Степное месторождение, Западный участок Копоткинское месторождения, Воронинское и Увальненское рудопоявления локализованы в зонах дробления, сопровождающих нарушения этого типа; месторождение Козыревка III приурочено к пересечению зоны субмеридиональных трещин оперения с зоной дробления поперечного сброса. В некоторых случаях плоскости поперечных сбросов явились своеобразными экранами при оруденении, когда рудораспределяющие зоны трещиноватости приводились в контакт по этим плоскостям с монолитными породами (месторождения Куржункульское и Козыревка II). Подобные факты отмечаются и в других рудных районах, в частности Адаевско-Бенкалинском (Центральное Адаевское месторождение) и Сорско-Шагыркульском (Шагыркульское месторождение).

План разрывных нарушений, их контролирующая роль при внедрении интрузивов и оруденении наглядно отражены на тектонической схеме района (рис. 3). Разрывы трех направлений образуют своеобразную тектоническую решетку, к узлам которой в большинстве случаев приурочены интрузивы, магнетитовые месторождения и магнитные аномалии. Они обусловили блоковое строение палеозойской рудовмещающей толщи.

Валерьяновский троговый прогиб в целом и Елтайско-Куржункульский рудный район в частности следует рассматривать как мобильную зону, в которой, начиная с нижнекаменноугольного времени, происходили многократные блоковые перемещения. Разрывные нарушения, заложенные в герцинскую эпоху тектогенеза и ранее, оставались подвижными до начала четвертичного времени. Исследованиями Д. Д. Топоркова (1964) установлено, что блоковая структура палеозойского фундамента и ее мобильность обусловили образование грабен-синклиналей, горст-антиклиналей, сундучных складок и флексур в мезозой-кайнозойских отложениях.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ РАЙОНА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Глубинные магматические породы Елтайско-Куржункульского рудного района являются составной частью Сарбай-Соколовского интрузивного комплекса. Они представлены довольно многочисленными массивами габбро, габбро-диоритов и диоритов, дайками и силлообразными телами плагиогранит-порфириров и диоритовых порфириров. Все эти породы рассматриваются как продукты кристаллизации базальтовой магмы (Дымкин, 1962, 1966, 1970), и их петрографическое разнообразие связано прежде всего с дифференциацией расплава на глубине, в промежуточных очагах и частично, может быть, на месте кристаллизации. Известное влияние на вещественный состав глубинных пород оказали процессы ассимиляции и контаминации.

По глубине формирования отчетливо выделяются две интрузивные фации: 1) гипабиссальная и 2) приповерхностная — субвулканическая. Породы каждой фации по минеральному и химическому составу сходны между собой, но заметно различаются по структуре и условиям залегания.

Гипабиссальные интрузивы в описываемом районе — это заметно вытянутые в субмеридиональном направлении тела, приуроченные к глубинным разломам. Площади выходов их на палеозойскую поверхность сравнительно небольшие — от 5 до 40 кв. км. Массивы располагаются цепочками, образуя, как видно на геолого-структурной карте (рис. 2), два субмеридиональных пояса: западный и восточный. Судя по морфологии и размещению, эти интрузивы относятся к типу трещинных внедрений, напоминая собой хонолиты. Являясь в целом дискордантными по отношению к складчатым структурам, интрузивы образуют многочисленные послонные и секущие апофизы, которые прослеживаются на значительном расстоянии от массива. Они хорошо изучены в пределах

рудных зон, и мы вернемся к их описанию при характеристике месторождений.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал свидетельствует о том, что гипабиссальные массивы с их многочисленными артеритоподобными ответвлениями возникли в условиях активного внедрения магмы при значительной подвижности пород рамы. Формирование интрузивов проходило в завершающую стадию судетской фазы тектогенеза, когда наряду со складчатыми процессами активную роль играли дизъюнктивные нарушения. В целом все это способствовало не только проникновению магмы по глубинным разломам, но и внедрению ее между отдельными слоями вмещающих толщ.

Герцинский возраст интрузий Сарбай-Соколовского комплекса устанавливается достаточно определенно (Дымкин, 1966; Кобзарь и др., 1968). Они прорывают отложения визе—намюра, и в то же время галька этих пород встречается в конгломератах среднего-верхнего карбона.

Гипабиссальные интрузии многофазны. Многие весьма существенные моменты их образования были отмечены еще раньше (Дымкин, 1966). Однако, не располагая в то время достаточным фактическим материалом, мы, естественно, не имели возможности наметить конкретно для Елтайско-Куржункульского рудного района последовательность магматической деятельности. Позднее (1966 и 1967 гг.) нами было проведено специальное изучение интрузивных пород в Увальненском карьере и по ряду новых скважин, что позволило уточнить в общем-то правильное представление о многофазности формирования массивов и выделить в районе, по крайней мере, три интрузивные фазы. Наиболее ранними продуктами глубинного магматизма являются габбро тылаитового типа. Во вторую фазу внедрились роговообманковое габбро и габбро-диориты. Наконец, третья, заключительная, фаза характеризуется формированием более кислых пород — диоритов и кварцевых диоритов. Что же касается дайковых образований, то они, по видимому, частью кристаллизовались во вторую интрузивную фазу, но главная их масса возникла после диоритов и кварцевых диоритов, т. е. вслед за формированием пород третьей интрузивной фазы. В целом интрузивный магматизм носит гомодромный характер, что свойственно вообще всему Главному рудному поясу Тургай.

Субвулканическая интрузивная фация отличается от гипабиссальной рядом существенных особенностей. По форме это большей частью межпластовые интрузивные залежи (силлы), сопровождающиеся такого же состава дайками. Пространственная совмещенность этих пород и сближенность их во времени

формирования позволяют высказать предположение, что некоторые из даек являлись каналами, питающими силлы.

* Субвулканические интрузивы более или менее однородны по составу. Представлены они преимущественно диоритовыми порфиритами и совсем редко плагиогранит-порфирами (Пиунов и др., 1970). Залегают эти породы в основном согласно с вмещающими толщами, но в некоторых местах занимают секущее положение и содержат ксенолиты известняков и вулканитов (Куржункуль, Козыревка II). Мощность диоритовых порфиритов сравнительно небольшая, не превышает нескольких сот метров, а протяженность, между тем, достигает десятка километров.

По структурно-текстурным признакам эти породы очень трудно отличить от обычных эффузивов. Они также интенсивно пропилитизированы, характеризуются мелкозернистым строением основной массы, в них те же, что и в вулканитах, фенокристаллы. Однако диорит-порфириты часто обладают криптовой или гломеропорфировой структурой, что, вообще говоря, является редкостью в эффузивах.

О времени формирования субвулканической интрузивной фации известно немного. В Увальненском карьере в габбро-диоритах мы наблюдали небольшие ксенолиты сильно измененных диоритовых порфиритов. Такие же ксенолиты отмечаются по некоторым скважинам в месторождении Елтай I. Создается впечатление, что субвулканические диоритовые порфириты сформировались несколько раньше гипабиссальных массивов. Однако распространять это предположение на другие рудные районы Тургая оснований нет, так как там соотношения этих пород иные. Например, в Шагыркульском рудном поле П. Н. Кобзарем и др. (1968), а также А. Е. Бекмухаметовым (1970) установлено, что плитообразные тела диоритовых порфиритов рассекают гипабиссальные диориты и содержат многочисленные ксенолиты последних.

Необходимо подчеркнуть, что с субвулканическими телами диоритовых порфиритов в Елтайско-Куржункульском рудном районе пространственно связан ряд магнетитовых месторождений и рудопроявлений, поэтому выяснение особенностей их формирования имеет большой практический интерес.

Диабазы и диабазовые порфириты развиты повсеместно в виде даек и реже небольших силлов. Они не обнаруживают определенной связи с интрузивами Сарбай-Соколовского комплекса, хотя в рудных полях постоянно с ними ассоциируют. Пространственная их совмещенность может быть объяснена только тем, что и те, и другие приурочены к участкам глубинных разломов.

Диабазы и диабазовые порфириты при некотором различии их структурного рисунка в общем-то довольно однообразны. Они не

образуют постепенных переходов, скажем, к щелочным габброидам или к более кислым дайкам нормального ряда. Близкий минеральный и химический состав основных даек всего рудного пояса Тургая свидетельствует о том, что магма, из которой образовались эти породы, не претерпевала существенной дифференциации ни на глубине, ни в промежуточных очагах и поднималась из первичных очаговых зон достаточно быстро.

По генетическим и петрохимическим свойствам дайки диабазов отличаются от интрузивов Сарбай-Соколовского комплекса, и поэтому они должны рассматриваться как самостоятельные образования, объединенные в дайковый комплекс основного ряда.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Вопросы петрологии вулканоплутонических ассоциаций Главного рудного пояса Тургая подробно изложены в работах Е. А. Мазиной и О. К. Ксенофонтова (1961), А. М. Дымкина (1962, 1966), П. Н. Кобзаря и др. (1968), А. Е. Бекмухаметова (1970), поэтому остановимся только на тех новых данных, которые были получены в самые последние годы, либо оставались менее изученными и еще не освещены в печати.

Габбро тылаитового типа. Под таким названием описывается порода, для которой характерно резкое преобладание пироксена над основным плагиоклазом. Впервые это габбро было обнаружено нами в Увальненском карьере и в керне ряда глубоких скважин Елтайского рудного поля.

Внешне это темная, почти черная массивного сложения порода, на фоне крупнозернистого строения которой видны едва различимые пятнышки серого плагиоклаза.

При микроскопическом изучении сразу же обращает на себя внимание весьма своеобразная структура габбро, напоминающая диабазовую, но только с той разницей, что здесь идиоморфны крупные и несколько необычно удлиненные кристаллы пироксена, между которыми как бы зажаты более мелкие призмочки плагиоклаза. Столь необычное строение габбро и преобладание в его составе клинопироксена объясняется скорее всего ранней кристаллизацией последнего как избыточного компонента по отношению к эвтектике плагиоклаз—пироксен.

Доминирующая роль пироксена в породе в какой-то мере сближает габброиды с пироксенитами, хотя присутствие здесь плагиоклаза и указывает на исходную базальтовую магму.

Пироксен в шлифах бесцветен, некоторые его индивиды несут характерную (диалоговую) отдельность и, кроме того, изредка обнаруживают ильменитовую решетку, представляющую собой, по-видимому, продукт распада твердых растворов. Пироксен ($N_g = 1,706$, $N_p = 1,638$, $cN_g = 43^\circ$, $2V = 48 - 53^\circ$) соответствует авгиту, в котором преобладает магнезиально-известковистая молекула ($Ep_{46}Wo_{41}Es_{13}$). Сохраняется в породе пироксен далеко не всегда, обычно он замещен актинолитом или же обыкновенной роговой обманкой и наблюдается в этом случае только в виде небольших реликтов.

Еще более изменен плагиоклаз. Располагаясь в интерстициях пироксена, он почти повсеместно соссюритизирован и серицитизирован, и только отдельные, как правило более крупные, его индивиды сохранились от замещения, в них видна нечетко выраженная зональность и определяется состав $Ab_{20-32}An_{80-68}$.

Местами, где пироксен полностью замещен роговой обманкой, структура пойкилитовая: плагиоклаз частично оказывается включенным в амфибол. Эта структура не отражает последовательности кристаллизации первично магматических минералов. Пойкилитовые включения здесь появляются в постмагматическое время в результате разрастания вторичного амфибола. Постоянные акцессории в габбро—ильменит, титаномагнетит, апатит, сфен и рутил.

Возрастные соотношения габбро с другими более поздними фазами интрузии как будто бы устанавливаются достаточно ясно. В карьере и в скважинах (Дымкин, 1966) эти породы образуют ксенолитоподобные обособления в габбро-диоритах и диоритах. Границы таких обособлений довольно четкие, хотя существенных контактовых изменений в той или другой породе не наблюдалось. Только диориты на контакте с габбро становятся более мелкозернистыми, и, кроме того, в них ясно выступает порфириновидное строение.

Габбро и габбро-диориты. Существенная особенность этих пород — крайнее непостоянство количественных соотношений плагиоклаза и роговой обманки. На сравнительно небольшом интервале по керну скважин удается проследить быстрые переходы существенно габбровых пород, состоящих из 55—60% амфибола и 45—50% плагиоклаза, в диориты, в которых количество плагиоклаза достигает 70—75%, а роговой обманки — всего лишь 20—25%.

Участки, в которых темноцветный минерал преобладает, отличаются резко выраженной порфириновидной структурой. Крупные выделения роговой обманки содержат многочисленные пойкилитовые включения идиоморфного плагиоклаза. Роговая обманка постериорна, она образовалась по клинопироксену; реликты

которого нередко сохраняются внутри амфибола. Оптические константы последнего ($N_g = 1,675 - 1,670$, $N_p = 1,651 - 1,646$, $2V = -76^\circ$) указывают на принадлежность его к обыкновенной роговой обманке.

Плагноклаз, ассоциирующий с амфиболом, как в габбро, так и в габбро-диоритах представлен андезин-лабрадором (№ 46—54). По сравнению с габбро тылаитового типа плагноклаз здесь резко зонален, причем количество зон достигает 38.

Описываемые породы редко сохраняются свежими, большей частью они изменены. Роговая обманка бывает замещена уралитом или тонкочешуйчатым хлоритом, а плагноклаз — серицитизирован.

Постоянной примесью этих пород является титаномагнетит. В виде вкрапленности он рассеян в породе более или менее равномерно, но в измененных зонах образует скопления вокруг хлорита и актинолита, а иногда обособляется в тонких жилках.

Из наиболее существенных особенностей габбро и габбро-диоритов следует отметить постоянное замещение пироксена обыкновенной роговой обманкой. Неустойчивость пироксена и появление на его месте амфибола, по-видимому, связаны с увеличением роли летучих, и в первую очередь воды, в заключительную стадию кристаллизации расплава.

Диориты и кварцевые диориты встречаются обычно совместно, но границы между ними устанавливаются далеко не всегда. Постепенные переходы между этими породами обусловлены появлением кварца и увеличением содержания его в отдельных участках массива.

Обычно в диоритах преобладает плагноклаз (80—85%). По морфологическим особенностям выделяются две разновидности плагноклаза: 1) зональные короткопризматические кристаллы, по составу отвечающие лабрадору в ядре и андезину в периферийных зонах, и 2) незональные призматического габитуса индивиды, содержащие не более 45% анортитового компонента. Более крупные зональные кристаллы распределены среди второй разновидности либо в виде небольших скоплений, либо даже поодиночке, обуславливая тем самым порфириновое строение породы. Каждая из разновидностей представляет собой определенную генерацию плагноклаза. Зональные кристаллы, более основные по составу, относятся к ранней генерации, и их образование произошло в интрателлурических условиях. Плагноклаз второй генерации кристаллизовался частью, может быть, в процессе интрузии, но большей частью на месте окончательного затвердевания магмы, когда состав ее был уже более кислым.

В ассоциации с плагиоклазом находится роговая обманка, содержание которой в диоритах не превышает 15—20%. По оптическим свойствам она близка к роговой обманке из габбро-диоритов ($N_g = 1,678 - 1,675$, $N_p = 1,656 - 1,651$, $2V = 72 - 78^\circ$, $c N_g = 20 - 23^\circ$). Несколько более высокие ее показатели преломления, вероятно, указывают на повышенную железистость.

Структурные соотношения плагиоклаза и роговой обманки довольно сложные. По отношению зональных кристаллов плагиоклаза она явно ксеноморфна, но вторая генерация полевого шпата в одних случаях более идиоморфна, чем амфибол, а в других — оба минерала обладают одинаковой степенью идиоморфизма. Все это дает некоторое основание полагать, что амфибол выделялся в диоритах вместе с плагиоклазом второй генерации, но закончил кристаллизацию позднее.

Почти во всех разновидностях диоритов присутствует кварц в виде ксеноморфных зерен, выполняющих интерстиции между плагиоклазами и амфиболом. Кварц — один из последних продуктов кристаллизации расплава. В породе его обычно немного — не более 5—8%. Однако вместе с первично магматическим кварцем широко представлен в диоритах кварц вторичный, развивающийся по плагиоклазу и амфиболу. Распределен он в породе неравномерно, отдельными участками, и больше всего его там, где порода раздроблена. Нередко кварц слагает мелкие жилки, переходящие в гнезда и неправильной формы обособления.

Окварцевание диоритов — характерный автометасоматический процесс, не затрагивающий вмещающие породы даже в приконтактной зоне. Вместе с кварцем местами появляются скопления тонколистчатого биотита, а плагиоклаз замещается альбитом. Развитие этой ассоциации, конечно, ведет к изменению химического состава диоритов — в них повышается кислотность и щелочность. Однако называть этот автометасоматический процесс «гранитизацией», как предлагают П. Н. Кобзарь и др. (1968), в сущности, нельзя.

Частичное окварцевание диоритов приводит к перекристаллизации плагиоклаза и амфибола, возникают аллотриоморфно-бластовые структуры, при этом плагиоклаз полностью утрачивает зональность. При дальнейшем окварцевании первичные минералы вытесняются полностью. В этом случае образуются почти мономинеральные породы типа вторичных кварцитов. Они отмечаются и в других рудных полях Тургая (Бекмухаметов, 1970), так что процесс окварцевания интрузивов является одним из характерных признаков Сарбай-Соколовского комплекса.

Щелочно-кремниевый метасоматоз вызывает разложение темноцветных минералов и приводит к выносу из интрузивных

пород ряда химических элементов, в том числе железа. При значительных объемах осветления диоритов и габбро-диоритов количество извлеченного из них железа достаточно для образования магнетитовых месторождений (Дымкин, 1967; Бекмухаметов, 1965).

Диоритовые порфиры и плагиогранит-порфиры представляют субвулканогенную фацию Сарбай-Соколовского интрузивного комплекса. По минеральному составу и структурным признакам они близки к обычным эффузивам. Особенно трудно различить эти породы в условиях интенсивной их пропилитизации, когда основная масса и порфиновые выделения претерпевают перекристаллизацию. И тем не менее имеется ряд существенных признаков, которые позволяют различать диоритовые порфиры и эффузивы. Для субвулканических образований характерна криптовая структура. Порфиновые выделения плагиоклаза в них так многочисленны, что, соприкасаясь между собой, образуют своего рода каркас. Интерстиции между плагиоклазами заполнены мелкозернистой и всегда полнокристаллической массой в основном полевошпатового состава с незначительной примесью амфибола и реже пироксена. В качестве вторичных продуктов постоянно отмечаются эпидот, актинолит, серицит, хлорит и кальцит. Фенокристы плагиоклаза, составляющие до 80% объема породы, как и в основной массе, обычно альбитизированы.

Не менее характерна для субвулканических пород и гломеропорфировая структура. Крупные призматического облика кристаллы плагиоклаза образуют в данном случае сростки, которые напоминают по своему строению обычные гипабиссальные диориты. Эффузивам Тургая эти структуры не свойственны.

Касаясь других особенностей диоритовых порфиритов, следует отметить, что наряду с обычным массивным сложением эти породы местами обнаруживают весьма своеобразную брекчиевидную текстуру, которая ничего общего не имеет с брекчиями тектонического происхождения. Наиболее четко эта текстура выражена в диоритовых порфиритах Куржункульского рудного поля. Крупные различной формы и размеров обломки диоритовых порфиритов сцементированы здесь точно такой же по составу и структуре массой. Участки с обломочной текстурой не прослеживаются на разрезах, они концентрируются, как установлено, больше всего на флангах интрузива и в его апикальной части, слагая неправильной формы обособления.

Образование брекчиевидных диорит-порфиритов связано, нам думается, с особыми условиями их формирования. Кристаллизуясь на небольших глубинах, диоритовая магма в какой-то момент остывания теряет летучие компоненты. Отделение их про-

исходит довольно быстро и сопровождается своеобразным взрывом. Затвердевшие участки при этом взламываются, а затем цементируются той же не успевшей еще застыть магмой. Подобного рода брекчии взрыва характерны для кислых субвулканических интрузивов Алтае-Саян, а в последнее время они обнаружены и в Забайкалье.

Диоритовые порфириды, как и гипабиссальные тела, подверглись интенсивному, но неравномерно проявившемуся окварцеванию. Заметим, что этот процесс для эффузивов также не характерен. Окварцевание диоритовых порфиритов сопровождается изменением структуры основной массы: она приобретает черты роговиков. Плагноклаз в таких участках встречается единичными зернами, а вкрапленники его оказываются разведенными и приобретают овальную или более сложную форму. Если окварцевание продолжается, плагноклаз исчезает совсем, а мономинеральные агрегаты кварца претерпевают собирательную перекристаллизацию.

В пределах рудных полей интрузивные породы, равно как и все другие вмещающие оруденение вулканогенно-осадочные образования, в той или иной мере окварцованы, скаполитизированы и замещены магнетитовыми рудами. Эти процессы подробно рассмотрены в главе V.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ ПОРОД

Петрохимические особенности интрузивных пород Елтайско-Куржункульского рудного района указывают на специфичность магматического расплава и постагматических растворов. В какой-то мере они отражают и условия кристаллизации plutonic пород.

1. Натровая специализация комплекса. Химические анализы интрузивных пород (табл. 1) и составленная на их основе вариационная диаграмма (рис. 4) наглядно отражают повышенное содержание во всех разновидностях пород натрия и резкое преобладание его над калием. Особенно возрастает роль щелочей (в том числе калия) при интенсивном окварцевании пород, когда вместе с кварцем проявляются биотит и альбит. Повышенная щелочность глубинных пород района обусловлена в основном постагматическими процессами — альбитизацией среднего и основного плагноклазов, а в некоторых случаях — развитием биотита при разложении темноцветных минералов. Иначе говоря, натровая специализация пород Сарбай-Соколовского комплекса определилась

Химический состав и числовые

№ п/п	Месторождение	Скв/глуб. (м)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Габбро-											
1	I Елтайское	7/59,0	47,31	1,03	16,42	6,17	5,67	0,20	5,37	10,51	3,43
2	„	3/22,0	44,83	1,00	17,65	8,88	5,92	Необ	4,44	9,80	3,10
3	„	3/32,0	45,09	1,00	17,00	8,60	6,18	0,07	6,06	9,53	3,00
4	IV Елтайское	11/19,0	47,97	1,10	16,05	9,45	6,65	0,17	4,40	7,49	2,60
5	„	11,28,0	47,79	0,90	16,34	5,31	7,98	0,05	3,84	10,36	3,75
6	I Елтайское	1/83,0	49,26	0,90	17,57	4,13	3,93	0,06	6,28	12,73	3,20
7	Увальненский карьер		46,03	0,97	17,19	7,78	5,35	0,19	6,08	11,24	3,37
Диорит-											
Пироксеновые дио											
8	Куржункуль	159/74,0	48,85	0,65	18,44	1,03	6,56	0,21	3,89	13,86	1,40
9	„	5/314,0	46,34	0,95	15,19	3,59	4,83	0,16	7,87	11,06	2,20
Роговообманково-пироксе											
10	Копоткинское	7/247,0	54,90	0,40	16,87	2,22	2,69	0,06	4,45	6,47	4,60
11	„	7/316,0	52,15	0,60	18,49	5,56	2,76	0,07	4,13	6,19	4,08
Кварцевые дио											
12	Куржункуль	159/53,0	57,15	0,55	17,87	1,26	2,89	0,07	2,52	8,96	4,50
13	„		59,80	0,47	17,13	2,19	2,32	0,02	1,42	2,84	8,05
Диабазовый											
14	„		49,27	0,67	17,51	4,08	5,76	0,22	5,79	10,13	3,34
Диориты и диори											
15	Елтай	590/42,5	53,54	0,77	18,09	15,13	2,91	0,10	3,70	9,20	4,30
16	Куржункуль	91/178,0	57,24	0,60	17,48	4,24	2,14	0,05	3,05	6,64	5,60
17	Елтай	596/49,5	52,96	0,69	18,49	4,63	3,29	0,04	3,60	8,19	4,90

Примечание. Анализы произведены в химлаборатории КазИМС, кроме: 6 и 14 —

не первичным составом магмы, которая, как свидетельствуют минеральные парагенезисы, обладала нормальной щелочностью, а связана с деятельностью раннепостмагматических растворов, проявившихся в весьма больших масштабах. Эти процессы характерны и для ряда железорудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Натровый метасоматоз интрузивных пород и железооруденение имеют определенную генетическую связь.

характеристики интрузивных пород

K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.П.П.	Сумма	a	c	b	s	f'	m'	c'	n
диориты													
0,38	—	—	—	2,76	99,25	8,5	6,5	27,7	57,3	41,1	34,4	24,5	93,3
0,05	0,20	0,82	0,39	2,92	100,00	7,6	9,0	27,3	56,6	54,5	30,9	14,6	81,9
Не обн.	0,18	1,24	0,29	2,34	100,58	6,9	8,6	28,8	55,5	49,2	38,2	12,6	100,0
0,50	0,15	1,04	0,28	2,26	100,11	6,9	8,2	25,5	59,4	62,1	31,4	6,5	89,0
0,10	0,29	1,46	0,38	2,00	100,55	8,8	7,1	25,8	58,1	49,3	26,4	24,3	98,0
0,24	—	—	Не обн.	1,07	99,36	7,5	8,3	25,8	58,6	28,8	42,1	29,1	96,3
0,41	—	—	—	1,27	99,88	8,2	7,7	28,5	54,7	42,3	36,4	21,3	93,1
порфириты													
рит-порфириты													
0,25	0,29	0,37	0,08	3,38	99,26	3,9	11,6	22,7	61,8	36,0	33,0	31,0	88,4
0,10	0,15	0,10	1,34	6,63	100,51	5,2	8,2	29,3	57,3	29,3	49,0	22,0	97,0
новые диорит-порфириты													
1,50	—	—	0,86	4,03	99,05	13,0	5,4	15,7	65,2	30,5	51,2	18,3	82,2
0,25	—	—	1,01	3,38	98,57	10,3	8,2	16,8	65,1	51,5	48,1	0,4	95,6
рит-порфириты													
0,75	0,27	0,07	0,18	3,36	100,40	11,7	6,2	13,1	65,4	31,4	33,6	35,0	88,0
0,22	—	—	Не обн.	4,39	98,85	18,6	2,5	7,1	70,8	55,0	31,5	13,5	98,0
порфирит													
0,58	—	—	0,08	2,71	100,14	8,3	8,0	24,7	58,9	38,9	41,3	19,8	89,8
товые порфириты													
0,28	—	—	0,17	1,16	99,34	10,2	7,5	18,1	64,2	41,1	36,0	29,9	95,8
0,76	—	—	0,13	2,07	100,42	13,9	5,2	13,2	67,7	44,0	41,0	15,0	90,9
0,25	—	—	0,22	1,90	99,05	11,9	7,1	17,1	64,5	40,2	38,7	21,1	96,3

по А. М. Дымкину (1963), 13 — Е. А. Мазиню (1960) и 15, 16, 17 — по Ивлеву и др. (1965).

2. Все анализированные глубинные породы относятся к нормальному ряду, и случаев пересыщения их глиноземом или щелочами не установлено. Между тем некоторые интрузивы, расположенные севернее, например в Соколовско-Сарбайском рудном районе, иногда пересыщены глиноземом, что мы объясняем процессами ассимиляции магмой вмещающих пород (Дымкин, 1966).

3. Соотношения калийных и феррических составных частей в интрузивных породах, выраженные коэффициентами c и b , рав-

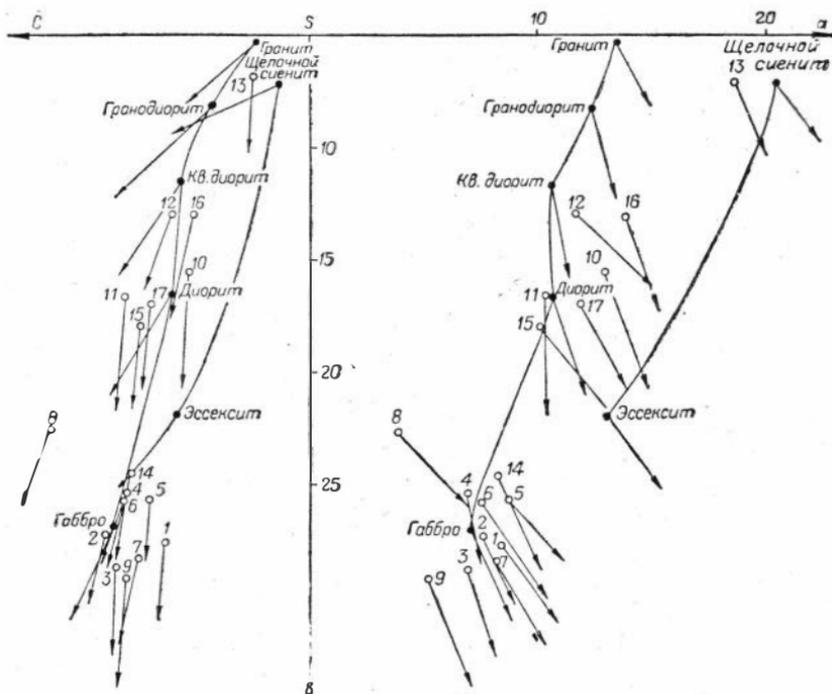


Рис. 4. Вариационная диаграмма химического состава интрузивных пород.

личны. В гипабиссальных габбро и габбро-диоритах эти величины колеблются незначительно, в субвулканических диоритовых порфиритах они изменяются в достаточно больших интервалах (s от 11,6 до 2,5, v от 29,3 до 7,1), что связано с интенсивной, но неравномерно проявившейся пропилитизацией последних.

4. Гипабиссальные и субвулканические интрузивы, как видно на вариационной диаграмме (рис. 4), образуют обособленные поля. В частности, габбро, габбро-диориты и диориты располагаются в нижней части диаграммы, в них сравнительно меньше щелочей, кремнекислоты, и в то же время они богаче фермическими компонентами. Субвулканические диоритовые порфириты, наоборот, больше содержат щелочей (натрия), кремнекислоты и меньше магниально-железистых составляющих.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ РАЙОНА

Все магнетитовые месторождения, рудопроявления и магнитные аномалии района расположены в осевой части Валерьяновского трогового прогиба (рис. 3). Они составляют в целом рудную полосу длиной около 60 км, шириной 10—15 км. С запада полоса ограничена Елтайским, а с востока — Низинным субмеридиональными разломами.

Месторождения и рудопроявления, а также магнитные аномалии района локализованы в осадочно-вулканогенных толщах валерьяновской свиты и приурочены в основном к Ушсорско-Валерьяновской антиклинали. Лишь немногие из них размещены в западном крыле Соколовско-Сарбайской антиклинали. Все месторождения тяготеют к четырем субмеридиональным разломам: Елтайскому, Козыревскому, Куржункульскому и Низинному (рис. 2 и 3). Первые два сближенных разлома контролируют размещение более чем двадцати месторождений, рудопроявлений и магнитных аномалий, которые в совокупности образуют рудную зону длиной 50 км и шириной 5—6 км. Эта зона нами названа Елтайско-Карасорской. Куржункульский разлом контролирует двенадцать месторождений, рудопроявлений и аномалий, образующих вторую рудную зону — Куржункульско-Джамбаскульскую, параллельную первой. Последняя имеет длину 30 км и ширину 4 км. И только одно рудопроявление приурочено к Низинному разлому.

В выделенных рудных зонах месторождения и магнитные аномалии распределяются неравномерно. Они образуют группы, положение которых обусловлено пересечениями субмеридиональных (продольных) разломов с субширотными (диагональными) и поперечными разрывами. Так, в Елтайско-Карасорской зоне выделяются пять групп (рудных полей): Елтайская, Увальнен-

ская, Козыревская, Лисаковская и Карасорская; в Куржункульско-Джамбаскульской — три: Куржункульская, Копоткинская и Джамбаскульская.

Месторождения каждого рудного поля локализируются в разных стратиграфических горизонтах валерьяновской свиты, и их положение определяется каждый раз совокупностью определенных структур. Для одних групп месторождений устанавливается тесная пространственная связь с интрузивами, другие же не имеют видимой связи с таковыми. Последнее обстоятельство оказало влияние на состав околорудных метасоматитов, что также резко отличает месторождения одних групп от других. Наконец, месторождения и рудопроявления различных групп отличаются и характером рудолокализации. Одни из них размещены в межпластовых срывах и межслоевых зонах трещиноватости, другие — в «сквозных», проходящих через разные слои трещинах, оперяющих глубинные разломы; для третьих рудовмещающими структурами явились места пересечений дизъюнктивов различных направлений; местом локализации четвертых послужили зоны дробления поперечных разрывов.

Коротко остановимся на характеристике позиций каждого рудного поля. Месторождения Елтайского рудного поля (Елтай III, I и IV) локализируются в переслаивающихся туфах, туффитах и андезитовых порфиритах верхней части средне-верхневизейских подъярусов валерьяновской свиты (рис. 2). Эта толща слагает замковую часть Ушсорско-Валерьяновской антиклинали. Елтайские месторождения приурочены к контактам двух: сближенных интрузивов габбро-диоритов. Кроме того, их положение в рассматриваемой структуре определилось, с одной стороны, Елтайским и Козыревским субмеридиональными разломами, игравшими роль рудоподводящих каналов, и, с другой стороны, поперечными дизъюнктивами, секущими под прямым углом продольные глубинные разломы. Рудораспределяющими структурами для этих месторождений служили межпластовые срывы и межслоевые зоны трещиноватости, сопряженные с рудоподводящими разломами.

Месторождения Увальненского и Козыревского рудных полей расположены в западном крыле Ушсорско-Валерьяновской антиклинали в породах нижнего горизонта вize — намяра. Причем месторождение Елтай II и рудопроявление Елтайское VII (Увальненское рудное поле) контролируются Елтайским разломом, а месторождения Козыревка I, II и III (Козыревское рудное поле) приурочены к Козыревскому разлому. Все эти месторождения не имеют видимой связи с интрузивами. Большинство из них пространственно сопряжены с дайками диоритовых пор-

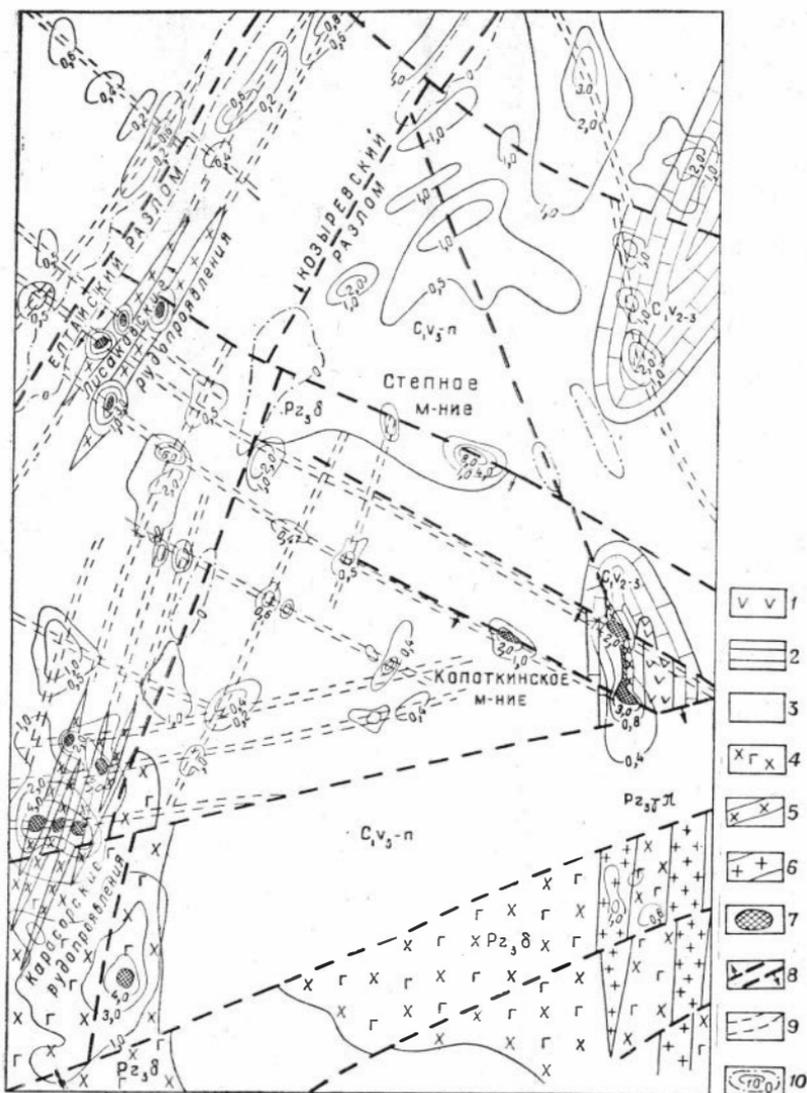


Рис. 5. Разрывные нарушения южной части Елтайско-Куржункульско-го рудного района.

1 — туфы андезитовых порфиров; 2 — известняки; 3 — туфы и туфобрекчи андезитовых и базальтовых порфиров с прослоями туффитов, известняков и порфиров; 4 — габбро-диориты; 5 — диорит-порфиры; 6 — гранит-порфиры; 7 — магнетитовые месторождения и рудопоявления; 8 — тектонические разломы; 9 — зоны трещиноватости; 10 — изодинамы в тысячах гамм.

фиритов, внедренных как по межпластовым срывам, так и по секущим трещинам оперения.

К западному крылу Ушсорско-Валерьяновской антиклинали приурочены также рудопроявления Лисаковской и Карасорской групп. Лисаковские рудопроявления представляются как вкрапленность и штокверки магнетита в дайках диоритовых порфириров, рвущих визе-намюрские туфы. Положение их контролируется пересечениями трещин, оперяющих Елтайский разлом, с поперечными разрывами (рис. 5). Такую же геологическую позицию занимают Карасорские рудопроявления, однако они приурочены к местам пересечений трещин, оперяющих Козыревский разлом.

Куржункульское рудное поле, представленное одноименным месторождением и двумя магнитными аномалиями, располагается в западном крыле Соколовско-Сарбайской антиклинали. Рудоконтролирующими структурами для него явились Куржункульский разлом и сопряженные с ним межпластовые срывы, заложенные между известняками средне-верхнего визе и туфами верхнего визе—намюра.

Копоткинская группа месторождений и магнитных аномалий приурочена к сложному узлу пликативных и дизъюнктивных структур. Здесь Ушсорско-Валерьяновская антиклиналь сочленяется с Соколовско-Сарбайской антиклиналью. Куржункульский продольный разлом пересекается серией диагональных и поперечных разрывов. По Куржункульскому разлому внедрены интрузив габбро-диоритов и дайкообразные тела гранит-порфириров.

Копоткинское месторождение локализовано в известняках средне-верхнего визе на значительном удалении от интрузива. Магнитные аномалии приурочены в основном к пирокластическим отложениям средне-верхнего визе на контакте с интрузивом габбро-диоритов. Аналогичную позицию занимают магнитные аномалии Джамбаскульской группы (рис. 2).

Приведенная краткая характеристика геолого-структурной позиции рудных полей и отдельных месторождений района показывает, что метасоматическое магнетитовое оруденение проявилось в разных породах валерьяновской свиты, охватывая интервал от верхней части пирокластического горизонта средне-верхнего визе до второго горизонта визе — намюра. Положение каждого рудного поля определено сочетанием пликативных и дизъюнктивных структур при главенствующей роли разрывных нарушений

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района выделяются два генетических типа: 1) метасоматический

и 2) вулканогенно-осадочный. Различаются эти месторождения не только по способу образования руд, но и по многим другим признакам, в частности по возрасту, соотношению с вмещающими породами, морфологии рудных тел и минеральным парагенезисам.

Месторождения метасоматического типа

Контактово-метасоматические месторождения распространены в районе наиболее широко. Они достаточно полно изучены и освещены в печати (Дымкин, 1961, 1962, 1966; Кобзарь и др., 1960, 1968; Щербак, 1965, 1966, 1969; Яковлев, 1962 и др.). Несмотря на общность ряда признаков, эти месторождения заметно различаются между собой по условиям локализации, форме рудных залежей и составу околорудных метасоматитов. Используя этот последний признак, Г. А. Соколов еще в 1957 г. выделил в Тургае скаполитовый, скарновый и гидросиликатный подтипы месторождений. Позднее (Соколов, Дымкин, 1967) эта классификация была значительно детализирована. В ней были учтены глубина формирования месторождений, морфология рудных тел в сочетании с пликтивными и дизъюнктивными структурами вмещающих толщ, а также характер оруденения.

Попытка разработать классификацию магнетитовых месторождений на структурной основе была предпринята П. Н. Кобзарем (1960). Он предложил выделить три структурных типа месторождений: 1) магнитогорский — рудные залежи в пологих брахискладках под экраном слабопроницаемых пород; 2) сарбайский — полого-или крутопадающие рудные тела по дизъюнктивным структурам, согласным с напластованием пород; 3) осокино-александровский — рудные залежи в зонах раздробления и расланцевания массивных силикатных пород. Здесь нет нужды разбирать достоинства и недостатки этой классификации, укажем только, что она слишком обща и построена без учета других (кроме структурного) не менее важных факторов.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе, несмотря на его относительно небольшие размеры и значительную сгущенность метасоматических месторождений, представляется возможным выделить различные их генетические подтипы:

А. Месторождения фации умеренных глубин.

1. Скарновый подтип.

а. Согласные пластообразные и линзообразные залежи в крыльях складок (месторождения Елтай III, I, IV).

Б. Месторождения приповерхностной фации.

1. Гидросиликатный подтип.

- а. Согласные пласто- и линзообразные залежи в крыльях складок (месторождения Елтай II, Козыревка I, II).
 - б. Секущие плитообразные залежи в трещинах скола и поперечных сбросах (рудопроявления Елтай VII, Низинное, Степное месторождение).
 - в. Столбообразные залежи в зонах дробления (месторождения Копоткинское, Козыревка III).
 - г. Штокверки в зонах трещиноватости и дробления (Лисаковские, Карасорские рудопроявления).
- II. Смешанный скарново-гидросиликатный подтип.
- а. Столбообразные залежи в зонах дробления (Куржункульское месторождение).

Небезынтересно отметить, что в каждом рудном поле большинство месторождений относится к одному и тому же генетическому подтипу как по глубине формирования, так и по составу околорудных метасоматитов. Однако по структурно-морфологическим признакам они, как правило, значительно различаются. Так, месторождения Козыревского рудного поля относятся к гидросиликатному подтипу приповерхностной фации, а по структурно-морфологическим признакам одни из них (Козыревка I и II) классифицируются как согласные залежи в крыльях складок, а другие (Козыревка III) — как столбообразные залежи в зонах дробления.

Месторождения фации умеренных глубин

Для месторождений фации умеренных глубин (Дымкин, 1962) характерны следующие признаки: 1) приуроченность оруденения к контактовым зонам гипабиссальных интрузивов, 2) широкое развитие скарнов, 3) преимущественное развитие в рудных зонах нарушений сколового характера, 4) отсутствие в рудах колломорфного магнетита.

Существенно то, что в рассматриваемом рудном районе месторождения этой фации локализованы в более низких стратиграфических горизонтах по сравнению с месторождениями приповерхностной фации, что также указывает на их относительно более глубинное формирование.

К скарновому подтипу относится большинство месторождений и рудопроявлений Елтайского рудного поля. Они довольно разнообразны по структурно-морфологическим особенностям. Руд-

ные тела здесь залегают согласно, характеризуются пластовой и линзообразной формой, приурочены, как правило, к крыльям складок.

Месторождение Елтай III

Месторождение локализовано в вулканитах и известняках визе—намюра в восточном крыле и замковой части Ушсорско-Валерьяновской (Ломоносовской) антиклинали на контакте с интрузивом диоритов (рис. 6). Вулканогенно-осадочная толща сложена дацитовыми и андезитовыми порфиритами, туфами, тонкослоистыми туффитами и мраморизованными известняками. Интрузив внедрился в западное, восточное крыло и замковую часть антиклинали в виде крупных секущих и межпластовых апофиз. Вулканогенно-осадочная толща и диориты рассекаются дайками диабазовых порфиритов и плагиогранит-порфиоров. Рудовмещающая толща перекрыта рыхлыми отложениями мезокайнозой мощностью 20—40 м.

Покровы дацитовых порфиритов залегают в нижней, средней и верхней частях рудовмещающей толщи. Это светло- и темно-серые породы массивного сложения и порфировой структуры. Невооруженным глазом хорошо различаются в них вкрапленники плагиоклаза и кварца. Под микроскопом порода обнаруживает аллотриоморфнозернистую структуру основной массы и состоит из плагиоклаза (андезина), кварца и небольшого количества калиевого полевого шпата. Вторичные процессы, обычно связанные с появлением в основной массе эпидота, хлорита и актинолита, приводят к перекристаллизации полевых шпатов и возникновению типичных blastовых структур.

Порфиновые выделения плагиоклаза, составляющие не менее 25—30% объема породы, представлены здесь двумя разновидностями: более основным лабрадор-битовнитом четко зонального строения (в ядре № 84) и незональными индивидами, содержащими анортитовой молекулы не более 40—54%. По плагиоклазам развиваются серицит и серовато-бурая пелитовая масса. Ядерные части зональных плагиоклазов сосюритизированы. Темноцветный минерал во вкрапленниках не сохранился, он полностью замещен хлоритом. По редко встречающимся ромбовидным псевдоморфозам можно предположить, что это была роговая обманка. Кварц составляет около 10% общего количества порфиновых выделений. Для него характерна округлая или эллипсоидная в разрезе форма зерен размером 0,5—2,0 мм. Обычно кристаллы кварца

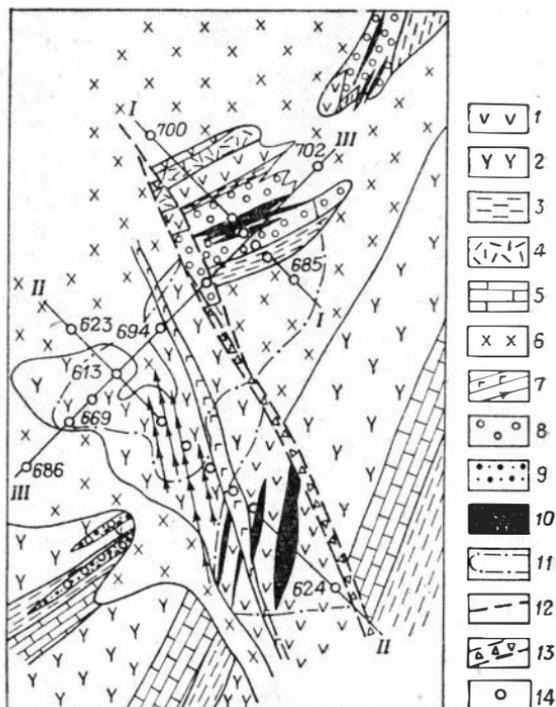


Рис. 6. Геологическая схема месторождения Елтай III (по поверхности палеозойских пород).

1 — андезитовые порфириты; 2 — дацитовые порфириты; 3 — туффиты; 4 — туфы; 5 — мраморизованные известняки; 6 — диориты; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — пироксен-гранатовые скарны; 9 — вкрапленность и гнезда магнетита; 10 — магнетитовые руды сплошные; 11 — контуры распространения магнетитового оруденения; 12 — линии тектонических разрывов; 13 — тектонические брекчии и милониты; 14 — устья скважин.

чистые, и лишь в редких случаях в них видны газово-жидкие включения. Мощность пластов дацитовых порфиритов по простиранию не выдержана.

Андезитовые порфириты на участке месторождения развиты ограниченно, они установлены в нижней и верхней частях толщи. В разрезе постепенно переходят в дацитовые порфириты при увеличении в них количества вкрапленников кварца. В неизменном виде эти породы встречаются редко. Под микроскопом хорошо видна порфировая структура с микролитовой основной массой.

Вкрапленники, занимающие 20—30% объема породы, представлены преимущественно зональным плагиоклазом (№ 40—45, в ядре № 62) призматической и таблитчатой формы с размером сечений 0,5—1,5 мм. Обычно фенокристы плагиоклаза альбитизированы, эпидотизированы и серицитизированы. Вкрапленники роговой обманки ($2V = 75^\circ$, $cNg = 23—25^\circ$) сохранились только местами, большей частью они разложены и замещены актинолитом или хлоритом. Кварц наблюдается в приконтактовой части с дацитовыми порфиритами в виде одиночных кристаллов.

Туфы среднего состава развиты в северной части месторождения под рудной залежью (рис. 7). Они, как и порфириты, значи-

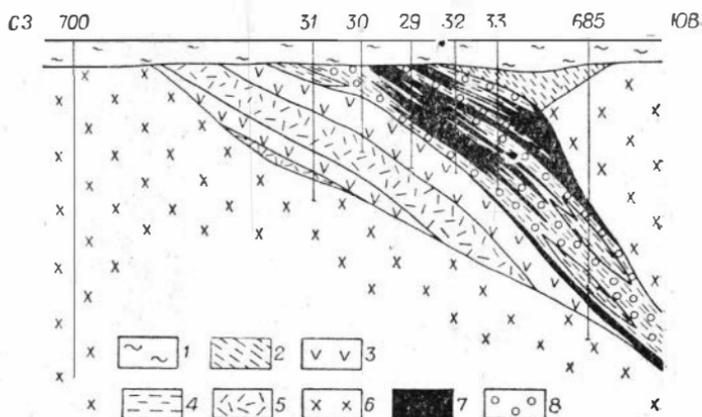


Рис. 7. Месторождение Елтай III. Геологический разрез по линии 1—1.

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — кора выветривания; 3 — андезитовые порфириты; 4 — туффиты; 5 — туфы; 6 — диориты; 7 — магнетитовые руды сплошные; 8 — пироксен-гранатовые скарны

тельно изменены, и обломочное их строение уверенно устанавливается лишь под микроскопом. В их составе преобладают мелкие (0,5—1,0 мм) остроугольные обломки измененных (альбитизированных, серицитизированных, эпидотизированных) плагиоклазов, реже порфиритов и кварца. Цементирующая масса разложена, представлена она альбитом, эпидотом, кальцитом и лейкоксеном.

Туффиты в виде мощного пласта распространены в северной части месторождения (рис. 6), а в центре участка они образуют маломощные прослои и линзы над известняками и внутри последних (рис. 6, 8, 9). Сложение их в основном тонкослоистое

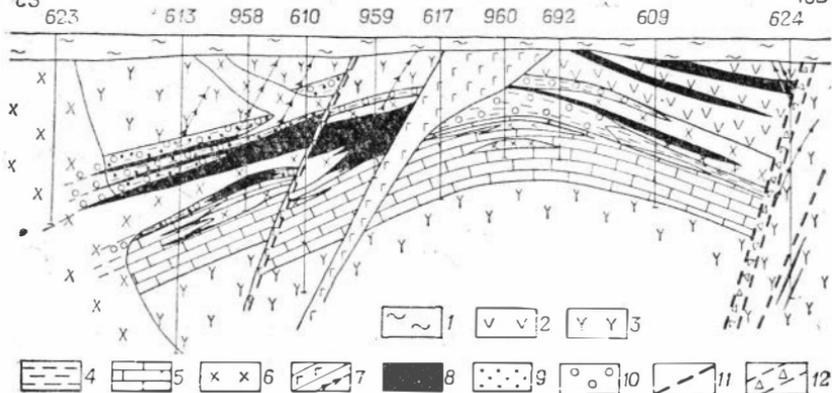


Рис. 8. Месторождение Елтай III. Геологический разрез по линии II—II e

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — андезитовые порфиры; 3 — дацитовые порфиры; 4 — туффиты; 5 — мраморизованные известняки; 6 — диориты; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — магнетитовые руды сплошные; 9 — вкрапленность и гнезда магнетита; 10 — пироксен-гранатовые скарны; 11 — линии тектонических разломов; 12 — тектонические брекчи и и милониты.

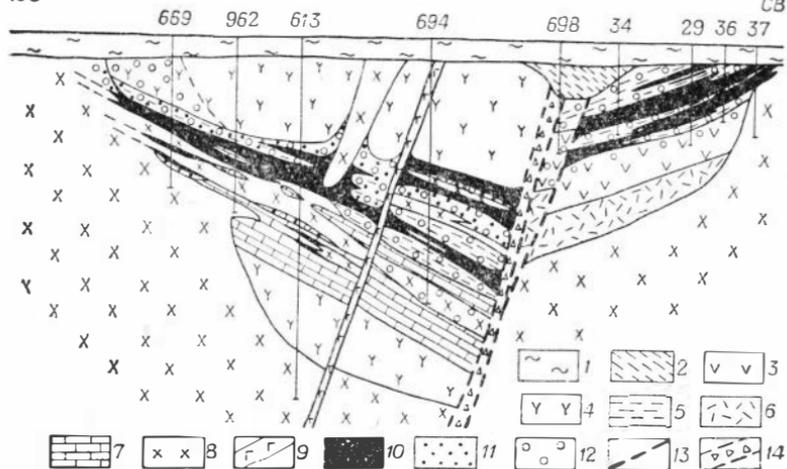


Рис. 9. Месторождение Елтай III. Геологический разрез по линии III—III.

1 — мезокайнозойские отложения; 2 — кора выветривания; 3 — андезитовые порфиры; 4 — дацитовые порфиры; 5 — туффиты; 6 — туфы; 7 — мраморизованные известняки; 8 — диориты; 9 — дайки диабазовых порфиритов; 10 — магнетитовые руды сплошные; 11 — вкрапленность и гнезда магнетита; 12 — пироксен-гранатовые скарны; 13 — линии тектонических разрывов; 14 — тектонические брекчи и милониты.



Рис. 10. Кремнисто-карбонатные туффиты с магнетитом. Увелич. 50*. Без анализатора. Елтай II, скв. 651, гл. 82 м.

(мощность изменяется от долей до нескольких миллиметров), но имеются и грубослоистые горизонты, сложенные средне- и крупнообломочным материалом. Под микроскопом обнаруживается, что обломки, занимающие до 30% объема, сложены измененными сколами плагиоклаза, порфиритов и, меньше, хлорнитизированными амфиболом и пироксеном. В состав цементирующей массы входит кремнисто-карбонатное вещество с реликтами радиолярий (рис. 10). Этим данные породы напоминают туффиты нижней части пирокластической толщи месторождения Елтай II.

Горизонт известняков заключен между дацитовыми порфирирами снизу и туффитами сверху (рис. 8). Максимальная его мощность 140 м (скв. 965). Среди известняков встречаются тонкие прослои туффитов, андезитовых порфиритов и апофизы диоритов. Известняки мраморизованы, обладают мелкозернистым строением, массивны. Кальцит составляет примерно 95% объема породы, около 5% приходится на долю кварца и полевых шпатов.

На участке месторождения описанные породы образуют антиклиналь, осложненную разрывными нарушениями. В северной части сохранилось лишь восточное крыло складки с межслоевыми

инъекциями диоритов, в центральной и южной частях — оба крыла антиклинали, причем по двум диагональным сбросам в середине участка блок антиклинали опущен с амплитудой около 500 м. В опущенной части складки крылья падают под углами $10\text{—}20^\circ$ к юго-востоку и северо-западу (рис. 8). В северной части месторождения породы падают моноклиinally к юго-востоку под углом $30\text{—}40^\circ$.

Помимо секущих нарушений, на месторождении фиксируются многочисленные межслоевые срывы, к которым приурочены апофизы диоритов, зоны скарнов и магнетитовое оруденение.

Интрузив диоритов расположен в северо-западной части месторождения. Контакты их с вмещающими породами весьма сложные. В северной части участка диориты (рис. 6) содержат останцы пород кровли, в которых размещены магнетитовые руды. На юго-западе от основного тела диоритов отходят апофизы, пересекающие почти вкрест простирания слоистые вулканогенно-осадочные толщи. В рудной зоне, как видно на рис. 8 и 9, имеется ряд пластовых апофиз, залегающих согласно с вмещающими оруденение породами. Диориты имеют порфириновидное строение. При микроскопическом изучении они обнаруживают гипидноморфно-зернистую структуру и состоят из плагиоклаза (70—75%), роговой обманки (15—20%) и незначительного количества кварца. Подавляющая масса плагиоклаза серицитизирована, иногда даже нацело, сохраняя лишь призматические очертания. Реже по плагиоклазу образуется эпидот. Отметим, что при разложении плагиоклаз бурее, в нем заметно снижается величина дву-преломления. Размеры индивидов плагиоклаза от 1 до 50 мм, что, собственно, и обуславливает порфириновидный облик породы.

В диоритах довольно резко выражена зональность крупных кристаллов плагиоклаза и полное отсутствие зон в мелких индивидах. Зоны, как обычно, различаются по составу: наиболее основными являются центральные (в ядре содержание анортитовой молекулы достигает 55—60%), а периферийные представлены все более кислыми разностями — до олигоклаз-андезина. В незональных кристаллах содержание анортитовой молекулы 20—40%. Такое соотношение плагиоклаза в диоритах свидетельствует о сложных и, видимо, неодинаковых условиях их образования.

Роговая обманка в неизменном виде не сохранилась. Она полностью замещена актинолитом, в ассоциации с которым постоянно наблюдается магнетит (титаномангнетит). Кроме того, роговая обманка замещена хлоритом и эпидотом, последние сопровождаются агрегатами вторичного кварца. Первично магмати-

ческий кварц встречается в виде единичных зерен в интерстициях плагиоклаза. Изредка он образует пегматитовые прорастания с калишпатом. Большой же частью кварц здесь вторичный.

Диориты вдоль зон трещиноватости и контактов интенсивно альбитизированы, а на контактах с карбонатными породами скарнированы и минерализованы магнетитом. Вмещающие породы — порфириды, туфы и туффиты—около диоритов ороговикованы. Термальный метаморфизм наиболее интенсивно проявился по туффитам. Возникшие по ним роговики обладают унаследованной полосчатой текстурой и характерной для метаморфических пород гранобластовой структурой. Минеральный состав их в основном пироксен-плагиоклазовый, кроме того, они нередко содержат роговую обманку, биотит и кварц. Соотношение минералов в роговиках зависит от состава исходных пород. Для ороговикованных порфиритов и туфов характерны пятнистые текстуры.

Дайки диабазовых порфиритов развиты в различных участках месторождения. В центральной части скважинами 617 и 960 подсечена дайка мощностью около 50 м (рис. 8). Состав и структура этих пород такие же, как и у диабазовых порфиритов месторождения Елтай II. Реже встречаются плагиогранит-порфиры (скв. 702), для которых характерна большая свежесть. Это розовато-серые породы отчетливо порфиристого строения. Во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз и кварц. Основная масса мелкозернистая, в ней развиты плагиоклаз (№ 26—30), кварц и очень редко пироксен.

В экзоконтактовой зоне туффиты, туфы, известняки и порфириды скарнированы. Наиболее мощные скарновые тела развиты около диагонального разлома по туффитам в северной части месторождения (рис. 7). Скарны преимущественно гранатовые и лишь в отдельных участках пироксен-гранатовые. Апотуффитовые скарны сохраняют полосчатую текстуру, которая выражается здесь в чередовании слоев с различной крупностью граната и различным минеральным составом или в перемежаемости скарнов и нескарнированных туффитов.

Скарнированию в той или иной степени подверглись почти все прослои туффитов в известняках. Порфириды и диориты скарнированы лишь вдоль трещин и зон трещиноватости. Гранат изотропен, показатель преломления около 1,85, что соответствует содержанию в нем андрадитовой молекулы 70—75%. Гранат часто бывает замещен эпидотом и кальцитом. Пироксен по оптическим константам соответствует диопсиду ($N_g = 1,708$, $N_p = 1,680$, $2V = +58$, $cNg = 39^\circ$). Как и гранат, он нередко замещен актинолитом и хлоритом.

Со скарнами тесно ассоциируют магнетитовые руды. Пространственно они приурочены к диагональному крутопадающему разлому, пересекающему месторождение в северо-западном направлении. Месторождение состоит из трех рудных участков: северного, центрального и южного (рис. 6). В северной части месторождения рудная зона локализована в скарнированных туффитах и представлена серией сближенных, часто соединяющихся друг с другом магнетитовых тел пласто- и линзообразной формы, залегающих согласно с напластованием первичных пород. Длина залежи по простиранию 300 м, по падению — 500 м, мощность до 50 м. На флангах и по падению рудные тела выклиниваются. Руды то резко, то постепенно сменяются гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами. Довольно часто в сплошных рудах встречаются реликты скарнов. Скарны в виде ореола шириной 10—30 м окружают магнетитовые руды (рис. 6, 7). В центральной части месторождения магнетитовое оруденение связано со скарнированными туффитами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, известняками и диоритами. Рудные тела здесь также имеют пластообразную и линзообразную форму и залегают согласно с напластованием вмещающих пород, которые простираются в северо-восточном направлении и падают на северо-запад под углом 20—25°. В нижней части около разлома мощность рудных тел 5—8 м, по восстанию мощности увеличиваются, а в верхней части они сливаются в единую залежь мощностью до 65 м. Около руд здесь также развиты скарны.

В южной части месторождения три рудных тела линзо- и пластообразной формы залегают друг над другом в андезитовых порфиритах и туффитах. Они простираются субмеридионально и падают на восток под углом 10—15°. Их мощности от 10 до 30 м.

Помимо описанных рудных залежей, на месторождении и в его окрестностях встречен ряд мелких магнетитовых тел, вкрапленность и мелкие жилы магнетита во всех разновидностях вмещающих пород, в том числе диоритах.

На месторождении развиты средне- и крупнозернистые массивные, полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные магнетитовые руды. Полосчатые более распространены в северном участке, а в центральном и южном участках они встречаются реже в пространственной связи с туффитами. Массивные руды характерны для центрального и южного участков. В них отмечаются реликты порфиритов, туфов и известняков. Около массивных руд развиты неширокие зоны брекчиевидных руд, в которых обломки представлены скарнированными хлоритизированными порфиритами и диоритами, а цемент — среднезернистым магнетитовым аг-

регатом. Вкрапленники магнетита в небольших количествах развиты во многих участках месторождения. Они сопровождаются скарнами и сульфидной минерализацией.

Сульфиды, преимущественно пирит, реже халькопирит и др., в виде вкрапленников, гнезд и прожилков развиты повсеместно по рудам и скарнам.

Месторождение Елтай I

Месторождение приурочено к останцу средне-верхневизейских осадочно-вулканогенных пород, заключенных в габбро-диоритах (рис. 10). Подобного рода останцы встречаются в интрузивных породах рудного пояса нередко. По-видимому, они представляют собой глубокие провесы кровли, сохранившиеся в виде изолированных блоков при процессах эрозии. Большинство таких останцев сохраняет все элементы залегания вмещающих толщ.

В результате внедрения интрузии на месте западного крыла Ушорско-Валерьяновской антиклинали сохранились только отдельные участки — так называемые «структуры просвечивания».

На месторождении пласты останца имеют почти строго меридиональное простирание и пологое падение к западу под углом

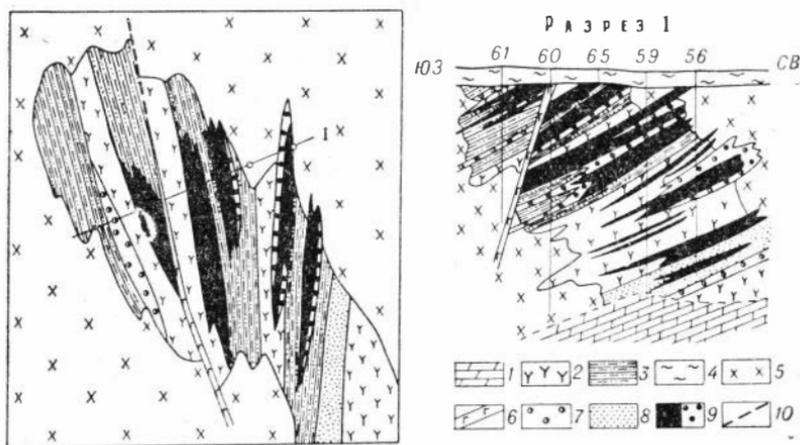


Рис. 11. Геологическая карта и разрез месторождения Елтай I.

1 — доломиты и доломитизированные известняки; 2 — андезитовые порфириты; 3 — туффиты; 4 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 5 — диориты, габбро-диориты и габбро; 6 — диабазовые порфириты; 7 — скарны пироксен-гранатовые; 8 — осадочные метаморфизованные руды (наложенный знак); 9 — метасоматические магнетитовые руды: сплошные (а), вкрапленные и полосчатые (б); 10 — линии дизъюнктивных нарушений.

30° (рис. 11). Аналогичное залегание имеют породы западного крыла Ушсорско-Валерьяновской антиклинали в прилегающей с севера ее части.

Останец сложен переслаивающимися тонкослоистыми туффитами с прослоями лито-кристаллокластических туфов и андезитовыми порфиритами. В основании разреза несколькими скважинами подсечены мраморизованные и доломитизированные известняки. Слоистые и интрузивные породы рассекаются серией маломощных даек диорит-порфиритов, альбитизированных и местами скарнированных. Некоторыми скважинами встречены пострудные дайки диабазовых порфиритов.

Туффины и другие вулканогенные породы по составу и структурам аналогичны таковым месторождения Елтай III, поэтому нет необходимости повторять их описание. Они также интенсивно ороговикованы. Возникшие по туффитам полосчатые роговики имеют пироксен-плаггиоклазовый состав. Порфириты и туфы ороговикованы в меньшей степени. Все алюмосиликатные породы, в том числе габбро-диориты, интенсивно альбитизированы и участками скаполитизированы. Метасоматические процессы проявились вдоль зон трещиноватости и дробления, которые наиболее отчетливо выражены по слоистости туффинов, а кое-где и по контактам интрузивных пород с останцем.

Карбонатные породы представлены доломитизированными известняками, иногда переходящими в доломиты, и мраморизованными известняками с реликтовой слоистостью. В доломитах на контакте с интрузивными породами встречаются серпентинизированный форстерит и в очень небольших количествах брусит. Общая прослеженная мощность карбонатных пород около 50 м. Между ними и залегающей выше пачкой осадочно-вулканогенных образований по многим скважинам установлена межпластовая зона милонитизации мощностью до 12 м, в которой встречаются обломки осадочных и вулканогенных пород, габбро-диоритов, скарнов и руд.

Габбро-диориты, как и на месторождении Елтай III, местами постепенно переходят в диориты, особенно это заметно в приконтактных частях интрузива. Среди габбро-диоритов встречаются участки роговообманковых габбро, представляющие, по видимому, I фазу интрузии. В габбро преобладает короткопризматический плаггиоклаз (до 65%) с содержанием анортитовой молекулы от 45 до 62%. Повсюду он в той или иной степени серицитизирован и сосюртитизирован. Другим постоянным компонентом габбро является обыкновенная роговая обманка ($2V = -75^\circ$, $cNg = 20-23^\circ$, $Ng = 1,674 - 1,669$, $Ng = 1,650-1,645$, $Nq - Np =$

= 0,020 — 0,024). Ее кристаллы буровато-зеленые, крупные, напоминают порфиновые выделения. Отдельные зерна ее содержат пойкилитовые вростки идиоморфного плагиоклаза. Роговая обманка уралитизирована, по ней развиваются хлорит и кальцит. В участках, где состав плагиоклаза более основной, встречается моноклинный пироксен, близкий по составу к авгиту. Акцессории — сфен и рутил.

Интрузивные породы подвержены метасоматическим преобразованиям — альбитизации, скаполитизации и скарнированию — лишь в отдельных участках на контактах с останцем.

Дайки диорит-порфиритов состоят из мелкозернистой пироксен-плагиоклазовой основной массы и небольших (до 1 мм) вкрапленников плагиоклаза (№ 50) и пироксена. В них часто встречаются захваченные при внедрении обломки туффитов, андезитовых порфиритов и габбро-диоритов. Диорит-порфиры несут следы альбитизации и скарнирования, т. е. являются дорудными.

Дайка диабазовых порфиритов (рис. 11) внедрена по крутопадающей трещине и занимает секущее к пластам рудовмещающих пород и рудным телам положение. Диабазовые порфириты имеют свежий облик, они сформировались в послерудное время, хотя и несут признаки эпидотизации и автометаморфизма.

Палеозойские породы, с которыми связано магнетитовое оруденение, перекрыты горизонтально залегающими мезокайнозойскими осадками: глауконито-кварцевыми и кварцевыми песками, супесями и суглинками. Общая мощность этих осадков 6—7 м.

На месторождении хорошо проявился процесс скарнирования. Наиболее интенсивно скарны развиты по туффитам вдоль зон межслоевой трещиноватости. Порфириты и другие породы скарнированы незначительно. Скарны имеют пироксен-гранатовый состав и в основном полосчатые текстуры. Слагающие их гранат и пироксен такие же, как и на месторождении Елтай III.

Магнетитовое оруденение интенсивно проявилось лишь по скарнированным туффитам, в которых, как уже отмечено, была заложена и неоднократно подновлялась межслоевая зона трещиноватости — место локализации почти всех процессов минерализации. В слабоскарнированных и скаполитизированных порфиритах и габбро-диоритах отмечается лишь редкая вкрапленность магнетита. Рудовмещающими каналами, по-видимому, служили те же поперечные и межпластовые разрывы, сопряженные с Елтайским глубинным разломом, по которым внедрялись габбро-диориты и которые неоднократно подновлялись после становления интрузива.

На месторождении найдено семь линзообразных рудных тел, расположенных поэтажно параллельно друг другу и залегающих согласно с напластованием вмещающих пород (рис. 11). Длина их по простиранию от 60 до 120 м, по падению — от 40 до 100 м, мощность от 3 до 10 м. Руды сплошные, массивные, реже полосчатые и бурундучные. Незначительно развиты руды брекчиевидные и вкрапленные. В сплошных рудах содержатся многочисленные реликты скарнов и ороговикованных туффигов. Магнетит замещал в основном скарновые минералы и пироксеновые полосы роговоков, в результате чего возникли полосчатые руды. Переходы от сплошных руд к скарнам обычно постепенные через вкрапленные и брекчиевидные руды. По рудам развита вкрапленность сульфидов (преимущественно пирит), мелкие гнезда эпидота и кальцита. Среднее содержание железа в них 49,21%, серы — 2,1%, фосфора — 0,08%.

Непосредственно под андезитовыми порфиритами залегает пласт туффигов мощностью 12 м с многочисленными прослоями вулканогенно-осадочных руд, которые описаны ниже.

Месторождение Елтай IV

Месторождение локализовано на контакте известняков средне-верхнего визе с интрузивом габбро-диоритов (рис. 2, 12). В северной части к останцу, заключенному в этом же интрузиве, приурочено месторождение Елтай I. В пределах месторождения Елтай IV габбро-диориты интродировали в западное крыло Ушсорско-Валерьяновской антиклинали по межпластовому срыву между известняками средне-верхнего визе и туфами визе—намюра. Эти породы, обладая различными физическими свойствами, благоприятствовали возникновению крупного межпластового срыва, сопряженного с Елтайским разломом.

Под горизонтом средне-верхневизейских известняков, мощность которого значительно уменьшена вследствие ассимиляции интрузивом, залегают горизонт вулканогенных образований — туфов с прослоями туффигов и андезитовых порфиритов. Слоистые породы простираются в северо-восточном направлении и полого падают к северо-западу под углом 25—30°. Под воздействием интрузии известняки нацело мраморизованы, а вулканогенные породы, особенно туффигов, ороговикованы. Габбро-диориты по составу и структуре те же, что и в других месторождениях Елтайско-Куржункульского рудного района.

Месторождение расположено в долине р. Тобола, и поэтому чехол мезокайнозойских отложений, перекрывающий рудовмещающие породы, значительно смыт. Мощность его 5—7 м.

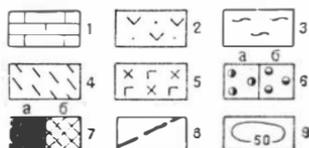
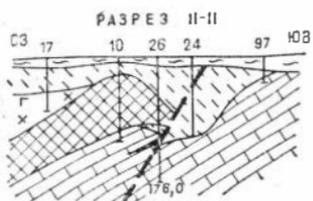
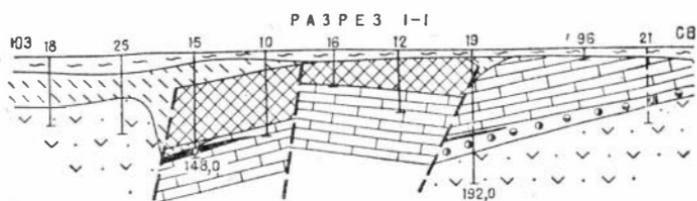
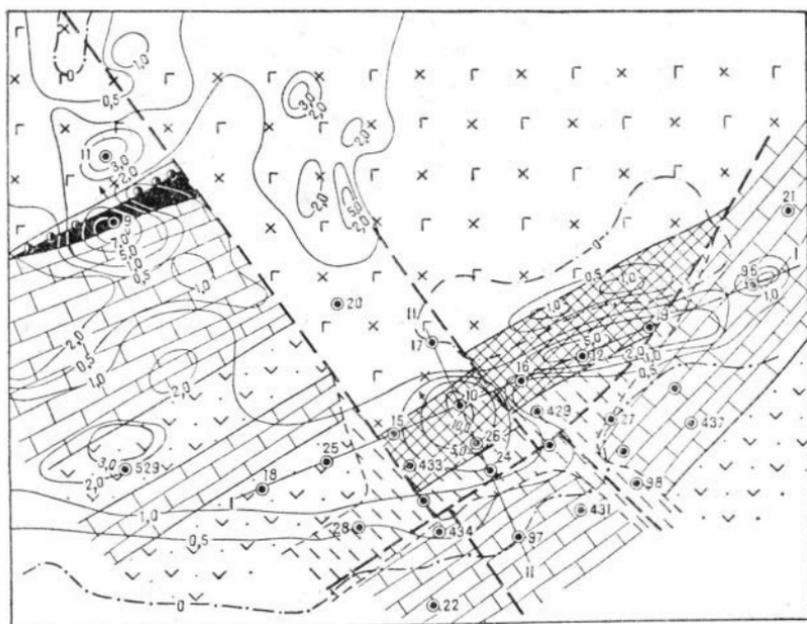


Рис. 12. Месторождение Елтау IV.

1 — известняки мраморизованные; 2 — туфы; 3 — мезокайнозойские отложения; 4 — образования древней коры выветривания; 5 — габбро-диориты; 6 — скарны: гранатовые (а) и пироксеновые (б); 7 — руды: магнетитовые (а) и маритовые (б); 8 — разломы; 9 — изодины в тысячах гамм.

На контакте известняков и габбро-диоритов заложена зона дробления, вдоль которой породы эндо- и экзоконтакта интенсивно скарнированы. Скарны в небольших масштабах развивались по туфам на контакте с известняками. Состав скарнов преимущественно гранатовый. Лишь в туфах наряду с гранатом присутствует пироксен. В скарнах отмечаются скопления эпидота и хлорита.

Основная масса руд образована по гранатовым скарнам на контакте известняков с габбро-диоритами. В скарнированных пирокластах отмечается лишь слабая магнетитовая минерализация. Это свидетельствует о том, что предрудная тектоническая подготовка наиболее интенсивно проявилась по интрузивному контакту в результате подновления первичного межпластового срыва.

Месторождение представлено одним рудным телом пластообразной формы, залегающим согласно с напластованием пород (рис. 12). Длина тела по простиранию около 600 м, по падению оно прослежено на 150 м, но не оконтурено; мощность — от 10 до 70 м. Послерудными сбросами северо-западного направления тело разбито на три блока. Юго-западный блок смещен к северо-западу на 400 м, центральный опущен относительно северо-восточного на 50 м. Кроме того, северо-восточный фланг рудного тела косо срезан сбросом северо-восточного направления. Центральный и северо-восточный блоки претерпели послерудное дробление, и руды в них окислены на глубину до 100 м. Вдоль пострудных сбросов, особенно на их пересечениях, развиты кора выветривания и карст. В карстовом углублении вдоль сброса северо-восточного направления установлены бокситовые руды.

Первичные магнетитовые руды сохранились лишь в смещенном юго-западном блоке рудного тела и в виде небольших останцев среди мартитовых руд центрального блока. Это массивные средне- и мелкозернистые руды, содержащие небольшие реликты скарнов. По магнетитовым рудам и скарнам развита наложенная сульфидная минерализация (пирит и реже халькопирит). Два других блока сложены мартитовыми рудами, причем в центральном мартитовые руды крепкие, а в северо-восточном — рыхлые, часто глинистые. В окисленных рудах встречаются небольшие карманы глин, возникших, по-видимому, в результате разложения реликтов скарнов. Среднее содержание железа в крепких мартитовых рудах равно 52,7%, в рыхлых — 61,9%, а в глинистых — 48,8%. Содержание серы во всех разновидностях мартитовых руд колеблется от 0,015 до 0,028%, фосфора — 0,07 — 0,08%. В первичных рудах среднее содержание железа равно 41,4%, серы — 0,58, фосфора — 0,27%.

Месторождения приповерхностной фации

Месторождения приповерхностной фации не обнаруживают видимой связи с крупными гипабиссальными интрузивами. Для большинства из них характерна пространственная приуроченность к субвулканическим интрузивам (обычно диорит-порфиры), залегающим в форме силлов и даек. На месторождениях этого типа отсутствуют сколько-нибудь значительно развитые скарновые зоны, здесь широко представлены эпидозиты, эпидот-актинолитовые и хлоритовые метасоматиты. Кроме того, приповерхностным месторождениям присущ еще ряд признаков (Дымкин, 1962), а именно: а) вмещающие оруденение эффузивы и туфы интенсивно пропилитизированы; б) наряду с кристаллически-зернистыми магнетитовыми рудами заметно развиты колломорфные их разновидности; в) в рудах довольно часто встречается гематит, который, по-видимому, формировался раньше магнетита и поэтому, как правило, мушкетовитизирован; г) в структурах наряду со сколовыми трещинами развиты зияющие трещины отрыва, часто выполненные колломорфным магнетитом.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе месторождения приповерхностной фации, как правило, располагаются стратиграфически в более высоких горизонтах валерьяновской свиты по сравнению с месторождениями фации умеренных глубин.

По составу околорудных метасоматитов месторождения приповерхностной фации относятся к гидросиликатному и смешанному скарново-гидросиликатному подтипам.

Гидросиликатный подтип

Согласные пласто- и линзообразные залежи в крыльях складок

Пласто- и линзообразные залежи, приуроченные к крыльям складок, локализуются как непосредственно в слоистых толщах, так и в субвулканических интрузивах, внедрившихся по межпластовым срывам.

Месторождение Елтай II

Месторождение размещено в вулканогенно-осадочных толщах вize—намяра в западном крыле Ушсорско-Валерьяновской (Ломоносовской) антиклинали. Рудовмещающая толща сложена часто переслаивающимися туфами и туффитами с известковистым

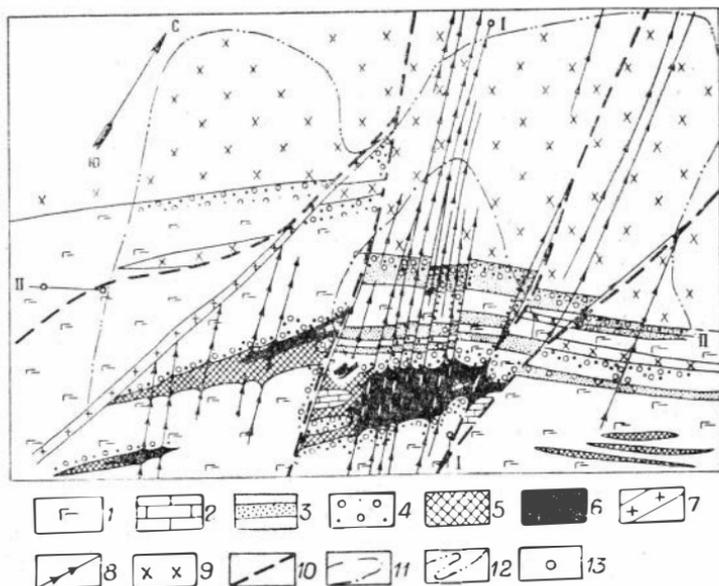


Рис. 13. Геологическая схема месторождения Елтай II (по поверхности палеозойских пород).

1 — переслаивающиеся туффиты и туфы; 2 — мраморизованные известняки и доломиты; 3 — туффиты с прослоями гематит-магнетитовых осадочных руд; 4 — эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты с вкрапленностью и гнездами магнетита; 5 — магнетитовые метасоматические руды гнездово-вкрапленные; 6 — магнетитовые метасоматические руды сплошные; 7 — плагιοгранит-порфиры; 8 — дайки диабазов и диабазовых порфиров; 9 — диориты; 10 — линии тектонических разрывов; 11 — контуры распределения сплошных магнетитовых руд; 12 — контуры распределения гнездово-вкрапленных магнетитовых руд; 13 — устья скважин.

и кремнистым цементом, среди которых встречаются маломощные покровы андезитовых порфиров. Среди пирокластических пород заключен пласт мраморизованных и доломитизированных известняков мощностью до 100 м (рис. 13). В северной части месторождения располагается межпластовая интрузия диорит-порфиров. По серии субмеридиональных сбросов и трещин внедрены многочисленные дайки диабазовых порфиров и плагιοгранит-порфиров. В средней части месторождения они сближены и образуют дайковое поле шириной более 300 м (рис. 13).

Пирокласты, известняки и изверженные породы претерпели метасоматическое изменение, особенно в пределах дайкового поля. Магнетитовое оруденение развито в пирокластах и карбо-

натных породах, экранируясь полого падающим плитообразным телом диоритов. Складчатая рудовмещающая толща перекрыта горизонтально залегающими осадками мезозоя и кайнозоя мощностью около 40 м.

На месторождении пирокласты слагают ритмичнослоистую толщу (мощностью свыше 400 м), в которой отчетливо выражена частая перемежаемость прослоев, различающихся по окраске, величине и составу обломочного материала. В свою очередь каждый из прослоев имеет тонкослоистое внутреннее строение, мощность отдельных слоев здесь измеряется миллиметрами. Окраска прослоев туффитов разнообразна: зеленоватая-серая, серая, светлая и темная. Часто контрастность цветов усиливается метасоматическими процессами, избирательно проявившимися по отдельным слоям. Отметим, что с кремнисто-вулканогенными образованиями в этом месторождении связаны вулканогенно-осадочные железные руды, подробное описание которых приведено в следующем разделе. Среди туффитов имеются прослои туфов, причем туфы приурочены к низам пирокластической толщи, заметно отличаются от таковых верхней части разреза. В основании разреза они по количеству и объему прослоев резко уступают туффитам и характеризуются преимущественно литокластическим мелко-среднеобломочным строением. Наряду с обломками андезитовых и базальтовых порфиритов в них встречаются обломки дацитовых порфиритов и осколки кварца. Около прослоев черных магнетитсодержащих туффитов и гематит-магнетитовых руд в туфах наблюдаются обломки порфиритов с тонко распыленным магнетитом в основной массе. Обломки размером от 0,1 до 0,3 мм составляют 75—80% объема туфов. В состав цемента, как и в туффитах, входит кремнистое криптокристаллическое вещество с редкими реликтами радиолярий.

Туфы верхней части толщи преобладают над туффитами. Обломки остроугольной и округлой формы размером от 0,1 до 1,5 мм представлены здесь плагиоклазами (№ 45—48), порфиритами основного состава с микролитовой основной массой. Они занимают до 85% объема породы. Местами встречающийся в них карбонатный цемент почти всегда замещен актинолитом, эпидотом и пироксеном. В зоне оруденения в туфах пятнами развиты пироксен-скаполитовые метасоматиты.

Границы между прослоями туфов и туффитов то резкие, то, наоборот, совершенно постепенные. Большой частью подошва туфового слоя резко отделяется от туффитов, однако многие блоки как бы «утопают» в кремнисто- или карбонатно-туффитовой массе. Кровля туфовых прослоев отделяется от туффитов менее четко, т. е. переходы между ними достаточно плавные.

В западной части месторождения выделяется тектонический клин, сложенный кристалло- литокластическими туфами и туффитами смешанного состава, имеющими также тонкослоистое ритмичное строение, но в них преобладают крупно- и грубообломочные разности. В туфах размер обломков колеблется от 1 до 7 мм. Они занимают до 90% объема породы. Преобладают обломки порфиритов с афировой и полифировой структурами, плагиоклазов (№ 45—48), а также порфиритов с гиадопилитовой, пилотакситовой и микролитовой основной массой. Широко распространены в них обломки кварцевых и дацитовых порфиритов. Изредка встречаются обломки порфиритов с обильным магнетитом в основной массе. Интересно, что в единичных случаях в составе обломочного материала отмечаются диориты, диабазовые порфириты и метасоматиты. Цементирующая масса в этом случае состоит из разложившихся (хлоритизированных и эпидотизированных) пепловых частиц и карбонатного материала.

Наличие диоритов, диабазовых порфиритов и метасоматитов в составе пирокластов как будто бы должно свидетельствовать о более молодом (верхнепалеозойском) возрасте туфов. Однако такой вывод делать преждевременно. Этот вопрос требует специального изучения. Не исключено, что диориты и диабазовые порфириты в обломках могут быть раннепалеозойскими, а метасоматиты — продуктами избирательного замещения отдельных обломков. По этим пирокластам проявились те же метасоматические процессы и магнетитовое оруденение, что и за пределами тектонического клина.

В тонко- и мелкообломочных прослоях туфов и туффитов преобладают сколки плагиоклаза и кварца, обломков пород явно меньше. Цемент также разложен: хлоритизирован и карбонатизирован.

На месторождении в верхней части пирокластической толщи встречено 2—3 маломощных (2—10 м) и не выдержанных по простиранию покрова андезитовых порфиритов, основная масса и вкрапленники которых разложены. В них обильно развиты актинолит, хлорит и кальцит.

Карбонатный горизонт, заключенный в пирокластической толще, является маркирующим. Мощность его 100—120 м в северной и северо-западной частях месторождения и 40—50 м у выхода на поверхность палеозойского фундамента — на юге и юго-востоке. Подошва пласта резко отделяется от пирокластических отложений, а в кровле они постепенно сменяются карбонатизированными и кремнистыми вулканитами. Состав карбонатного горизонта неоднородный. В дайковом поле под магнетитовыми рудами нижняя часть его сложена доломитами и доломитизированными из-

вестняками с содержанием окисла магния до 21%, верхняя часть — мраморизованными известняками, загрязненными пирокластическим и глинистым материалом. Химический состав пород карбонатного горизонта приведен в табл. 2. На рис. 14 приведена термограмма доломитов. Внешне доломиты и мраморизованные известняки практически не различимы. И те, и другие имеют серовато-белую окраску, массивные, иногда слоистые, с мелкозернистой структурой. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую или гетерогранобластовую структуру с величиной зерен кальцита и доломита 0,1—0,5 мм. Среди сплошной карбонатной массы изредка встречаются зерна волластонита и чешуйки хлорита.

Вулканогенно-осадочная толща имеет выдержанное северо-восточное простирание и погружается к северо-западу под углом 25—30° с локальным выкручиванием и выполаживанием.

Северная часть месторождения представлена интрузией диоритов. Скважинами вскрыт ее лежащий бок с плоскостью контакта, полого погружающейся к северо-западу согласно с напластованием вулканогенно-осадочной толщи (рис. 13). От интрузива отходят межслоевые и секущие апофизы. Диориты зеленоватосерые, среднезернистые, с гипидиоморфнозернистой структурой.

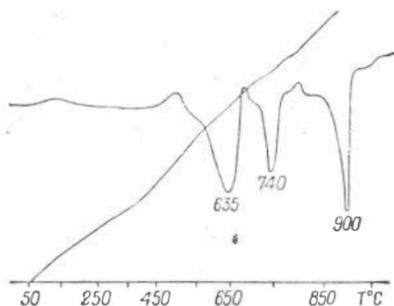


Рис. 14. Кривая нагрева доломита. Месторождение Елтай II. Скв. 14, гл. 121 м.

1-й эндотермический эффект при температуре 635°C связан с диссоциацией марганца в доломите. 2-й эндотермический эффект при температуре 740°C связан с диссоциацией магния, а 3-й — при температуре 900°C связан с диссоциацией кальция.

Т а б л и ц а 2

Химические анализы доломитов и известняков месторождения Елтай II

Скв. глуб., м	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅
629/200	Доломит	0,22	0,02	0,74	0,87	0,71	0,43	20,81	30,55	0,05	0,05	0,03	0,01
630/157	..	1,35	0,02	1,81	0,90	0,76	0,41	20,60	29,75	0,05	0,05	0,02	0,01
628/195	Известняк мраморизованный	0,34	0,02	1,27	0,26	0,24	0,01	—	55,32	0,05	0,05	0,01	0,01

Примечание. Анализы произведены в химлаборатории Южно-Казахстанского геологического управления.

Слагающий их плагиоклаз частично альбитизирован, эпидотизирован и карбонатизирован. Изменения наиболее интенсивны вдоль даек и зон трещиноватости. Цветной минерал — пироксен, составляющий около 15% объема породы, также хлоритизирован. Из аксессуарных развиты магнетит и сфен. Под воздействием интрузии расположенные в контакте пирокласты незначительно ороговикованы, а известняки мраморизованы.

Жильная фация пород представлена дайками диабазов, диабазовых порфиритов и плагиогранит-порфиров, внедрившихся по серии крутопадающих диагональных и поперечных сбросов. Мощность даек от нескольких сантиметров до 5 м. В средней части месторождения, как уже отмечалось, они образуют дайковое поле шириной около 300 м.

Контакты их прямолинейны под углом 70—85° к горизонту. Внешне диабазы и порфириты — зеленовато-серые или темно-зеленые, большей частью сильно измененные породы. Главными минералами в них являются плагиоклаз и пироксен. Структура под микроскопом афировая или порфировая с измененной микрофитовой и пилотакситовой основной массой. Последняя структура характерна для наиболее маломощных даек и зон их эндоконтактов. Вкрапленники представлены призматическим или таблитчатым лабрадором (размер 1,0—1,5 мм), часто альбитизированным, эпидотизированным или сосюритизированным, и пироксеном, псевдоморфно замещенным хлоритом и кальцитом. Основная масса сложена лейстами или микролитами альбитизированного плагиоклаза, между которыми очень много вторичных продуктов: кальцита, хлорита, эпидота, кварца, пироксена и др. Вдоль трещин, параллельных контактам, развиты жилки кальцита, скаполита, пироксена, хлорита, магнетита и пирита. Аналогичные образования наблюдаются и в экзоконтакте. Дайки секут интрузив диоритов, а в рудном теле замещены магнетитом (рис. 13).

Плагиогранит-порфиры образуют только одну дайку мощностью около 15 м, простирающуюся субмеридионально и падающую на восток под углом 50°. По сравнению с диабазами они имеют свежий облик. Их взаимоотношение с магнетитовой рудой и метасоматитами неясно. Имеют розовато-серую окраску и отчетливо выраженную порфировую структуру. Фенокристы плагиоклаза и кварца размером 2—3 мм довольно многочисленны. Основная кварц-полевошпатовая масса характеризуется гипидиоморфнозернистой структурой, в ней много серицита и кальцита. Выделения плагиоклаза также частично серицитизированы и карбонатизированы. Редко встречающийся пироксен хлоритизирован. Из аксессуарных установлены сфен, апатит и циркон.

Разрывная тектоника на месторождении проявилась в виде межслоевых срывов, фиксируемых согласными интрузиями, зонами метасоматитов и брекчиями, и в виде многочисленных сбросов в основном северо-западного, западного и северного простираний с крутым различно направленным падением сбрасывателей. По ним вулканогенно-осадочная толща ступенчато смещена с амплитудами до 60 м. Большинство сбросов залечено дайками, а затем обновлено. Эти разрывы служили подводными путями для термальных минерализованных растворов, которые, растекаясь по межслоевым срывам и слоям с повышенной пористостью под экраном плитообразного тела диоритов, производили метасоматические изменения вулканогенно-осадочной толщи.

В юго-западной части месторождения по двум крутопадающим сбросам вулканогенно-осадочная толща в виде тектонического клина опущена на глубину свыше 300 м. Об этом свидетельствует отсутствие маркирующего карбонатного горизонта в указанном клине, а также иной состав пирокластов. Достаточно сказать, что пробуренные здесь на глубину до 400 м скважины не достигли горизонта карбонатных пород, тогда как в соседних участках он вскрывается на глубине 70—150 м. Если предположить, что пачка черных туффилов с сингенетичными гематит-магнетитовыми рудами, прослеженная над карбонатным горизонтом в пределах месторождения, и аналогичная пачка, встреченная в 1 км южнее месторождения, представляют единую толщу, то, согласно геофизическим данным с учетом элементов залегания пород, амплитуда погружения тектонического клина около 500 м.

Метасоматические изменения наиболее интенсивно проявились в дайковом поле. Здесь наблюдаются избирательная послонная альбитизация, слабая скаполитизация, пироксенизация и гранатизация. Наиболее интенсивно выражен процесс гидросиликатного метасоматоза, охвативший пирокласты под экраном диоритов и по периферии магнетитовых руд. В результате этого процесса возникли эпидот-хлорит-актинолитовые метасоматиты с вкрапленностью, сплошными гнездами и прожилками магнетита. В местах слабого проявления этих метасоматитов заметна избирательность процесса, обусловленная, по-видимому, как различной пористостью, так и неодинаковым составом смежных прослоев пирокластической толщи.

Метасоматическое магнетитовое оруденение также пространственно связано с дайками диабазовых порфиритов. Оно проявилось в большей степени в зоне пересечения дайкового поля с карбонатными породами, а также под экраном пластовой интрузии диоритов (рис. 15). Пирокласты и карбонатные породы минерализованы магнетитом вдоль контакта всех даек.

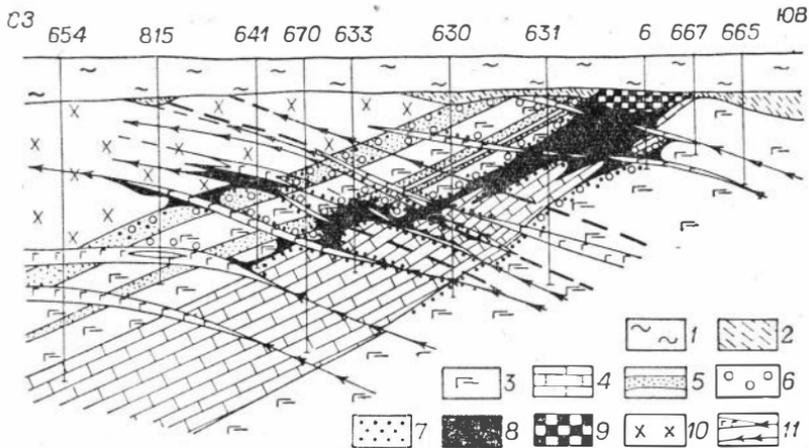


Рис. 15. Месторождение Елтай 11. Геологический разрез по линии I—1.

1 — мезокайнозойские рыхлые отложения; 2 — кора выветривания; 3 — туффиты и туфы; 4 — мраморизованные известняки и доломиты; 5 — туффиты с прослоями гематит-магнетитовых осадочных руд; 6 — эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты; 7 — гнезда и вкрапленность метасоматического магнетита; 8 — сплошные метасоматические магнетитовые руды; 9 — мартитовые руды; 10 — диориты; 11 — дайки диабазовых порфиритов.

Сплошные средне- и крупнозернистые магнетитовые руды распространены в основном вдоль верхнего и меньше вдоль нижнего контактов карбонатного горизонта, а в районе скважин 1, 6 и 15 последний полностью замещен магнетитом. Рудное тело имеет сложную форму, в общих чертах напоминающую линзу. Оно залегает согласно с вмещающими породами. Средний угол падения 25° к северо-западу. Кроме того, рудная залежь имеет северное склонение, согласное с простираем дайкового поля (рис. 15). Мощность руд от нескольких до 60 м. Длина залежи по простираанию примерно 300 м, а по склонению прослежена на 400 м. Резкие колебания мощности залежи обусловлены неодинаковой степенью оруденения отдельных блоков пород, заключенных между дайками диабазовых порфиритов (рис. 16).

Залежь сплошных руд к западу сменяется послойно вкрапленными, среди которых опять-таки обособляются небольшими участками руды сплошные, развитые по известковистым туффитам и пирокластам тектонического клина. Западный фланг вкрапленных руд приподнят по отношению к залежи сплошных руд.

В сплошных, массивных средне- и крупнозернистых магнетитовых рудах очень часто встречаются реликты известняков, до-

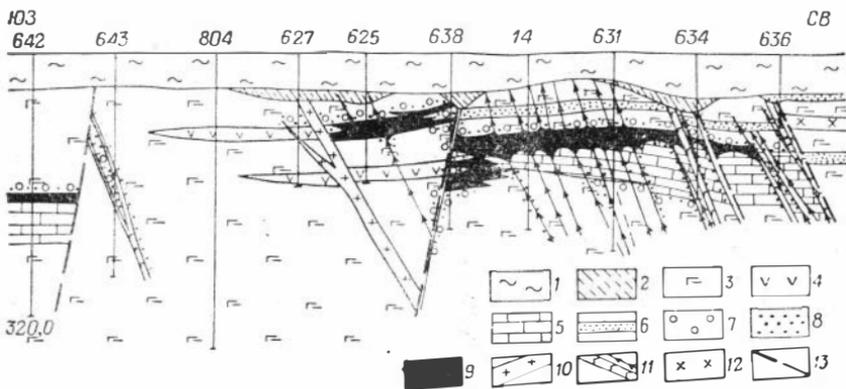


Рис. 16. Месторождение Елтаï II. Геологический разрез по линии II—II.

1 — мезокайнозойские рыхлые отложения; 2 — кора выветривания; 3 — переслаивающиеся туффиты и туфы; 4 — андезитовые порфириты; 5 — мраморизованные известняки и доломиты; 6 — туффиты с прослоями гематит-магнетитовых осадочных руд; 7 — эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты; 8 — гнезда и вкрапленность магнетита; 9 — сплошные метасоматические магнетитовые руды; 10 — плагногранит порфириты; 11 — дайки диабазовых порфиритов; 12 — диориты; 13 — линии тектонических разрывов.

ломитов, туффитов и диабазовых порфиритов. Они окружены со стороны пирокластов ореолом гидросиликатных метасоматитов с вкрапленностью магнетита. По рудам развита вкрапленность, гнезда и прожилки сульфидов (пирит, реже халькопирит).

На контакте с межпластовой интрузией диоритов и под пластовыми ее апофизами по пирокластам развита вкрапленность магнетита различной интенсивности, сопровождаемая гидросиликатными метасоматитами. Мощность зоны вкрапленных руд от 2 до 30 м. В тонкослоистых пирокластах оруденение, как и другие метасоматические процессы, проявлялось избирательно вдоль отдельных слоев и трещин.

Магнетитовая минерализация отмечается и в дайках диабазовых порфиритов, а также в прилегающих к ним известняках, доломитах и пирокластах. В сплошных зернистых рудах участки даек сохранились в виде небольших хлоритизированных реликтов, минерализованных магнетитом. Дайки вдоль контактов интенсивно альбитизированы, хлоритизированы, пиритизированы и карбонатизированы. По срывам вдоль даек милонитовые зонки интенсивно минерализованы.

Приуроченность метасоматитов и оруденения к дайковому полю, а также взаимоотношения диабазовых порфиритов с магнетитовыми рудами свидетельствуют о парагенетической их связи.

Среднее по месторождению содержание в рудах железа равно 43,24%, серы — 1,14%, фосфора — 0,08%. Однако не менее половины разведанных запасов руд содержит железа 54,15%, серы — 1,52% и фосфора — 0,10%.

Месторождение Козыревка I

Месторождение эксплуатируется с 1952 г. и почти полностью отработано. Оно приурочено к восточному крылу небольшой Козыревской антиклинальной складки, осложняющей западное крыло Ушсорско-Валерьяновской антиклинали. Оруденение локализовано в визе-намюрской пирокластической толще, содержащей маломощные покровы порфиров и прослои известняков. С востока осадочно-вулканогенные образования тектонически контактируют вдоль Козыревского разлома с карбонатным горизонтом средне-верхнего визе. Визе-намюрская толща опущена по разлому примерно на 500 м. Кроме того, породы и плоскость Козыревского разлома сдвинуты на 150 м вдоль поперечного крутопадающего сбросо-сдвига (рис. 17). Слоистые породы простираются почти строго меридионально и падают на восток под углом 30°. В визе-намюрских пластах на месторождении отмечается небольшой выгиб к востоку.

Наиболее древние породы месторождения — мелкообломочные лито- и кристаллокластические туфы, мощная толща которых прослеживается в его западной части. Среди них встречаются прослои туфоконгломератов и покровы андезитовых порфиров. Средне-верхневизейские известняки широкой полосой протягиваются в восточной части месторождения. Они обычно чистые, с редкими остатками фауны. Лишь изредка они содержат прослои, загрязненные пирокластическим материалом, и, кроме того, пропластки туфов.

В рудной зоне алюмосиликатные породы в значительной степени альбитизированы. В более узком ореоле, преимущественно около рудной залежи, туфы и эффузивные прослои интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. Типично скарновые — пироксен-гранатовые ассоциации здесь не обнаружены.

Месторождение было представлено одним рудным телом, залегающим согласно с вмещающими туфами. Залежь почти полностью отработана. Она имела груболинзообразную форму с раздвоенными флангами, выклинивающимися под острым углом. По падению залежь также выклинивается и на небольшой глубине (около 100 м) срезана плоскостью Козыревского разлома, который, вероятно, был рудоподводящим каналом. Длина зале-

жи по простиранию 350 м, а по падению 150—200 м. Мощность в средней части 40—50 м.

Залежь была сложена преимущественно мармитовыми рудами. Первичные магнетитовые руды сохранились только в самых нижних горизонтах месторождения — это в основном брекчиевидные и прожилковые разности. Лишь изредка встречаются сплошные магнетитовые руды. В брекчиевидных рудах обломки представлены сильно хлоритизированными туфами, а цементом является мелкозернистый магнетит. Прожилки магнетита имеют нерезкие контакты с вмещающими породами. По первичным рудам и вмещающим их туфам развиты вкрапленность и прожилки сульфидов.

Окисленные руды — сливные, пористые, реже рыхлые и порошковатые скопления мелкозернистого мармита. Поры, возникшие в результате выщелачивания нерудных минералов и сульфидов, заполнены лимонитом, халцедоном, кальцитом и глинистым веществом. Значительно развиты на месторождении глинистые мармитовые руды, возникшие за счет брекчиевидных магнетитовых. Среди них нередко встречаются реликты магнетитовых руд с сохранившейся вкрапленностью сульфидов.

Наиболее ценными на месторождении были окисленные марте-новские и доменные руды с содержанием железа около 60,0%, серы — 0,05% и фосфора — 0,06—0,09%.

Благоприятной структурой для оруденения и других метасоматических процессов на месторождении была зона межслоевых срывов в туфах, сопряженная с Козыревским разломом и секущим его поперечным сбросо-сдвигом. Рудовмещающая структура возникла, по-видимому, в результате расслоения пластов туфов в месте их выгиба. Эта зона расслоений, сопряженная с Козыревским мобильным разломом, неоднократно подновлялась, способствуя процессам минерализации.

На месторождении отчетливо фиксируются следующие постмагматические процессы: щелочной метасоматоз (альбитизация), магнетитовое оруденение, низкотемпературный метасоматоз (образование гидросиликатных метасоматитов) и сульфидная минерализация. Процессы скаполитизации и скарнирования не имели места. Интенсивно проявились экзогенные процессы, приведшие к почти полной мармитизации магнетитовых руд и выщелачиванию хлоритизированных туфов вокруг рудного тела.

Месторождение Козыревка II

Месторождение локализовано в туфах нижнегоризонта визе—наюра в западном крыле Ушорско-Валерьяновской антиклинали.

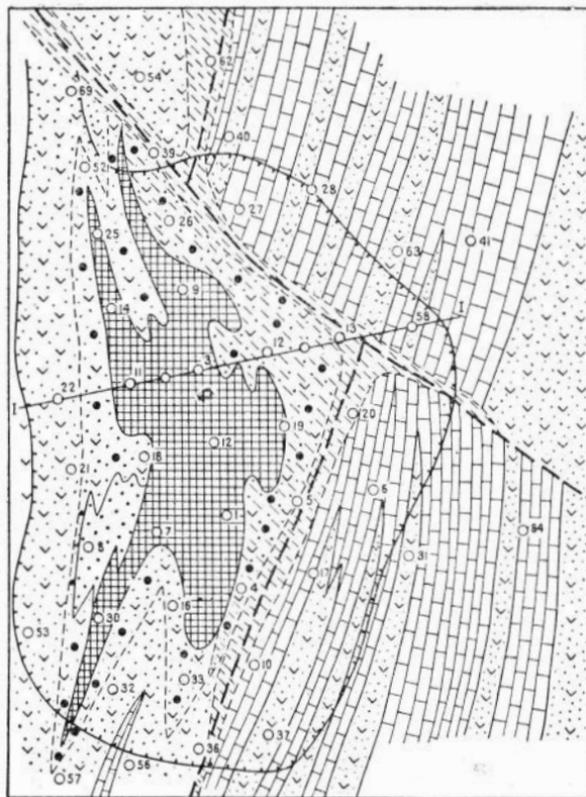


Рис. 17. Геологическая схема и разрез месторождения Козыревка 1 (по материалам Д. Д. Топоркова и Козыревского рудоуправления).

1 — известняки; 2 — туфы андезитовых порфиритов, туфопесчаники и туфобрекчии с прослоями андезитовых порфиритов; 3 — туфы хлоритизированные; 4 — выветрелые, вулканогенные породы; 5 — кора выветривания; 6 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 7 — магнетитовые руды; 8 — сплошные мартитовые руды; 9 — прожилково-вкрапленные мартитизированные руды; 10 — линии тектонических разломов; 11 — контуры карьера; 12 — разведочные скважины.

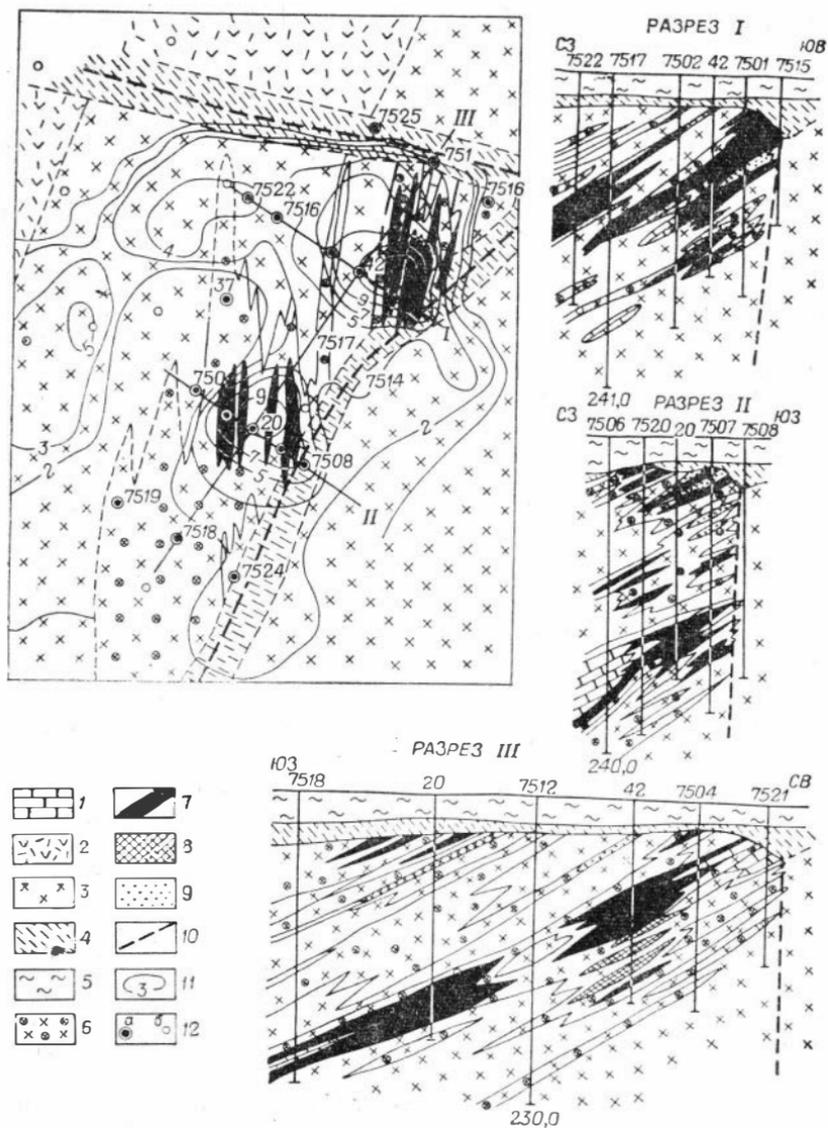


Рис. 18. Геологическая схема и разрезы месторождения Козыревка II.

1 — известняки мраморизованные, 2 — туфы смешанного состава; 3 — диорит-порфиры; 4 — древняя кора выветривания; 5 — рыхлые мезокайнозойские образования; 6 — хлоритизированные диорит-порфиры; 7 — магнетитовые руды сплошные; 8 — магнетитовые руды брекчиевидные; 9 — магнетитовые руды вкрапленно-прожилковые; 10 — предполагаемые тектонические нарушения; 11 — изодинамы в тысячах гамм; 12 — скважины: разведочные (а) и съемочные (б).

Среди туфов встречаются маломощные покровы андезитовых порфиритов и прослои известняков. Слоистая толща протягивается почти в меридиональном направлении и падает на запад под углом $30\text{--}40^\circ$ (рис. 18). По межпластовым срывам между прослоем известняков и туфами внедрилась дайка диорит-порфиритов мощностью около 200 м. Известняки сохранились в виде многочисленных плоских ксенолитов, расположенных полосой в диорит-порфиритах ближе к нижнему контакту дайки. Вдоль этой полосы диорит-порфириты раздроблены и значительно альбитизированы. Щелочной метасоматоз проявился и вдоль контактов дайки как по диорит-порфиритам, так и по вмещающим их туфам. Известняки в ксенолитах нацело мраморизованы.

В северной части месторождения проходит крутопадающий сброс северо-западного простирания, который прослеживается далее на запад через Козыревку II и на восток — через Куржункульское месторождение. Вдоль этого дизъюнктива дайка и вмещающие ее пласты туфов сдвинуты в горизонтальной плоскости на 100 м.

Магнетитовое оруденение локализовано в зоне дробления диорит-порфиритов вдоль полосы ксенолитов известняков. Руды сосредоточены главным образом в одной пластообразной залежи с многочисленными апофизами и отщеплениями. Залежь простирается в меридиональном направлении и падает к западу под углом 35° (рис. 18). Северный фланг ее резко выклинивается, а южный косо срезан крутопадающим диагональным сбросом, вследствие чего длина залежи на разных горизонтах различная: от 290 м на глубине 230 м до 120 м у верхнего среза. По падению руды прослежены на 280 м, но не оконтурены. Мощность залежи 20—30 м.

Помимо главной пластообразной залежи, на месторождении имеется еще шесть мелких линзообразных рудных тел, локализованных также в диорит-порфиритах и имеющих одинаковую с залежью ориентировку.

Рудные тела сложены преимущественно сплошными массивными магнетитовыми рудами. Только по периферии тел отмечаются узкие оторочки брекчиевидных и прожилково-вкрапленных руд. Последние слагают и отдельные небольшие тела. В сплошных рудах рассеяна густая вкрапленность мелкочешуйчатого хлорита, мелкие гнезда кальцита и реже эпидота. В них довольно часто встречаются реликты диорит-порфиритов и известняков, сохранившихся от замещения рудными. Наложенная сульфидная минерализация — вкрапленники, гнезда и прожилки пирита и очень редко халькопирита. Мартитизация проявляе-

на ограниченно, лишь в самых верхних частях рудных тел. Среднее содержание железа в рудах равно 46,11%, серы — 4,13%, фосфора — 0,01%.

Рудоконтролирующая структура месторождения довольно проста. Она представлена зоной дробления и трещиноватости, возникшей в диорит-порфиритах, особенно хорошо проявленной вдоль полосы ксенолитов известняков. Дробление диорит-порфиров происходило неоднократно в результате подновления межпластовых срывов, сопряженных с Козыревским разломом. По тектонически подготовленным зонам в диорит-порфиритах проявились щелочной метасоматоз, магнетитовое оруденение и сульфидная минерализация. Скарновые минералы, как и в месторождении Козыревка I, здесь отсутствуют. Рудами замещались преимущественно раздробленные диорит-порфириты и в меньшей мере ксенолиты известняков. Гидросиликатные метасоматиты, как и на Елтай II и других месторождениях подобного типа, возникли одновременно с магнетитовыми рудами и тесно ассоциируют с ними.

Секущие плитообразные залежи в трещинах скола и поперечных сбросах

Плитообразные секущие залежи приурочены к трещинам скола, оперяющим продольные разрезы, или к поперечным сбросам. Руды локализованы в зонах дробления, сопровождающих эти разрывы, и развиты как по алюмосиликатным, так и по карбонатным породам. Рудные тела имеют обычно небольшие размеры.

Рудопроявление Елтай VII

Приурочено рудопроявление к оперяющей Елтайский разлом трещине, заложенной в средне-верхневизейских известняках в западном крыле Ушсорско-Валерьяновской антиклинали (рис. 19). Известняки мраморизованы. Рудное тело имеет плитообразную форму, простирается в северо-восточном направлении и падает на юго-восток под углом 65° . Судя по конфигурации магнитной аномалии, длина тела по простирацию около 500 м. По падению оно прослежено на 400 м и имеет довольно выдержанную мощность, равную 12 м. Тело сложено сплошными магнетитовыми рудами и имеет резкие контакты с вмещающими известняками. Никаких метасоматических проявлений, кроме оруденения, на рудопроявлении не зафиксировано.

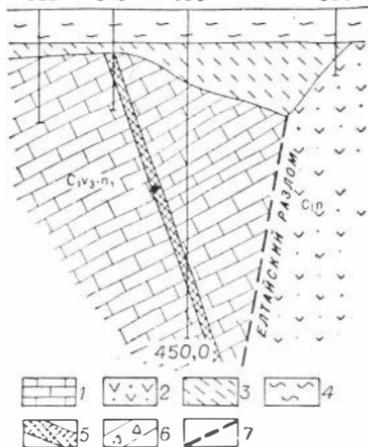


Рис. 19. Геологический разрез рудопроявления Елтай VII.

1 — известняки; 2 — туфы; 3 — древняя кора выветривания; 4 — мезокайнозойские отложения; 5 — магнетитовые руды; 6 — тектоническая брекчия; 7 — линии разломов.

разведано и слабо изучено. По имеющимся данным, рудная зона представлена здесь двумя параллельными плитообразными те-

Рудопроявление приурочено к горизонту средне-верхневизейских известняков, пласты которых образуют периклинальное замыкание небольшой синклинальной складки, осложняющей западное крыло Соколовско-Сарбайской антиклинали (рис. 2 и 20). Оруденение проявилось в раздробленных диорит-порфиритах, внедрившихся в известняки по сколовой трещине, сопряженной с Низинным разломом. Пласты известняков на месторождении простираются в север-северо-восточном направлении и падают к С.-З. под углом 30° . Дайка диорит-порфиров имеет то же простираение, но падает к Ю.-В под углом 70° . Мощность 150 м.

Рудопроявление недостаточно

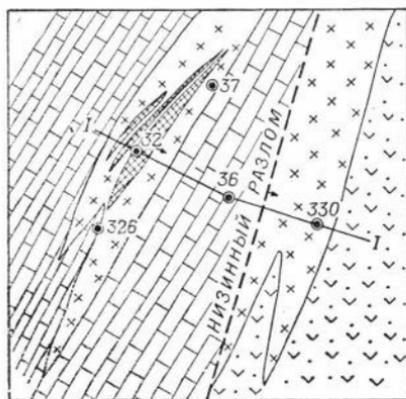


Рис. 20. Геологическая схема и разрез Низинного рудопроявления.

1 — туфы; 2 — известняки; 3 — образования древней коры выветривания; 4 — мезокайнозойские отложения; 5 — диорит-порфириды; 6 — руды магнетитовые; 7 — руды мармитовые; 8 — линия разлома.

лами, залегающими согласно дайкой. Длина по простиранию каждого из них около 300 м, мощность 12 и 25 м. На глубину до 150 м от дневной поверхности первичные магнетитовые руды почти нацело мартитизированы, а вмещающие диорит-порфиры превращены в рыхлые образования коры выветривания. Изредка, правда, встречаются реликты диорит-порфиров и магнетитовых руд, по которым можно судить, что первые претерпели альбитизацию и хлоритизацию, а по вторым проявилась наложенная сульфидная минерализация (пирит).

Степное месторождение

Месторождение приурочено к поперечному сбросу, проходящему по контакту небольшого массива габбро-диоритов с туфобрекчиями визе—намюра (рис. 21). Туфобрекчии сложены различной величины (до 5—7 см) обломками андезитовых и реже дацитовых порфиритов. Среди мелкой фракции туфобрекчии встречаются осколки плагиоклаза и кварца. Породы в значительной степени альбитизированы и хлоритизированы.

Габбро-диориты, приуроченные к поперечному сбросу, видимо, являются апофизой крупного интрузива, локализованного в зоне Козыревского разлома. Около рудной зоны габбро-диориты переходят в средне- и мелкозернистые диориты, в составе

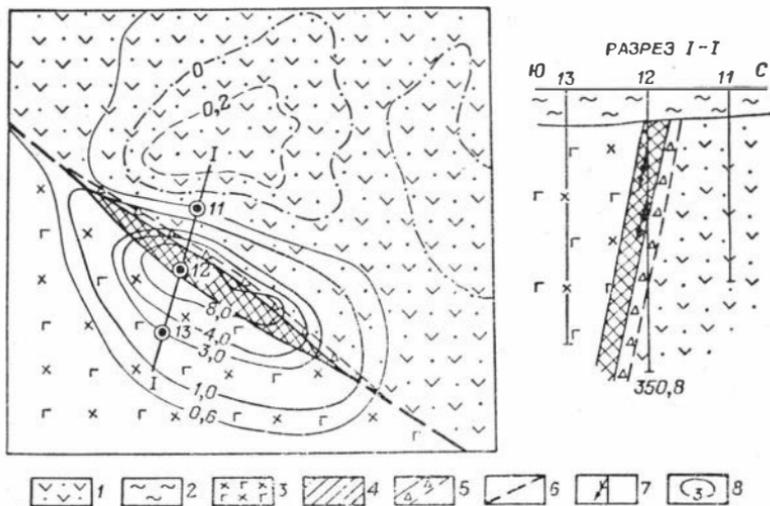


Рис. 21. Геологическая схема и разрез Степного месторождения.

1 — туфы и туфобрекчии плагиоклазовых порфиритов; 2 — мезокайнозойские отложения; 3 — габбро-диориты; 4 — магнетитовые руды; 5 — тектоническая брекчия; 6 — линии разлома; 7 — направление полосчатости; 8 — изодинамы в телячках рамы.

которых преобладает средний плагиоклаз (70—75%), а темновесные минералы представлены актинолитизированной роговой обманкой. Изредка в породе встречается пироксен, акцессорные — апатит и магнетит. Диориты интенсивно альбитизированы, а непосредственно в рудной зоне они подверглись хлоритизации.

Пирокластические породы в контактовой с интрузивом зоне не несут признаков термального воздействия, что указывает на наличие здесь тектонического контакта между ними. Этим же, вероятно, можно объяснить отсутствие на Степном месторождении скарнов, хотя геологические позиции его более близки к месторождениям скарного подтипа.

Оруденение проявилось по зоне дробления, прослеживаемой между интрузивом габбро-диоритов и туфобрекчиями (рис. 21). Рудное тело плитообразной формы простирается согласно с плоскостью поперечного сброса — в северо-западном направлении и падает к юго-западу под углом 75° . По геологоразведочным и геофизическим данным, длина рудного тела по простиранию около 500 м, мощность 35—40 м. Сложено оно сплошными тонкополосчатыми и брекчиевидными магнетитовыми рудами. Полосчатость проходит под углом $75\text{--}80^\circ$ к горизонту. В рудах отмечается редкая вкрапленность пирита. Содержание железа в сплошных рудах 55,3%, серы — 2,0%, фосфора — 0,01%.

Восстановить состав исходных пород, по которым развивалось оруденение, невозможно, так как они интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы. Мы предполагаем, что рудному метасоматозу подвергались и диориты, и туфобрекчии, претерпевшие катаклаз. И в тех, и в других около рудного тела наблюдаются зонки дробления и расланцевания. Тектонические подвижки по рудоконтролирующему сбросу продолжались и после оруденения, о чем свидетельствует зона брекчирования в лежащем боку рудного тела. В этой части обломки руд перемешаны с обломками карбонат-хлоритовой породы и сцементированы каолинизированной карбонат-хлорит-тремолитовой массой.

Столбообразные залежи в зонах дробления

Образование рудных столбов, как известно, может быть обусловлено многими факторами тектонического и литологического характера. В Елтайско-Куржункульском рудном районе столбы и столбообразные залежи приурочены к пересечениям дизъюнктивных нарушений различных направлений, где породы

обычно максимально раздроблены. Литологический фактор при этом играет подчиненную роль.

Копоткинское месторождение

Месторождение локализовано среди средне-верхневизейских известняков, которые выходят на поверхность палеозойского фундамента в западном крыле Ушсорско-Валерьяновской антиклинали у осевой ее части. Западнее и южнее рудной зоны развиты визе-намюрские пирокластические образования, согласно налегающие на известняки. На месторождении породы простираются в меридиональном направлении и падают к западу под углом $30-20^\circ$ (рис. 22).

Известняки светло- и темно-серые, грубослоистые, с остатками водорослей, губок, остракод, голотурий и др. Среди них изредка встречаются маломощные (до 2 м) прослои туффитов, туфопесчаников и известковистых туфов. Среди известняков подсечен пласт гипса (мощностью 13 м) с включениями анкерита и мелкими прослойками туффитов и известняков (скв. 10, интервал 388—401 м). Около рудной зоны и вдоль дизъюнктивов известняки мраморизованы, а туфогенные прослои альбитизированы.

Пирокластическая толща визе—намюра сложена туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфоконгломератами. В цементе некоторых пирокластов содержится карбонатный материал. Состав обломков весьма различный: базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириды, микрофельзит-порфиры, плагиоклаз и иногда кварц.

Через месторождение проходит четыре дизъюнктивных нарушения (рис. 22), из которых два прослеживаются в северо-западном направлении и занимают почти диагональное положение по отношению к простираению главных структур района. Два других нарушения ориентированы по-разному. Одно фиксируется положением дайки диорит-порфиритов и косо сечет вмещающие оруденение карбонатные породы. Другой разлом выявлен в южной части месторождения. Этим разломом средне-верхневизейские известняки срезаны и приведены в контакт с визе-намюрскими пирокластами. Вдоль поперечных сбросов наблюдается ступенчатое смещение известняков, пирокластов и диорит-порфиритов.

Диорит-порфириды на месторождении сохранились лишь небольшими фрагментами в рудной зоне, большая же часть их замещена рудами. Останцы диорит-порфиритов сильно альбитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы. В северной

части месторождения диорит-порфиры и прилегающие к ним туффиты пятнами скаполитизированы, причем здесь, как и в более северных месторождениях (Дымкин и др., 1967), в скаполите содержится большое количество вростков клинопироксена.

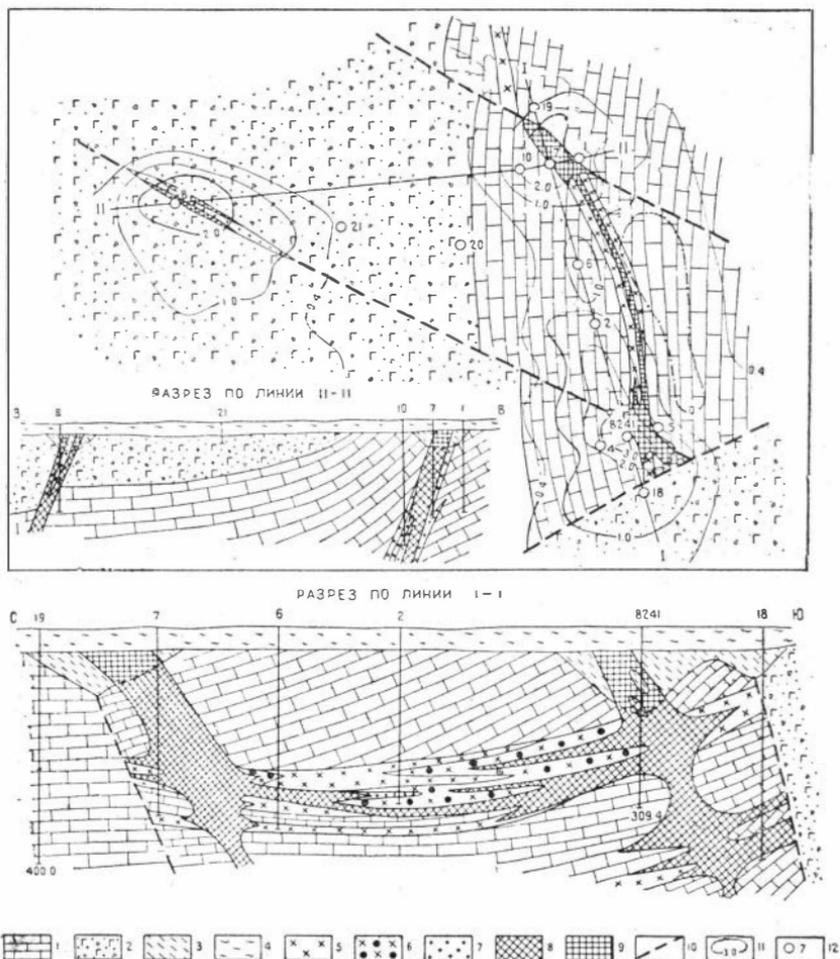


Рис. 22. Геологическая схема и разрезы Коптнкинского месторождения.

1 — мраморизованные известняки; 2 — туфы и туфобрекчии диабазовых и андезитовых порфиритов; 3 — древняя кора выветривания; 4 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 5 — диорит-порфиры; 6 — хлоритизированные и эпидотизированные диорит-порфиры; 7 — прожилково-вкрапленные магнетитовые руды; 8 — сплошные магнетитовые руды; 9 — марититовые руды; 10 — линии тектонических нарушений; 11 — изодинамы в тысячах гамм; 12 — буровые скважины

Магнетитовое оруденение проявилось вдоль диагонального разлома север-северо-западного простирания по раздробленным диорит-порфирирам и известнякам. Руды сосредоточены в одной пластообразной и двух столбообразных залежах. Пластообразная залежь прослеживается вдоль диагонального разлома на 800 м и круто падает к западу. Мощность ее не превышает 20 м. Основная масса руд заключена в столбообразных телах, приуроченных к пересечениям диагонального разлома с поперечными сбросами. Рудные столбы залегают по краям пластообразной залежи (рис. 22). Они круто наклонены к юго-западу. Размеры каждого из них в поперечнике около 80 м.

В 1 км к западу от месторождения в зоне дробления одного из поперечных сбросов залегают плитообразное рудное тело, известное как западный участок Копоткинское месторождения. Тело, расщепленное в верхней части, локализовано в известняках среднего-верхнего визе и туфах визе—намюра. Мощность его около 30 м. По данным магнитометрии, руды прослеживаются в северо-западном направлении примерно на 600 м и круто погружаются на юго-запад (рис. 22). Тело сложено сплошными магнетитовыми рудами, в которых повсеместно встречаются хлорит, мелкие включения кальцита и редкая вкрапленность пирита. Реликты туфов, заключенные в рудах, хлоритизированы. Признаков скарнирования не отмечено.

Рудные залежи собственно Копоткинское месторождения представлены сплошными мелкозернистыми магнетитовыми рудами. Среди них довольно часто встречаются реликты хлоритизированных диорит-порфиритов и туфов, а также мраморизованных известняков, густо рассеян мелкочешуйчатый хлорит и небольшие гнездовые включения кальцита и эпидота. Сульфидная минерализация — редкая вкрапленность преимущественно пирита. На контактах известняков с магнетитовыми рудами встречаются гнезда пластинчатого гематита. В приповерхностной части палеозойского фундамента руды мартитизированы на глубину до 80 м. Среднее содержание железа в первичных магнетитовых рудах равно 46,6%, серы — 0,25%, фосфора — 0,043%.

Месторождение Козыревка III

Небольшое по размерам, оно приурочено к дайке диорит-порфиритов, прорывающей известняки средне-верхнего визе и эффузивно-пирокластический горизонт визе—намюра. Вещающие толщи слагают восточное крыло Козыревской антиклинали. Осадочно-вулканогенные породы простираются в север-северо-восточном направлении и падают на юго-восток под углом 40—

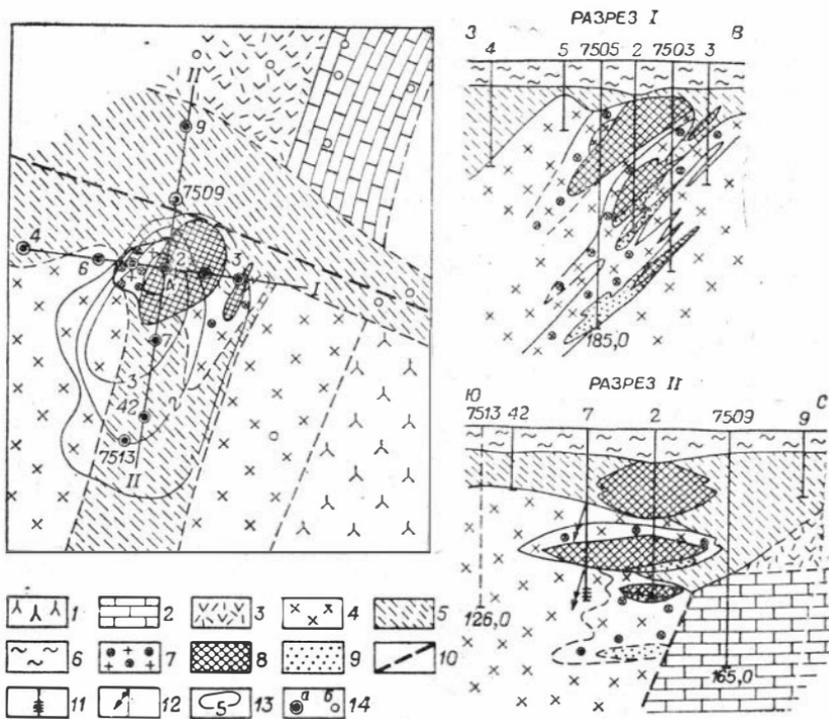


Рис. 23. Геологическая схема и разрезы месторождения Козыревка III.

1 — порфиры эффузивные нерасчлененные; 2 — известняки мраморизованные; 3 — туфы смешанного состава; 4 — диорит-порфиры; 5 — древняя кора выветривания; 6 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 7 — диорит-порфиры хлоритизированные; 8 — руды магнетитовые брекчиевидные; 9 — руды магнетитовые прожилковые; 10 — предполагаемые тектонические нарушения; 11 — зоны интенсивной трещиноватости; 12 — направление полосчатости; 13 — изодинамы в тысячах гамм; 14 — скважины: разведочные (а) и съемочные (б).

50°. Дайка диорит-порфиров имеет обычные для данных пород района состав и структуру. Простираясь согласно с вмещающей толщей, она падает к северо-западу — в сторону Козыревского разлома — под углом 45° (рис. 23). Судя по характеру контактов, дайка внедрилась по трещине скола, оперяющей Козыревский разлом. Мощность ее около 200 м.

Через месторождение проходит поперечный крутопадающий к юго-западу разлом, отчетливо прослеживающийся в юго-восточном направлении в районе месторождений Козыревка II и Куржункульского (рис. 23). Дайка диорит-порфиров и вмещающие ее породы сдвинуты вдоль этого разлома в горизонталь-

ной плоскости на 250—300 м. Породы, прилегающие к разлому, катаклазированы и на глубине до 80 м превращены в глинистую массу. В дайке, очевидно, в результате повторных подвижек по вмещающему ее разрыву, заложена зона трещиноватости, вдоль которой диорит-порфириды заметно альбитизированы и хлоритизированы. По этой же зоне трещин проявилось магнетитовое оруденение. Однако рудоотложение проходило только в месте пересечения дайки с поперечным сбросом, что в сущности обусловило столбообразную форму рудного тела. Судя по элементам залегания зоны трещиноватости и поперечного сброса, а также по конфигурации изодинам (рис. 23), рудный столб наклонен на юго-запад под углом около 50° . Вверху он расщеплен на три части. Максимальное поперечное сечение столба 80×50 м. К сожалению, ни одна из разведочных линий не совпала с его склонением, и он не прослежен на глубину.

Руды здесь в основном брекчиевидные: обломки в них представлены сильно хлоритизированными диорит-порфиридами, а цемент — мелко- и среднезернистым магнетитом. Встречаются небольшие обособления сплошных руд с густой вкрапленностью мелкочешуйчатого хлорита. По магнетитовым рудам развита вкрапленность и мелкие прожилки пирита, с которым иногда ассоциирует халькопирит. Среднее содержание железа в рудах равно 38,01%, серы — 1,42%, фосфора — 0,046%.

Штокверки в зонах трещиноватости и дробления

Небольшие рудные тела в форме штокверков распространены в южной части описываемого района. Они приурочены к пересечениям различно ориентированных зон трещиноватости и сложены прожилково-вкрапленными выделениями магнетита, среди которых встречаются небольшие обособления брекчиевидных и сплошных руд. Этот структурно-морфологический тип месторождений возник в условиях незавершенного рудного процесса, когда магнетитом заместились лишь прилегающие к трещинам участки пород. При более интенсивном рудном метасоматозе в подобных структурах обычно возникают сплошные столбообразные залежи типа Копоткинского месторождения.

Лисаковские рудопроявления

Четыре мелких сближенных между собой рудопроявления приурочены к двум параллельным дайкам диорит-порфиритов, прорывающим толщу визе-намюрских отложений (рис. 24). Дай-

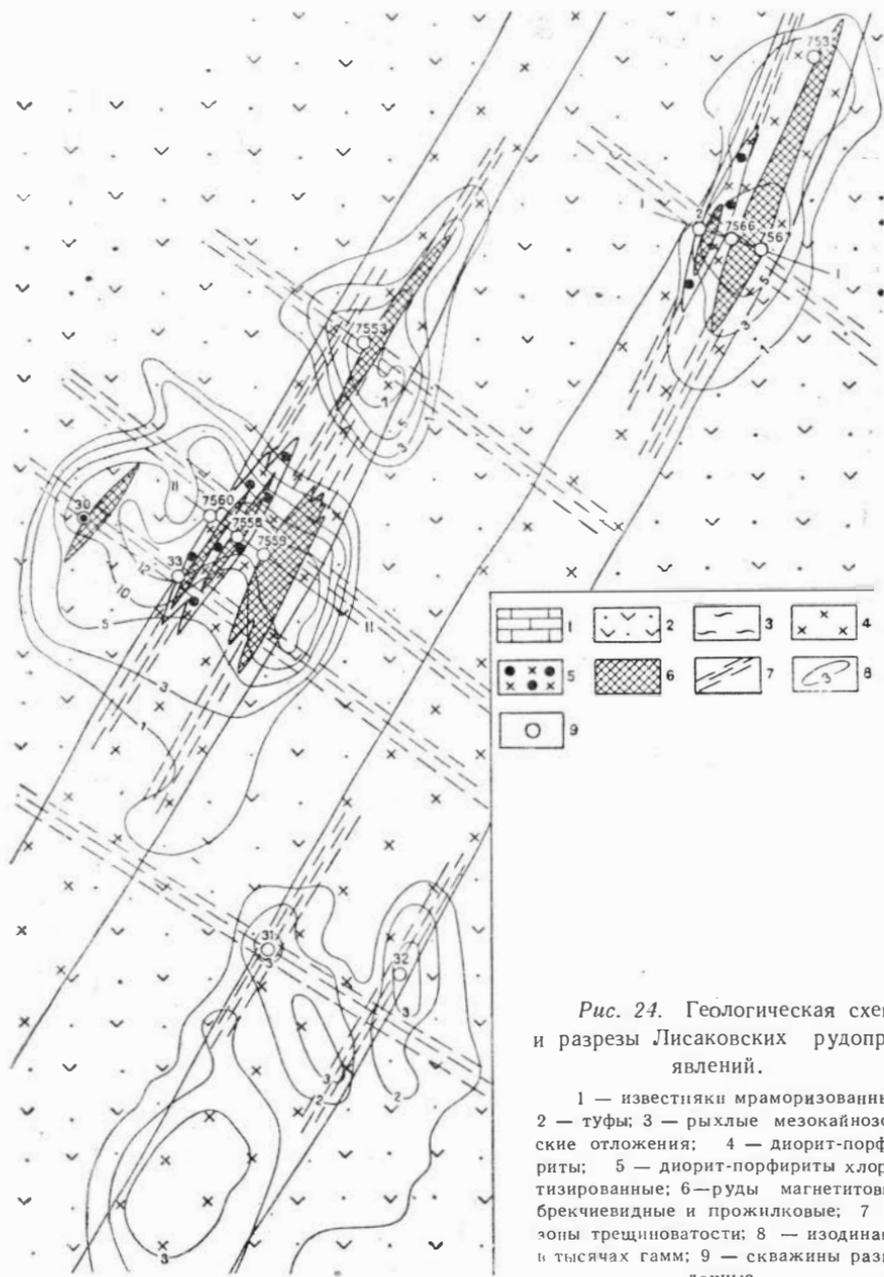
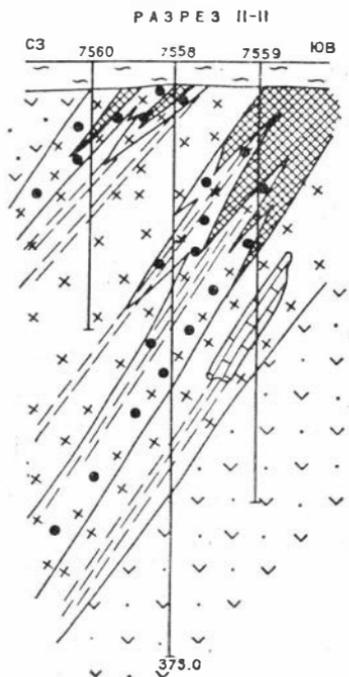
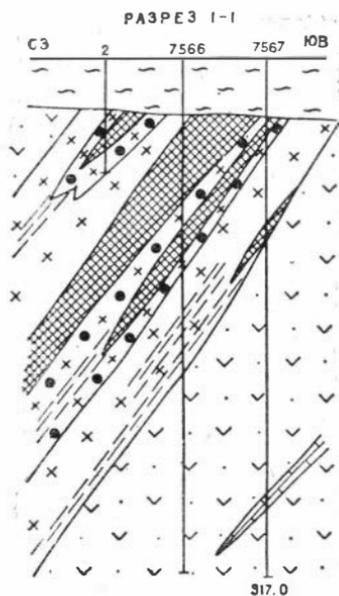


Рис. 24. Геологическая схема и разрезы Лисаковских рудопроявлений.

1 — известняки мраморизованные; 2 — туфы; 3 — рыхлые мезокайнозойские отложения; 4 — диорит-порфиры; 5 — диорит-порфиры хлоритизированные; 6 — руды магнетитовые брекчиевидные и прожилковые; 7 — зоны трещиноватости; 8 — изодинамы в тысячах гамм; 9 — скважины разведочные.



ки внедрились по субмеридиональным трещинам, оперяющим Елтайский глубинный разлом. Видимая мощность каждой дайки около 200 м. В диорит-порфиритах встречаются небольшие ксенолиты туфов и известняков. В дайках, особенно вблизи их контакта с вмещающими туфами, прослеживаются зоны трещиноватости, вдоль которых диорит-порфириты альбитизированы. По этим же зонам трещиноватости в диорит-порфиритах проявилось магнетитовое оруденение, а также сопровождающая его хлоритизация. Прожилково-вкрапленные руды в виде штокверков приурочены главным образом к пересечениям субмеридиональных зон трещиноватости с зонами трещиноватости северо-западного простирания. Все штокверки вытянуты вдоль даек и прослеживаются на расстоянии 250—500 м при ширине 30—60 м. В наиболее раздробленных участках диорит-порфиритов наряду с прожилковыми развиты брекчиевидные, а иногда и сплошные руды. Для Лисаковских рудопроявлений характерно широкое развитие пластинчатого мушкетовита, тесно ассоциирующего с магнетитом. В рудах рассеяна редкая вкрапленность, мелкие гнезда и прожилки сульфидов — пирита и халькопирита.

По геологической позиции и морфологии рудных тел Карасорские рудопроявления очень сходны с Лисаковскими. Они приурочены к дайкам диорит-порфиритов, внедрившимся в визе-намюрские туфы по разрывам типа трещин скола. Последние являются оперяющими нарушениями Козыревского глубинного разлома (рис. 3). Рудные тела штокверковой формы локализованы в диорит-порфиритах на пересечении систем трещин двух направлений: субмеридиональных и субширотных. В пределах штокверков диорит-порфириты хлоритизированы.

Лисаковские и Карасорские рудопроявления очень небольшие по размерам. Ни на одном из них не обнаружены высокотемпературные метасоматиты — скарны. Из дорудных процессов здесь проявились только альбитизация и эпидотизация диорит-порфиритов, да и то небольшими изолированными блоками. Так же ограничено оруденение, сопровождавшееся слабой хлоритизацией и эпидотизацией алюмосиликатных пород.

До сих пор неясны причины высоких напряжений магнитных полей (до 15000 гамм) над этими мелкими рудопроявлениями. На Карасорских рудопроявлениях, помимо вскрытых прожилково-вкрапленных руд, по геофизическим данным, предполагается наличие на глубине брекчиевидных и сплошных магнетитовых руд.

Смешанный скарново-гидросиликатный подтип

В рудной зоне месторождений скарново-гидросиликатного подтипа отмечаются как типичные скарны, так и водносиликатные метасоматиты, причем последние доминируют. По-видимому, при формировании подобных месторождений условия для образования скарнов были кратковременными и локальными. Поэтому более или менее значительные скопления скарнов обособлены в определенных участках месторождения, в большинстве же других участков они развиты очень мало или совсем отсутствуют.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе имеется единственное месторождение подобного типа. По структурно-морфологическим особенностям оно относится к типу столбообразных залежей в зонах дробления.

Куржункульское месторождение

Месторождение локализовано в силлообразном интрузиве диорит-порфиритов, внедрившихся в западное крыло Куржункульской антиклинали по межпластовому срыву между средневерхневизейскими известняками и визе-намюрскими туфами (рис. 25). В юго-восточной части месторождения в ядре антикли-

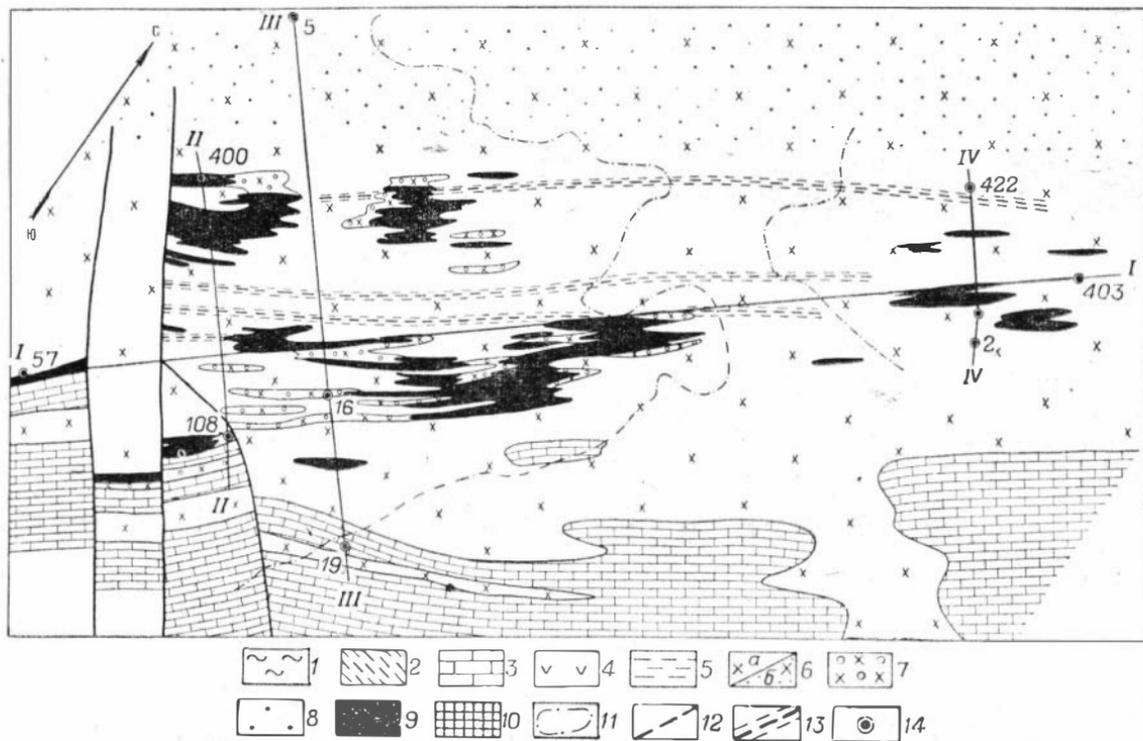


Рис. 25 Геологическая схема Куржункульского месторождения.

1 — рыхлые отложения мезозоя и кайнозоя; 2 — древняя кора выветривания; 3 — известняки мраморизованные; 4 — порфириты; 5 — туффиты; 6 — диорит-порфириты пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и кварцевые с ксенолитами туфов и андезитовых порфиритов (а), диорит-порфирит окварцованный (б); 7 — диорит-порфириты, сильно пропилитизированные; 8 — руды магнетитовые прожилковые; 9 — руды магнетитовые сплошные и брекчиевидные; 10 — руды мармитовые валунчатые; 11 — контур распространения мармитовых руд в плане; 12 — дизъюнктивные нарушения; 13 — зоны трещиноватости; 14 — устья разведочных экважин.

нали залегают туфы андезитовых порфиритов пирокластического горизонта среднего-верхнего визе. Налегавшие на них известняки прослеживаются вдоль западного крыла антиклинали, а также в периклинальной ее части севернее месторождения. Мощность карбонатного горизонта 300 м. В некоторых местах сплошность его нарушена внедрившимися диорит-порфиритами (рис. 26). На месторождении известняки мраморизованы, обычно массивны, но кое-где сохраняют реликтовую слоистость.

Визе-намюрская пирокластическая толща прослеживается в виде широкой полосы западнее месторождения. Она отделена от известняков силлообразной залежью диорит-порфиритов. На месторождении пирокласты представлены мелкообломочными лито- и кристаллокластическими туфами среднего состава, среди которых встречаются маломощные покровы андезитовых порфиритов.

Осадочно-вулканогенная толща, слагающая участок месторождения, простирается в северо-восточном направлении и падает к северо-западу под углом 40—45°.

Диорит-порфириты внедрились по крупному межпластовому срыву, сопряженному с Куржункульским разломом. Они слагают силлообразное тело и прослеживаются почти на 16 км при мощности до 500 м. Севернее месторождения, где межпластовый срыв пересекается диагональным разломом, пластовая интрузия резко раздувается и образует ответвления по диагональному разлому (рис. 2). В пределах месторождения от силла отходят многочисленные послонные и секущие (типа даек) апофизы, часть которых, возможно, является питающими каналами силла. Характерно, что в диорит-порфиритах заключены многочисленные ксенолиты известняков и туфов (рис. 26), что вместе с другими фактами свидетельствует об интрузивном их происхождении.

По составу диорит-порфириты неоднородны. На месторождении выделяются пироксеновые, роговообманково-пироксеновые и кварцевые диорит-порфириты. Преобладают пироксеновые. Они отличаются своеобразной криптовой структурой и хорошо раскристаллизованной основной массой. Количество порфириновых выделений плаггиоклаза и пироксена достигает иногда 80%, обычно же не превышает 40—50%. Других разновидностей диорит-порфиритов меньше, они отличаются повышенным содержанием или роговой обманки, или кварца. Интенсивная пропилитизация диорит-порфиритов, окварцевание, а также последующее метасоматическое преобразование их не позволяют восстановить характер перехода между отдельными разновидностями пород.

По этой причине остаются невыясненными и контуры распространения отдельных разновидностей диорит-порфиров. «Расслоенность» массива, по-видимому, связана с кристаллизационной дифференциацией. Во всяком случае, распространенность пироксеновых диорит-порфиров на глубине, а кварцсодержащих разновидностей — в верхней части массива как будто бы подтверждает это предположение.

А. К. Яковлева (1961) и Ю. Н. Яковлев (1962) отрицают наличие на месторождении интрузивных диорит-порфиров. Они считают, что на средне-верхнепалеозойских известняках залегает мощная толща обычных вулканитов — андезитовых, дацитовых и кварцевых порфиров. Однако на приведенных ими геологических разрезах эти разновидности плохо увязываются в покровы и совсем не увязываются между соседними разрезами. Авторы признают резкие колебания мощностей «эффузивной» толщи, что мало вероятно для излившихся пород, да еще на таких ограниченных площадях. Наличие же многочисленных крупных изометричных обособлений известняков в «эффузивных» породах ими обходится молчанием. Между тем это явно ксенолиты, отторженные от карбонатной толщи при внедрении магмы.

Кроме диорит-порфиров, интрузивные породы месторождения представлены несколькими

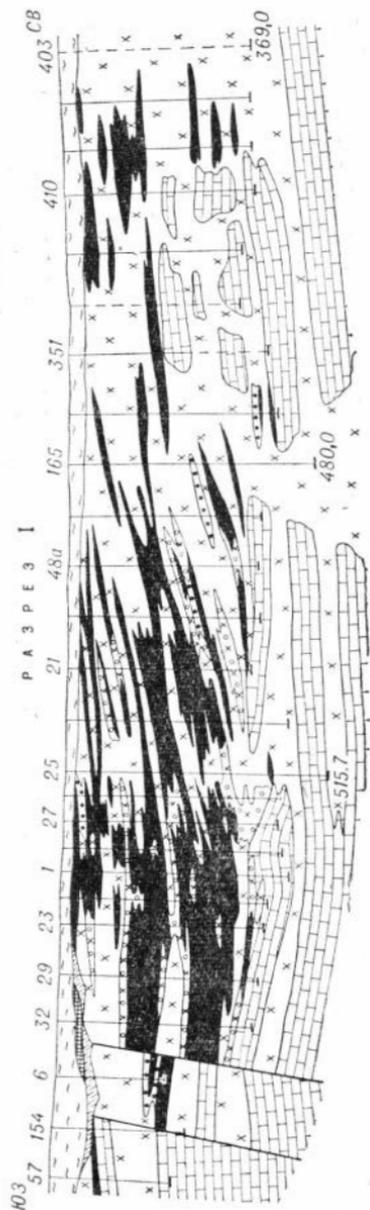


Рис. 26. Куржункульское месторождение. Геологический разрез по линии I—I. Условные обозначения см. рис. 25.

ми маломощными дайками диабазовых порфиритов, секущими магнетитовые руды. В северо-восточной части месторождения А. К. Яковлевой выделена дайка лампрофиров.

Палеозойская рудовмещающая толща перекрыта рыхлыми отложениями мезозоя и кайнозоя общей мощностью 30—40 м.

Палеозойские породы на месторождении претерпели различные метаморфические изменения. Известняки, как уже отмечалось, интенсивно мраморизованы. Однако вряд ли можно считать основной причиной их мраморизации термальное воздействие со стороны диорит-порфиритов, тем более что на месторождении отсутствуют роговики — характерный показатель контактового метаморфизма. По-видимому, перекристаллизация была обусловлена теплом высокотемпературных ювенильных растворов, вызывающих одновременно щелочной метасоматоз алюмосиликатных пород. Диорит-порфириты и туфы вдоль зон трещиноватости и дробления интенсивно альбитизированы и перекристаллизованы. Скаполитизация проявилась в весьма ограниченных масштабах. Небольшие участки слабо скаполитизированных диорит-порфиритов встречаются на глубоких горизонтах в центральной части месторождения и на флангах. Несколько шире проявился метасоматический процесс на северо-восточном фланге месторождения, где мощность силла диорит-порфиритов заметно возрастает и где содержатся многочисленные ксенолиты известняков. Здесь обнаружены два линзообразных скарновых тела мощностью 15 и 30 м. Состав скарнов преимущественно пироксеновый, гранат здесь имеет резко подчиненное значение. В большей же части месторождения скарны представлены мелкими жилками в диорит-порфиритах.

Гидросиликатный метасоматоз проявился более широко. Диорит-порфириты около магнетитовых руд претерпели интенсивную хлоритизацию и эпидотизацию, причем местами первичные минералы не сохранились совершенно, особенно на участках, претерпевших предрудное дробление. Эпидот-альбит-хлоритовые метасоматиты образуют значительные ореолы вокруг рудных тел и самостоятельные обособления (рис. 27, 28, 29).

Магнетитовое оруденение почти полностью размещено в диорит-порфиритах. Рудная зона простирается в северо-восточном направлении параллельно пластам слоистой толщи и пластовой интрузивной залежи. Падает она также согласно с вмещающими породами к северо-западу под углом 40—45°. Длина зоны по простиранию 2100 м, по падению она прослежена больше чем на 500 м в юго-западной части и на 200—250 м — в северо-восточной. Северо-восточный фланг рудной зоны, называемый Темирским участком, оторван от основной части месторождения —

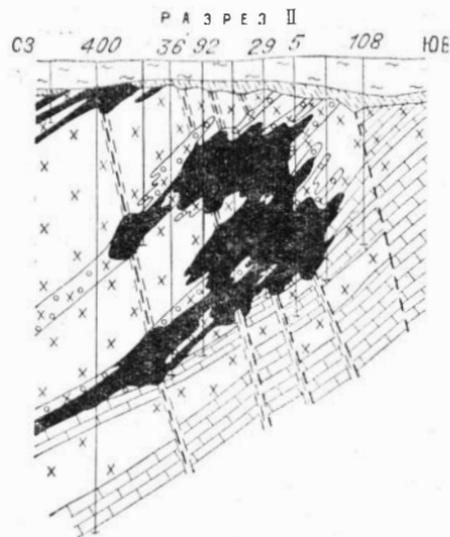


Рис. 27. Куржункульское месторождение. Геологический разрез по линии II—II. Условные обозначения см рис. 25.

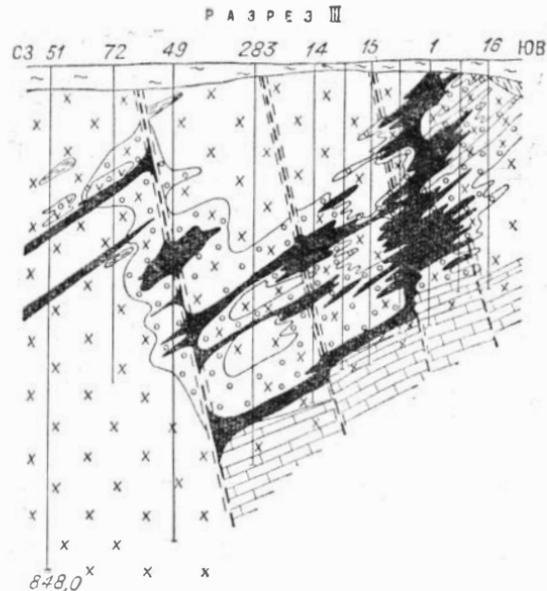


Рис. 28. Куржункульское месторождение. Геологический разрез по линии III—III. Условные обозначения см. рис. 25.



Рис. 29. Куржункульское месторождение. Геологический разрез по линии IV—IV. Условные обозначения см. рис. 25.

Куржункульского участка. Между этими Участками на протяжении 200 м в альбитизированных и хлоритизированных диорит-порфиритах залегают небольшие линзообразные тела бедных магнетитовых руд (рис. 25).

На месторождении выявлены два крупных столбообразных и около семидесяти мелких линзо- и пластообразных рудных тел. Рудные столбы залегают почти горизонтально, один под другим. Длина каждого из них около 1000 м. В юго-западной части месторождения столбы имеют размеры сечений: 130 × 120 м у нижнего и 160 × 100 м у верхнего. Здесь они «упираются» в поперечный сброс. Северо-восточные их фланги расчленяются и выклиниваются. Нижний столб в юго-западной части объединяется с пластообразным рудным телом мощностью 30 м, которое прослежено на 250 м вниз по падению, но не оконтурено. Все линзо- и пластообразные тела простираются в северо-восточном направлении и падают на северо-восток под углом 40—45°. Размеры их по простиранию от 20 до 300 м, по падению — до 100 м, мощности — от 1 до 30 м.

Рудные тела сложены сплошными, брекчиевидными и прожилковыми магнетитовыми рудами. Первые составляют около 65% общего объема руд. В основном это массивные, реже полосчатые руды, сложенные преимущественно средне- и мелкозернистым магнетитом. В брекчиевидных и прожилковых рудах развиты колломорфный магнетит, мушкетовит, гематит и мелкочешуйчатый хлорит. В рудах довольно часто встречаются реликты сильно хлоритизированных диорит-порфиритов и очень редко пироксеновых скарнов (Темирский участок). Кроме того, рассеяна вкрапленность, мелкие гнезда и прожилки кальцита. Брекчиевидные и прожилковые руды обычно окаймляют сплошные, причем переходы между ними почти всегда постепенные. В некоторых участках все текстурные разновидности руд неоднократно перемежаются между собой. Обломки в брекчиевидных рудах представлены сильно хлоритизированными диорит-порфиритами, а на Темирском участке в обломках встречаются измененные пироксеновые скарны.

По рудам и окружающим их метасоматитам развита наложенная сульфидная минерализация — вкрапленность, гнезда и прожилки в основном пирита и пирротина. Последний более распространен на Темирском участке. Из других сульфидов нередко встречаются халькопирит, реже сфалерит и еще реже борнит, ковеллин, халькозин, арсенопирит, марказит. Следует отметить также редкие находки леллингита, станнина, галенита и мельниковита. В ассоциации с сульфидами в гнездах развиты крупные кристаллы кальцита, эпидота, граната второй генерации,

крупночешуйчатый хлорит, сидерит, гипс и кварц. Как очень редкие примеси в рудах встречаются единичные зерна рутила, ильменита, висмутита, самородного висмута и линнеита.

Среднее содержание железа в сплошных рудах равно 54,05%, серы — 1,40%, фосфора — 0,02%, в брекчиевидных содержание железа колеблется от 28 до 40%, серы — от 0,91 до 2,24%, фосфора — от 0,05 до 0,3%.

Высказывалось предположение (Крысов, Колотилов, Соколов, 1958; Онтоев, 1958 и др.), что сплошные магнетитовые руды Куржункульского месторождения образованы по ксенолитам известняков. Однако детальное изучение показало, что реликты исходных пород в них, даже на контактах с известняками (рис. 26), всегда представлены сильно хлоритизированными диорит-порфиритами. Сплошные руды, как правило, насыщены мелкочешуйчатым хлоритом, обломки брекчиевидных также представлены исключительно диорит-порфиритами, а не известняками. Все это свидетельствует о том, что сплошные руды, как и прожилковые и брекчиевидные, образовались в основном по диорит-порфиритам.

Размещение руд на месторождении контролировалось системами трещин и зонами дробления. Главной рудоконтролирующей была система трещин в диорит-порфиритах, параллельная общему залеганию слоистой толщи и межпластового интрузива и, по-видимому, сопряженная с Куржункульским разломом. Вторая система трещин имеет также северо-восточное простирание, но падает на юго-восток и почти под прямым углом (в вертикальной плоскости) пересекает главную рудоконтролирующую систему трещиноватости; по трещинам наблюдается ступенчатое смещение известняков в вертикальной плоскости (рис. 25). Вдоль главной рудоконтролирующей системы трещин возникли многочисленные линзо- и пластообразные рудные тела, а на пересечении ее со второй системой трещин, где породы были максимальны раздроблены, образовались рудные столбы.

На размещение руд и морфологию залежей оказали влияние также два сближенных поперечных сброса в юго-восточной части месторождения. Они резко обрывают рудную зону и приводят ее в контакт с монолитными диорит-порфиритами. Юго-западнее сбросов оруденение практически не распространялось, а с северо-восточной их стороны, в зоне сопряжения поперечных сбросов с рудоконтролирующей трещиноватостью, произошла максимальная концентрация магнетитовых руд.

По сбросам и зонам трещиноватости происходили подвижки и в пострудное время, о чем свидетельствуют многочисленные зеркала скольжения в рудах, маломощные дайки диабазовых пор-

фиритов, секущие руду, и линейная кора выветривания. В депрессии, возникшей вдоль поперечных сбросов, накоплены валунчатые мартитовые руды, количество которых составляет около 1% от общих запасов месторождения.

Перспективы этого месторождения далеко не исчерпаны. Чрезвычайно высокое напряжение магнитного поля (до 70000 гамм) свидетельствует о возможном продолжении богатых руд на глубину.

Вулканогенно-осадочный тип месторождений

Руды, сингенетичные с вмещающими осадочно-вулканогенными толщами, установлены пока только в трех месторождениях: Елтай I, II и IV. Они прослежены здесь рядом разведочных скважин, но, к сожалению, на сравнительно небольшой площади, и поэтому об их распространенности в рудном районе, особенно в пределах рудного пояса, известно очень мало. Весьма характерно, что во всех известных случаях эти руды пространственно сопряжены с рудами метасоматическими.

К типу вулканогенно-осадочных принято относить руды, образованные путем выноса рудного вещества при подводных извержениях и последующем отложении его как осадка вблизи или на некотором удалении от вулканического аппарата (В. И. Смирнов, Н. М. Страхов, Л. И. Формозова и др.). Не исключается, что часть рудного вещества может приноситься в виде легко растворимых соединений с вулканических островов и прилегающей суши. Как видно, источник железа в этих рудах может быть различным.

Вулканогенно-осадочные железорудные месторождения наиболее широко представлены в Алтае. Они здесь довольно хорошо изучены и освещены в литературе (Калугин, 1964, 1965, 1967; Пономарев, 1968 и др.). Для этих месторождений разработана классификация, в которой учтены место, способ и форма отложения железистого вещества (Калугин, 1964; Пономарев, 1968). Согласно этим классификациям, вулканогенно-осадочные руды Тургая относятся к вулканогенно-кремнистой формации, подводной (субмаринной) субфации и седиментационному генетическому типу.

Следует сразу же отметить, что, несмотря на ряд общих признаков, которые сближают вулканогенно-осадочные руды Алтая и Тургая, между ними имеются и существенные различия. Это касается в первую очередь состава вмещающих толщ. По данным А. С. Калугина и др. (1967), железоносные отложения Алтая относятся к риолито-кератофировой формации. Среди эффузивов

преобладают (60—70%) кварцевые порфиры и кератофиры с порфировой, аллотриоморфной, фельзитовой, сферолитовой и микропилькитовой структурой. Около 25% составляют различные порфириты, кератофиры и ортофиры с пилотакситовым и трахитоидным строением. И только примерно 10% мощности эффузивов приходится на долю диабазов и диабазовых порфиритов. Туфы и другие обломочные породы составляют около 50% мощности вулканогенной части разреза.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе среди железосных отложений кислые вулканы отсутствуют, здесь широко представлены туффиты и туфы андезито-базальтового состава, чередующиеся в разрезе с маломощными покровами андезитовых и базальтовых порфиритов. В составе железосных горизонтов преобладают тонкослоистые кремнисто-пелитовые и тонкообломочные образования. Вулканогенные толщи Тургая относятся к андезито-базальтовой формации.

Впервые вулканогенно-осадочные руды в Тургае были обнаружены О. М. Чугуевской и П. Н. Кобзарем в 1962 г. на месторождении Елтай I. Краткое описание их приведено в статье О. М. Чугуевской и др. (1968), упоминаются они и в коллективной монографии (Кобзарь и др., 1968). Однако до последнего времени вулканогенно-осадочные руды Тургая оставались неизученными, и их перспективы оценивались по-разному. О. М. Чугуевская и др. (1968) полагают, что протяженность полосы магнетитовых роговиков только в районе Елтайских месторождений достигает 8 км и «запасы этих руд исчисляются десятками миллионов тонн». П. Н. Кобзарь и др. (1968) оценивают возможность использования этих руд более осторожно. Учитывая, что содержание железа здесь невелико, не превышает даже в самых богатых участках 39—47%, они высказывают мнение, что едва ли эти руды будут иметь практическое значение.

Столь различные взгляды на перспективы вулканогенно-осадочных руд объясняются слабой их изученностью, и прежде всего незнанием истинных размеров рудных горизонтов. Тем не менее рассматриваемые руды представляют большой интерес, хотя бы уже потому, что они пространственно бывают совмещены с рудами метасоматическими, и это в целом увеличивает запасы месторождения. С другой стороны, совместное нахождение руд различного генезиса позволяет несколько иначе рассматривать некоторые эндогенные процессы.

Вулканогенно-осадочные руды Елтайско-Куржункульского района размещены среди виле-намюрских пирокластических отложений, которые отличаются от других вулканогенных пород отчетливо выраженным ритмичнослоистым строением. Вмещаю-

шая толща мощностью свыше 400 м сложена здесь туфами и туффитами андезито-базальтового состава с редкими и маломощными покровами андезитовых порфиритов. В южной части рудного поля в верхах толщи залегают мраморизованные и доломитизированные известняки мощностью до 20 до 100 м. К северу мощность карбонатного горизонта возрастает, и он фациально сменяет залегающие выше туффиты.

В слоистой толще выделяется несколько кремнисто-железистых горизонтов, прослеженных по простиранию не более чем на 1,5—2 км (рис. 24, 10, 12). Так, в месторождении Елтай II установлено два горизонта, расположенных непосредственно над рудами метасоматического типа (рис. 15). Как видно на разрезе, верхний горизонт примыкает вплотную к диоритам; по простиранию он достаточно выдержан, мощность его около 25 м. Находясь в контакте с диоритами, этот горизонт тем не менее сохранил черты первичного строения, хотя повсеместно в нем отмечаются наложенные процессы актинолитизации, эпидотизации и хлоритизации. Второй горизонт мощностью около 10 м заключен среди туффитов, контактовое воздействие интрузива на нем почти не отразилось, и, естественно, он сохранил особенности первичного строения наиболее полно.

Серией почти параллельных даек диабазовых порфиритов месторождение разбито на блоки, существенных перемещений последних не отмечается.

Аналогичные слоистые туффиты мощностью около 10 м вскрыты разведочными скважинами в 1 км к юго-востоку от месторождения Елтай II (рис. 30).

Иное геологическое положение занимает кремнисто-железистый горизонт в месторождении Елтай I. Он располагается в лежачем боку рудной залежи, окаймляя небольшое тело массивных метасоматических руд (рис. 11). В этом месторождении вулканогенно-осадочные руды сильно изменены, они перекристаллизованы и в целом утратили слоистый облик. Тонкая полосчатость — наиболее характерный признак описываемых руд — наблюдается редко и только небольшими участками. Эти руды О. М. Чугуевской и др. (1968) описаны как магнетитовые роговики.

Железоносная ритмичнослоистая толща сложена на месторождении часто переслаивающимися туфами и туффитами, а в местах развития рудного вещества среди них появляются существенно кремнистые и карбонатные слойки. Мощность слоев варьирует от 1 мм и даже менее до 20 см. Слои, состоящие из тонкообломочного материала, преобладают.

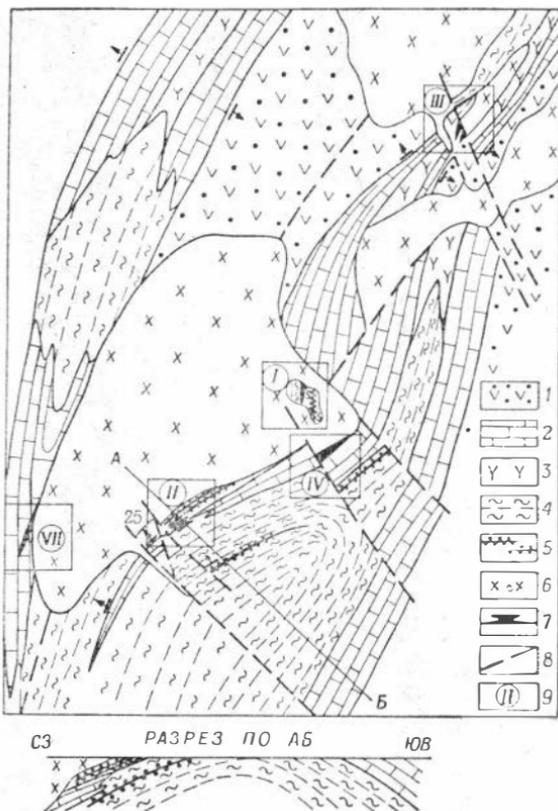


Рис. 30. Геологическая схема Елтайского рудного поля (схема распространения ритмичнослоистых пирокластических образований с горизонтами железисто-кремнистых пород).

1 — андезитовые порфиры, их туфы и туффиты; 2 — мраморизованные и доломитизированные известняки; 3 — андезитовые порфиры и дацитовые порфиры; 4 — туффиты и туфы андезитовых порфиритов ритмичнослоистые, карбонатно-кремнистые; 5 — вулканогенно-осадочные тонкослоистые магнетит-гематитовые руды (пачки железисто-кремнистых туффитов); 6 — диориты и габбро-диориты; 7 — магнетитовые руды метаматические; 8 — линии тектонических разрывов; 9 — индексы месторождений: Елтай I, Елтай II и т. д.

Сопоставляя разрезы железоносных горизонтов, нам удалось подметить некоторую общую для них последовательность напластования. В частности, каждый ритмо-слой начинается в основании псефито-псаммитовыми, или алевро-псаммитовыми, или

алевро-псаммитовыми лито- и кристаллокластическими туфами среднего, а нередко и основного состава. Обломочный материал в них составляет около 80% объема породы. Размер частиц в данном случае колеблется от 3 до 0,1 мм. В составе обломков преобладают порфириды среднего и основного состава, осколки плагиоклаза (№ 45—48), иногда в отдельных слоях появляются обломки дацитовых порфиритов и кварц. Цементирующая масса сложена криптокристаллическим или в различной степени раскристаллизованным кремнистым и карбонатным веществом. Далее, вверх по слою крупность и количество обломков постепенно уменьшаются, и туфы совершенно незаметно сменяются туффитами. Подошва каждого туфового слоя обычно резко отделяется от туффитов.

Туффиты описываемых ритмо-слоев имеют чрезвычайно тонкослоистое строение. Мощность слоев измеряется миллиметрами. Помимо обычных обломков андезитовых и базальтовых порфиритов, в туффитах довольно много пепловых частиц (до 15%) — остроугольных осколков плагиоклазов и девитрифицированного стекла, очень редко встречаются обломки кварца. Местами в основной массе обломков порфиритов содержатся тонкораспыленный магнетит, хлопья лейкоксена и хлорит. Весьма характерно, что цемент туффитов содержит кремнистое вещество с реликтами радиолярий (в нижней части толщи), а также карбонатный материал (в верхах толщи).

В северо-восточной части месторождения Елтай II пирокласты, расположенные над известняками, содержат многочисленные прослои черных туффитов, которые чередуются в разрезе с туффитами серого и зеленовато-серого цвета. Границы черных прослоев то резкие, то расплывчатые. Черная окраска их обусловлена присутствием магнетита, мельчайшие выделения которого занимают от 50 до 80% объема прослоев. Форма зерен магнетита неправильная, изометричная, но встречаются и хорошо ограненные его индивиды. Размер зерен 0,01—0,05 мм. Цементом рудных минералов является кремнистое вещество. Встречающиеся здесь обломки порфиритов не содержат магнетита, но плотно облеплены им (рис. 31). В рудных прослоях, кроме магнетита, встречаются гематит, лепидокрокит и гидрогетит.

Серые и зеленовато-серые слои туффитов в основе своей состоят из пепловых частиц, среди которых рудное вещество (магнетит и гематит) либо отсутствует, либо представлено одиночными вкрапленниками. Редко здесь можно наблюдать небольшие неправильной формы скопления магнетита. Кремнистая масса для данных слоев в целом не характерна. Если она и появляется участками, то всегда в резко подчиненном количестве.

На контакте с диоритами магнетитовые туффиты раздроблены и слабо ороговикованы, особенно заметно преобразована кремнистая масса. За счет собирательной перекристаллизации в ней пятнами появляются агрегатные скопления кварца, напоминающие порфиробласты. Магнетит в этих туффитах мало изменен. Вообще в приконтактной с диоритами части туффиты не претерпели существенных метаморфических преобразований.

Черные тонкослоистые туффиты общей мощностью около 10 м подсечены, как уже отмечалось, пятью скважинами в 1 км юго-восточнее месторождения Елтай II. Они приурочены к ритмичнослоистой толще пирокластов и содержат кремнистое вещество. Здесь в магнетитсодержащих туффитах заключены многочисленные прослойки магнетит-гемитовых руд мощностью от 1 м до 10 см. Наибольшая концентрация таких прослоев наблюдается в верхних четырех метрах пачки черных туффитов. Магнетит-гематитовые прослойки имеют резкие границы и весьма выдержаны по простиранию. Вместе с нерудными слоями они участками сложно дислоцированы, что свидетельствует о сингенетичности рудных прослоев с туффитами (рис. 32).

Распределение гематита и магнетита в рудных слойках неравномерное. В каждом из слоев преобладает то гематит, то магнетит. Гематит — хлопьевидные губчатые обособления, состоящие из частиц размером около 0,005 мм. Последние обычно рассеяны в виде равномерной сыпи, но при наложенных процессах — альбитизации, эпидотизации и хлоритизации — происходит перекристаллизация рудной массы, и она становится мелкозерни-



Рис. 31. Туффит. Обломки порфиритов и осколки плагиоклаза сцементированы тонкозернистым магнетитом. Елтай II. Скв. 658, гл. 56,8 м. Увелич. 50*; николи +.



Рис. 32. Сложнодислоцированные тонкослойные магнетитовые руды с новообразованиями пирита (светло-серое) и жилок эпидота. Елтай I, скв. 56. гл. 77 м. Штуф Натур. величина.

стой. В гематитовых слойках присутствуют одиночные зерна или небольшие скопления магнетита размером 0,01—0,05 мм. Изредка в них встречаются пойкилитовидные включения губчатого гематита, а в других случаях хлопьевидный гематит как бы обрастает зерна магнетита. В отдельных магнетит-гематитовых слойках развиты пылевидные и хлопьевидные выделения лепидокро-

кита и гидрогетита. Иногда они преобладают над гематитом и магнетитом. Устанавливается прямая зависимость количества гематита от лепидокрокита и гидрогетита.

Тонкодисперсный гематит и магнетит, слагая рудные слои, почти всегда ассоциируют с криптокристаллическим кремнистым веществом. В малоизмененной кремнисто-железистой массе встречаются реликты радиолярий, осколки плагиоклазов и обломки порфиринов (рис. 10, 33). В отдельных слоях присутствует пели-

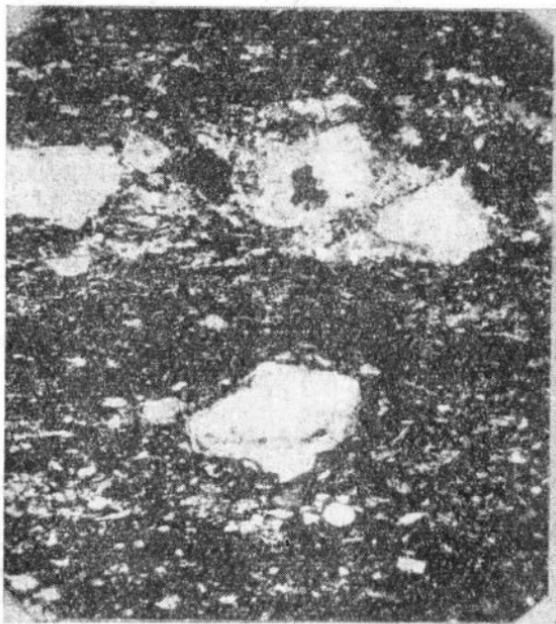


Рис. 33. Обломки плагиоклаза в тонкозернистой кремнисто-карбонатной массе. Елтай II, скв. 641, гл. 199,1 м. Увелич. 35* при одном никеле.

томорфный карбонатный материал, который при метасоматозе довольно легко замещается актинолитом, эпидотом и другими минералами, а оставшаяся незамещенная часть претерпевает перекристаллизацию. Существенно рудные слои чередуются с безрудными алевро-псаммитовыми, состоящими из пепловых частиц, хлорита, серицита, обломков плагиоклаза и порфиринов с магнетитсодержащей основной массой. В этих слоях почти нет кремнистого вещества и радиолярий.



Рис. 34. Обломки порфиритов в туффитах с обилием тонкозернистого магнетита в основной массе. Елтай II, скв. 643, гл. 105,2 м. Увелич. 80*. При одном николе.

Наряду с обломками порфиритов андезитового и базальтового состава в них встречаются обломки дацитовых порфиритов и осколки кварца. Около прослоев черных магнетитсодержащих туффитов и гематит-магнетитовых руд в туфах появляются обломки порфиритов с тонкораспыленным магнетитом в основной массе (рис. 34). Обломки размером от 0,1 до 3,0 мм составляют 75—80% объема туфов. В состав цемента, как и в туффитах, входит кремнистое криптокристаллическое вещество с редкими реликтами радиолярий.

Туфы верхней части толщи доминируют над туффитами. Обломки остроугольной и округлой формы размером от 0,1 до 1,5 мм представлены здесь плагиоклазами (№ 45—48), порфиритами основного состава с микролитовой основной массой. Они занимают до 85% объема породы. Местами в них много бывает карбонатного материала, который обычно замещен актинолитом, эпидотом и пироксеном. В зоне оруденения по туфам образуются пироксен-

В верхней части пирокластической толщи туффиты содержат значительное количество карбонатного вещества. Железистых прослоев здесь не наблюдается. На месторождении Елтай II существенно карбонатные туффиты развиты непосредственно под межпластовым телом диоритов.

Среди туффитов, как уже говорилось, имеются прослой туфов. Туфы, приуроченные к низам пирокластической толщи, и туфы верхней части разреза заметно различаются между собой. В основании толщи они по количеству и объему прослоев резко уступают туффитам и имеют преимущественно литокластическое мелко- и среднеобломочное строе-

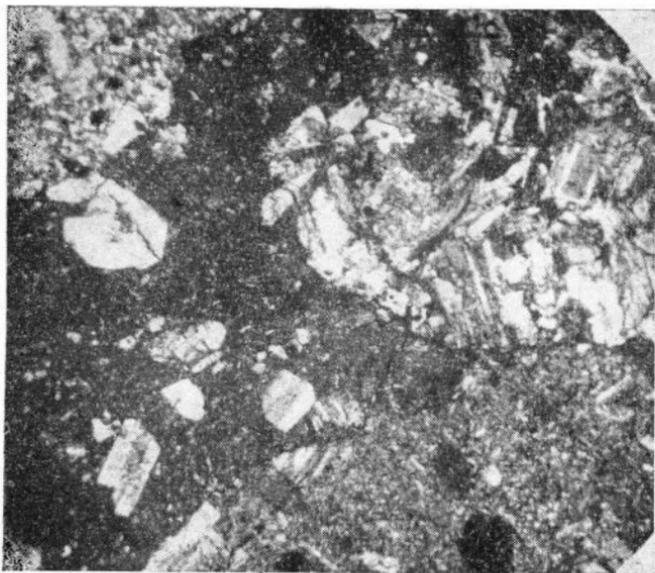


Рис. 35. Туф с обломками диоритов и диабазовых порфиритов. Елтай II, скв. 812, гл. 267,0 м. Увелич. 35*. Николи +.

скаполитовые метасоматиты и редкая вкрапленность магнетита.

Границы между прослоями туфов и туффитов то резкие, то, наоборот, совершенно постепенные. Большой частью подошва туфового слоя довольно резко отделяется от туффитов, однако крупные обломки туфов нередко оказываются как бы погруженными в кремнистую или карбонатную туффитовую массу. В то же время кровля туфовых прослоев отделяется от туффитов менее четко, т. е. переходы между ними постепенные.

В западной части месторождения Елтай II выделяется тектонический клин, сложенный кристалло-литокластическими туфами и туффитами смешанного состава, имеющими также ритмично-слоистое строение. Однако здесь преобладают крупно- и грубо-обломочные разности. В туфах размер обломков колеблется от 1 до 7 мм. Они занимают до 90% объема породы. В обломках чаще всего встречаются порфириты с афировой и полифировой структурой, плагиоклазы (№ 45 — 48) зональные, часто альбитизированные, порфириты с гиалопилитовой, пилотакситовой и микролитовой основной массой. Широко представлены в туфах обломки кварцевых и дацитовых порфиритов. Изредка встре-

чаются обломки порфиритов с обильным магнетитом в основной массе. В единичных случаях в составе обломочного материала отмечаются диориты, диабазовые порфириты и метасоматиты (рис. 35), и тогда цементирующая масса состоит из пепловых частиц и карбонатного материала, участками хлоритизированного и эпидотизированного. Вопрос о возрасте туфов, содержащих обломки диоритов, диабазовых порфиритов и метасоматитов, в настоящее время решить однозначно нельзя. Не исключено, что оруденение здесь более молодое (верхнепалеозойское, а не нижнекарбонное).

В тонко- и мелкообломочных туфах и туффитах преобладают осколки плагиоклаза и кварца, а обломков пород явно меньше.

В верхней части пирокластической толщи встречено 3 маломощных (2—10 м) и не выдержанных по простиранию покрова интенсивно пропилитизированных андезитовых порфиритов. Структура в них сохранилась, но основная масса и вкрапленники замещены альбитом, актинолитом и эпидотом. Кроме того, в основной массе очень много кальцита и хлорита.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ, МЕТАСОМАТИТЫ И РУДЫ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ ВМЕЩАЮЩИХ ОРУДЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО КАРБОНА

Обычно всеми исследователями отмечается значительная измененность осадочных и вулканогенных образований нижнего карбона Тургая. Причиной этого считают локально наложенные гидротермальные процессы, большей частью связанные с оруденением, и региональный метаморфизм. Метасоматические процессы в пределах рудных полей изучены достаточно полно. Вопросы регионального метаморфизма никем в сущности не затрагивались. Принималось, что породы нижнего карбона метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Между тем детальное их изучение со всей очевидностью показывает, что они мало изменены региональными процессами, претерпев лишь стадию эпигенеза.

В отличие от многих других складчатых регионов, например Среднего Урала, где низкотемпературный метаморфизм сопровождается интенсивным рассланцеванием пород, в рудном поясе Тургая, несмотря на значительно проявленную складчатость, каких-либо признаков динамометаморфизма практически не обнаруживается. Не отмечается здесь и региональной перекристаллизации пород. Вулканогенно-осадочные образования сохраняют массивное и миндалекаменное сложение, в них прекрасно видна тонкая слоистость, флюидалность и первичные микролитовая, пилотакситовая и другие структуры.

Вулканогенные и осадочные породы нижнего карбона — наиболее молодые геосинклинальные образования Главного рудного пояса Тургая. В них размещены все основные магнетитовые месторождения. Мощность этих пород исчисляется, по данным одних исследователей, в 3,5—4 км, другие поднимают эту цифру до 6,5—7 км. Зная эти величины, нетрудно подсчитать температуру и давление, при которых могло происходить преобразование

первичных осадков. Так, если принять максимальную мощность осадочных и вулканогенных пород в 7 км, то температура, обусловленная естественным градиентом при погружении осадков, должна быть не более 200—250° С даже для самых нижних горизонтов, а давление — не свыше 2000 атм. При таких условиях, по мнению большинства геологов, региональный метаморфизм не происходит, возможно лишь диагенетическое преобразование толщ. Приведенные расчеты и сделанные на их основе заключения вполне подтверждаются фактическими материалами.

Нижнекарбоновые отложения несут признаки только локального вторичного преобразования. Однако и в этом случае степень их изменения различна. Больше всего сохранились породы, расположенные в удалении от полей развития гипабиссальных интрузивов и зон оруденения. В пределах рудных полей и контактовых ореолах глубинных магматических тел вмещающие оруденение толщи преобразованы наиболее интенсивно. Нередко они изменены настолько, что не сохранили ни присущей им структуры, ни минерального состава. Но это не метаморфические породы, а метасоматиты, образование которых связано с привнесением и выносом компонентов. Их описание приведено в следующем разделе. Здесь же остановимся на характеристике только тех процессов, которые обусловлены региональным погружением толщ и не связаны с теплом интрузий и потоками глубинных растворов.

Явления метаморфизма наиболее четко запечатлеваются в породах песчано-глинистого состава. Они весьма чувствительны к изменениям температуры и давления и быстро восстанавливают равновесие. По их преобразованию можно судить о степени метаморфизма. В Тургае эти породы мало изменены, хотя и залегают в основании нижнекарбоновой толщи (турнейский ярус). В процессе погружения глинистые и песчано-глинистые образования претерпели только региональный эпигенез. Они превращены в аргиллиты, алевропелиты и алевролиты. Обладают массивной, реже тонкослоистой текстурой. Характерная особенность этих пород — удивительно хорошая сохранность их минерального состава. Под микроскопом они обнаруживают существенно пелитовый и псаммито-пелитовый состав. Глинистая масса осталась нераскристаллизованной, изотропна, и только местами в ней появляются участки новообразований хлорита и тонкочешуйчатые агрегаты бесцветной слюды.

Так же мало изменены породы псаммито-псефитового ряда. Обломочный материал в них обычно сохраняет черты окатанности, и лишь в отдельных случаях зерна кварца и полевых шпатов регенерируются. Глинисто-карбонатный цемент местами

пропитан гидроокислами железа, но в участках, где ожелезнение не наблюдается, пелито-кальцитовый цемент мало или почти не изменен. Словом, высокая степень сохранности пелитопсаммитовых пород дает полное основание говорить об отсутствии регионального метаморфизма или, во всяком случае, о весьма слабом его проявлении.

Такой же вывод позволяет сделать и характер изменения карбонатных пород. Они приурочены к среднему визе и прослеживаются с перерывами почти по всему рудному поясу. В контактовых ореолах интрузивов и рудных полях известняки обычно мраморизованы и всегда несут признаки метасоматоза; по ним образуются скарновые минералы, оруденение и ассоциация более низкотемпературных метасоматитов. Вполне естественно, что по этим известнякам нельзя судить о степени регионального метаморфизма. Однако те же самые известняки, несколько удаленные от контакта с интрузивами и расположенные вне зон оруденения, выглядят совсем иначе. Это массивные или тонкослоистые серые и темно-серые породы, в которых под микроскопом бывает видна пелитоморфная структура карбонатов и пятна или тонкие прослойки нераскристаллизованного глинистого вещества. Кое-где, правда, появляются гидрослюды и хлорит, но их обычно немного, и они-то как раз и указывают на то, что данные породы по характеру своего изменения находятся на границе эпигенеза и начальной стадии регионального метаморфизма. Известняки содержат обильную микрофауну, которая позволяет датировать их возраст как средневизейский.

Стратиграфически выше и ниже известняков залегают мощные покровы вулканитов андезито-базальтового состава. Эти породы, как и осадочные образования, мало изменены. В эффузивах отчетливо сохранились гиалопилитовая, пилотакситовая, офитовая и другие структуры основной массы; местами в них наблюдается даже вулканическое стекло.

Из вторичных минералов, которые возникают в вулканитах за счет раскристаллизации стекла, можно отметить пумпеллит и реже пренит. Эта ассоциация отвечает стадии эпигенеза и рассматривается как переходная ступень к региональному метаморфизму. Пренит-пумпеллитовая субфация образуется в условиях малых давлений и низких температур, не превышающих 300° С.

Среди туфов и туффитов верхнего визе — на юго-востоке встречаются железисто-кремнистые образования, незначительное изменение которых — еще одно доказательство отсутствия здесь проявлений регионального метаморфизма.

На характеристике всех этих преобразований осадочно-вулканогенных пород необходимо было остановиться только потому, что некоторые исследователи считают региональный метаморфизм основной причиной, вызвавшей глубокое преобразование первичных вулканогенно-осадочных руд и превращение их в руды пироксен-магнетитовые и т. п. Однако приведенный выше фактический материал не подтверждает этих предположений, и ошибочность их вполне очевидна.

ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ И ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЕ

Площадное гидротермальное изменение андезито-базальтовых вулканитов и интрузивных пород широко распространено в рудных районах Тургая. Однако до последнего времени многими исследователями характерные для пропилитов парагенезисы определялись как среднетемпературные околорудные породы, связанные воедино с эндогенным процессом железоруднения. Мы впервые (Дымкин, 1966) обратили внимание на то, что в рудных полях Тургая имеют место оба типа метасоматитов, при этом были приведены некоторые признаки их различия и указано на их разновозрастное положение.

В связи с обнаружением в Тургае сингенетичных вулканизму железных руд изучение процессов пропилитизации приобретает особый интерес.

Типичные пропилиты определяются как продукты гидротермального изменения вулканических пород преимущественно среднего и основного состава. Они обычно состоят из альбита, эпидота, актинолита, хлорита, серицита и пирита, реже в них встречаются кальцит, кварц, адуляр, иногда пумпеллиит и пренит. Точно такие же минеральные ассоциации развиваются и в интрузивных породах, поэтому понятие о пропилитизации в настоящее время распространено вообще на изверженные породы независимо от их состава. Однако пропилитами предлагается называть только зеленокаменноизмененные вулканиты.

Как видно, термин «пропилит» в петрографическом отношении достаточно определен. Что же касается генетической природы этих образований, то здесь нет единого мнения. Особенно много разногласий по вопросу о соотношении пропилитизации и руднения.

Пропилитизацию Д. С. Коржинский (1955, 1961) рассматривает как определенный вид регионального зеленокаменного метаморфизма вулканогенных толщ. Пропилиты, как полагает он, не являются аутометасоматическими образованиями и не

связаны с фумазольно-сульфатарной деятельностью вулканов. Они возникают в условиях мощного потока восходящих послемагматических растворов, поступающих не только вслед за образованием вулканитов, но и после некоторой складчатости и формирования гипабиссальных интрузивов. Пропилитизация — процесс, характерный для небольших глубин, поэтому даже при самом интенсивном зеленокаменном изменении вулканитов признаки их катаклаза и рассланцевания обычно отсутствуют. Д. С. Коржинский (1955, 1961) по условиям глубинности выделяет три фации пропилитов: приповерхностную (до 200—300 м) наиболее низкотемпературную хлорит-карбонатную, хлоритовую с адуляром и без него; субвулканическую (до 1 км) среднетемпературную эпидот-хлорит-альбитовую; гипабиссальную (свыше 1 км) высокотемпературную актинолит-эпидот-альбитовую.

Важный признак пропилитов — очень слабо выраженная температурная зональность и в общем случае одинаковая степень изменения вулканитов. Эти особенности Д. С. Коржинский объясняет равномерным прогреванием пород восходящими потоками растворов и отсутствием влияния отдельных интрузивов на пропилитизацию.

В геохимическом отношении пропилитизация рассматривается как процесс стадии кислотного выщелачивания, связанный с активностью CO_2 и H_2S . Поля развития пропилитов обычно сопряжены со скарнами и другими метасоматитами, которые в свою очередь сопровождаются рудной минерализацией. Оруденение, как правило, завершает пропилитизацию, накладываясь на пропилитизированные породы. В некоторых случаях, как предполагается, пропилитизирующие растворы являются одновременно и рудоносными. Однако с этим предположением соглашаются далеко не все геологи.

Развивая представления Д. С. Коржинского относительно связи пропилитизации и оруденения, М. М. Василевский (1970) приходит к выводу, что «эндогенная концентрация металлов происходит в подавляющем большинстве случаев после того, как породы подверглись пропилитовому зеленокаменному изменению. Рудные тела размещаются в уже пропилитизированных породах или сопряженных с ними метасоматитах, и оруденение сопровождается собственно околорудными изменениями дорудных гидротермально измененных пород. Лишь некоторая часть металлов (преимущественно железо, отчасти, может быть, медь) образует концентрации в процессе пропилитизации и сопряженных с нею изменений». Уточняя далее возрастные соотношения пропилитизации и оруденения, М. М. Василевский

отмечает, что эти два процесса разорваны во времени, однако невозможно каждый раз определить время отставания рудной минерализации от процесса гидротермального изменения вмещающих пород. По-видимому, этот интервал в каждом конкретном случае различен.

Интересные сведения по пропилитизации пород в районах современной деятельности вулканов (Камчатка, Курильские острова) приводит С. И. Набоко (1963). По ее мнению, пропилитизация представляет собой наложенный процесс, протекающий под воздействием гидротермальных растворов, связанных единым источником с вулканическими образованиями. Иначе говоря, гидротермальные растворы зарождаются в глубинных магматических очагах, а затем, поступая в верхние этажи земной коры, взаимодействуют с вулканитами, вызывая их изменение. Современная пропилитизация происходит, например, в районе Паужетки на глубине 250—800 м под воздействием слабокислых сульфатно-хлоридных растворов при температуре 100—200° С. Характерные новообразования здесь—хлорит, кварц, пирит, карбонат, адуляр, цеолиты, гидрослюда, гипс и ангидрит. Пропилитизация, как считает С. И. Набоко, протекает без существенного изменения химического состава исходных пород, привносятся только вода, углекислота и сера. В данном случае этот процесс может рассматриваться как метаморфический.

Заканчивая краткий обзор представлений о пропилитах и пропилитизации, необходимо подчеркнуть, что по набору минеральных парагенезисов пропилиты сходны с породами фации зеленых сланцев. Однако в отличие от последних в пропилитах сохраняются структурно-текстурный рисунок исходных пород, реликты первичных минералов, и только в участках наиболее интенсивного изменения они приобретают кристаллобластическое строение. Кроме того, пропилиты обнаруживают слабую зональность и содержат адуляр, не свойственный «зеленокаменному» метаморфизму, который протекает на больших глубинах и сопровождается рассланцеванием.

Все приведенные признаки пропилитизации устанавливаются и в вулканитах, и в интрузивных породах Главного рудного пояса Тургай. Мощные толщи эффузивов и туфов здесь в той или иной мере метасоматически изменены, в них повсеместно развиваются альбит, эпидот, актинолит, хлорит, кварц, серицит, пирит, цеолиты, пумпеллиит и пренит. В ореольной части скарновых месторождений в ассоциацию названных минералов входит тонковкрапленный магнетит, но является ли он продуктом процесса пропилитизации — сказать трудно. Скорее всего магнетит наложенный. Особенно много метасоматического

магнетита в пропилитизированных интрузивных породах. Здесь он образует густую вкрапленность или различно ориентированные жилки и сопровождается эпидот-альбитовыми метасоматитами.

Процессы пропилитизации вулканитов и интрузивных пород в общем случае одинаковы, но по характеру минеральных ассоциаций, количественному соотношению отдельных минералов, масштабам и времени проявления они заметно различаются между собой. Детальное изучение этих процессов показывает, что они связаны с разными этапами магматизма. Чтобы подчеркнуть эту связь, мы выделяем пропилитизацию вулканогенную и плутоногенную.

Пропилитизация вулканогенная. Этот тип «зеленокаменного» изменения эффузивов и туфов широко распространен во всех без исключения рудных районах Тургая. Метасоматическое замещение первичных минералов вулканогенных пород характерными парагенезисами пропилитов прослеживается не только в зонах оруденения, но и далеко за их пределами. Пропилитизированные породы составляют своего рода внешнюю кайму вокруг рудных полей и в одних случаях сливаются в единую значительной протяженности зону, приуроченную к глубинным разломам, в других — образуют обособленные поля.

Пропилитизация как бы повторяет в плане рудные районы, но только охватывает более широкие площади. В тектоническом отношении, как и оруденение, она приурочена к зонам повышенной проницаемости пород — трещинно-решетчатым структурам, длительное формирование которых способствовало проникновению потоков глубинных растворов и интенсивной проработке вулканитов. Пространственно площади пропилитизации совмещены с вулканическими очагами, т. е. с участками, где экстремальная деятельность проявилась наиболее полно. Такие участки характеризуются в разрезе преобладанием вулканогенных пород (в Тургае главным образом туфов) и резко подчиненными мощностями осадочных образований. Среди пирокластов большим распространением пользуются грубообломочные туфы, относящиеся к прижерловой фации вулканизма. Это еще раз доказывает пространственную сопряженность центров вулканических извержений и пропилитизации. Все эти факты позволяют высказать предположение, что процесс «зеленокаменного» перерождения пород осуществлялся растворами, имеющими единый с ранее сформированными вулканитами магматический источник, причем процесс пропилитизации, хотя и бесспорно наложенный, протекал еще в геосинклинальный период развития региона в субмаринных и, может быть, частью даже в субэаральных условиях.

Не исключено, что формирование вулканогенных толщ и последующая их пропилитизация — процессы близкоодновременные. Однако, не располагая данными об абсолютном возрасте минералов из этих пород, невозможно более определенно обосновать высказанное предположение.

Вместе с тем имеются факты, свидетельствующие о том, что пропилитизация вулканитов в какой-то мере процесс автометасоматический. Следовательно, в условиях Тургая вряд ли были возможны мощные потоки восходящих послемагматических растворов, значительно отстающих по времени от вулканической деятельности, как предполагал Д. С. Коржинский (1955). Дело в том, что в основании вулканогенных толщ рудных полей залегают осадочные породы — аргиллиты, алевролиты, песчаники, претерпевшие лишь стадию эпигенеза. Надо полагать, что если бы сквозь них проходили потоки растворов, то они вместе с вулканитами оказались бы измененными. В действительности этого нет. Вероятнее всего, растворы поднимались с глубины не фронтально, а узко локальными зонами — по глубинным разломам и жерлам вулканов и только в самой верхней части, вблизи поверхности, конусообразно растекались в толщах не совсем еще остывших вулканитов, вызывая их пропилитизацию.

Среди пирокластических толщ Елтайско-Куржункульского рудного района имеются горизонты вулканогенно-осадочных железных руд, пирокластический материал которых, как и эффузивы, несет признаки пропилитизации: осколки плагиоклазов замещаются альбитом и эпидотом, а по пепловому цементу развивается хлорит или актинолит. Данные руды близки по времени образования процессу пропилитизации.

Совершенно иное возрастное соотношение устанавливается между рудами метасоматического типа и вулканогенной пропилитизацией. Эти руды всегда сопровождаются своими околорудными метасоматитами, которые отчетливо накладываются на пропилитизированные породы. Если к тому же учесть, что скарны и другие метасоматиты, сопровождающие магнетитовое оруденение, развиваются и по интрузивным породам, дискордантным по отношению к складчатым структурам, становится совершенно очевидным, что процессы околорудного и рудного метасоматоза, с одной стороны, и вулканогенной пропилитизации, с другой, разделены значительным промежутком времени.

Изучая разрезы пропилитизированных вулканитов, нам удалось выявить в них слабовыраженную вертикальную зональность. Правда, в большинстве случаев первичная зональность затуманена наложенными метасоматическими процессами, но местами она все же сохранилась. По характеру парагенезисов

выделяются две зоны пропилитизации: нижняя эпидот-альбит-актинолитовая и верхняя, в которой вместо актинолита присутствует хлорит, а также появляются пумпеллит и цеолиты. В обеих зонах есть серицит, пренит и кварц. Заметим, что кварц в вулканогенных пропилитах встречается редко и в очень малых количествах. Граница между зонами постепенная, имеется так называемый переходный «слой», в котором устойчивы и актинолит, и хлорит. В различных участках рудного пояса Тургая этот «слой» располагается на разных глубинах от поверхности палеозоя, иногда он фиксируется в самых верхних частях разреза. По-видимому, все это связано с различной эродированностью палеозойских вулканитов.

Появление в андезито-базальтовых порфиритах и туфах новообразований эпидота, альбита, актинолита, хлорита и других характерных для пропилитов минералов не сопровождается обычно существенным изменением первичной структуры пород, особенно мало изменяются фенокристаллы плагиоклаза. Замещающая альбитом, они сохраняют призматические очертания, и только в некоторых случаях, когда вместе с альбитом образуется эпидот, плагиоклаз утрачивает присущую ему форму, претерпевая перекристаллизацию.

Другие фенокристаллы, встречающиеся в эффузивах — роговая обманка, пироксен, реже оливин и биотит, замещаются, как правило, актинолитом и хлоритом. При этом на первых порах форма первичных минералов сохраняется, но затем при разрастании вторичных продуктов за счет основной массы утрачивается.

Основная масса эффузивов при пропилитизации несколько видоизменяется, хотя по ней еще возможно восстановить первичную структуру породы. Так, микролитовая и гиалопилитовая структуры при альбитизации плагиоклаза приобретают черты роговикового строения, и только кое-где сохраняется первичный их облик. В породах с пилотакситовой основной массой альбитизация лейст среднего и основного плагиоклаза приводит к разрастанию их и возникновению структуры типа бостонитовой.

Тесно ассоциирующие с эффузивами туфы и туффиты также бывают подвержены пропилитизации, но практически всегда сохраняют обломочное строение и присущий им текстурный рисунок.

При интенсивной пропилитизации вулканитов и полном замещении в них темноцветных минералов вместе с альбитом и актинолитом появляются кварц и кальцит. Обычно их немного, мелкие одиночные выделения этих минералов равномерно рассеяны в пропилитизированной породе.

Для пропилитизированных вулканитов верхней зоны характерны цеолиты. Больше всего их в рудных полях, где они завершают процесс эндогенной минерализации. Но нередко ломонит ($Ng = 1,517-1,520$, $Np = 1,506-1,510$, $2V = 38^\circ$) и шабазит ($Ng = 1,486-1,475$, $Np = 1,479-1,470$, $Np - Np = 0,009-0,002$) наблюдаются в вулканитах, расположенных далеко за пределами зон оруденения. Тонкоагрегатные скопления цеолитов образуют микрожилки, обособленные участки в основной массе эффузивов, но чаще всего выполняют миндалины вместе с хлоритом и кальцитом. В тесной ассоциации с цеолитами находится пумпеллит ($Ng = 1,712-1,701$, $Np = 1,698-1,682$, $Ng - Np = 0,019-0,011$), радиально-лучистые агрегаты которого развиваются на месте девитрифицированного стекла в андезитовых и базальтовых порфиритах.

Пропилитизация плутоногенная характерна для гипабиссальных и субвулканических тел и, следовательно, распространена менее широко. Минеральные парагенезисы пропилитизированных интрузивных пород ограничены в своем развитии только отдельными массивами и не выходят за их пределы — во вмещающие вулканиты. Это нетрудно установить благодаря различию минеральных ассоциаций, развитых в пропилитизированных вулканитах и интрузивных породах. В гипабиссальных и субвулканических массивах вместе с альбитом, эпидотом и актинолитом исключительно широко представлен кварц, в вулканитах он встречается редко и всегда в явно подчиненных количествах. Окварцевание отдельных массивов, связанное со стадией кислотного выщелачивания, настолько интенсивно, что иногда приводит к образованию почти мономинеральных кварцевых метасоматитов, в которых первичные минералы диоритов, диоритовых порфиритов и габбро-диоритов сохраняются только в виде реликтов. Но это крайний случай, обычно же кремниевый метасоматоз, сопровождавшийся одновременным образованием альбита, эпидота и актинолита, заканчивается выделением кварца в количествах, не превышающих 20—30%, редко 40%. Важно заметить, что в этой ассоциации постоянно наблюдаются пренит и биотит. Хлорит, столь широко распространенный в верхней зоне вулканитов, здесь почти не встречается.

Локальное окварцевание массивов, не затрагивающее по существу вмещающие вулканиты, дает основание считать этот процесс автометасоматическим. Как продукт этого же процесса следует, видимо, рассматривать и возникшую совместно с кварцем эпидот-альбит-актинолитовую ассоциацию. Таким образом, плутоногенная пропилитизация носит несколько иной характер, распространенные здесь минеральные парагенезисы (кварц +

+ альбит + актинолит + эпидот + пирит; кварц + альбит + эпидот + биотит + пирит; кварц + альбит + пренит + актинолит + пирит) свидетельствуют о более глубинном проявлении этого процесса.

Отличается плутогенная пропилитизация от вулканогенной и по времени образования. Известно, что интрузивные породы Сарбай-Соколовского комплекса дискордантны к складчатым структурам, сформированным на границе нижнего и среднего карбона. Следовательно, и наложенная на интрузивы пропилитизация развивалась позднее, в позднеорогенный период.

Подобно вулканитам, пропилитизированные интрузивные породы в рудных районах обычно скарнированы, по ним широко развиваются скаполитизация и магнетитовое оруденение. Все эти процессы более поздние. В некоторых месторождениях, например Сарбайском, скарны накладываются не только на интрузивные породы, но и на секущие их (дорудные) дайки (Дымкин, 1970).

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что метасоматическое магнетитовое оруденение несколько отстает от плутогенной пропилитизации, но этот промежуток времени несравненно меньше, чем интервал, разделяющий вулканогенную пропилитизацию и оруденение.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

К контактово-метаморфическим образованиям мы относим (Коржинский, 1955) породы, которые возникают в контактовых ореолах интрузивов изохимическим путем, в процессе преобразования в них изменяется только содержание воды и углекислоты.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе наиболее отчетливо термальным метаморфизм проявился в экзоконтактной части гипабиссальных интрузивов. В результате контактового метаморфизма возникли зоны роговиков и ороговикованных пород, мраморов и мраморизованных известняков. Контактные роговики и мраморы развиты только на месторождениях скарнового подтипа. Мраморы, кроме того, развиты вне видимой связи с интрузивами около зон циркуляции высокотемпературных растворов и широко распространены на месторождениях гидросиликатного подтипа. В результате недостаточного прогрева пород ороговикование здесь не проявилось. Мраморизация известняков под воздействием высокотемпературных растворов

описана В. Г. Боголеповым (1960), П. Н. Кобзарем (1960), Н. М. Беляшовым (1963).

Роговики наиболее характерны для месторождений Елтай I и III. Здесь они возникли за счет вулканогенных пород валерьяновской свиты на контактах с варисскими интрузивами габбро-диоритов. Ороговикование происходило в условиях прогрессивной стадии метаморфизма, о чем свидетельствуют псевдоморфозы пироксена по роговой обманке и отсутствие зон закалки в апофизах габбро-диоритов. Наиболее полному ороговикованию подверглись туффиты. Возникшие по ним роговики имеют унаследованные массивные или полосчатые текстуры и типичную для роговиков гранобластовую структуру. Минеральный состав их в основном пироксен-плаггиоклазовый, кроме того, в них нередко встречаются роговая обманка, биотит и кварц. Соотношение главных минералов — пироксена и плаггиоклаза — зависит от состава исходных пород. Так, на месторождении Елтай I в роговиках, возникших за счет известковистых туффитов, преобладает пироксен, а плаггиоклаз доминирует в роговиках, образованных по туффитам алюмосиликатного состава. Колебания минерального состава отмечаются и в роговиках месторождения Елтай III, где исходные туффиты имели неоднородный состав.

Пироксен роговиков имеет обычно изометричную форму зерен и размеры от 0,01 до 1,0 мм. Под микроскопом он бесцветный или с зеленоватым оттенком. Оптические константы его следующие: $2V = 56-60^\circ$, $N_g = 1,695-1,700$, $N_p = 1,664-1,672$, $cNg = 39-45^\circ$. Пироксен по оптическим свойствам близок к диопсиду.

Плаггиоклаз роговиков также мелкозернист и имеет изометричные очертания. По составу он отвечает андезину (содержание анортитовой молекулы 40—48%).

Туфы ороговикованию подвержены значительно меньше, чем туффиты, хотя они занимают аналогичное положение по отношению к интрузивам. Ороговикованные участки туфов имеют мелкозернистое строение и пироксен-плаггиоклазовый состав.

В порфиритах лежащего бока месторождения Елтай III, залегающих ближе к интрузиву, чем туффиты, отмечаются лишь отдельные участки с перекристаллизованной основной массой. Вкрапленники плаггиоклаза и пироксена в таких участках сохранились без изменения, а редкие порфиристые выделения роговой обманки превращены в пироксен.

На месторождениях Елтай I, III и IV роговики и ороговикованные породы вдоль зон трещиноватости претерпели скаполитизацию, скарнирование и оруденение.

Мраморы, возникшие при контактовом метаморфизме, ничем в сущности не отличаются от мраморов, возникших при термальном воздействии высокотемпературных растворов. И те, и другие мелкозернисты, массивны или с реликтовой слоистостью. Кроме кальцита, в них иногда содержатся кремнистые желваки, единичные зерна пироксена и крупночешуйчатый гематит. Заметных изменений вещественного состава мраморов по сравнению с исходными известняками не отмечается. Чистые мраморы метасоматическим изменениям почти не подвергались. Скарнирование охотнее протекало в пирокластических породах, загрязненных карбонатным материалом. Мраморы на месторождениях Елтайско-Куржункульского рудного района почти не подвергались и магнетитовому оруденению.

ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

В Елтайско-Куржункульском рудном районе устанавливаются два типа метасоматоза: диффузионно-биметасоматический и инфильтрационный, последний при образовании околорудных метасоматитов и руд играет большую роль. В некоторых случаях эти типы метасоматоза совмещаются, проявляясь в одной и той же рудной зоне.

Околорудные метасоматиты образуются в регрессивную стадию, что подтверждается телескопированием минеральных парагенезисов, т. е. наложением одних парагенетических ассоциаций, как правило, более низкотемпературных, на другие. Однако в силу неодинакового прогрева пород и, как следствие этого, различия щелочности-кислотности растворов в месторождениях отдельные процессы метасоматоза, которые можно рассматривать как стадии минерализации, проявились неодинаково, некоторые из них в ряде месторождений отсутствуют совсем. Например, скарновый процесс присущ только тем месторождениям, которые расположены в контактовой зоне с гипабиссальными интрузивами; для месторождений, удаленных от подобного рода интрузивов и размещенных в осадочно-вулканогенных породах, характерна ассоциация среднетемпературных образований — эпидозитов, эпидот-актинолит-хлоритовых метасоматитов и др.

Вместе с тем для всех без исключения месторождений весьма характерна высокая активность щелочных металлов, особенно натрия, обуславливающая в высоко- и среднетемпературные стадии метасоматоза процессы альбитизации.

Описание метасоматитов приводится в порядке их образования.
Альбитизированные породы. Ранний щелочной метасоматоз

в рудном районе проявился довольно широко. Альбитизированные породы развиты на всех месторождениях, причем часть их впоследствии подверглась скарнированию, оруденению и другим процессам минерализации. Альбит раннещелочной стадии равновесен с пироксеном в отличие от среднетемпературных метасоматитов, в которых он ассоциирует с эпидотом и актинолитом. Альбитизации подвержены только алюмосиликатные породы: эффузивы, туфы, роговики и интрузивные образования.

Установлено, что наиболее раздробленные и трещиноватые породы альбитизированы в большей степени, чем прилегающие к ним участки монолитных пород. Следует отметить, что одни и те же зоны катаклаза контролировали различные постмагматические процессы, из них альбитизация имеет самые широкие ореолы.

Альбитизированные породы почти всегда светло-серые, кремово-серые и розовато-серые. Структуры исходных пород при альбитизации практически не претерпели изменений. Альбит развивался по средним и основным плагиоклазам псевдоморфно. Наиболее ярко альбитизация проявилась по диорит-порфирирам, развитым на многих месторождениях. В альбитизированных диорит-порфирирах преобладает альбит как в порфирировых выделениях, так и в основной массе, нередко встречается и диопсид ($N_g = 1,703—1,708$, $N_p = 1,682—1,685$), но большей частью темноцветные минералы замещены более поздним актинолитом, а иногда эпидотом и хлоритом. Довольно часты мелкие включения кальцита, возникшего, по-видимому, за счет кальция, освобождающегося при разложении анортитовой молекулы плагиоклазов. Акцессории те же, что и в исходных диорит-порфирирах — магнетит, сфен, апатит, редко циркон.

Замещение фенокристов плагиоклаза альбитом намечается, как правило, вдоль плоскостей спайности и сростания двойников, вдоль трещин катаклаза. Иногда при неполном метасоматозе альбитом замещено только ядро зонального плагиоклаза или избирательно отдельные его зонки.

Осветление пород при натровом метасоматозе связано с разложением темноцветных минералов (пироксенов и амфиболов) и выносом железа и магния. Химизм этого процесса рассмотрен в главе VI.

Скаполитизированные породы. Хлорный метасоматоз, столь характерный для месторождений северной части Главного рудного пояса Тургая, в Елтайско-Куржункульском районе развит весьма ограниченно. Слабоскаполитизированные породы отмечаются лишь на месторождениях Елтай I, Куржункульском и Копоткинском и на Увольненском рудопроявлении.

Скаполитизация пород происходила до скарнирования в конечную стадию щелочного метасоматоза. Наиболее заметен хлорный метасоматоз на Куржункульском месторождении. Здесь скаполитизации подверглись диорит-порфиры, причем распространение этого процесса контролировалось предшествовавшей трещинной тектоникой. Ширина зон скаполитизации не превышает 4—6 м. В начальную стадию скаполитом замещалась основная масса диорит-порфиритов, а затем и вкрапленники. При разрастании этого процесса мелкие зерна скаполита перекристаллизовывались в крупные призматические кристаллы длиной до 1 см, хорошо отличающиеся своей светло-серой окраской и стеклянным блеском. Скаполитом охотнее всего замещались полевые шпаты. Пироксен и другие темноцветные минералы сохранились в скаполите в виде пойкилитовых включений, по которым иногда развиты актинолит, хлорит и кальцит. Нередко не замещены и полевые шпаты, по составу которых можно понять, что скаполитизации подвергались как неизменные диорит-порфиры, так и альбитизированные их разности.

Под микроскопом скаполит бесцветен, обладает отчетливой спайностью. Оптические константы его следующие: $N_o = 1,549—1,558$, $N_e = 1,541—1,545$, двупреломление не превышает 0,014, обычно же 0,010—0,012. Оптические свойства и химический состав (табл. 3) указывают на преобладание в скаполите мариалитовой молекулы. По данным А. К. Яковлевой (1961), скаполиты Куржункуля имеют состав дипира. Д. О. Онтоевым (1958) здесь был найден скаполит с двупреломлением 0,025—0,030, что соответствует мицкониту (около 60% мейонитовой молекулы). Однако последний, по-видимому, развит крайне ограниченно и другими исследователями не был встречен.

Вместе со скаполитом нередко встречаются гранат, пироксен, эпидот, актинолит, хлорит, кальцит, сульфиды и цеолиты. Все эти минералы развиваются по скаполиту, образуя иногда псевдоморфозы. Магнетит, как и в других месторождениях Тургая, замещает скаполит, развиваясь по спайности или же в интерстициях последнего. Отдельные реликты скаполита иногда встречаются в сплошных рудах. Однако большинство их псевдоморфно замещены кальцитом или цеолитами.

На месторождении Елтай I слабой скаполитизации подверглись небольшие участки габбро-диоритов, туффитов и порфиритов. Габбро-диориты скаполитизированы вдоль трещин. Ширина зон скаполитизации до 10 см. В некоторых маломощных апофизах габбро-диоритов плагиоклаз полностью замещен скаполитом. Иногда в них встречаются небольшие гнезда белого шестоватого скаполита с отдельными кристаллами длиной до 5 см.

Т а б л и ц а 3

Химические анализы метасоматических минералов

Месторождение, скл/глуб., м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	H ₂ O	П.п.я.
Скаполит													
Елтай I													
14/38,3	52,76	0,02	20,13	He обн.	He обн.	—	0,52	4,38	9,50	0,83	2,25	3,12	—
8/95,0	51,37	0,12	23,38	0,67	0,93	—	0,41	4,75	9,97	0,64	2,38	4,88	—
Гранат													
Елтай IV													
11/53,0	34,12	0,05	2,03	28,61	0,31	—	0,51	32,20					
Куржункульское													
426/112,5	36,00	0,14	5,36	24,34	0,35	—	0,67	30,24					
413/279,3	37,33	0,37	6,67	20,96	0,37	0,35	0,16	33,75					
Пироксен													
400/523,0	46,30	0,03	4,40	2,60	0,17	—	14,89	25,48					
72/140,6	51,82	0,15	1,38	3,04	6,62	0,16	13,31	22,78	—	0,24		0,02	
Эпидот													
97/39,0	36,60	He обн.	17,99	16,35	0,11	—	He обн.	22,12					
	36,72	0,17	22,78	13,58	0,28	0,09	0,24	23,78				0,80	1,80
159/412,0	35,88	0,11	17,78	18,23	0,08	—	0,25	22,12					
Козыревка II													
7506/71,0	36,47	0,30	18,15	14,91	0,05	—	0,45	21,66					

Примечание. Анализы произведены химлаборатории КазИМС и ЗСГУ. Часть анализов неполные.

Оптические константы этого скаполита таковы: $N_o = 1,558$, $N_e = 1,544$, $N_o - N_e = 0,014$.

В полосчатых туффитах и роговиках скаполитизация проявилась избирательно по алюмосиликатным прослоям.

На Копоткинском месторождении и Увальненском рудопроявлении скаполитизация развита, как уже отмечалось, очень ограниченно. На первом скаполитизации подвергся маломощный прослой туффитов среди известняков, а на втором — габбро-диориты. Характер скаполитизации и состав скаполита здесь такие же, как и на других месторождениях.

Марнитовый состав скаполита характерен для всех тургайских месторождений. Высокое содержание в скаполитах хлора и тесная связь этого минерала с магнетитом — убедительное доказательство участия галоидов в рудном процессе.

Скарны и скарнированные породы. Скарны пироксен-гранатового состава широко представлены на месторождениях Елтайского рудного поля, заметно меньше развиты в Куржункуле, а на всех других месторождениях и рудопроявлениях Елтайско-Куржункульского рудного района распространены весьма ограниченно или совсем отсутствуют.

На месторождениях Елтай I и III скарны образованы в основном по туффитам. Тонкослоистые туффиты в силу неоднородности состава и сложения легче подвергались трещиноватости, способствовавшей инфильтрационному метасоматозу. В туффитах прослойки алюмосиликатного состава чередуются с прослойками, обогащенными карбонатным материалом, что также способствовало скарнообразованию. Порфириты, туфы и габбро-диориты на этих месторождениях скарнированы в меньшей степени.

На месторождении Елтай I скарны пироксен-гранатового состава слагают линзообразные тела мощностью от 3 до 20 м. Большая часть их замещена магнетитовыми рудами (рис. 11). На месторождении Елтай III мощность скарновой зоны не менее 100 м, однако здесь сплошные пироксен-гранатовые скарны чередуются со слабоскарнированными, альбитизированными, ороговикованными и неизменными туффитами (рис. 6—9). Скарны часто встречаются в виде реликтов и останцев среди магнетитовых руд. На месторождении Елтай IV скарны развиты двумя неширокими полосами на контактах известняков с габбро-диоритами и туфами (рис. 12).

Текстура скарнов зависит от сложения исходных пород. Так, по известнякам, туфам, порфиритам и габбро-диоритам возникли массивные, а по тонкослоистым туффитам — полосчатые скарны. Однако полосчатость обусловлена и другими причинами: трещиноватостью, избирательной перекристаллизацией вдоль трещин,

струйчатым распределением наложенной магнетитовой и сульфидной минерализаций.

На Куржункульском месторождении скарны развиты по диорит-порфиритам. Они сосредоточены главным образом на Темирском участке, где силлообразная залежь диорит-порфиритов значительно раздута и содержит многочисленные ксенолиты известняков. Здесь выделяется две скарновые залежи мощностью 20 и 40 м. В других частях месторождения отмечаются маломощные (до 2,5 см) жилки скарнов, выполняющие трещины в диорит-порфиритах.

В скарнах месторождений Елтайского рудного поля преобладает гранат, а скарны Куржункульского месторождения имеют преимущественно пироксеновый состав. Обособления чисто гранатовых скарнов встречаются редко на месторождениях Елтай III и IV. Они имеют желтовато-бурую окраску, мелко- и среднезернистое строение, массивную текстуру. Гранатовые скарны часто пятнистые, что связано с замещением граната эпидотом. Гнездовые скопления мелкозернистого эпидота не сохраняют структуры скарнов. С эпидотом парагенетически ассоциируют актинолит, железная слюдка и кальцит. Довольно распространенный в скарнах хлорит возник несколько позже эпидота и ассоциирующих с ним минералов. В гранатовых скарнах почти повсеместно развита вкрапленность магнетита и сульфидов.

На всех месторождениях развит преимущественно изотропный гранат с показателями преломления от 1,860 до 1,885, что отвечает содержанию в нем от 78 до 92% андрадитовой молекулы. Отдельные зерна граната обнаруживают зональную анизотропию. Изотропные их части (центральные) сложены почти чистым андрадитом ($N = 1,882$), а анизотропные зонки (периферийные) содержат 45—50% андрадитовой молекулы ($N = 1,815—1,820$). На Куржункульском месторождении встречаются небольшие участки плотных зернистых агрегатов бурого граната, отличающегося анизотропией и чередованием зон с различным двупреломлением. По оптическим свойствам ($N_g = 1,792$, $N_p = 1,780$) он более близок к гроссуляру (около 35% андрадитовой молекулы). Химический анализ граната приведен в табл. 3.

Гранат—один из наиболее ранних метасоматических минералов. В пироксен-гранатовых скарнах он иногда ксеноморфен к пироксену, а нередко замещает его почти полностью. Однако отмечается случаи, когда гранат несет признаки замещения его пироксеном. Взаимоотношение граната со скаполитом не наблюдалось, но на других месторождениях Тургая бесспорно установлено отчетливое замещение скаполита грацитом (Дымкин, 1962). По гранату развивались эпидот, актинолит, хлорит, магнетит, кварц,

кальцит и сульфиды. Наиболее интенсивно гранат замещался магнетитом. Иногда от сплошных гранатовых скарнов в магнетитовых рудах сохранились только реликты (месторождения Елтай III и IV). Сульфиды (пирротин, марказит, пирит, халькопирит и сфалерит) также охотно замещали гранат. Кроме того, они вместе с кварцем и кальцитом цементируют раздробленные зерна граната.

В скарнах и магнетитовых рудах встречаются небольшие гнезда и прожилки крупнокристаллического кальцита, с которым ассоциируют также крупнокристаллические гранат, эпидот, пирит, халькопирит и крупночешуйчатый хлорит. Хорошо образованные медово-желтые кристаллы граната размером до 1,5 см имеют ромбододекаэдрическую и тетрагонтриоктаэдрическую огранку, оптические изотропны. Их состав: около 90% андрадита и 10% гросуляра ($N = 1,877-1,879$). Этот гранат образовался после рудного процесса.

Пироксен-гранатовые скарны наиболее распространены на месторождениях Елтай I и III. Здесь они развиты в основном по тонкослоистым туффитам и имеют полосчатую текстуру. По прослойкам туффитов, обогащенным карбонатным веществом, развивался преимущественно гранат, а по прослойкам алюмосиликатного состава — пироксен. Скарны смешанного состава, возникшие по массивным породам — туфам, порфирирам и габбро-диоритам, отличаются пятнистой текстурой. Последняя обусловлена неравномерным развитием граната и пироксена при скарнировании, а также избирательным замещением скарнов гистерогенными минералами — эпидотом, актинолитом, хлоритом, кальцитом.

Гранат в смешанных скарнах по составу такой же, как и в мономинеральных гранатовых скарнах. Пироксен скарнов по составу не одинаков. Судя по оптическим константам ($N_g = 1,702-1,720$, $N_p = 1,675-1,692$, $2V = 55-60^\circ$) и химическому составу (табл. 3), этот пироксен близок салиту (12—40% геденбергитовой молекулы).

Скарны преимущественно пироксенового состава развиты только на Куржункульском месторождении по диорит-порфирирам. Здесь они иногда имеют очень крупнозернистое строение. Длина отдельных призматических индивидов пироксена достигает 4—5 см. Часто они слагают мономинеральные параллельно-шестоватые или радиально-лучистые агрегаты. Оптические свойства этих пироксенов близки к только что приведенным.

В большинстве случаев пироксен скарнов обладает одинаковой с гранатом степенью идиоморфизма. Однако, иногда он более идиоморфен, и гранат замещает его.

Магнетит замещал пироксен так же легко, как и гранат. На Куржункульском месторождении магнетит охотнее замещал мелкозернистую пироксеновую массу, а гигантозернистые агрегаты оставались в виде реликтов среди руды. По пироксену интенсивно развивались гистерогенные минералы: актинолит, эпидот, хлорит, кальцит, кварц и др. Пироксен замещался обычно актинолитом и меньше эпидотом. На Темирском участке Куржункульского месторождения встречаются небольшие обособления мономинеральных актинолитовых метасоматитов, возникших за счет пироксеновых скарнов.

Сульфиды обычно замещали гистерогенные минералы, возникшие по пироксену. Иногда они цементируют раздробленные зерна пироксена.

Помимо сплошных скарнов, широко распространены скарнированные породы, в которых гранат и пироксен развиты вдоль трещин, а также в виде вкрапленности и гнезд.

Какой-либо зональности в скарнах и скарнированных породах не установлено. Скарнирование протекало по предварительно раздробленным породам. Химизм скарнового процесса освещен в главе VI.

Эпидот-актинолит-хлоритовые метасоматиты. Гидросиликатные метасоматиты, состоящие из переменных количеств эпидота, актинолита и хлорита, на месторождениях Елтайско-Куржункульского рудного района развиты довольно широко. В месторождениях гидросиликатного подтипа они являются главными околорудными метасоматитами.

Развивается эта минеральная ассоциация по алюмосиликатным породам в тесной связи с магнетитовыми рудами, образуя ореолы вокруг последних. В брекчиевидных рудах они «поражают» обломки алюмосиликатного состава, а в прожилковых рудах окружают магнетитовые прожилки в виде ореолов, нередко обнаруживающих зональность (рис. 36). В скарнах это типичная гистерогенная минерализация.

Мономинеральные гидросиликатные метасоматиты являются редкостью. Обычно они состоят из эпидота, актинолита и хлорита в различных количественных соотношениях. В отличие от пропитов альбит здесь явно второстепенный минерал.

Метасоматиты преимущественно эпидотового состава образуют небольшие скопления среди гранатовых скарнов. Эпидот развит по гранату, образуя гнездовые обособления до 20—30 см в диаметре, что придает метасоматитам пятнистый облик. Вытесняемые из граната излишки кальция, кремния и железа фиксировались здесь же в форме кальцита, кварца и железной слюдки. При эпидотизации вулканогенных пород и диорит-порфиритов эпидотом

замещались в основном полевые шпаты. Вместе с эпидотизацией происходила альбитизация плагиоклаза. Эпидотизации в первую очередь подвергались фенокристы, а альбитизации — основная масса пород. В отдельных участках вокруг эпидотовых обособлений возникли зоны альбититов. Последние отличаются от альбититов ранней щелочной стадии ассоциацией альбита с эпидотом, актинолитом, хлоритом, кальцитом и кварцем. Под микроскопом эпидот сильно плеохроирует от фишашкового (N_g) до бесцветного (N_p). Судя по оптическим константам ($N_g = 1,768—1,780$, $N_p = 1,730—1,739$), он высокожелезист, что подтверждается и данными химанализа (табл. 3). Содержание железистого компонента в эпидоте достигает 40%. В пропилитах эпидот маложелезистый.

Спектральным анализом в эпидоте установлена примесь меди (от 0,003 до 0,3%), ванадия (от 0,01 до 0,1%) и галлия (от 0,003 до 0,01%).

Развиваясь по минералам первичных пород — вулканитов, интрузивов, а также роговиков и ранних метасоматитов, эпидот в свою очередь замещается кальцитом и кварцем.

По отношению к метасоматическому магнетиту эпидот является близкосоудновременным. В месторождениях скарнового подтипа он выделялся несколько позже магнетита, гидросиликатного подтипа — практически одновременно с магнетитом или даже несколько раньше. Сульфиды в виде тончайших прожилков секут скопления эпидота или цементируют его раздробленные зерна.

В прожилках и гнездах явно гидротермального происхождения в ассоциации с крупнокристаллическим гранатом, хлоритом, пиритом и кальцитом развит также крупнокристаллический хорошо огаиенный эпидот. Судя по оптическим константам ($N_g = 1,751—1,762$, $N_p = 1,720—1,728$), железистый компонент в нем составляет 25—35%. В подобных эпидотах из Куржункуль-

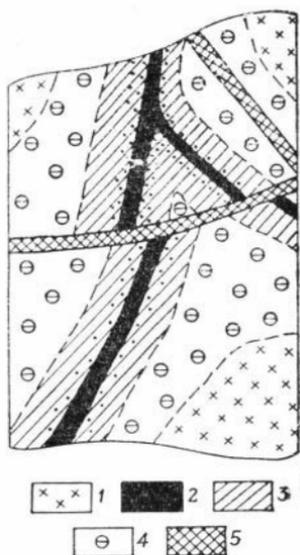


Рис. 36. Прожилки магнетита с метасоматической околорудной зональностью. Зарисовка штуфа. Куржункуль, скв. 413.

1 — диоритовый пирротит, 2 — магнетит, 3 — эпидот-актинолитовые метасоматиты, 4 — хлорит-актинолитовые метасоматиты, 5 — жилки кальцита.

ского месторождения содержание Fe_2O_3 колеблется в пределах 13,6—14,3% (Яковлева, 1961).

Метасоматиты преимущественно актинолитового состава развиты еще меньше, чем эпидозиты. В виде мелкозернистых обособлений мощностью до 2 м они встречены среди пироксеновых скарнов на Темирском участке Куржункульского месторождения. Редко среди раздробленных скарнов встречаются небольшие участки крупнозернистых скоплений актинолита. С актинолитом ассоциируют кальцит и кварц. Эти метасоматиты возникли в результате замещения пироксеновых скарнов.

Более широко актинолит развит в эпидот-актинолит-хлоритовых метасоматитах, возникших как по скарнам, так и по первичным неизмененным или измененным алюмосиликатным породам. В зависимости от состава исходных пород количество железа в актинолите значительно колеблется. Более светлые его разновидности, встречающиеся на месторождениях Елтай II, III и IV, имеют показатели преломления: $N_g = 1,630—1,652$, $N_p = 1,615—1,628$, что соответствует содержанию железистой молекулы 5—15%. Зеленый и темно-зеленый актинолит, развитый по железистому пироксену (геденбергиту), имеет более высокие показатели преломления: $N_g = 1,657—1,672$, $N_p = 1,638—1,644$. Содержание ферротремолитовой молекулы в них достигает 50%. Такой актинолит развит на Куржункульском месторождении по пироксеновым скарнам.

Третьим, наиболее распространенным минералом в гидросиликатных метасоматитах является хлорит. Однако мономинеральных обособлений (хлоритолитов), подобных эпидозитам, он нигде не образует. Обычно с ним тесно ассоциируют эпидот, актинолит, альбит, кальцит и кварц. Судя по взаимоотношениям, хлорит выделялся вслед за эпидотом.

Хлорит — гисторогенный минерал, он развивался по скаполиту, пироксену скарнов и изверженных пород, по плагиоклазу и роговой обманке эффузивных и интрузивных пород, а нередко по эпидоту и актинолиту. Он широко представлен в виде мелкочешуйчатых выделений в сплошных магнетитовых рудах. Как и эпидот, хлорит образовался близкодновременно с магнетитом. Под микроскопом он почти не плеохроирует, оптически отрицательный, показатели преломления $N_g = 1,580—1,635$, $N_p = 1,575—1,625$. Химический состав хлоритов Куржункульского и других месторождений Главной железорудной полосы, по данным Д. О. Онтоева (1958), А. К. Яковлевой (1961) и А. М. Дымкина (1962), непостоянен. Оптические константы и данные химанализа показывают, что мелкочешуйчатый хлорит представлен пеннином (делесситом) и клинохлором, т. е. они

относятся к магнезиально-железистой и магнезиальной группам.

Кальцит в гидросиликатных метасоматитах слагает многочисленные мелкие жилки, развит в интерстициях, образует петельчатые структуры замещения, выполняет пустотки, нередко наблюдается в виде псевдоморфоз по гранату, пироксену, эпидоту. В рудах он иногда разведает магнетит.

Кварц количественно резко подчинен всем другим минералам гидросиликатных метасоматитов. Обычно он мелкозернист, но иногда в пустотах встречаются хорошо образованные призматические кристаллы длиной до 0,5 см. В прожилках кварц нередко ассоциирует с кальцитом.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ТИПА

Эти руды в сущности одна из разновидностей метасоматических образований. Они сформированы на определенной стадии послемагматической деятельности путем замещения пород различного состава.

В рассматриваемом районе на месторождениях различных генетических подтипов (скарнового, гидросиликатного и смешанного) магнетитовые руды сходны по текстурно-структурным признакам. Почти на каждом месторождении они представлены в основном четырьмя разновидностями: сплошными, брекчиевидными, прожилковыми и вкрапленными. Сплошные на большинстве месторождений преобладают, второе место по объему занимают брекчиевидные. Прожилковые в подчиненных количествах распространены обычно по периферии брекчиевидных и сплошных руд, а вкрапленные развиты в очень ограниченных количествах внутри брекчиевидных и прожилковых и самостоятельных обособлений не образуют. Первые три разновидности руд обычно имеют постепенные переходы и иногда перемежаются между собой (рис. 37).

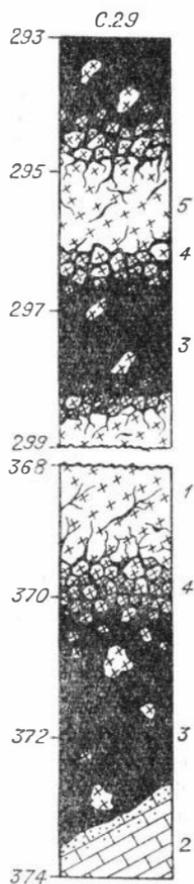


Рис. 37. Взаимотношения массивных, брекчиевидных и прожилковых руд. Куржункуль, скв. 29.
1 — диорит-порфириты; 2 — известняки; 3 — массивная магнетитовая руда с реликтами диорит-порфиритов; 4 — брекчиевидная магнетитовая руда; 5 — прожилковые руды.

Сплошные руды характеризуются более или менее слитным расположением зерен магнетита. Однако мономинеральных магнетитовых руд, даже в виде небольших обособлений, ни на одном из месторождений нет. Обычно магнетит ассоциирует с другими рудными и нерудными минералами, на долю которых приходится от 10 до 35%. Нередко реликтовые и сингенетичные минералы разобзают зерна магнетита, и структура руды в этом случае напоминает сидеронитовую. В локальных участках наблюдаются переходы от сплошных руд к густовкрапленным. По своему сложению сплошные руды подразделяются на массивные и полосчатые.

Руды массивной текстуры преобладают над полосчатыми. Они имеют неравномерное зернистое строение. На месторождениях скарнового подтипа преобладают крупнозернистые руды, среди которых встречаются участки средне- и мелкозернистых. На месторождениях гидросиликатного подтипа, наоборот, преобладают мелкозернистые, а иногда и скрытокристаллические руды, чередующиеся с небольшими участками крупнозернистых.

Зерна магнетита, слагающие руду, отличаются крайне низкой степенью идиоморфизма. Однако нередко встречаются полосы и шлировидные обособления крупнокристаллического магнетита с хорошей огранкой кристаллов. Эти участки возникли, по-видимому, в результате собирательной перекристаллизации магнетита вдоль трещин. Щеточки и друзы перекристаллизованного магнетита встречаются также на стенках полостей, выполненных кальцитом и эпидотом.

Массивные руды образованы путем замещения скарнов, алюмосиликатных пород (диорит-порфиритов, туфов, эффузивов) и известняков. Обычно контакты между массивными рудами, скарнами и алюмосиликатными породами нерезкие. Эти руды постепенно сменяются брекчиевидными или прожилковыми разностями. Наличие последних свидетельствует о том, что рудовмещающие породы перед оруденением претерпели значительную тектоническую переработку. Сплошному оруденению подвергались наиболее раздробленные участки пород. Такие участки чаще приурочены к пересечениям различно ориентированных систем трещин (Куржункульское, Копоткинское и др. месторождения).

Массивные руды, возникшие по скарнам (Елтай I, III и IV), повсеместно содержат реликтовые зерна граната и пироксена с явными следами разьедания их магнетитом (рис. 38) и небольшие останцы скарнов. Скарны на контакте с рудами в значительной степени эпидотизированы и хлоритизированы.

На многих месторождениях района (Куржункульское, Елтай II, Козырезка II, Копоткинское, Низинное и др.) массивные руды развиты по диорит-порфиритам и содержат реликтовые зерна полевых шпатов, пироксена и различной величины корродированные обломки сильно хлоритизированных диорит-порфиритов. Сохранившиеся от замещения обломки диорит-порфиритов на границе с рудой пронизаны тонкими жилками магнетита или же содержат густую его вкрапленность. Руды, как правило, насыщены мелкочешуйчатым хлоритом. Кроме того, они содержат редкие включения кальцита и кварца.

Здесь процессу оруденения не предшествовало скарнирование пород, магнетитовая минерализация развивалась по раздробленным алюмосиликатным породам, в частности диорит-порфиритам. Одновременно с магнетитом появились эпидот, актинолит и хлорит.

Массивные руды, образовавшиеся на месте известняков, отличаются повышенным содержанием кальцита в виде мелких включений и гнезд. Подобный кальцит, по мнению ряда исследователей (Онтоев, 1958; Дымкин, 1962; Беляшов, 1963), представляет собой незамещенный перекристаллизованный известняк и называется «остаточным». На Куржункульском месторождении в участках «остаточного» кальцита иногда сохраняются формы кораллов и брахиопод. Кроме того, в таких рудах встречаются небольшие останцы мраморизованных известняков с вкрапленностью и прожилками магнетита. Контакты руды с известняками обычно резкие, и лишь в немногих случаях (Елтай II) массивные руды сменяются узкими зонами вкрапленных руд, постепенно переходящими в безрудные известняки. Апоизвест-

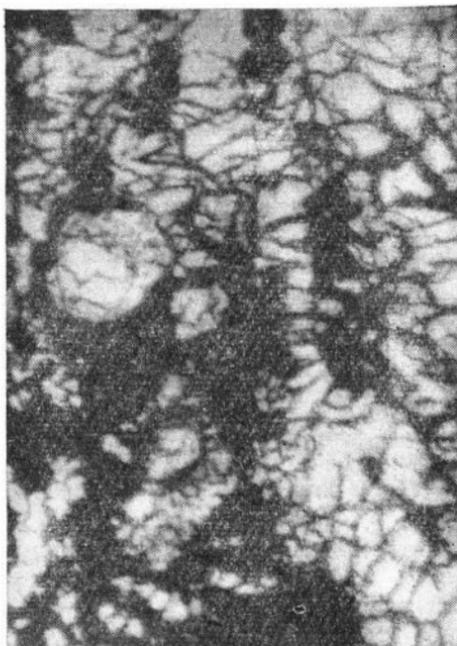


Рис. 38 Замещение магнетитом пироксен-гранатовых скарнов (Елтай II, скв. 29, гл. 34 м Увелич. 40* При одном никеле.

няковые руды в районе имеют ограниченное распространение. Небольшие скопления их встречаются на месторождениях Елтай II, Козыревка II, Куржункульском и Копоткинском и на рудопроявлении Елтайском VII. Почти на каждом из этих месторождений апоизвестняковые руды сменяются аподиорит-порфириновыми. Рудному метасоматозу подвергались лишь те части известняков, которые контактировали с алюмосиликатными породами. Это объясняется тем, что чистые известняки, как указывает Г. А. Соколов (1958), мало проницаемы для рудоносных растворов, а зоны трещиноватости и дробления в них не могли возникнуть вследствие их повышенной пластичности при температурах рудообразования. Тектонические разрывы, служившие путями циркуляции рудоносных растворов, наиболее легко возникали по контактам пород с различными физическими свойствами.

Полосчатые руды в небольших количествах встречаются почти на всех месторождениях. Полосчатый рисунок выражается: 1) чередованием «слоев» с различной крупностью зерен, 2) чередованием «прослоев» сплошных руд с «прослоями» вмещающих пород, содержащих бедную вкрапленность магнетита или лишённых его, 3) чередованием «слоев», обогащённых вкрапленностью сульфидов, и «слоев» без сульфидов, ширина полос 0,1 — 3,0 см.

Полосчатость руд обусловлена в основном двумя причинами: она может быть унаследованной от первичной слоистости замещаемых пород или быть тесно связанной с процессами расланцевания, как дорудными, так и послерудными. Небольшие участки полосчатых руд с унаследованной текстурой, возникших по тонкослоистым туффитам и роговикам, есть на месторождениях Елтай I и III. Изучение показало, что в тонкослоистых туффитах магнетит избирательно замещал прослойки с повышенным содержанием карбонатного материала, в то время как чисто алюмосиликатные прослойки оставались или совсем незамещёнными, или по ним развивалась редкая вкрапленность магнетита. В полосчатых роговиках магнетит развивался преимущественно по полоскам пироксенового состава, а полосы плагиоклазового состава оруденению подвергались слабее. Унаследованная полосчатость в рудах отличается выдержанностью и прямолинейностью.

Руды, полосчатость которых обусловлена тектоническими факторами, в небольших количествах встречаются на каждом месторождении района. Образование их по массивным породам связано с предрудным расланцеванием последних. Рудоносные растворы проникали в первую очередь по тонким трещинам

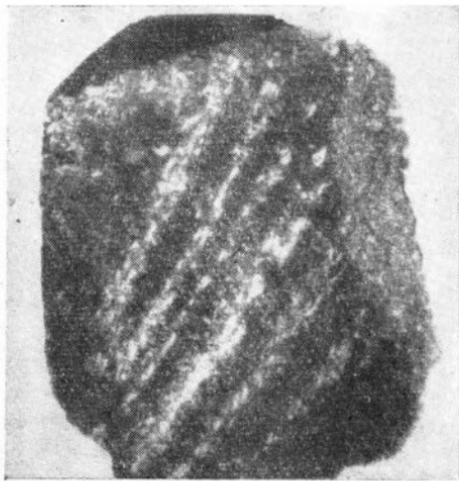


Рис. 39. Полосчатая магнетитовая руда (темное — магнетит, светлое — пирит). Куржункуль, скв. 92. гл. 444 м. Штуф.

и замещали прилегающие к ним участки пород. Если рудный процесс проходил не до конца, то между соседними трещинами оставались полоски незамещенных исходных пород (скарнов, диорит-порфиритов, туфов и др.). Магнетитовые полоски в таких рудах обычно не выдержаны по ширине, прерывисты, извилисты, часто соединяются друг с другом перемычками. Аналогичный облик имеют и те руды, полосчатость которых обусловлена пострудным расланцеванием. Вдоль трещин расланцевания в одних случаях происходила перекристаллизация магнетита, а в других — отлагались сульфиды (рис. 39).

Брекчиевидные магнетитовые руды в тех или иных количествах распространены почти во всех месторождениях и рудопроявлениях района. Однако наиболее характерны они для месторождений гидросиликатного и смешанного подтипов. Брекчиевидные руды залегают вокруг или внутри сплошных и связаны с ними постепенными переходами. Нередко они образуют самостоятельные залежи, окруженные прожилковыми рудами. Обломки представлены рудовмещающими породами, претерпевшими предрудное дробление, а «цементом» служит магнетит. Последний не просто цементировал раздробленную массу, а метасоматически замещал ее. Рудному метасоматозу в первую очередь, естественно, подвергнулся милонитизированный



Рис. 40. Брекчиевидная магнетитовая руда. Обломки хлоритизированного диорит-порфирита (светлое) сцементированы магнетитом (темное). Куржункуль, скв. 159, гл. 236 м. Штуф.



Рис. 41 Брекчиевидная магнетитовая руда. Обломки диорит-порфирита сцементированы колломорфным магнетитом Куржункуль, скв. 409, гл. 236 м. Штуф.

материал и мелкая фракция брекчий, а более крупные обломки полностью не замещались. Обломки имеют самые различные формы и размеры. По периферии они корродированы, а внутри них развиты вкрапленность и прожилки магнетита (рис. 40). Обломки при оруденении хотя и сохраняют нередко первичную структуру, но состав их частично или даже полностью изменяется. Как и в сплошных рудах, обломки эпидотизированы и хлоритизированы.

Магнетитовый «цемент» по структуре и другим особенностям не отличается от сплошных магнетитовых руд. Он также разнозернист, содержит реликты замещаемых минералов, гнезда и вкрапленность кальцита и сульфидов, насыщен хлоритом. На Куржункульском месторождении цементирующий магнетит иногда имеет колломорфный облик (рис. 41), по-видимому, он отлагался из коллоидных растворов в полостях между обломками.

Количественное соотношение магнетита и нерудных обломков колеблется в широких пределах. Соответственно и содержание железа в брекчиевидных рудах варьирует от 25 до 50%.

Прожилковые руды, как и брекчиевидные, развиты на большинстве месторождений района. Они представляют собой скопления различно ориентированных магнетитовых прожилков мощностью от нескольких миллиметров до 20 см и более.

Магнетитовые прожилки редко имеют ровные края. Обычно они зазубрены, усложнены раздувами и ответвлениями (рис. 42). Границы их нерезкие, с отчетливыми признаками разведания



Рис. 42. Прожилковая магнетитовая руда. Прожилки магнетита развиты по двум пересекающимся системам трещин. Куржункуль, скв. 44, гл. 163 м Штуф.

вмещающих пород — скарнов (Елтай I, III и IV), диорит-порфиритов (месторождения Куржункульское, Козыревка II и Лисаковские рудопроявления), габбро-диоритов (Карасорское, Воронинское и Увальненское рудопроявления) и туфов (Козыревка I). Магнетит при формировании прожилковых руд метасоматически замещал стенки трещин. Вокруг прожилков по алюмосиликатным породам развивались оторочки эпидота и хлорита (рис. 42). В редких случаях магнетит нарастал на стенках трещин в виде хорошо образованных кристаллов или заполнял трещины в виде колломорфных агрегатов (Куржункульское месторождение). Количество прожилков колеблется в широких пределах и зависит от степени тектонической подготовки рудовмещающих пород и интенсивности оруденения.

Прожилковые руды обычно распространены вместе с брекчиевидными и массивными и связаны с ними постепенными переходами (рис. 36). На отдельных рудопроявлениях (Лисаковские, Карасорские и др.) они преобладают, слагая значительные по размерам штокверки. Содержание железа в них не превышает 25%.

Вкрапленные магнетитовые руды больших самостоятельных скоплений не образуют. Обычно вкрапленность магнетита развита по вмещающим породам на контакте со сплошными рудами или внутри брекчиевидных и прожилковых. Ширина зон вкрапленных руд зависит от состава и пористости пород, а появление их знаменует начальную стадию рудного метасоматоза, когда магнетит избирательно замещает менее устойчивые минералы в исходных породах. В скарнах таковыми являются наиболее мелкие зерна граната и пироксена, в диорит-порфиритах и эффузивах — темноцветные минералы основной массы. Постепенно сгущаясь, вкрапленность переходит в сплошные магнетитовые руды, в которых первичные минералы сохраняются только в виде реликтов.

Текстура руд обусловлена многими факторами. В частности, большая роль принадлежит процессам предрудного дробления вмещающих пород. Монолитные породы для широкого фронта оруденения были мало благоприятными, в то же время раздробленные их участки замещались магнетитом наиболее полно. Интенсивность оруденения убывала к периферийным частям зон дробления, где степень катаклаза пород постепенно уменьшалась. Соответственно в центральных частях зон дробления возникли сплошные руды, сменяющиеся к периферии брекчиевидными и прожилковыми.

Есть основание предполагать, что наряду с пространственной сменой текстурных типов руд существовала смена одних

типов руд другими во времени. Так, первоначально на месте исходных пород возникли прожилковые руды, перерождавшиеся с нарастанием процесса оруденения в брекчиевидные, а затем в сплошные. Таким образом, прожилковые руды характеризуют начальную стадию рудного метасоматоза в данном участке, брекчиевидные — промежуточную и сплошные — конечную. Подобная схема формирования текстурных типов руд, конечно, не универсальна, поскольку природные процессы весьма разнообразны, но тем не менее такой путь нарастания рудного метасоматоза в алюмосиликатных породах более обычен, чем другие.

Остановимся на описании рудных минералов.

Магнетит представлен несколькими морфологическими разновидностями: аллотриоморфный (мелко- и среднзернистый), идиоморфный (крупнокристаллический) и колломорфный.

Наибольшим развитием пользуется аллотриоморфный магнетит, слагающий основную массу сплошных, брекчиевидных, прожилковых и вкрапленных руд. Изометричные зерна его с неправильной огранкой имеют размеры от долей до 3,0 мм. Образовался он метасоматическим путем по скарнам, диорит-порфиридам, эффузивам, туфам и другим породам. В скарнах магнетит развивался сначала в интерстициях между кристаллами граната и пироксена, а затем по мелкозернистым их агрегатам, и только в последнюю очередь, при значительном разрастании рудного метасоматоза, замещались и более крупные кристаллы скарновых минералов. В диорит-порфиридах и эффузивах раньше всего магнетит появлялся на месте основной массы, порфировые выделения замещались магнетитом в последнюю очередь. Структура замещаемых пород при этом рудами не унаследовалась. Обычно одно зерно магнетита развивалось сразу по нескольким зернам замещаемой породы, или, наоборот, крупные зерна исходной породы замещались агрегатом мелких зерен магнетита. По-видимому, связано это с различной концентрацией железа в растворах.

В рудах, возникших по скарнам, магнетит более крупнозернистый, а образованный на месте известняков (месторождения Елтай II, Козыревка, Куржункульское и Копоткинское) отличается более идиоморфной огранкой. Многие зерна, особенно крупные, обнаруживают зональное строение. Зонки шириной от сотых долей до 0,2 мм прямолинейны и повторяют внешние очертания кристаллов. Соседние зонки отличаются оттенками окраски (отражательной способностью) и микротвердостью (рис. 43). Д. О. Онтоев (1958) объясняет это повышенным содержанием изоморфного магния в отдельных зонах. По его мнению,

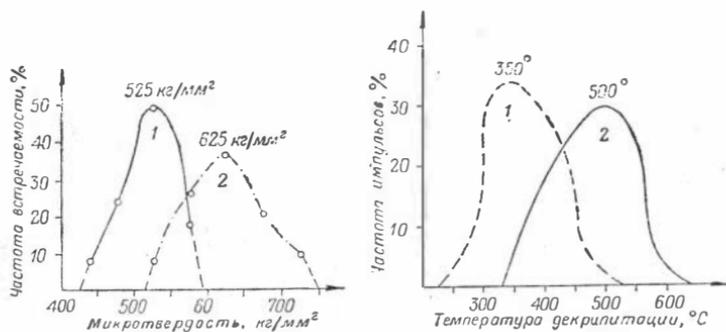


Рис. 43. Вариационные кривые микротвердости и декрипитации магнетита месторождений скарнового (1) и водносиликатного (2) подтипов.

светло-серые более широкие зонки магнетитовые, а темно-серые—магномагнетитовые. А. М. Дымкин (1963) зональную неоднородность кристаллов магнетита объясняет различной степенью окисленности зон, а также их различной микропористостью.

Нами была предпринята попытка установить корреляционную зависимость между отражательной способностью магнетита и количеством содержащихся в нем изоморфных примесей. Исследования показали, что магнетиты, содержащие суммарно 1,0—2,0% примесей окислов Al, Ti, Mn, Mg и V, имеют отражательную способность на 0,5—1,0% ниже, чем магнетиты, содержащие эти окислы в количестве до 0,5%. Понижение отражательной способности с повышением содержания MgO в изоморфном ряду магнетит — магнезиоферрит доказано М. Н. Пономаревой и Н. В. Павловым (1964). Следовательно, предположение Д. О. Онтоева имеет вполне достаточное подтверждение. Однако и предположение А. М. Дымкина не лишено оснований. Как видно из табл. 4, соотношение окисного и закисного железа в магнетите колеблется в широких пределах. Поэтому не исключено, что отдельные зонки в зональных кристаллах магнетита сложены маггемитом, отличающимся от магнетита повышенной отражательной способностью.

Зональная неоднородность магнетита свидетельствует о локальных ритмических пульсирующих изменениях физико-химической обстановки при процессах рудообразования.

Многие зерна магнетита содержат пойкилитовидные включения замещаемых минералов — граната, пироксена, полевых шпатов и др., большая часть которых замещена эпидотом, хлоритом, актинолитом, кальцитом, кварцем и сульфидами.

Таблица 4

Химический состав магнетита

Месторождения	Скв.	Глуб. м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe (вал.)	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	H ₂ O	Ni	Co	Cu	Zn	Fe ₂ O ₃	FeO
Скарновый подтип																	
Елтай I	1	27,0	1,32	0,16	0,30	69,16	0,04	1,01	0,49	0,026	0,13	Сл.	0,002	Сл.	Сл.	Сл.	
	1	136,0	1,39	0,09	0,84	70,64	0,05	0,61	0,70	Сл.	0,30	Не обн.	Сл.	0,02	0,01	Сл.	
	2	14,0	0,80	0,17	1,00	71,11	0,02	0,34	0,20	0,070	0,11	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	
	2	55,0	1,29	0,10	0,55	69,84	0,04	1,57	0,56	0,023	0,11		0,001	»	»	»	
	2	130,0	0,39	0,10	Не обн.	71,29	0,03	0,69	0,07	0,026	0,19	0,01	0,003	»	»	Сл.	
	3	57,0	0,08	0,08	0,96	70,96	0,06	1,95	Не обн.	0,010	0,21	Сл.	0,005	»	»	»	
	6	90,0	0,48	0,08	0,51	70,05	0,17	1,74	0,05	0,010	0,06	0,02	Сл.	»	»	»	
6	102,0	0,93	0,08	0,52	69,98	0,06	3,17	0,12	0,010	0,05	Не обн.	0,001	»	»	»		
7	47,0	0,47	0,11	0,05	70,67	0,04	0,78	0,15	0,020	0,11	0,01	0,002	»	»	0,03		
Елтай III	31	42,0	1,75	0,12	0,34	69,83	0,05	0,35	0,58	0,015	0,05	Сл.	0,003	0,01	Сл.	Сл.	
	31	117,0	0,39	0,12	0,42	72,04	0,02	0,04	0,01	0,010	Не обн.	»	0,002	0,01	»	»	
	29	56,0	0,67	0,11	1,56	70,94	0,11	0,20	Не обн.	0,013	»	»	Сл.	0,01	»	»	
	29	98,0	1,37	0,09	0,33	70,66	0,05	0,38	0,33	0,030	»	»	0,001	0,01	»	»	
	29	34,0	1,41	0,16	0,36	71,30	0,06	0,19	0,01	0,03	0,05	»	Сл.	0,01	0,01	»	
	39	140,4	0,53	0,02	1,24	72,31	0,23	0,91	Не обн.	Не обн.	0,012	Не обн.	0,012	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01
Елтай IV	15	141,0	0,29	0,06	0,63	70,88	0,24	1,47	0,05	0,004	0,09	0,01	0,003	Сл.	0,01	Сл.	
	11	58,0	0,27	0,04	0,70	72,01	0,18	0,69	0,14	Сл.	0,07	0,01	0,001	»	»	Сл.	
	11	77,0	0,41	0,04	0,20	71,52	0,23	1,33	0,13	0,006	0,10	Сл.	0,003	»	»	0,01	
	11	88,0	0,49	0,08	0,12	70,92	0,17	0,86	0,07	0,002	0,04	0,01	0,002	»	»	0,01	
	9	21,0	0,39	0,05	0,05	72,35	0,12	0,49	0,07	Сл.	0,10	0,009	0,003	»	»	0,01	
Гидросиликатный подтип																	
Елтай II	18	120,0	0,13	0,05	Не обн.	71,78	0,01	0,22	Сл.	0,020	0,07	Сл.	0,003	0,01	Сл.	Сл.	
	14	102,0	0,28	0,06	0,98	71,46	Сл.	0,24	0,04	0,010	Сл.	»	Сл.	0,01	»	»	
	14	115,0	0,07	0,06	Не обн.	72,64	0,01	0,43	0,07	0,005	0,09	»	»	Сл.	0,01	Сл.	
	14	120,0	0,37	0,08	0,33	71,82	0,01	0,31	0,29	Сл.	0,10	»	»	»	»	Сл.	
	1	83,0	0,17	0,09	0,82	72,38	Сл.	0,36	0,03	»	0,11	»	Не обн.	»	»	0,01	
	1	55,0	0,07	0,05	0,63	72,20	0,02	0,44	0,12	0,010	0,04	»	Сл.	»	»	0,01	

Месторождения	Скв.	Глуб., м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe (вв.л.)	MnO	MgO	CaO	V ₂ O ₅	H ₂ O	Ni	Co	Cu	Zn	Fe ₂ O ₃	FeO	
Козыревка 11	20	150,0	0,56	0,06	0,14	71,28	0,03	0,20	0,51	0,020	0,12	Сл.	Не обн.	Сл.	0,01			
	»	42	68,0	0,28	0,13	0,44	72,19	0,04	0,18	0,11	0,03	»	Сл.	»	Сл.			
	»	42	138,0	0,22	0,07	Не обн.	72,94	0,02	0,04	0,07	»	»	Не обн.	»	»			
	»	7507	150,0	0,20	0,06	0,50	72,25	0,03	0,09	0,11	0,013	0,12	»	»	»	0,01		
Лисаковское	»	7518	121,0	0,60	0,06	Не обн.	72,24	0,03	0,05	0,04	0,025	0,10	»	»	»	Сл.		
	»	30	22,0	0,05	0,11	0,45	72,10	0,04	0,22	0,07	0,030	0,10	»	0,002	»	0,01		
	»	30	65,0	0,46	0,34	0,35	71,88	0,06	0,19	0,09	0,090	0,07	»	0,002	»	0,01		
	»	7558	66,0	0,28	0,50	Не обн.	70,94	0,09	0,12	0,33	0,014	Не обн.	»	0,006	0,01	0,01		
	»	7537	46,0	2,60	0,55	»	66,47	0,12	0,34	0,94	0,012	»	»	0,006	0,01	Сл.		
»	7560	61,0	0,30	0,42	»	70,66	0,12	0,45	0,29	0,034	»	»	0,005	0,01	0,01			
Карасорское	17	276,5	0,17	0,07	0,35	71,03	0,03	0,25	Не обн.	0,040			0,021					
Скарново-гидросиликатный подтип																		
Куржункуль- ское	192	36,0	0,37	0,15	Не обн.	72,36	0,03	0,06	Сл.	0,015	0,26	Не обн.	0,004			70,24	29,93	
	»	409	143,0	0,53	0,05	0,52	70,26	0,04	0,74	0,01	Не обн.	0,16	0,01	0,001	Сл.	Сл.	70,17	26,09
	»	426	228,0	0,95	0,03	Сл.	71,34	0,02	0,57	0,11	Сл.	0,05	Сл.	Сл.	»	0,01	69,34	28,73
	»	98	177,0	0,52	0,07	0,87	69,77	0,09	1,75	0,42	»	0,05	Не обн.	0,005	»	0,01	69,31	26,73
	»	29	139,0	2,14	0,08	1,07	69,28	0,06	1,61	0,25	»	0,05	Сл.	0,001	»	0,01	68,04	26,17
	»	406	158,0	1,63	0,02	Не обн.	69,74	0,02	0,95	1,26	»	0,10	0,01	0,001	»	Сл.	66,05	30,41
	»	24	280,0	0,56	0,13	1,78		0,12	1,38	0,03	0,020							
	»	29	260,0	0,60	0,06	0,40	70,00	0,04	0,52	0,31	0,010	Не обн.	Сл.	0,001	0,01	»		
	»	271	285,0	1,24	0,08	0,78	70,42	Не обн.	0,42	0,03	0,010	»	Не обн.	0,001	Сл.	»		

П р и м е ч а н и е. Анализы произведены в химлабораториях КазНИМС и ЗСГУ.

Образуясь на месте минералов исходных пород, магнетит очень мало замещался более поздними минералами. Обычно минералы гидротермальной стадии—сульфиды, кальцит, кварц—развивались в виде вкрапленности между зернами магнетита, по пойкилитовым включениям в нем, а также в виде секущих прожилков, цементируя раздробленные зерна магнетита. Очень редко сульфиды разъедали с периферии отдельные его кристаллы.

В эндогенных условиях, по-видимому, в гидротермальную стадию минерализации, происходила незначительная гематитизация магнетита. Гематит развивался в виде прерывистых каемок по периферии некоторых его зерен и вдоль микротрещинок.

Крупнокристаллический идиоморфный магнетит на месторождении развит ограниченно. Скопления хорошо образованных крупных кристаллов (до 15 мм в поперечнике) встречаются среди сплошных мелко- и среднезернистых руд в виде полос и шпир, в виде щеточек и друз на стенках полостей. Идиоморфный магнетит не содержит включений других минералов. Он не претерпел эндогенной гематитизации. Все это свидетельствует о том, что он формировался не метасоматическим путем, а возник в результате собирательной перекристаллизации мелкозернистого аллотриоморфного магнетита.

Колломорфный магнетит в заметных количествах развит лишь в брекчиевидных и прожилковых рудах месторождений гидросиликатного подтипа, особенно на Куржункульском (Дымкин, Соколов, 1961). Выделения этого минерала отличаются сложным внутренним строением. В них хорошо бывает видна концентри-

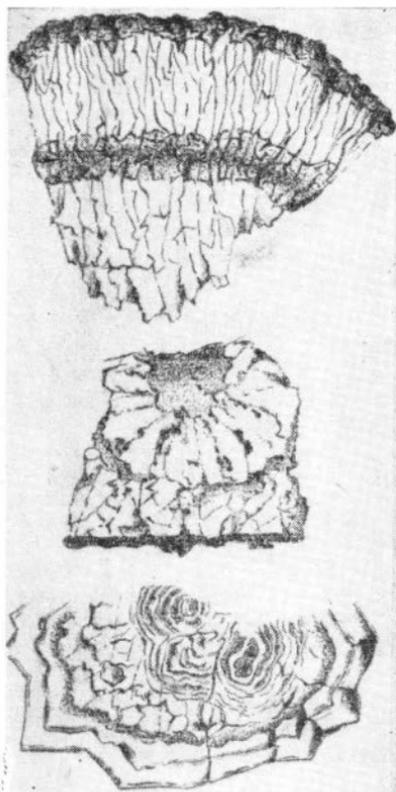


Рис. 44. Колломорфный магнетит. Детали строения Куржункуль, скв. 418, гл. 291 м. Аншлиф. Увелич. 90*.

ческая зональность, нередко сочетающаяся с радиальным расположением сильно вытянутых агрегатов магнетита (рис. 44). Тонкие концентрические зонки скрытокристаллического магнетита приурочены, как правило, к внутренним частям колломорфных выделений, периферийные зоны состоят из частично или полностью раскристаллизованного магнетита. Нередко колломорфный магнетит обрастает пластинчатые и шестоватые кристаллы нерудных минералов (плагноклаз, скаполит, пироксен), которые впоследствии частично или нацело заместились тонкозернистым магнетитом, кальцитом и сульфидами (рис. 45). Кроме зональных выделений колломорфного магнетита, встречаются почковидные обособления с радиальными трещинами контракции, выполненными сульфидами, кальцитом и кварцем. Иногда вдоль трещин метаколлоидный магнетит перекристаллизован.

Колломорфный магнетит в одних случаях нарастает на зернистый, в других — сменяется кристаллическим. Тонкозернистый магнетит, как уже отмечалось, метасоматически развивался внутри колломорфных обособлений по нерудным пластинчатым и шестоватым минералам, следовательно, формировался одновременно с зернистым.



Рис. 45 Обособления колломорфного магнетита в тонкозернистой магнетитовой массе Белое—пирит. Куржункуль, скв. 413, гл. 350 м. Аншлиф. Увелич. 90*.

Формирование колломорфного магнетита связано с внутриминерализационной тектоникой, при которой в полостях создавались условия пониженного давления, вызывавшие быстрое пересыщение истинного раствора и переход его в коллоидный.

Магнетиты из месторождений различных генетических подтипов (скарновых, гидросиликатных) и различных морфологических разновидностей имеют один и тот же состав элементов-примесей (табл. 4). Однако на месторождениях скарнового подтипа по сравнению с гидросиликатными повышено содержание изоморфных примесей титана, алюминия, марганца, магния и ванадия. Особенно резко они различаются по содержанию магния.

Меди, никеля, кобальта, цинка, свинца и др. в магнетите немного, и не во всех пробах они присутствуют. Мы считаем, что основная масса этих элементов связана с мельчайшими включениями сульфидов в зернах магнетита и только незначительная часть их, возможно, представляет изоморфную примесь.

В гипергенных условиях магнетитовые руды подвергаются интенсивной мартитизации. На большинстве месторождений этот процесс проявился на глубину 10—15 м от поверхности палеозойских пород, а на Козыревке и Елтае IV — до 150 м. Глубина зон окисления обусловлена прежде всего послерудной тектонической деятельностью. Окисление магнетита начинается с периферии зерен и вдоль трещин, постепенно разрастаясь, мартит полностью замещает магнетит, форма зерен последнего сохраняется. С мартитом, как правило, ассоциируют гидрогетит и гидролепидокрокит, возникшие в результате окисления сульфидов. Обычно они образуют небольшие скопления игольчатых, петельчатых и сплошных скрытокристаллических агрегатов, в которых иногда встречаются реликты сульфидов.

Помимо гематита (мартита), возникшего в результате окисления магнетита, среди руд и вмещающих пород в ощутимых количествах распространены пластинчатый и чешуйчатый гематит, образованный независимо от магнетита. Выделяются две генерации листоватого гематита: 1) крупнопластинчатый со следами замещения магнетитом и 2) мелкочешуйчатый, развитый по поздним нерудным минералам (кальциту и кварцу). Крупнопластинчатый наиболее характерен для месторождений гидросиликатного подтипа. Он образует гнездовые обособления параллельно-пластинчатых, петельчатых и сноповидных агрегатов среди известняков и диорит-порфириров у контактов с магнетитовыми рудами. Длина пластинок 15—20 мм, толщина до 1,5 мм. В магнетитовых рудах он восстановлен до мушкетовита. В пластинках мушкетовита нередко сохраняются реликты гематита. Раздробленные пластинки мушкетовита бывают сцементированы кальцитом, кварцем и сульфидами. Как и магнетит, мушкетовит подвержен небольшой коррозии сульфидами и претерпевает мартитизацию.

Мелкочешуйчатый гематит в небольших количествах развит на всех месторождениях. Разрозненные чешуйки его прорастают кварц-кальцитовые гнезда и прожилки, нередко обрастают зерна магнетита, развиваются по трещинам в магнетитовой руде и между пластинками мушкетовита.

В магнетитовых рудах при микроскопических исследованиях в очень незначительных количествах обнаруживается магнетит. Он отличается от магнетита более светлой окраской в

отраженном свете и слабой анизотропией. Маггемит слагает обычно внешние части зерен магнетита и только в отдельных случаях «поражает» их целиком. Возник он, по-видимому, по магнетиту как промежуточный продукт окисления.

Метасоматические магнетитовые руды обычно сопровождаются наложенной сульфидной минерализацией в виде неравномерной вкрапленности, гнезд и прожилков. Общее содержание сульфидных минералов колеблется от долей до 10% и лишь в отдельных небольших участках достигает 25%. Повышенные их концентрации, как правило, связаны со скарнами (Куржункуль, Елтай III) или хлоритизированными диорит-порфиритами (Копоткинское месторождение).

Сульфидная минерализация на каждом из месторождений не выходила за пределы общего контура распространения более ранних постмагматических процессов. Развитие и локализация сульфидов контролировались дизъюнктивной тектоникой. В монолитных неизмененных породах они встречаются исключительно редко или их нет совсем.

Среди сульфидов нами определено и описано 14 минералов. Из них только три — пирит, пирротин и халькопирит — пользуются широким распространением, все другие развиты в резко подчиненных количествах и выявляются лишь при микроскопических исследованиях.

Пирит — самый распространенный минерал среди сульфидов. Он развит в виде неравномерной вкрапленности, реже в форме гнезд и прожилков.

В магнетитовых рудах пирит чаще всего наблюдается между зернами магнетита, развиваясь по кальциту, реликтам скарновых минералов и полевых шпатов. В редких случаях он корродирует зерна магнетита, замещая его по трещинкам катаклаза. Вкрапления пирита внутри зерен магнетита также развиты по нерудным пойкилитовым включениям. На некоторых месторождениях, особенно Куржункульском, встречаются пластинчатые выделения пирита толщиной от 0,1 до 1,0 мм и длиной до 20 мм. Эта необычная для пирита форма обусловлена в одних случаях псевдоморфным развитием его по пластинчатым нерудным минералам, в других — выделением между параллельными пластинками мушкетовита и в третьих — образованием в трещинах усыхания колломорфных магнетитовых агрегатов. Нередко пластинчатые выделения пирита имеют ответвления и переходят в изометричные агрегаты (рис. 46). Из пластинчатых обособлений хорошо выделяются плоские кристаллы пирита с квадратными или пятиугольными очертаниями. Чаще же пластинки сложены мелкозернистым пиритом.

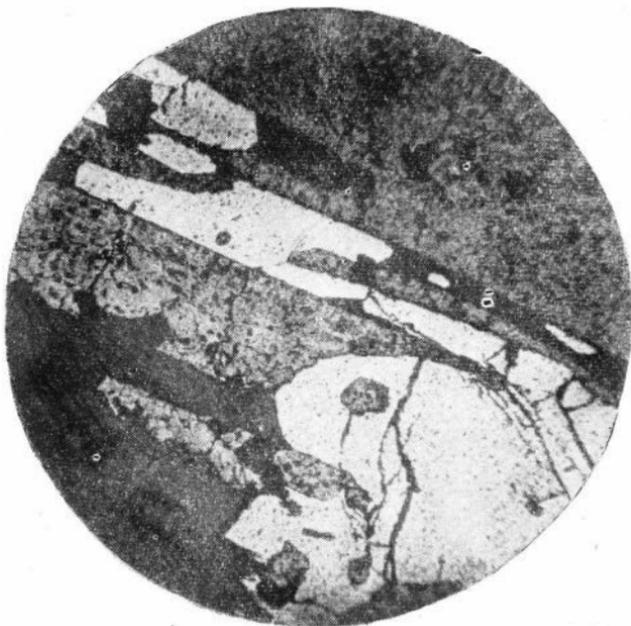


Рис. 46. Переход пластинчатого пирита в изометричные зерна. Куржункуль, скв. 92, гл. 325 м. Аншлиф. Увелич. 40*.

В скарнах пирит развивался прежде всего по кальцитовым включениям между зернами граната и пироксена. Затем замещались более мелкие зерна скарновых минералов. В диорит-порфиритах и эффузивах он развивался по основной массе пород.

Тонкие прожилки пирита секут магнетитовые руды и вмещающие породы. Пирит цементировал раздробленные зерна скарновых минералов и магнетита. Нередко встречаются гнезда и прожилки, в которых пирит представлен хорошо ограниченными кристаллами кубической и пентагондодокаэдрической формы размером до 25 мм в поперечнике. Такие кристаллы заключены в крупнокристаллической кальцитовой массе. С пиритом ассоциируют крупные идиоморфные кристаллы магнетита, эпидота, кварца, крупночешуйчатый хлорит, иногда халькопирит и гранат. Эта ассоциация минералов возникла, по-видимому, в результате перекристаллизации ранних образований в конце гидротермальной стадии минерализации.

Пирит выделялся первым из сульфидов. Такие минералы, как пирротин, халькопирит, марказит, сфалерит и другие, цементируют раздробленные зерна пирита и частично корродируют

Неполный химический состав (%) пирита

№ п/п	Место отбора проб			S	Ni	Co	Cu	Zn	As
	месторождение	скв.	глуб.. м						
1	Куржункуль	423	182,0	51,58	0,004	0,192	Сл.	0,01	Сл.
2	»	404	134,0	51,55	0,003	0,24	»	0,01	»
3	»	403	68,0	51,29	Сл.	0,024	0,08	0,06	»
4	»	29	306,0	51,36	0,01	0,03	0,10		»
5	»	422	425,0	51,22	0,02	0,025		0,08	
6	Елтай III	39	75,6	46,99	Не обн.	0,06	0,05	0,04	0,002
7	»	39	140,5	51,76	0,001	0,025			Не обн.
8	»	29	55,0	50,42	0,002	0,06	Сл.	0,01	»
9	Елтай I	60	22,0	50,01	Не обн.	0,40	1,00	0,21	0,012
10	»	60	56,4	50,56	»	0,16	0,21	0,06	0,004
11	Копоткинское	7	90,5	51,69	»	0,063	Не обн.	0,04	0,0008
12	»	18	310,0	51,49	0,02	0,24	0,38	0,15	0,001
13	Елтай IV	11	63,0		0,006	0,69			
14	»	11	67,0		0,004	0,17			
15	Козыревка II	20	126,0		0,024	0,18			
16	»	20	148,0		0,007	0,07			
17	Лисаковское	7560	61,0		0,004	0,24			

П р и м е ч а н и е. Анализы 1—3 произведены в химлаборатории ЗСГУ. 4—5— по Ю. Н. Яковлеву (1962), остальные — в химлаборатории КазНИМС.

их. На Куржункульском месторождении встречается пирит, развивающийся по пирротину. Он имеет своеобразную брусковидную форму, нередко содержит реликты пирротина.

Пириты из различных месторождений района и различных морфологических разновидностей содержат в общем одни и те же элементы-примеси (табл. 5). Примеси никеля и кобальта, по-видимому, изоморфно входят в кристаллическую решетку пирита. Во всяком случае, включений кобальтовых или никелевых минералов в нем не обнаруживается. Медь и цинк скорее всего связаны с мельчайшими включениями халькопирита и сфалерита.

Пирротин — также весьма распространенный минерал. Однако повышенных концентраций, подобно пириту, в больших объемах он не образует. Лишь на Темирском участке Куржункульского месторождения в скарнах встречается густая вкрапленность пирротина в интервалах до 10 м (по скважинам). Как и пирит, он развит главным образом по кальциту между зернами магнетита, граната и пироксена, иногда корродируя их. Форма его обособлений в основном неправильная и изометричная, но есть и пластинчатые выделения, подобно пиритовым. Зерна пирротина, слагающие вкрапления и пластинки, имеют размеры от 0,01 до 0,5 мм в поперечнике. Они часто сдвойникованы.

Пирротин выделялся после пирита, образуя в нем вроски и заплывы, цементируя и корродируя раздробленные зерна его. В свою очередь пирротин замещался халькопиритом, сфалеритом и другими более поздними сульфидами. Будучи чувствительным к изменению потенциала серы и кислорода, он во многих местах, особенно в приповерхностных условиях, частично или полностью замещен мельниковит-марказитом, марказитом и пиритом. Дисульфидизация пирротина сопровождалась иногда образованием гидроокислов железа.

Пирротин содержит те же примеси, что и пирит (табл. 6), и, по-видимому, в тех же формах: никель и кобальт — изоморфны, а остальные — механическая примесь.

Халькопирит после пирита и пирротина наиболее часто встречающийся минерал. Однако он распространен в виде редких разрозненных вкраплений и не образует сколько-нибудь значительных концентраций. Развивался он в основном по кальциту, ксеноморфен по отношению к скарновым минералам и магнетиту, иногда замещает пирит и пирротин. Кроме того, халькопирит в незначительных количествах встречается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и в виде биминеральных включений (с пирротинном) в пирите. По-видимому, этот халькопирит возник в результате распада твердого раствора.

Неполный химический состав (%) пирротина
из Куржункульского месторождения

№ п/п	Место отбора проб		Fe	Ni	Co	Cu	Zn	As	Pb
	скв.	глуб. м							
1	427	119,0	61,01	0,005	0,016	0,09	Сл.	Сл.	
2	427	231,0	56,23	0,008	0,015	0,24		Не обн.	0,11
3	427	118,0		0,007	0,019				
4	417	87,0	57,41	0,010	0,020	0,29		Сл.	0,07
5	417	88,0		0,015	0,040				
6	403	170,0			0,039	0,17			

Примечание. Анализ 1 произведен в химлаборатории ЗСГУ 2—4—по Ю. Н. Яковлеву (1962).

Таблица 7

Результаты спектрального анализа (%) халькопирита
Куржункульского месторождения

№ п/п	Место отбора проб		Zn	Pb	Ag
	скв.	глуб. м			
1	97	193,8	0,1—0,3	Не обн.	Не обн.
2	400	245,0	0,3—0,5	»	0,001—0,003
3	7	210,0	1,0	»	0,003
4	272	105,0	0,1—0,3	Сл.	0,001—0,003

Примечание. Анализ 1 произведен в химлаборатории КазИМС. 2—4—по Ю. Н. Яковлеву (1962). Ni Co. As не обнаружены.

Для халькопирита не характерны примеси никеля и кобальта (табл. 7). Серебро, по-видимому, входит в халькопирит изоморфно, а примеси цинка и свинца обусловлены включениями сфалерита и галенита, образующими каемки и вроски в зернах халькопирита.

В зоне окисления халькопирит замещается борнитом, халькозином и ковеллином. Первым развивается борнит, переходящий затем в халькозин. Чаще же борнитовая стадия преобразования не наблюдается, и зерна халькопирита окружены только каймой халькозина (рис. 47). Ковеллин в виде мельчайших выделений развивается по халькозину.

Марказит встречается довольно часто и хорошо диагностируется благодаря сильному эффекту анизотропии. Он образует

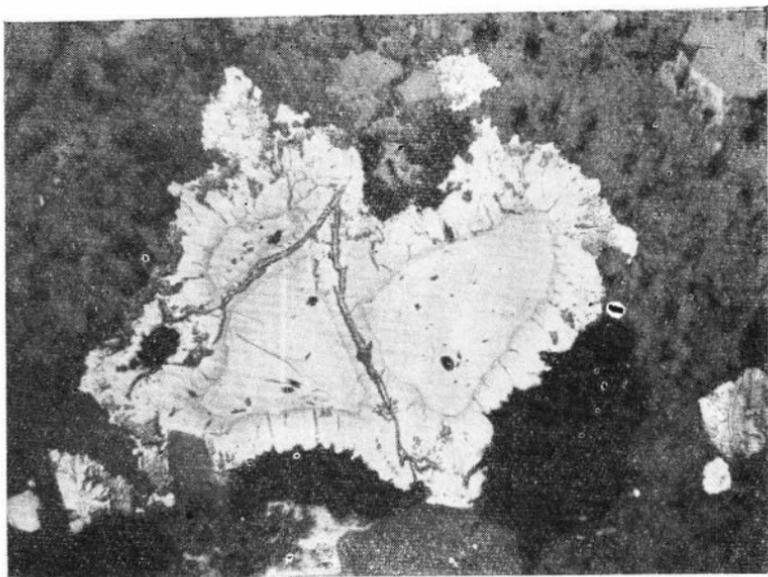


Рис. 47. Замещение халькопирита (в центре) халькозином (кайма по периферии и вдоль трещин). Елтай III, скв. 31, гл. 33 м. Аншлиф. Увелич 70*.

мелкие вкрапления, цементирует раздробленный магнетит или же развивается по пириту и пирротину. Наряду с гипогенным марказитом, обычно ассоциирующим с ранними сульфидами, в верхних горизонтах рудных зон встречается гипергенный в ассоциации с мельниковитом, халькозином и ковеллином. Гипергенный марказит возник в результате дисульфидизации пирротина и имеет порошковатое сложение.

Сфалерит образует мелкие единичные вкрапления в рудах и метасоматитах. Он тесно ассоциирует с пирротинном и халькопиритом, хотя выделялся позже, и часто разъедает их. Встречаются светло- и темно-коричневые разновидности сфалерита. Темноокрашенные приурочены к магнетитовым рудам, в них обычно наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита.

Галенит — очень редкий минерал и макроскопически не наблюдался. В виде микроскопических включений отмечается в зернах халькопирита. Тесно ассоциирует со сфалеритом.

Арсенопирит — очень редкий минерал и встречен только на Куржункульском месторождении. Ассоциирует с более ранними сульфидами (пиритом и пирротинном). А. М. Дымкин (1962)

на Алешинском и Северо-Адаевском месторождениях наблюдал замещение арсенопирита халькопиритом и сфалеритом. Незначительные количества мышьяка в пирите и пирротине (табл. 5 и 6), по-видимому, обусловлены включениями арсенопирита.

Висмутин также редок. Вместе с галенитом он образует вростки по периферии зерен пирротина. От галенита отличается ясно выраженной анизотропией.

Линнеит образует мельчайшие вкрапления в кальците, тонкие каемки на зернах пирита и очень редко на зернах магнетита. При замещении пирита халькопиритом каемки линнеита сохраняются, и создается ложное впечатление, что линнеит развивался по халькопириту.

Ю. Н. Яковлевым (1962) в рудах Куржункульского месторождения отмечены в очень незначительных количествах лёллингит, станнин и самородный висмут.

Хлоантит встречен нами только на месторождении Елтай I. Он образует кристаллически-зернистые агрегаты. Отдельные его зерна имеют изометричные очертания и размеры в поперечнике 3—5 мм. В полированных шлифах скопления хлоантита обнаруживают отчетливо выраженную зональность. По периферии отдельных его зерен иногда наблюдаются эмульсионные вкрапления никелина и пирротина. Неполный химический анализ хлоантита показал содержание в его составе 14,2% никеля и 4,4% кобальта.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ

Руды вулканогенно-осадочного типа в Елтайско-Куржункульском районе пространственно ассоциируют с метасоматическими рудами. И те и другие слагают самостоятельные тела и разобщены между собой небольшими по мощности толщами вулканитов (рис. 15, 16). Рассматриваемые руды различаются между собой по целому ряду признаков. Для вулканогенно-осадочных характерна отчетливо выраженная ритмичная слоистость. Последняя обусловлена частым чередованием в разрезе небольших по мощности слоев, сложенных преимущественно магнетитом, гематитом и даже гидроокислами железа, со слоями нерудными, в которых преобладает пепловый, псаммитовый и псефитовый материал вулканического происхождения. Кроме того, в этих рудах широко представлены кремнисто-карбонатные прослои.

Вулканогенно-осадочные руды, слагая в толще пирокластов отдельные горизонты, отличаются исключительной выдержанностью по простиранию. Без существенного изменения мощ-

ности они прослеживаются на достаточно большие расстояния и сохраняют при этом многие детали строения. Они обычно не обнаруживают характерного для магнетитовых руд металлического блеска, кажутся матовыми, напоминая по цвету черные аргиллиты. Простым глазом и даже с помощью лупы в них невозможно различить отдельных зерен магнетита. Наконец, руды седиментогенные отличаются еще и тем, что не сопровождаются типично метасоматическими парагенезисами — пироксеном, гранатом, скаполитом, эпидотом, актинолитом, а если эти минералы и появляются здесь, то несут все признаки наложенных, т. е. более поздних, выделений.

Все эти признаки позволяют достаточно уверенно выделять такого типа руды и отличать их от метасоматических. Между тем некоторыми исследователями делается попытка провести аналогию между слоистыми и полосчатыми рудами, приписывая и тем, и другим первично седиментационное происхождение. Если осадочный генезис слоистых руд действительно не вызывает сомнений, то совершенно определенно можно утверждать, что руды полосчатой текстуры гетерогенны. Как показано нами при описании метасоматических руд, полосчатые текстуры могут возникать в связи с различными геологическими условиями формирования месторождения и часто не имеют никакого отношения к первичной слоистости пород.

Изучение полированных шлифов позволило установить, что в рудных слоях главными минералами являются магнетит и гематит, реже встречаются гидроокисные соединения железа — лепидокрокит и гидрогетит. Мощность рудных слоев изменяется от десятых долей миллиметра до 10—15 см.

В рудных горизонтах чаще всего наблюдается чередование тонких, едва заметных невооруженным глазом, нитевидных рудных слоев с пирокластическими. Границы их благодаря разной окраске весьма четкие (рис. 48).

В некоторых местах слоистость осложнена плейчатостью. В таких участках повышено содержание наложенных сульфидов, много секущих жилков эпидота и актинолита (рис. 32). Нередко тонкослоистые руды рассечены микросбросами (рис. 49).

Магнетит и гематит распределены в рудах неравномерно, и количественное соотношение их резко меняется даже в соседних, рядом расположенных слоях. Имеются интервалы, в которых рудные слои представлены почти одним магнетитом и нерудной массой, гематит в них устанавливается только под микроскопом в виде одиночных выделений или небольших реликтовых участков. В других местах, наоборот, гематит преоб-



Рис. 48. Тонкослоистая гематит-магнетитовая руда, рассеченная прожилками пирита. Елтай II, скв. 654, гл. 276,4 м. Штуф.



Рис. 49. Ритмичнослоистая гематит-магнетитовая руда, рассеченная микросбросами. Елтай II, скв. 654, гл. 274 м. Штуф.

ладает, он слагает самостоятельные слойки и чередуется в разрезе с магнетитовыми слойками, причем границы между ними опять-таки весьма четкие.

Менее измененные разности вулканогенно-осадочных руд имеют чрезвычайно тонкослоистое, можно сказать, даже тонкодисперсное строение. Отдельные зерна магнетита и гематита в

таких участках выделить невозможно, и структура напоминает микрофельзитовую, свойственную, как известно, кислым эффузивам. Гематит образует в магнетитовой массе хлопьевидные обособления, размер частиц его не превышает 0,005 мм. Несколько иначе выглядит в гематитовых слоях магнетит. Это одиночные зерна или небольшие агрегатные скопления, которые благодаря более крупнозернистому строению заметно выделяются на фоне пылевидной гематитовой массы. В местах скопления магнетита гематитовая масса претерпевает некоторую перекристаллизацию, особенно заметную там, где вместе с магнетитом появляется явно наложенный и более поздний пирит. Создается впечатление, что порфиробласты магнетита возникли позднее за счет гематита в процессе сульфидной минерализации и связаны с восстановлением части трехвалентного железа до двухвалентного.

Сульфиды (в основном пирит, очень редко халькопирит) развиваются в вулканогенно-осадочных рудах по слоистости, но нередко многочисленными жилками пересекают слоистость, затушевывая ритмичное сложение рудных горизонтов.

Вместе с магнетитом и гематитом в рудных слоях всегда присутствует нерудная масса — обломки порфиритов, осколки плагиоклаза, меньше — пироксена, амфибола и кварца. Обломочный материал распределяется неравномерно. Местами он преобладает. Мелкие и, как правило, остроугольные осколки плагиоклаза и других минералов иногда составляют основу слоя, рудная масса представлена в нем мельчайшей вкрапленностью. В других слоях, наоборот, преобладает магнетит или гематит, а отдельные, разобщенные осколки плагиоклаза и кварца оказываются как бы погруженными в сплошную рудную массу. Ни в одном случае, что весьма важно отметить, нами не наблюдалось признаков замещения вулканокластического материала магнетитом и гематитом.

Характерная составляющая рудных слоев — в различной степени раскристаллизованная кремнистая масса. В менее измененных вторичными процессами слоях она криптокристаллическая, но и здесь, а это можно наблюдать в одном шлифе, имеются участки, полностью раскристаллизованные, представленные халцедоном и кварцем. Обнаруживается интересная закономерность: там, где кремнистая масса мало изменчива и почти изотропна, рудное вещество находится в тонкодисперсном состоянии; участки, претерпевшие перекристаллизацию и сложенные кристаллически-зернистыми агрегатами кварца и халцедона, сопровождаются выделениями среднезернистых, иногда порфиробластических агрегатов магнетита. В данном случае преобразование

рудного и кремнистого вещества проходило, по-видимому, одновременно.

Кремнисто-железистые слои постоянно содержат мелкие осколки плагиоклаза, обломки порфиринов, но их обычно немного, и они кажутся в кремнистой массе редкими вкраплениями. В некоторых слоях присутствует карбонатное вещество. Оно, подобно кремнистой массе, пелитоморфно, но участками претерпело перекристаллизацию и преобразовалось в крупнозернистые агрегаты кальцита. Вообще надо заметить, что вторичные процессы проявились в вулканогенно-осадочных рудах повсеместно, но с разной интенсивностью. В целом эти руды мало изменены, они несут признаки лишь диагенетического преобразования. В них хорошо, а нередко до мельчайших деталей, сохранилась слоистость и даже пелитоморфное строение, хотя пирокластический материал, как и в эффузивах, пропилитизирован.

Совсем иначе проявился наложенный гидротермальный процесс. Это более поздний процесс, по-видимому, близкий по времени к этапу формирования метасоматических магнетитовых руд. Он выразился здесь в образовании многочисленных жилок альбита, эпидота, актинолита, пирита, в интенсивной альбити-

Химический состав вулкана

№ п/п	SiO ₂ /глуб. м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
Ел											
1	56/71,1	26,00	0,06	2,20	41,58	23,10	0,02	3,78	2,18	1,10	0,08
2	56/71,2	33,16	0,16	0,22	40,27	21,39	0,04	2,56	0,92	0,81	0,15
3	59/58,5	31,76	0,73	5,64	36,38	17,42	0,03	3,35	1,86	2,20	0,50
Ел											
4	655/68,5	37,45	0,72	8,52	31,88	12,24	0,04	2,30	3,09	2,50	0,80
5	641/199,1	30,62	0,72	1,52	40,03	22,17	Необн.	2,15	0,81	1,50	0,10
6	655/73	53,60	2,60	5,23	18,39	11,31	0,02	2,60	2,82	2,36	1,00
7	651/83	18,38	0,34	5,85	48,41	21,29	0,06	2,03	1,73	1,30	1,60
8	651/83	26,00	0,20	7,39	29,16	30,06	—	1,66	1,80	3,16	0,16
9	651/82	15,28	0,27	4,18	53,30	22,63	—	1,35	1,68	1,16	0,14
10	640/153,4	1,42	0,25	1,16	62,93	24,45	—	1,45	5,01	0,14	0,04
11	633/153,0	5,68	0,10	0,75	58,45	25,51	—	0,62	6,22	0,14	0,04
Ел											
12	19/124,8	33,66	0,46	1,04	39,16	15,34	0,07	3,84	1,90	2,10	1,44
13	19/124,9	32,17	0,19	4,60	36,50	17,18	0,04	3,78	2,63	2,00	0,50

Примечание. Анализы 1—4, 12 и 13 по О. М. Чууевковой; 5—7 — проведены в

зации алюмосиликатных слоев, развитию гнезд пироксена, граната и скаполита. Выделение этих минералов приурочено к зонам дробления вулканогенно-осадочных руд и сопровождается большей частью перекристаллизацией магнетита и гематита. Процесс этот идет таким образом. Рассеянное в кремнистой или пепловой массе рудное вещество около жилок и в некотором удалении от них перегруппировывается, оно как бы стягивается к отдельным центрам, образуя обособленные агрегатные скопления мелкозернистого магнетита. Если при этом в слоях присутствовал гематит, он полностью восстанавливается до магнетита. В дальнейшем, при условии разрастания гидротермального процесса, мелкозернистые агрегаты магнетита перекристаллизовываются, на их месте появляются более крупнозернистые и, как правило, хорошо ограненные индивиды магнетита. Таким образом, тонкодиспергированное рудное вещество слоя при наложении гидротермальных процессов преобразуется в густоили бедновкрапленную руду, алюмосиликатная составляющая которой также заметно изменяется. В частности, пепловая и кремнистая масса перекристаллизовывается и приобретает черты роговикового строения. Однако и в этом случае нет никаких

Т а б л и ц а 8

вогенно-осадочных руд

Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	V ₂ O ₅	Co	Ni	CO ₂	S	F	Cl	H ₂ O	П. ш. я.	Сумма
--------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	----	----	-----------------	---	---	----	------------------	----------	-------

тай I

0,020	0,23	He опр.	0,004	He обн.	He обн.		0,02	He обн.			100,37
0,004	0,25	0,03	He обн.	0,01	0,11	0,10	0,01	He опр.			100,19
—	0,24		He опр.			He обн.	—	—			100,11

тай II

—	0,27		»			»	—	—			99,81
—	0,20	—	—	—	0,76	»	—	—	0,20		100,78
—	0,21	—	—	—	0,27	—	—	—	0,13		100,54
—	0,16	0,02	—	—	—	—	—	—			101,17
He опр.	—	0,03	—	—	—	—	—	—	0,42		100,04
»	—	0,014	—	—	—	—	—	—	0,34		100,34
»	—	0,022	—	—	—	—	—	—	0,46	2,24	99,57
»	—	0,014	—	—	—	—	—	—	0,62	1,82	99,96

тай IV

0,006	0,21	0,03	0,015	0,01	0,22	0,64	0,01	He опр.	—	—	100,14
He обн.	0,03	He опр.		He обн.			0,03	0,06	—	—	99,71

химлаборатории ИГН АН КазССР: 8—II — в химлаборатории ИГН СО АН СССР

признаков замещения нерудных минералов магнетитом.

Совершенно по-иному проявился в вулканогенно-осадочных рудах процесс щелочного метасоматоза. Он выразился в образовании мономинеральных жилков альбитита, рассекающих ритмичнослоистые руды, и альбитизации плагиоклазов отдельных слоев. Отличительная особенность этого процесса состоит в том, что он способствует растворению железа и выносу его из области метасоматоза. Так, жилки альбитита сопровождаются зонами осветления, в которых нет ни магнетита, ни гематита. То же самое происходит и при «последней» альбитизации. Эти слои своей светло-розовой окраской четко выделяются на фоне темных, насыщенных рудным веществом слоев. Как видно, щелочной метасоматоз вызывает интенсивную перегруппировку рудного вещества и его миграцию. Мы считаем, что в результате наложения гидротермальных растворов вполне возможна регенерация отдельных горизонтов вулканогенно-осадочных руд и переход их в качественно новые руды — метасоматические (Дымкин, 1970).

Химический состав руд вулканогенно-осадочного типа иллюстрируется табл. 8. По содержанию железа они относятся к типу средних и бедных. Если к тому же учесть, что для анализа отбирались преимущественно пробы из слоев, насыщенных рудным компонентом, то среднее содержание железа по горизонту в целом будет значительно ниже. Соотношение окисного и закисного железа в каждой из анализируемых проб различное. Это объясняется неодинаковым содержанием в каждом из слоев магнетита и гематита. Их соотношение в свою очередь указывает на степень диагенетического преобразования слоев. Из других компонентов преобладает SiO_2 . Содержание Al_2O_3 во всех анализируемых пробах очень низкое. В ничтожных количествах отмечаются примеси: Cr_2O_3 , MnO , V_2O_5 , Co , Ni . Все эти элементы скорее всего связаны с алюмосиликатной составляющей руд и не представляют изоморфной примеси в магнетитах. Только TiO_2 , может быть, в небольшом количестве входит в решетку магнетита.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Елтайско-Куржункульском рудном районе выделяются два генетических типа месторождений: 1) метасоматический и 2) вулканогенно-осадочный. Они различаются между собой по геологической позиции, соотношению с вмещающими вулканогенно-осадочными и интрузивными породами, минеральному составу руд и времени образования. Все эти вопросы достаточно подробно описаны в предыдущих главах. Поэтому здесь основное внимание уделим количественной характеристике некоторых метасоматических процессов, в частности будут рассмотрены особенности поведения рудных и петрогенных элементов на различных стадиях метасоматоза, а также приведены новые данные о температурах кристаллизации ряда главных метасоматических минералов. Кратко изложены представления об условиях образования вулканогенно-осадочных руд.

ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ТИПА

В качестве основных признаков для выделения этапов и стадий минерализации использовались парагенетические ассоциации минералов и их взаимоотношения. Именно это дает представление о геохимических особенностях метасоматоза, температурном режиме процесса и составе минерализующих растворов.

Основываясь на соотношениях минеральных парагенезисов и их устойчивости в зависимости от температур, представляется возможным выделить следующие этапы и стадии минерализации:

Этапы	Стадии
I. Контактво-метаморфический (магматический)	1. Ороговикования и мраморизации
II. Метасоматический (после-магматический)	2. Альбитовая
	3. Скаполитовая
	4. Скарновая
	5. Рудная (магнетитовая)
	6. Сульфидная
	7. Цеолитовая

Контактово-метаморфический этап (магматический). Формирование месторождений, приуроченных к контактам гипабиссальных интрузивов (Елтай I, III, IV), началось с термального метаморфизма вмещающих пород практически без участия постмагматических растворов. Неоминерализация осуществлялась за счет местного перераспределения компонентов исходных пород. В основном же породы претерпевали перекристаллизацию. В этот этап происходило ороговикование алюмосиликатных пород и мраморизация известняков.

На термально-метаморфическом этапе в отличие от последующих отсутствует сколько-нибудь заметный привнос и вынос компонентов. Это хорошо видно на примере ороговикованных туфов из месторождения Елтай III (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Химический состав (%) первичных и ороговикованных туфов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Туф	50,11	0,57	19,5	1,14	2,22	0,24	3,56	9,57	5,10	0,80
Ороговикованный туф	52,43	0,55	18,36	1,01	2,48	0,08	2,79	10,80	5,30	0,85

Пр и м е ч а н и е. Анализы произведены в химлаборатории ЮКГУ.

Перекристаллизация пород происходила в условиях прогрессивного термального воздействия интрузивов. Следует отметить, что алюмосиликатные породы менее чувствительны к нему и перекристаллизовывались в более узких контактовых ореолах, чем известняки. Повышенная восприимчивость карбонатных пород к термальному метаморфизму обусловила мраморизацию известняков не только на контактах с интрузивами, но и в зонах их прогрева высокотемпературными растворами. Тесная пространственная связь таких мраморов с альбитизированными алюмосиликатными породами свидетельствует о том, что термальные растворы, вызывавшие перекристаллизацию известня-

ков, ¹ имели щелочной характер. По мнению многих исследователей (Овчинников, 1960; Дымкин, 1962; Кобзарь, 1963; Тугаринов и др., 1963), ранний щелочной метасоматоз протекает при температурах 800—450°. Следовательно, и известняки, прилегающие к зонам циркуляции щелочных растворов, прогревались до температур, близких к температурам растворов.

Метаморфизм известняков около зон циркуляции термальных растворов, несомненно, имел прогрессивный характер, однако он проявился позже контактового метаморфизма, в период прогревания пород постмагматическими растворами ранней щелочной стадии.

Метасоматический этап (послемагматический). Формирование месторождений, не имеющих видимой связи с гипабиссальными интрузивами, началось в сущности с метасоматического этапа минерализации.

Характеризуя метасоматические процессы, необходимо подчеркнуть, что последовательность стадий минерализации определяется по структурным соотношениям минералов — смене одних парагенезисов другими. Метасоматические процессы идут в скарново-магнетитовых месторождениях широким фронтом, охватывая значительные объемы пород, и деформационные перерывы между стадиями большей частью не фиксируются так четко, как, скажем, в жильных гидротермальных месторождениях. Поэтому термин «стадия» употребляется здесь как определенная температурная ступень равновесия.

Альбитовая стадия. Постмагматическая деятельность в месторождениях Тургая, как показало изучение минеральных парагенезисов, началась со щелочного метасоматоза алюмосиликатных пород. Постмагматические растворы были насыщены натрием и при взаимодействии с алюмосиликатными породами производили альбитизацию средних и более основных плагиоклазов. При этом осуществлялся не только ионный обмен натрия на кальций, но и одновременно имело место разложение фемических минералов и вынос входящих в их состав железа и магния. Алюмосиликатные породы — туфы, порфириды, габбро-диориты, диорит-порфириды и др. — в результате альбитизации осветлены. Сопоставляя химический и ионный состав альбитизированных пород с исходным (табл. 10), нетрудно заметить, что в стадию раннего щелочного метасоматоза проиходил привнос кремния и натрия, а железо, магний и кальций выносились, алюминий оставался инертным.

Железо при альбитизации могло переотлагаться недалеко от источника выноса и давать рудные скопления. Нетрудно подсчитать, что для образования единицы объема руды с содержанием

Химический состав (%) неизмененных и альбитизированных
диорит-порфиритов Куржункульского месторождения

Оксиды	Неизмененные диорит-порфириты				Альбитизированные диорит-порфириты					При- внос	Вы- нос
	159/74	5/314	411/145	159/74	159/53	7/35	7/116	7/26	159/53		
SiO ₂	48,85	46,34	49,34	541	57,15	57,71	57,03	58,16	606	65	—
TiO ₂	0,65	0,95	0,90	5	0,55	0,38	0,45	0,53	4	—	1
Al ₂ O ₃	18,44	15,19	14,29	120	17,87	18,23	17,21	18,73	111	—	9
Fe ₂ O ₃	1,03	3,59	5,01	4	1,26	2,84	1,06	1,03	5	1	—
FeO	6,56	4,83	5,47	60	2,89	2,96	2,36	0,86	25	—	35
MnO	0,21	0,16	He	2	0,07	0,10	0,05	0,07	1	—	1
			обн.								
MgO	4,89	7,87	8,44	80	2,52	3,56	2,65	2,91	39	—	41
CaO	13,86	11,06	8,82	164	8,96	5,68	5,62	4,72	102	—	62
Na ₂ O	1,40	2,20	2,20	15	5,00	5,30	7,00	7,70	52	37	—
K ₂ O	0,25	0,10	He	2	0,54	0,90	0,95	0,33	3	1	—
			обн.								
P ₂ O ₅	0,29	0,15	0,33	1	0,27	0,14	0,16	0,17	1	—	—
SO ₃	0,37	0,10	0,06	—	0,07	0,05	0,06	0,37	—	—	—
П.п.п.	3,38	6,63	4,56	—	3,36	2,03	4,45	4,01	—	—	—
H ₂ O	0,08	1,34	1,01	3	0,18	0,35	0,17	0,19	7	—	—
Сум- ма	100,26	100,51	100,43	997	100,69	100,23	99,22	99,78	956		

П р и м е ч а н и е. Для проб 159/74 и 159/53 (скв. 159, глубины соответственно 74 и 53 м) произведен пересчет по методу Т. Барта. В графах 5 и 10 дано количество положительных ионов в стандартной ячейке, а в 11 и 12 — привнос — вынос положительных ионов при альбитизации. Анализы произведены в химлаборатории КазИМС аналитиком Лисицкиной.

железа от 30 до 50% щелочному метасоматозу должны были подвергнуться от пяти до десяти таких единиц объема прилегающих туфов, порфиритов или других пород базальтового и андезитового состава.

О температуре процесса альбитизации можно судить по данным определения температур гомогенизации в пироксенах из пироксен-альбитовых метасоматитов месторождения Елтай III и Темирского участка. В пироксене содержится большое число мелких (не более 0,04 мм) включений газово-жидкого состава, причем соотношение г-ж колеблется от 1 : 1 до 1 : 6. По темпе-

Т а б л и ц а 11

Поведение компонентов при скарнировании туффитов
и оруденении скарнов (месторождение Елтай III)

Окислы	Туффит 33/123,0		Гранатовый скарн 33/1123		Сравнение с туффитом		Бедная руда по скарну 33/106,3		Сравнение со скарном		Богатая руда 33/106,0		Сравнение со скарном	
	%	колич. ионов	%	колич. ионов	привнос	вынос	%	колич. ионов	привнос	вынос	%	колич. ионов	привнос	вынос
SiO ₂	50,11	437	35,56	370	—	67	22,89	245	—	125	6,09	85	—	285
TiO ₂	0,57	3	0,37	2	—	1	0,20	2	0	0	0,20	2	0	0
Al ₂ O ₃	19,50	200	10,30	125	—	75	6,94	87	—	38	1,74	29	—	96
Fe ₂ O ₃	1,14	7	14,35	113	106	—	32,44	261	148	—	62,01	658	545	—
FeO	2,22	16	4,73	40	24	—	11,13	99	59	—	23,37	275	235	—
MnO	0,24	2	0,24	2	0	0	0,24	2	0	0	0,06	0,8	—	1,2
MgO	3,56	46	2,26	35	—	11	1,21	19	—	16	1,37	28	—	7
CaO	9,57	89	18,88	322	233	—	17,84	203	—	119	3,71	56	—	266
Na ₂ O	5,10	86	0,32	6	—	80	0,27	5	—	1	0,25	6	0	0
K ₂ O	0,80	9	He обн.	—	—	9	0,05	—	—	—	0,08	—	—	—
V ₂ O ₅	0,04	0,3	0,04	0,3	0	0	0,01	0,6	0,3	—	0,01	0,6	0,3	—
H ₂ O	1,45	84	0,36	24	—	60	0,97	69	45	—	0,06	5	—	19
П.п.п.	4,91	58	2,32	32	—	26	6,45	93	61	—	0,59	9	—	23
CO	0,001	—	0,001	—	—	—	0,001	—	—	—	0,002	—	—	—
Сумма	100,21	1037	99,63	1071			100,64	1086			99,54	1154		

П р и м е ч а н и е. Количество электроположительных ионов в стандартной ячейке в пересчете по методу Т. Барта. Анализы произведены в химлаборатории ЮКГУ аналитиком А.А.Костериной.

Химический и ионный состав исходных пород и продуктов

Оксиды	Е л т а й III						Туффит альбитизированный 59/51,6	
	Туффит 32/102,0		Гранатовый вакарн 32/66,3		Сплошная руда 32/117,0		%	колич. ионов
	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов		
SiO ₂	53,14	462	36,07	352	5,07	68	59,73	530
TiO ₂	0,45	2	0,30	2	0,15	1	0,35	2
Al ₂ O ₃	13,39	137	11,52	132	1,40	22	14,14	177
Fe ₂ O ₃	2,67	16	13,33	97	63,32	644	2,87	18
FeO	3,51	25	2,05	16	25,66	289	3,04	22
MnO	0,09	0,5	0,25	1,7	0,03	0,2	0,07	0,5
MgO	4,73	61	1,57	22	0,76	15	2,75	36
CaO	11,37	105	28,71	300	3,20	46	6,41	60
Na ₂ O	4,60	77	0,57	10	0,20	4	5,20	89
K ₂ O	0,30	3	0,17	1,7	0,09	1	0,13	1
V ₂ O ₅	0,06	0,3	0,03	0,2	0,02	0,1	0,02	0,1
H ₂ O	1,05	61	0,72	46	0,58	52	0,58	34
П.п.в.	3,89	46	5,87	78	1,42	26	3,57	43
CO	0,001	—	He обн.	—	0,045	1,3	0,001	—
Сумма	99,25	996	101,16	1058	101,89	1169	98,86	—

Примечание. Перевчет на ионные количества по методу Т. Барта. Анализ

ратуре гомогенизации включений выделяются три стадии: 1) 740—620, 2) 620—500 и 3) 500—380°С*. Все эти включения первичные. Вторичные, приуроченные к микротрещинкам в пироксене, гомогенизировались в интервале температур 360—180°С.

Судя по ассоциации минералов и химическому составу исходных и альбитизированных пород, ранние постмагматические растворы имели слабощелочную или нейтральную реакцию.

Скаполитовая стадия. Скаполитизация в рудном районе проявилась весьма ограниченно. Этот процесс характеризуется деятельностью галоидно-щелочных растворов, в которых преобладал натрий, и поэтому на большинстве место-

* Здесь и далее температуры гомогенизации во включениях из метасоматических минералов определялись научным сотрудником ИГиГ СО АН СССР М. М. Федосеевой.

их метасоматической переработки

Елтай I

Гранатовый скарн 60/21,0		Сплошная руда 60/27,0		Туф карбонатизи- рованный 59/49,0		Гранатовый скарн 7/46,1		Сплошная руда 7/46,0	
%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов
37,99	386	3,21	45	38,36	386	36,37	376	5,95	83
0,30	2	0,15	1,7	0,35	2	0,27	2	0,20	2
10,60	127	1,30	22	10,09	119	8,00	97	2,91	47
12,12	93	63,10	674	12,33	93	15,80	118	59,11	625
2,57	21	26,30	315	1,87	15	1,65	13	24,92	291
0,28	2	0,04	1	0,33	2	0,33	2	0,08	0,8
2,99	45	1,21	25	2,83	42	2,18	33	1,01	21
26,06	282	1,68	25	27,02	290	31,30	346	4,61	69
1,15	22	0,24	6	1,35	26	Не обн.	—	0,16	4
0,17	1	0,05	0,8	0,16	1	0,02	0,2	0,08	0,8
0,03	0,1	0,06	0,5	0,04	0,3	0,02	0,1	0,01	0,1
0,83	55	0,17	16	0,72	48	0,45	31	0,08	7
4,81	66	1,84	35	5,57	76	3,27	46	0,71	13
0,01	—	0,025	0,8	0,001	—	0,001	—	0,003	—
99,90	—	99,38		101,02		99,66		99,83	

произведены в ЮКГУ аналитиком А. А. Костериной.

рождений по-прежнему продолжалась альбитизация. Лишь на некоторых месторождениях (Куржункульском, Елтай I, Копоткинском) вместе с натрием в заметных количествах поступал хлор, что привело к слабой скаполитизации алюмосиликатных пород. О привносе хлора свидетельствует преобладание в составе скаполита мариалитовой молекулы, содержащей, как известно, значительное количество хлора.

В геохимическом отношении скаполитовая стадия характеризуется щелочно-галоидным метасоматозом, который, как и альбитизация, был инфильтрационным. Скаполитизации подвергались только алюмосиликатные породы, как первичные, так и претерпевшие ороговикование и раннюю альбитизацию. В известняках скаполит мариалитового состава не развивался, что свидетельствует об инертности алюминия.

Температурный режим процесса скаполитизации определяется его положением между стадиями альбитизации и скарнирования. С другой стороны, М. М. Федосеевой в ИГиГ СО АН СССР проведен ряд замеров температуры гомогенизации включений в скаполитах месторождения Елтай I (скв. 8, гл. 95 м). Результаты определения следующие: 630—510° С (9 включений), 510—420° С (17 включений). Все другие включения, гомогенизирующиеся ниже температуры 400° С, вторичные.

Скарновая стадия. Для этой стадии характерен известково-магнезиально-железистый метасоматоз, выразившийся в образовании безводных скарновых минералов — граната и пироксена. По типу метасоматоза это контакто-инфильтрационный и диффузионно-биметасоматический процесс. Скарны возникли лишь на тех месторождениях, которые приурочены к контактам гипабиссальных интрузивов габбро-диоритов (Елтай I, III и IV). На месторождениях, не имеющих видимой связи с подобными интрузивами, скарны распространены весьма ограниченно или полностью отсутствуют.

В Елтайско-Куржункульском рудном районе скарны образованы преимущественно по алюмосиликатным породам: туфам, туффитам, порфиритам, диорит-порфиритам, габбро-диоритам. Апоизвестняковые скарны развиты незначительно (месторождение Елтай IV), причем в большинстве случаев скарнированию подверглись породы, уже претерпевшие изменения в предшествовавшие стадии — ороговикованные, мраморизованные, альбитизированные, скаполитизированные.

Поведение химических компонентов при скарнировании различных пород хорошо иллюстрируют анализы химического состава и ионные диаграммы, составленные по методу Т. Барта. При скарнировании алюмосиликатных пород привносились кальций, трехвалентное железо и марганец. Выносились кремний, алюминий, натрий и калий. Магний, титан и ванадий оставались в общем неподвижными (табл. 11 и 12, рис. 50). При скарнировании мраморизованных известняков интенсивно выносился кальций, все остальные компоненты апоизвестняковых скарнов привносились (табл. 13, рис. 50).

Источником главных компонентов скарнов (кремния, алюминия, кальция), несомненно, были исходные и прилегающие к ним породы. Эти компоненты перераспределялись при метасоматических процессах. Растворы привносили из глубин только железо и незначительное количество марганца.

Анализируя геологическое строение месторождений (см. главу IV), нетрудно заметить, что скарны развиты обычно по алю-

Химический и ионный состав исходных пород и продуктов их метасоматической переработки (месторождение Елтай IV)

Окислы	Габбро-диорит 11/19,9		Гранатовый скарн по габ- бро-диориту 11/53,0		Сплошная руда по скарну 11/53,3		Сплошная руда по известняку 11/77,0		Мраморизован- ный известняк 11/77,4	
	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов
SiO ₂	47,97	450	36,14	393	5,55	80	2,36	31	1,92	17
TiO ₂	1,10	7	0,10	0,6	0,15	1,7	0,12	0,8	He обн.	—
Al ₂ O ₃	16,05	177	4,31	55	1,76	30	He обн.	—	»	—
Fe ₂ O ₃	9,45	66	21,51	176	61,08	670	59,76	605	0,90	6
FeO	6,65	51	2,75	15	27,58	299	24,33	251	0,35	2
MnO	0,17	1	0,19	2	0,08	0,8	0,12	0,8	0,04	0,2
MgO	4,40	61	1,05	17	1,62	3	1,37	26	0,52	6
CaO	7,49	75	32,93	384	2,58	39	6,07	85	52,42	517
Na ₂ O	2,60	47	He обн.	—	0,23	6	0,24	5	He обн.	—
K ₂ O	0,50	5	0,05	0,5	0,07	0,8	0,06	0,8	»	—
V ₂ O ₅			0,04	0,3	0,01	0,1	0,01	0,1	»	—
H ₂ O	0,28	17	0,24	17	0,03	2	1,05	95	0,14	9
П.п.п.	2,26	28	0,96	13	0,07	0,8	4,31	81	41,18	486
CO			He обн.	—	0,007	—	0,015	—	0,001	—
Сум- ма	98,82		92,27		100,76		99,81		97,46	

Примечание. Пересчет на ионные количества по методу Т. Барта. Анализы произведены в химлаборатории ЮКГУ аналитиком А. А. Костериной.

мосиликатным породам, залегающим над известняками и известковистыми пирокластами, которые, несомненно, служили источником кальция при скарнировании.

Выпадение скарновой стадии минерализации из общей цепи постмагматических процессов в отдельных месторождениях (Елтай II, Козыревские, Копоткинское, Лисаковские) еще раз свидетельствует о том, что процесс скарнообразования очень

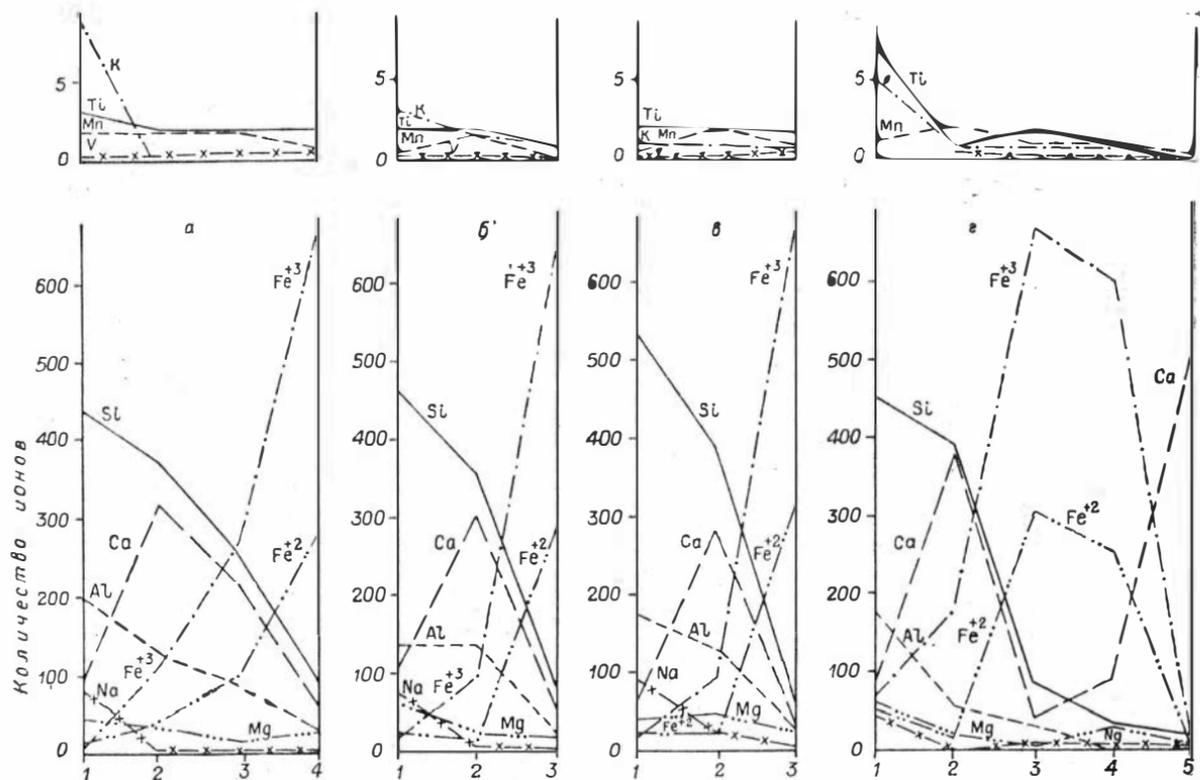


Рис. 50. Изменение химического состава пород при скарнировании и оруденении.

а — Елтай III (1 — туффит, 33/123,0; 2 — гранатовый скарн, 33/112,3; 3 — бедная руда, Fe = 33,3%, 33/106,3; 4 — богатая сплошная руда, Fe = 61,5%, 33/106,0). б — Елтай III (1 — туффит, 33/102,0; 2 — гранатовый скарн, 32/66,3; 3 — сплошная руда, 32/117,0). в — Елтай I (1 — туффит, 59/51,6; 2 — гранатовый скарн, 60/21,0; 3 — сплошная руда, 60/27,0). г — Елтай IV (1 — габбро-диорит, 11/19,0; 2 — гранатовый скарн по габбро-диориту, 11/53,0; 3 — сплошная руда по скарну, 11/53,3;

чувствителен к термодинамической обстановке. Существует вполне установившееся мнение, что скарны формируются в гипабиссальных условиях при температурах 700—500°. Экспериментальные работы по определению температур кристаллизации скарновых минералов, проведенные различными исследователями, дают довольно однозначные результаты. Так, температурный интервал формирования гранатов Курусайского рудного поля, определенный методом растрескивания и гомогенизации газозо-жидких включений, укладывается в 700 — 600° (Сазонов, 1962). Температура образования гранатов Бенкалинского месторождения (Тургай), определенная методом декрипитации, по А. Е. Бекмухаметову, 800 — 600°. Наши термометрические анализы гранатов месторождений Елтай III и IV (табл. 14) дали аналогичные результаты — 700 — 550°.

Т а б л и ц а 14

**Результаты минералотермического анализа гранатов
Елтайско-Куржункульского рудного района**

Месторождение	Скв/глуб. м	Температуры активного рас- трескивания	Температуры максимальных эффектов
III Елтайское . . .	29/33,7	470—650	550—600
IV Елтайское . . .	11/53,3	480—700	650—700
Куржункульское (Темирский участок).	418/261,0	450—700	570—620

Примечание. Анализы произведены В. Ф. Лукиной методом декрипитации в лаборатории экспериментальной минералогии ИГН АН КазССР.

О гипабиссальных условиях формирования скарнов свидетельствует их приуроченность к гипабиссальным интрузивам.

Таким образом, для скарнообразования, помимо определенной геохимической обстановки, необходимы вполне определенные давления и температуры. Несоответствие одного из этих условий приводит к выпадению скарновой стадии из ряда постмагматических процессов.

Для скарнообразования необходимы предварительный прогрев пород и сохранение определенных температур в течение всего процесса. Сами скарнирующие растворы, по-видимому, прогрева пород не обеспечивают в отличие от растворов ранней щелочной и скаполитовой стадий, иначе скарны были бы распространены на всех месторождениях, где были подходящие геолого-структурные и геохимические условия. Пример Елтай-

ско-Куржункульского рудного района и всей Главной железорудной полосы показывает, что прогрев пород, необходимый для скарнообразования, обеспечивался в одних случаях крупными гипабиссальными интрузивами, а в других — предшествовавшими постмагматическими высокотемпературными процессами щелочной и щелочно-галоидной стадий. На возможность прогрева пород потоками ранних высокотемпературных растворов указывают А. М. Дымкин (1966) и П. Н. Кобзарь (1968).

Вполне логично, что небольшие интрузивы типа дайкообразных и силлообразных тел диорит-порфиритов и неширокие зоны прогретых в процессе альбитизации пород не могли обеспечить теплом процесс скарнообразования. Более крупные интрузивы, типа елтайских габбро-диоритов, и широкие зоны пород, прогретые в процессе щелочного и щелочно-галоидного метасоматоза, как, например, на Качарском месторождении, остывали гораздо медленнее и длительное время сохраняли температуры,

Химический и ионный состав исходных пород и продуктов их

Окислы	Диорит-порфирит, среднее 159/74; 5/314; 411/145; 422/205,0		Альбитизированный диорит-порфирит, среднее: 159/53; 7/35; 7/160; 7/26		Хлоритизированный диорит-порфирит 2/50,6—60,0		Хлоритизированный диорит-порфирит с магнетитом 21/173, 5; 5/179,0		Прожилково-вкраплен					
									(Fe=21,9%) 1/281,0— 284,1			(Fe= =25,31%) 1/235,8; 8/239,6		
	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во
SiO ₂	48,87	441	57,51	519	43,01	456	39,87	420	32,59	365	30,20	350		
TiO ₂	0,84	5	0,48	2	0,36	2	0,42	3	0,32	2	0,31	2		
Al ₂ O ₃	16,20	172	18,01	192	13,36	166	11,63	144	11,34	149	9,50	129		
Fe ₂ O ₃	3,60	24	1,55	9	9,85	77	11,80	93	18,16	153	22,36	195		
FeO	5,35	40	2,27	16	6,49	57	7,58	66	11,84	110	13,12	126		
MnO	0,13	0,5	0,07	0,5	0,60	5	0,39	3	0,53	4	0,31	2		
MgO	6,02	80	2,91	39	6,67	105	10,02	157	9,68	161	7,91	136		
CaO	10,60	102	6,24	60	12,56	142	14,54	164	10,95	130	10,96	135		
Na ₂ O	2,32	40	6,25	109										
K ₂ O	0,31	3	0,68	7										
P ₂ O ₅	0,27	1,6	0,18	1	0,20	1	0,23	1	0,13	1	0,13	1		
S	SO ₃ =0,17	1	SO ₃ = =0,14	0,5	0,52		0,53		0,73		0,82			
H ₂ O	0,63	37	0,22	29										
П. п. п.	4,80	59	3,46											
Сумма	100,08		99,97		93,62		97,62		96,27		96,62			

Примечание. Пересчет на ионные количества произведен по методу Т. Барга, лаборатории КазНИМС, остальные заимствованы из материалов СКГУ.

необходимые для скарнообразования. Из расчетов теплоемкости и теплоотдачи Д. Н. Казанли (1952) видно, что на глубинах 1000—2000 м остывание интрузивных тел происходит в десять раз медленнее с увеличением поперечников интрузивов в три раза. Поэтому месторождения, приуроченные к дайкообразным телам диорит-порфиритов и зонам альбитизации шириной 200—500 м (Елтай II, Козыревка I, II, Копоткинские, Лисаковские и др.), практически лишены скарнов. На месторождениях, приуроченных к контактам интрузивов габбро-диоритов с поперечниками в 3—5 км (Елтай I, III и IV), скарны развиты широко. Кстати, по расчетам Д. Н. Казанли (1952), остывание интрузива с поперечником в 3 км на глубине 1—2 км длится до 100 тысяч лет.

Рудная (магнетитовая) стадия. Из табл. 11, 12 и 13 видно, что в рудную стадию привнос железа был в 10 раз больше, чем в скарновую. Судя по физическим свойствам

Таблица 15

метасоматической переработки (Куржункульское месторождение)

ная руда		Брекчииенная руда								Сплешная руда							
(Fe=29,20%) 1/320,3; 3/335,8		(Fe=34,39%) 25/199; 9/203,4		(Fe=40,48%) 1/188,0— 189,3		(Fe=44/32%) 1/145,0— 154,0		(Fe=49,88%) 1/186,6 6/188,0		(Fe=55,01%) 1/154,0— 163,0		(Fe=60,83%) 92/440,0; 7/448,0					
%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во				
29,20	331	24,43	300	19,83	235	16,01	190	12,70	151	8,17	100	2,60	26				
0,19	2	0,30	2,9	0,20	2	0,16	1,4	0,20	2	0,13	0,7	0,08	0,8				
8,92	118	8,36	120	7,60	107	6,28	88	5,72	80	3,52	50	2,19	33				
25,63	221	31,30	284	37,95	345	41,89	371	47,60	426	53,49	196	60,32	586				
14,33	135	16,08	165	17,95	180	29,30	192	21,30	212	23,01	237	23,98	254				
0,38	4	0,42	4	0,17	1	0,19	2	0,20	2	0,12	0,7	0,11	0,8				
10,34	174	7,15	130	5,08	89	4,24	75	4,45	79	3,60	65	3,13	59				
8,62	104	6,32	82	3,56	44	6,28	79	3,56	44	3,13	40	2,70	36				
0,11	1	0,09	1	0,05	0,7	0,04	0,7	0,05	0,8	0,02	0,3	0,06	0,8				
0,93		1,48		1,91		2,30		1,91		3,04		3,22					
98,65	1090	95,93	1080	94,30	1003	96,69	999	97,69	997	98,23	989	101,45	997				

Анализы диорит-порфиритов и альбитизированных диорит-порфиритов выполнены в химла-

магнетитов, оруденение на описываемых месторождениях протекало при различных температурах.

На месторождениях скарнового подтипа оруденение следовало сразу же за формированием скарнов и, может быть, частично даже одновременно. С возникновением бедных магнетитовых руд по гранатовым скарнам отчетливо намечается вытеснение трех- и двухвалентным железом кремния, кальция, алюминия, магния, марганца и титана. В дальнейшем с образованием все более богатых руд этот процесс прогрессировал (табл. 11 и 15, рис. 50).

Таким образом, при формировании по скарнам магнетитовых руд железом вытеснялись почти все компоненты скарнов. Вместе с железом поступало незначительное количество ванадия. Процесс выноса петрогенных элементов, как видно из тех же таблиц, не проходил до конца даже при образовании за счет скарнов наи-

Таблица 16

Поведение компонентов при оруденении мраморизованных известняков (Куржункульское месторождение)

Окислы	Мраморизованный известняк 30/421,2—424,2		Средняя руда по известняку Fe=39,15% 30/413,0—421,2		Богатая руда по известняку Fe=54,16% 30/404,1—409,1		Сравнение в мраморизованном известняком	
	%	колич. ионов	%	колич. ионов	%	колич. ионов	привнос	вынос
SiO ₂	12,64	116	9,12	106	4,48	53	—	63
TiO ₂	Сл.	—	0,10	0,7	0,10	0,7	0,7	—
Al ₂ O ₃	1,37	15	3,20	42	3,15	43	28	—
Fe ₂ O ₃	6,22	43	37,16	325	51,24	460	417	—
FeO	Не обн.	—	16,39	160	23,60	232	232	—
MnO	0,19	1						
MgO	1,25	17	1,90	31	2,16	38	21	—
CaO	41,44	411	15,61	194	7,28	92	—	319
P ₂ O ₅	0,02	0,2	0,09	1,5	0,04	0,7	0,5	—
S	2,24		2,37		1,45			
П.п.п.	33,53	423	11,59	182	5,14	83	—	340
Сумма	97,90	1025	98,07	1042	98,65	1002		

Примечание. Пересчет на ионные количества произведен по методу Т. Барта. Химические анализы заимствованы из материалов СКГУ.

более богатых руд. Присутствие в рудах этих элементов связано с реликтами скарновых минералов и новообразованиями актинолита, хлорита, эпидота. Кроме того, небольшие количества таких элементов, как магний, алюминий, марганец, титан и ванадий, входили изоморфно в кристаллическую решетку магнетита. В мономинеральном магнетите всегда устанавливаются примеси этих элементов (табл. 4).

На месторождениях гидросиликатного подтипа, как уже отмечалось, скарновая стадия не проявилась. Магнетитовое оруденение развивалось по алюмосиликатным и карбонатным породам: альбитизированным диорит-порфиритам, пирокластам и меньше — по мраморизованным известнякам. Химизм замещения карбонатных пород магнетитом в основном таков же, как и на месторождениях скарнового подтипа (табл. 16, рис. 50). Гораздо сложнее рудный метасоматоз протекал по алюмосиликатным породам. Из альбитизированных и неизмененных

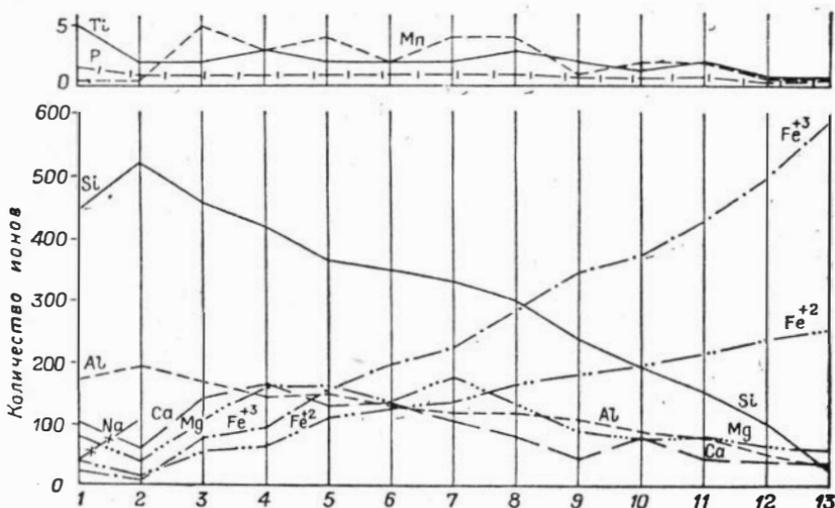


Рис. 51. Изменение химического состава диорит-порфиритов при альбитизации и оруденении. Куржункульское месторождение.

1 — диорит-порфирит (159/740; 5/314,0; 411/148,7; 422/205,0); 2 — альбитизированный диорит-порфирит (159/53,0; 7/16,0; 7/35,0; 7/26,0); 3 — хлоритизированный диорит-порфирит (2/50,6—60,0); 4 — то же с магнетитом (21/173,5—179,0); 5 — прожилково-вкрапленная руда, Fe = 21,9% (1/281,0—284,1); 6 — то же, Fe = 25,8% (1/235,8—239,6); 7 — то же, Fe = 29,2% (1/320,3—335,8); 8 — брекчиевидная руда, Fe = 34,4% (25/199,9—203,4); 9 — то же, Fe = 40,5% (1/188,0—189,3); 10 — то же, Fe = 44,3% (1/145,0—154,0); 11 — густовкрапленная руда, Fe = 49,9% (1/186,6—188,0); 12 — сплошная руда, Fe = 55,0% (1/154,0—163,0); 13 — то же, Fe = 60,8% (92/440,7—448,0).

диорит-порфиритов и туфов при магнетитовом оруденении выносились кремний, алюминий, кальций и магний (табл. 15, рис. 51).

При детальном изучении выявляются некоторые особенности поведения компонентов, участвующих в реакциях замещения диорит-порфиритов магнетитовыми рудами. Прежде всего, большинство месторождений гидросиликатного подтипа зональные: сплошные магнетитовые руды (богатые, Fe = 50—60%) — брекчиевидные (средние, Fe = 35—50%) — прожилково-вкрапленные (бедные, Fe = 20—35%) — эпидот-хлоритовые метасоматиты — диорит-порфириты. Несомненно, что оруденение нарастает от бедных руд к богатым. При постепенном увеличении количества железа в метасоматитах, как видно из диаграммы (рис. 51), равномерно убывает кремний. Количество алюминия сначала убывает, затем, в эпидот-хлоритовых метасоматитах и бедных рудах остается почти неизменным, а потом снова уменьшается — в средних и богатых рудах. Кальция и магния в эпидот-хлоритовых метасоматитах и бедных рудах в 1,5—2 раза больше, чем в диорит-порфиритах, и в 3—4 раза больше, чем в богатых рудах. Это объясняется тем, что кальций и магний вытесняются железом, но не выносятся за пределы зоны оруденения, а перемещаются в соседние зоны и входят в состав новообразований хлорита, эпидота и кальцита. Формированием гидросиликатных метасоматитов объясняется и некоторая задержка выноса алюминия из этих зон. Аналогично кальцию и магнию при оруденении ведет себя марганец. Титан и особенно фосфор, как видно из таблиц и диаграмм, остаются инертными.

Температуры рудного процесса при формировании месторождений скарнового и гидросиликатного подтипов были неодинаковыми, об этом можно судить хотя бы по околорудным метасоматитам. Железорудные месторождения скарнового подтипа формировались при более высоких температурах, чем гидросиликатного подтипа (Соколов, 1957; Богацкий, 1957; Дымкин, 1962; Кобзарь и др., 1967).

Парагенетические ассоциации околорудных метасоматитов, безусловно, важный критерий, позволяющий выделить тот или иной подтип месторождений, но не вполне достаточный для определения абсолютных температур кристаллизации магнетитов. Поэтому нами в месторождениях Елтайско-Куржункульского рудного района исследовались не только равновесные ассоциации метасоматитов, но и предпринимались попытки определения температур образования магнетитов. Минералотермические анализы методом декрипитации (табл. 17) показывают, что растрескивание зерен магнетита из скарновых месторождений происходит в интервале температур 350—600° и максимумы эффектов при-

**Результаты минералотермического анализа
магнетитов Елтайско-Куржункульского рудного района**

Месторождение	Скв./глуб. м	Температуры растрескивания	Температуры максимальных эффектов
Скарновый подтип			
Елтай III . . .	29/56,0	360—510	400—410
Елтай I . . .	1/136,5	370—540	420—430
Елтай IV . . .	9/22,0	350—600	500—510
Гидросиликатный подтип			
Елтай II . . .	14/102,0	300—450	340—350
Козыревка II .	20/154,0	340—450	380—390
Лисаковское . .	33/80,8	300—450	370—380

Примечание. Анализы Б. Ф. Лукиной, лаборатория экспериментальной минералогии ИГН АН КазССР.

ходятся на интервал 400—510°. Декрипитация магнетитов гидросиликатных месторождений происходит в интервале 300—450° с максимумами эффектов при температурах 340—390° (рис. 43). Мы полагаем, что температурные интервалы растрескивания магнетитов с известными допущениями можно принять за температуры их кристаллизации в природных условиях. Приведенные в табл. 17 данные со всей очевидностью показывают, что формирование магнетитовых руд скарновых месторождений происходит при температурах на 120—150° С выше по сравнению с рудами гидросиликатных месторождений. Близкие к этим цифры получены при изучении других магнетитовых месторождений. Так, по В. Д. Сазонову (1962), магнетиты скарновых месторождений Курусайского рудного поля формировались при температурах 650—600°, а магнетитово-рудный процесс Анзасского месторождения гидросиликатного подтипа, по Д. И. Павлову (1964), проходил при температурах 410—300°.

Детальное изучение магнетитов показало, что в пределах одного генетического подтипа они практически не отличаются ни химическим составом, ни физическими свойствами. И, наоборот, магнетиты месторождений разных генетических подтипов имеют довольно отчетливые различия. Сопоставляя результаты химических анализов мономинеральных проб магнетитов из различ-

ных месторождений, нетрудно заметить, что в них содержатся одни и те же элементы-примеси. Однако в магнетитах месторождений скарнового подтипа суммарное содержание изоморфных примесей в два-три раза больше, чем в магнетитах месторождений гидросиликатного подтипа. Особенно резко это различие сказывается в содержании магния (табл. 4). Следовательно, здесь намечается довольно отчетливая корреляция между температурой кристаллизации магнетитов и количеством изоморфных примесей в них. Высокие температуры при отложении магнетита способствовали изоморфному замещению трех- и двухвалентного железа алюминием, ванадием, магнием, титаном и марганцем.

Входящие в кристаллическую решетку элементы-примеси в свою очередь оказывают влияние на ряд физических констант магнетита. Так, отражательная способность магнетитов, содержащих меньше изоморфных примесей (гидросиликатные месторождения), заметно выше по сравнению с магнетитами, обогащенными примесями (скарновые месторождения). Особенно отчетливы эти различия в оранжевом и красном свете ($\lambda = 615$ и 658 мμ, табл. 18, рис. 52).

Т а б л и ц а 18

Отражательная способность (%) магнетитов

λ , мμ	Гидросиликатный подтип				Скарновый подтип			
	Козырев-ка II 42/138,0	Ел- тай II 14/115,0	Лисаков- ка 7558/66,0	среднее	Елтай I 1/136,0	Елтай IV 11/77,0	Елтай III 29/86,0	среднее
439	21,9	21,9	21,2	21,7	21,2	21,2	21,2	21,2
467	20,8	20,6	20,0	20,5	20,3	20,3	19,7	20,1
485	20,1	20,1	19,4	19,9	20,4	19,8	19,0	19,7
516	18,8	18,3	18,3	18,6	18,8	18,3	18,0	18,3
553	18,4	18,4	17,8	18,2	18,3	17,8	17,6	17,9
584	17,9	17,8	17,6	17,8	17,7	17,5	17,2	17,4
615	18,2	18,2	17,9	18,1	17,8	17,4	17,4	17,5
658	18,7	18,5	18,4	18,5	18,0	17,7	17,6	17,7
$\Sigma(\%)$ TiO ₂ ; Al ₂ O ₃ ; MnO; MgO; V ₂ O ₅	0,13	0,51	0,85	0,49	1,59	1,81	1,99	1,73

Примечание. λ — длина волны в миллимикронах. Замеры произведены З. М. Муратовым, спектральная лаборатория ИГН АН КазССР.

Результаты рентгеноструктурного анализа магнетитов

№ п/п	Скарновый подтип						Гидросиликатный подтип					
	Елтай IV, 11/77.0			Елтай III, 29/56.0			Елтай II, 14/115.0			Козыревка II, 42/138.0		
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
1	1	5,478		3	4,949		3	4,971		1	5,478	
2	5	4,971		6	2,995	220	2	(3,292)	220β	3	4,885	
3	1	3,566		4	(2,807)	311β	5	3,003	220	2	(3,292)	220β
4	1	(3,320)	220β	10	2,543	311	4	(2,807)	311β	6	2,988	220
5	6	2,988	220	1	2,425	222	0,5	2,729		4	(2,807)	311β
6	3	(2,814)	311β	1	(2,321)	400β	10	2,553	311	10	2,543	311
7	10	2,543	311	6	2,107	400	1	2,425	222	1	2,425	222
8	1	2,439		2	(1,785)	333β, 511β	1	(2,317)	440β	1	2,317	400β
9	1	(2,317)	440β	4	1,715	422	6	2,110	400	6	2,100	400
10	6	2,110	400	2	(1,638)	440β	0,5	(1,896)	422β	2	(1,783)	333β, 511β
11	0,5)ш	1,926		8	1,616	333, 511	0,5	1,843		4	1,713	422
12	0,5)дв	(1,888)	422β	9	1,483	440	2	(1,787)	333β	2	(1,636)	440
13	1	(1,778)	331β, 511β	2	1,327	620	4	1,719	422	8	1,615	333, 511
14	3	1,717	422	4	1,277	533	2	(1,638)	440β	9	1,481	440
15	1	(1,640)	440β	2	1,265	622	6		333	2	1,325	520
						731	8	1,616	511			
16	6	1,615	333, 511	3	(1,209)	553	0,5	1,487	440	4	1,276	533
17	8	1,484	440	3	1,120	642	3	(1,412)	533β	2	1,263	622
18	0,5	1,412	533β	7	1,091	731β, 553β	4	1,327	620	3	(1,208)	731β, 553β
19	1	1,325	620	5	1,048	800	2	1,280	533	3	1,119	642
20	3	1,279	533					1,265	622	7	1,091	731, 553

№ п/п	Скарновый подтип						Гидросиликатный подтип					
	Елтай IV, 11/77.0			Елтай 111, 29/56,0			Елтай 11. 14/115.0			Козыревка II, 42/138.0		
	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>
21	1	1,265	622				2	1,212		0,5	1,067	
22	1	(1,211)	731β,533β				1	(1,204)	731β	5	1,047	800
23	0,5	(1,153)	800β				3	1,121	553β			
24	2	1,119	642				7	1,092	731			
			731,						533			
25	8	1,091	553									
26	0,5	1,067					0,5	1,067				
							5	1,047	800			
$a = 8,402\text{Å}$				$a = 8,402\text{Å}$			$a = 8,401\text{Å}$			$a = 8,393\text{Å}$		

Примечание. Условья съемки: Fe — анод; $V = 26\text{kV}$; $I = 4\text{mA}$; $T = 8\text{ ч}$; $D = 57,3\text{ мм}$; $d = 0,7\text{ мм}$; без фильтра. Анализы Г. А. Шигановой, КазНМС

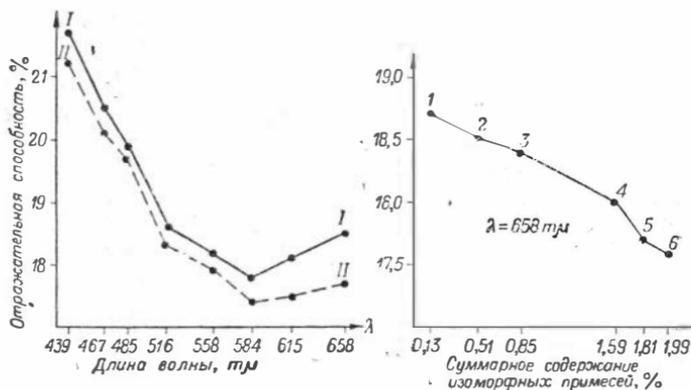


Рис. 52. Усредненные спектры отражения магнетитов гидросиликатных (I) и скарновых (II) месторождений.

Рентгеноструктурный анализ показывает, что размер элементарных ячеек кристаллической решетки магнетитов скарновых месторождений несколько больше, чем гидросиликатных (табл. 19). Следовательно, параметры ячеек магнетитов тоже коррелируют с количеством изоморфных примесей, входящих в кристаллическую решетку, и в конечном счете — с температурой кристаллизации магнетитов.

Влияние изоморфных примесей на элементарную ячейку магнетитов установлено еще В. И. Михеевым (1955, 1957). Прямая зависимость между количеством изоморфных примесей магния, титана и кальция и величиной ребра элементарной ячейки магнетита была показана А. А. Илларионовым (1965).

Вхождение изоморфных примесей в кристаллическую решетку магнетита изменяет не только параметры элементарной ячейки, но и понижает твердость. При многочисленных замерах микротвердости магнетитов Тургая нами подмечено, что для скарновых месторождений она равна 480—530 кг/мм², а гидросиликатных — 580—660 кг/мм² (табл. 20). Здесь также выявляется закономерная связь между температурой формирования магнетитов и их микротвердостью.

Кривые нагревания магнетитов из месторождений различных генетических подтипов в общем идентичны (рис. 53). При температуре около 200° на всех термограммах отчетливо обозначается эндотермический эффект, связанный с переходом магнетита в маггемит. При температурах 350—400° выявляется экзотермический эффект, обусловленный переходом маггемита в гематит.

Микротвердость магнетитов скарновых и гидросиликатных месторождений Тургая

Месторождение	Кол-во замеров	Микротвердость, кг/мм ²		
		от	до	средняя

Скарновый подтип

Елтай III	60	422	554	485
Бенкалинское	30	471	536	491
Адаевское	30	471	554	504
Южно-Сарбайское	20	471	536	504
Соколовское	30	486	536	504
Елтай IV	50	442	536	512
Елтай I	40	501	574	530

Гидросиликатный подтип

Козыревка II	25	536	637	580
Лисаковское	15	554	661	616
Елтай II	50	574	686	635
Козыревка III	7	615	686	661
Копеткынское	30	594	713	666

Примечание. Замеры микротвердости производились на приборе ПМТ-3 при нагрузке 100 г

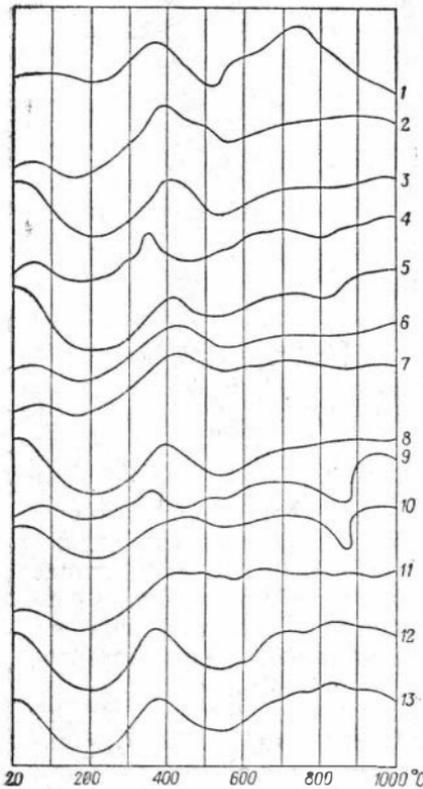


Рис. 58. Кривые нагревания магнетитов.

1 — по В. П. Ивановой, 1961 г.; 2 — Елтай IV (9/22,0); 3 — Елтай I (1/136,0); 4 — Елтай III (29/56,0); 5 — Куржункульское, кв. 418 (Тамирский участок); 6 — Куржункульское, кв. 36 (коллоидный магнетит); 7 — Куржункульское, кв. 284; 8 — Лисаковское (33/80,5); 9 — Козыревка (29/154,0); 10 — Копеткынское (7/90,5); 11 — Копеткынское (18/393,3); 12 — Елтай II (14/162,0); 13 — Елтай II (6/62,0).

На некоторых термограммах (9, 10, рис. 53) отмечается дополнительный эндотермический эффект, вызванный, по-видимому, наличием примеси кальцита в пробах.

Таким образом, магнетиты скарновых и гидросиликатных месторождений заметно отличаются друг от друга по химическому

составу и ряду физических констант. Если считать, что химизм растворов в том и в другом случае был в общем-то одинаковым, то можно определенно говорить, что различия свойств магнетитов обусловлены температурами их формирования.

Сульфидная стадия. Продукты конечных стадий послемагматической деятельности приурочены исключительно

к зонам трещиноватости и дробления, образуя прожилки, гнезда и вкрапленность. Взаимоотношение сульфидов с метасоматитами и магнетитовыми рудами свидетельствует о преимущественном выделении их путем выполнения полостей и только частично метасоматическим. Однако граница между сульфидной и собственно рудной (магнетитовой) стадиями минерализации проводится весьма условно, поскольку часть магнетитовых руд, особенно на месторождениях гидросиликатного подтипа, возникла путем выполнения полостей из гидротермальных растворов. Об этом свидетельствуют колломорфные выделения магнетита и прожилки его с крустификационными текстурами.

Сульфидная стадия широко представлена почти на всех месторождениях и рудопроявлениях района. Она проявилась в связи с поступлением в остаточных постмагматических растворах большого количества сероводорода. Кроме того, в начале стадии эти растворы содержали кобальт и никель, которые в виде изоморфных примесей распределялись в сульфидах — пирите и пирротине. В конце сульфидной стадии, когда концентрация серы в растворах уменьшалась, по-видимому, привносились медь и цинк, отлагавшиеся преимущественно метасоматически по пириту и пирротину в виде халькопирита и сфалерита. С последними порциями растворов сульфидной стадии привносились незначительные количества свинца, молибдена и мышьяка, давшие очень редкие вкрапления галенита, молибденита, арсенидов никеля и кобальта.

Содержащиеся в гидротермальных растворах элементы осаждались двумя способами. Во-первых, они выделялись в полостях, образуя прожилки и гнезда, во-вторых, замещали ранее отложившиеся минералы вблизи трещин, образуя вкрапленники, и только незначительная часть сульфидов оказалась рассеянной в рудной зоне, развиваясь по магнетиту, гранату, эпидоту и другим минералам.

Вместе с сульфидами отлагались кальцит, кварц, сидерит и другие жильные минералы.

Иногда сульфиды образуют самостоятельные рудопроявления вне видимой связи с интрузивами или высокотемпературными метасоматитами и магнетитовыми рудами (рудопроявление Елтай VIII). Обычно же они пространственно связаны с метасоматитами и магнетитовыми рудами, что обусловлено единством путей миграции растворов и рудо локализирующих структур.

Интенсивность сульфидной минерализации, как показало изучение, не зависит ни от генетического подтипа месторождения, ни от масштабов предшествовавших процессов. Однако она довольно хорошо коррелирует со степенью пострудной тектони-

ческой проработки месторождений, о которой можно судить по количеству внедрившихся даек диабазовых порфириров. Подобная связь отмечается П. Н. Кобзарем и др. (1967) для всех месторождений Тургая.

Цеолитовая стадия. Наиболее поздними продуктами эндогенной минерализации являются цеолиты. Они завершали процесс глубинного минералообразования. Цеолиты распространены в рудных зонах повсеместно, но в весьма небольших количествах. Они образуют жилки или же выполняют миндалины в вулканитах. В известняках цеолиты не возникают, что связано с инертностью глинозема в условиях низких температур. С цеолитами тесно ассоциируют кальцит и гипс.

О химизме растворов конечной стадии послемагматической деятельности можно судить по составу ее продуктов. Так, выявленные на месторождениях района цеолиты (шабазит, десмин, ломонтит) содержат натрий, что может свидетельствовать о некоторой щелочности растворов. Однако тесная ассоциация цеолитов с гипсом указывает и на некоторую концентрацию в растворах комплексного аниона $(\text{SO}_4)^{-2}$, устойчивого в окислительных условиях при повышенной концентрации кислорода.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ РУД ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА

Ритмичнослоистые гематит-магнетитовые руды Тургая, как свидетельствует фактический материал, сформированы в субмаринных условиях и генетически тесно связаны с эксплозивной деятельностью вулканов.

Рассматриваемые месторождения можно с полным основанием отнести к типу стратиформных (Смирнов, 1970), им присущи все те признаки, которые определяют данный генетический тип.

Геологическое положение тонкослоистых гематит-магнетитовых руд строго подчинено напластованию вулканогенно-осадочных толщ. Вместе с вмещающими слоистыми породами руды участками сложно дислоцированы: собраны в мелкие складки типа плейчатости и рассечены микросбросами.

Анализ имеющихся по району геологических данных позволяет высказать предположение, что ритмичнослоистые железные руды формировались в условиях сравнительно неглубокого полузамкнутого бассейна, отделенного от открытого моря грядой возвышающихся вулканических островов. Источником рудного вещества могли быть подводные эксгаляции, выносившие в море большое количество растворенного железа. Однако главная

масса слоистых руд сформирована скорее всего за счет соединений железа, которые выносились в бассейн при фумарольно-сульфатарной деятельности вулканов. Объектами извлечения железа были в основном горные породы, слагающие вулканические острова и затопленные гидро-сульфатарные поля. Руды отлагались на некотором удалении от центров извержений, в прибрежных зонах вулканических островов. Это доказывается преобладанием в составе рудных горизонтов пеплового материала, отсутствием в них грубообломочных продуктов прижерловой фации и усилением роли карбонатного вещества. Появление в рудах кремнистой массы связано, по-видимому, с процессами кислотного выщелачивания и выносом Al, Mg, Ca, Na, K.

Касаясь вопроса о происхождении ритмичной слоистости в рудных горизонтах, необходимо подчеркнуть, что рудный и пирокластический материал накапливался в период активной вулканической деятельности в связи с периодическим взмучиванием осадков и последующим их дифференцированным переотложением. Механизм этого процесса подробно описан А. С. Калугиным (1970).

В период формирования месторождений рудное вещество осаждалось в форме гидроокисных соединений, затем в процессе погружения осадков оно претерпевало дегидратацию и позднее восстановилось в основной своей массе до магнетита.

ЛИТЕРАТУРА

Баклаев Я. П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. Физ.-хим. пробл. формиров. горных пород и руд, ч. II, 1963.

Бекмухаметов А. Е. Некоторые особенности гистерогенной минерализации в Бенкалинском и Шагыркульском месторождениях магнетитов. Изв. АН КазССР, вып. 4, 1962.

Бекмухаметов А. Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактово-метасоматических месторождениях железа в Тургае. Тр. Ин-та геол. наук им. К. И. Сатпаева, т. 12. Алма-Ата, 1965.

Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений южного Тургая. Алма-Ата, 1970.

Бетехтин А. Г. Минералогия, М., 1950.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные пробл. в учении о магматич. рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. П. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Богацкий В. В. Геологические особенности южносибирских магнетитовых месторождений гидросиликатового типа. — Разведка и охрана недр, 1957, № 9.

Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 5. Л., 1955.

Бок И. И. Глубинные процессы рудообразования и глубинные генетические типы месторождений (магматический комплекс). Тр. Казах. политехн. ин-та, сб. 22. М., 1962.

Василевский М. М. Взаимоотношения пропилитизации и оруденения. Сб. «Проблемы метасоматизма». М., «Недра», 1970.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Л., изд. ЛГУ, 1961.

Вольфсон Ф. И. Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.

Галкин П. С. Некоторые вопросы геологии, вулканизма и металлогении Западного Тургая. — В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. Первого Уральск. петрограф. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Дымкин А. М. Контактво-метасоматические месторождения железа южной части Главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1962.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966.

Дымкин А. М. Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железоруднение. — Сб. «Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение». Новосибирск, «Наука», 1970.

Дымкин А. М., Васильева А. И. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в главных рудных минералах Алешинского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). — Геология и геофизика, 1961, № 8.

Дымкин А. М., Новожилов В. И., Файхутдинов Д. Х. Некоторые особенности строения скарновых зон Сорского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). — Сб. «Геология и генезис магнетит. месторожд. Сибири». М., «Наука», 1967.

Дымкин А. М., Тетерев Г. М., Пиунов Н. Г. Основные закономерности размещения магнетитовых месторождений Тургая. — Изв. АН КазССР, 1964, № 12.

Дымкин А. М., Могилева М. П., Тетерев Г. М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая. — Сб. «Геология и генезис магнетит. месторожд. Сибири». М., «Наука», 1967.

Дымкин А. М., Щербак В. М., Леснова Э. М. Петрологические особенности формирования некоторых интрузивов Главного железорудного пояса Тургая. — Сб. «Вулкано-плутонический магматизм и железоруднение». Новосибирск, «Наука», 1970.

Дымкин А. М., Щербак В. М., Могилева М. П. Особенности генезиса руд Давыдовского магнетитового месторождения (Тургай). — Изв. вузов, Геология и разведка, 1971, № 3.

Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадий при формировании скарнорудных месторождений. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. Втор. Всесоюз. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1949.

Илларионов А. А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. М., «Наука», 1965.

Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1952, № 115, вып. 12.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири. — В сб. «Проблемы генезиса руд». Тр. XXII сессии МГК. М., «Недра», 1964.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая. — В кн. «Матер. по геол., геофиз. и полезн. ископаемым Сибири», ч. I. Тр. СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.

Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., «Недра», 1970.

Калугин А. С., Пономарев В. Г., Кассандров Э. Г., Калугина Т. С., Зубова С. И., Иванов В. И., Гузман А. Г., Марич В. А., Бахорин Л. З. Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные месторождения Алтая. — В кн. «Вопросы геологии, методики поисков и развед. месторожд. полезн. ископаемых». Тр. СНИИГГИМС, вып. 44, 1967.

Кобзарь П. Н., Беляшов Н. М. Некоторые вопросы геохимии процессов образования магнетитовых руд в контактово-метасоматических месторождениях. Тр. КазНИИМС, вып. I. Алма-Ата, 1959.

Кобзарь П. Н. Последовательность процессов при образовании контактово-метасоматических месторождений железа. Тр. КазНИИМС, вып. 3. Алма-Ата, 1960.

Кобзарь П. Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, изд. КазИМСа, 1966.

Кобзарь П. Н., Комиссаров Б. И., Милецкий Б. Е., Евсеев А. И., Парфенов В. Т., Кузнецов И. И., Дорошкевич Г. И., Якубовский В. И., Тычкова Т. В., Куба А. П., Вайс М. Ш., Каймаков А. К., Плехова К. Р., Колотилов Л. И., Горяев С. М., Крутилин И. М. Прищепчик В. П. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугодзар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, изд. КазИМСа, 1968.

Кобзарь П. Н., Топорков Д. Д., Щербак В. М. Значение структурного контроля в образовании и распределении контактово-метасоматических месторождений железа. Тр. КазНИИМС, вып. 3. Алма-Ата, 1960.

Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. Всес. минералог. об-ва, ч. 91, № 4. Л., 1962.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы учения о магматич. рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. Втор. петрограф. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — Сб. «Проблемы метасоматоза». М., «Недра», 1970.

Кочергин И. А. Структурный контроль магнетитового оруденения в Тургайском прогибе. — Изв. АН КазССР, сер. геол., 1961, вып. 1.

Кочергин И. А. Литологический контроль магнетитового оруденения в Соколовско-Сарбайской группе месторождений. — Изв. АН КазССР сер. геол., 1962, вып. 2.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Вопросы геол. и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1962.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Литвин П. А. Геология складчатого фундамента района верховьев р. Тобола. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXXVII, вып. 2. Л., 1960.

Мазина Е. А. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. Тр. Объед. Кустанайской науч. сессии, т. II. Алма-Ата, 1958.

Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. Интрузивные образования. — В сб. «Геол. строение Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ, т. 53, 1961.

Мазина Е. А., Овечкин Н. К., Тектоника. — В сб. «Геол. строение Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ, т. 53, 1961.

Мирошниченко Л. А. К вопросу локализации скарновых месторождений Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1957, вып. 4 (29).

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., 1963.

Образцова З. А. О многозначности термина «пропилит» в современной отечественной литературе. — Сб. «Вопросы геологии и генезиса полезн. ископаемых», вып. 2. Изд. Ленингр. ун-та, 1970.

Овечкин Н. К. Введение. В ст. «Геологическое строение Тургайского прогиба». Тр. ВСЕГЕИ, т. 53, 1961.

Овечкин Н. К., Топорков Д. Д. Геологическая история Тургайского прогиба и его полезные ископаемые. — Сов. геология, 1958, № 3.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Изд-во АН СССР, УФАН, 1960.

Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 58. Свердловск, 1962.

Онтоев Д. О. Описание магнетитовых месторождений. — Сб. «Магнетитовые руды Кустанайской области». М., Изд-во АН СССР, 1958.

Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1964.

Пиунов Н. Г. Филатов А. В., Гришаева К. Х., Воинов В. Н. Ранневизейский вулканизм Валерьяновской зоны Тургайского прогиба. Матер. совещ. «Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья». Кустанай, 1970.

Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклиория. — ДАН СССР, т. 143, 1962, № 5.

Поляков Г. В. О генетических связях железоруднения с интрузиями. — Геология и геофизика, 1962, № 6.

Пономарев В. Г. О классификации вулканогенных железных руд Алтая. — Геология и геофизика, 1968, № 11.

Пономарева М. Н., Павлов Н. В. Об отражательной способности минералов изоморфного ряда магнетит — магнезиоферрит. — Геология рудн. месторожд. № I, 1964.

Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. — Сб. «Закономерн. размещ. полезн. ископаемых», т. I. М., 1958.

Поспелова А. С. Каменноугольные отложения северной части Тургайского прогиба. — В сб. «Геол. Тургайского прогиба и Приаралья». Тр. ВСЕГЕИ, т. 123. Л., «Недра», 1967.

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.

Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации Курусайского рудного поля. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. VI, 1962.

Смирнов В. И. Связь эндогенного и экзогенного рудообразования вулканогенных геосинклинальных формаций. — Сб. «Рудоносность вулканогенных формаций», М., Госгеолтехиздат., 1963.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. М., 1964.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология рудн. месторожд., 1970, № 6.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. — Сб. «Железорудная база черной металлургии СССР». М., Изд-во АН СССР, 1957.

Соколов Г. А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Тр. Объед. Кустанайской науч. сессии., т. 2. Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1958.

Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений. — Сб. «Геология и генезис магнетитовых месторожд. Сибири». М., «Наука», 1967.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании. Междунар. геол. конгр., XII сессия. М., 1964.

Тетерев Г. М. Основные закономерности размещения и образования магнетитовых месторождений Тургай. Матер. совещ. «Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья», Кустанай, 1970.

Тетерев Г. М., Ксенофонтов О. К., Захаров А. М., Агафонов В. И. Магматизм и металлогения Тургайского прогиба. Тезисы докл. Втор. Уральск. петрограф. совещ., вып. 1. Свердловск, 1966.

Топорков Д. Д. Геологические особенности, типы и ресурсы железных руд Тургайского прогиба. Тр. Объед. Кустанайской науч. сессии, т. 2. Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1958.

Тугаринов А. И., Змеенкова А. В. Об источнике рудного вещества. — Сов. геология, 1960, № 4.

Формозова Л. Н. Эксгалиционно-осадочные месторождения железных руд типа Дан-Дилль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Чугуевская О. М., Новохатский И. П., Трофимов Н. А. О новом типе руд в магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. — ДАН СССР, т. 178, 1968, № 1.

Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Тр. ГПИ ЗСФАН СССР, вып. 1. Томск, 1947.

Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. — Геология рудн. месторожд., 1960, № 3.

Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М., «Наука», 1968.

Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В. и др. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, 1962, вып. 1.

Щербак В. М. Генетические особенности Куржункульского месторождения в Тургае. Тр. КазИМС, вып. 5, 1961.

Щербак В. М. Роль разрывных нарушений в структуре и рудолокализации Елтайско-Куржункульского рудного района в Тургае. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 5, 1965.

Щербак В. М. Геолого-структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Елтайско-Куржункульского рудного района. Тр. Ин-та геол. наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР, т. 28, 1969.

Щербина В. В. О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов. Физ.-хим. пробл. формируемых горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Яковлев Ю. Н. Геологическое строение, минеральный состав и генезис Куржункульского железорудного месторождения. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 42, вып. 2, 1962.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд. МОИП, 1953.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — Сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука», 1965.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. Главный железорудный пояс Тургай]	5
Геологическое строение и магматизм	—
Основные факторы, предопределившие локализацию и размещение магнетитовых месторождений	13
Глава II. Структурно-геологическая позиция Елтайско-Куржункульского рудного района	17
Границы района и положение его в рудном поясе	—
Краткий очерк стратиграфии	18
Блоковая структура и основные особенности ее формирования	24
Глава III. Интрузивный магматизм района	31
Общая характеристика	—
Петрографическое описание главнейших типов интрузивных пород	34
Основные петрохимические особенности глубинных пород	39
Глава IV. Геолого-структурная характеристика месторождений	43
Положение рудных полей и месторождений в структурах района	—
Генетические типы месторождений	46
Месторождения метасоматического типа	47
Вулканогенно-осадочный тип месторождений	96
Глава V. Метаморфические образования, метасоматиты и руды	107
Региональный эпигенез вмещающих оруденение вулканогенно-осадочных пород нижнего карбона	—
Проилитизация и железооруденение	110
Контактовый метаморфизм	117
Околорудные метасоматиты	119
Магнетитовые руды метасоматического типа	129
Вулканогенно-осадочные руды	150
Глава VI. Основные особенности формирования месторождений	157
Этапы и стадии минерализации на месторождениях метасоматического типа	—
Условия накопления руд вулканогенно-осадочного типа	180
Литература	182

Александр Михайлович Дымкин, Василий Михайлович Шербак

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД ТУРГАЯ

Ответственный редактор
Александр Леонидович Яншин

Редактор И. П. Зайцева
Художественный редактор В. И. Шумаков
Технический редактор Т. К. Овчинникова
Корректор Н. Н. Тясто

Сдано в набор 17 марта 1972 г. Подписано в печать 13 октября 1972 г. МН 01061. Бумага
тип. № 2, ф-т 60x90¹/₁₆, 11,75 печ. л., 11 Уч.-изд. л. Тираж 750 экз. Заказ 915. Цена 96 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск-99, Советская, 18
Отпечатано с матриц, изготовленных в Саратовском полиграфкомбинате, 4-й типографией
издательства «Наука», Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

